

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2021 Cilt 64 Sayı 1

ISSN 1016-9164

January 2021 Volume 64 Issue 1



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

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

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editör / Editor

Erdoğan YİĞİTBAŞ
eyigitbas@comu.edu.tr

Yardımcı Editörler / Associate Editors

Mustafa AVCIOĞLU
m_avcioglu@comu.edu.tr

İsmail Onur TUNÇ
onurtunc@comu.edu.tr

İngilizce Editörleri / English Editors

Catherine YİĞİT

Graham Howard LEE

Editör Kurulu / Editorial Board

AKGÜN Funda (İzmir, Türkiye)
AKSOY Ercan (Elazığ, Türkiye)
ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye)
ALTUNEL Erhan (Eskişehir, Türkiye)
BABA Alper (İzmir, Türkiye)
BATI Zühtü (Ankara, Türkiye)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)
CAPUTO Ricardo (Ferrara, İtalya)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)
EKMEKÇİ Mehmet (Ankara, Türkiye)
EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)
GÜL Murat (Muğla, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)
GÜRSOY Halil (Sivas, Türkiye)
HATİPOĞLU Murat (İzmir, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)
JOLIVET Laurent (Orleans, Fransa)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)
KAZANCI Nizamettin (Ankara, Türkiye)
KUSKY Timothy (Wuhan, Çin)
KUŞÇU İlkey (Muğla, Türkiye)
MEŞCİ B. Levent (Sivas, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)
OBERHANSLLI Roland (Potsdam, Almanya)
OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)
ÖZCAN Ercan (İstanbul, Türkiye)
ÖZDEMİR Yavuz (Van, Türkiye)
ÖZDEN Süha (Çanakkale, Türkiye)

ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye)
ÖZMEN Bülent (Ankara, Türkiye)
PARLAK Osman (Adana, Türkiye)
PAVLIDES Spyros (Selanik, Yunanistan)
PIPER John D.A. (Liverpool, İngiltere)
PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
POLAT Ali (Windsor, Ontario, Kanada)
ROBERTSON Alastair (Edinburgh, İngiltere)
ROJAY Bora (Ankara, Türkiye)
SAN Bekir Taner (Antalya, Türkiye)
SARI Erol (İstanbul, Türkiye)
SEYİTOĞLU Gürol (Ankara, Türkiye)
SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
ŞENGÜLER İlker (Ankara, Türkiye)
TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
TOPUZ Gültekin (İstanbul, Türkiye)
TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
VAŞELLİ Orlando (Floransa, İtalya)
YAĞBASAN Özlem (Ankara, Türkiye)
YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
YALTIRAK Cenk (İstanbul)
YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
YUSUFOĞLU Halil (Ankara, Türkiye)
ZAGORCHEV Ivan (Sofya, Bulgaristan)

Yazışma Adresi

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

Corresponding Address

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

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayının şekli / Frequency	: Yılda 3 sayı (Türkçe -İngilizce) / 3 issues per year (Turkish - English)
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	: Ocak 2021
Baskı Adedi	: 500

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2021 Cilt 64 Sayı 1

January 2021 Volume 64 Issue 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Muhittin Şenalp, Sema Tetiker

Stratigraphic Evolution of the Midyan Basin and its Hydrocarbon Potential (NW Saudi Arabia)

Midyan Havzası'nın Stratigrafik Evrimi ve Hidrokarbon Potansiyeli (KB Suudi Arabistan)..... 1

Deniz Hozatlıoğlu, Ömer Bozkaya, Hüseyin Yalçın

Göksun, Afşin ve Ekinözü (Kahramanmaraş, Türkiye)

Metamorfitlelerdeki Fillosilikatların Jeokimyasal Özellikleri

Geochemical Properties of Phyllosilicates in Göksun, Afşin and Ekinözü Metamorphites

(Kahramanmaraş, Turkey)..... 41

Maan H. Abdullah Al-Majid

New Petrophysical Equations for the Tanuma-Ahmadi Interval in the East-Baghdad Oil Field

Doğu Bağdat Petrol Sahasında Tanuma-Ahmadi Aralığı için Yeni Petrofizik Denklemler 75

Muhammad Harbi Wasoo, Ayten Koç

Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen Stratigrafisi ve Yapısal Unsurları

Neogene Stratigraphy and Structural Elements of the Aksu Basin (Antalya, Turkey) 83

Raj Kumar Priya, Vinod Chandra Tewari, Rakesh Kumar Ranjan

Geochemical and Petrological Studies of Permo-Carboniferous Sandstones from the Rangit Pebble-Slate

Formation, Sikkim Lesser Himalaya, India: Implication for Provenance, Tectonic Setting, and Paleoclimate .. 129

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

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

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



**Stratigraphic Evolution of the Midyan Basin and its Hydrocarbon Potential
(NW Saudi Arabia)**
*Midyan Havzası'nın Stratigrafik Evrimi ve Hidrokarbon Potansiyeli
(KB Suudi Arabistan)*

Muhittin Şenalp¹ , Sema Tetiker^{2*} 

¹ Saudi Aramco, Dhahran, Saudi Arabia

² Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, Batman University, Turkey

• Geliş/Received: 23.12.2019

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 25.03.2020

• Kabul/Accepted: 25.06.2020

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 17.07.2020

• Baskı/Printed: 15.01.2021

Research Article/Araştırma Makalesi

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: The hydrocarbon-producing Midyan Basin is located in northwestern Saudi Arabia and is surrounded by the Proterozoic igneous basement of the Arabian Shield. It includes thick hydrocarbon-producing sedimentary sequences deposited in half-grabens that formed during rifting of the Red Sea and the gulfs of Suez and Aqaba in the Early Miocene (23.3 Ma). The early syn-rift succession consists of arid alluvial fan sediments and playa evaporates, followed by shallow marine carbonates. The late syn-rift sequences consist of progradational deep sea turbidites and Alpine-type glacial deposits indicating strong vertical uplift during the climax of the rifting (19 Ma). The post-rift succession overlies the late syn-rift successions and consist of shallow marine marls and evaporites. The aim of this study is to examine the hydrocarbon potential of the turbidite sandstones and the formation of various types of glacial deposits in the Burqan Formation. This study also encompasses the importance of various geologic processes in order to understand their significant influence on the geometry, continuity and reservoir quality of oil and gas producing genetically different sandstones in the subsurface of the Burqan Formation in the Midyan Basin. The Alpine-type glacial deposits provide an excellent opportunity to study the presence of continuous vertical and lateral facies variations between true glacial, glacio-fluvial and glacio-marine deposits in the direction of sediment transportation. Unsorted moraines deposited in the deep and U-shaped glacial valleys occupy the northwestern part of the basin. They pass gradually into glacio-fluvial sandstones that contain large polished and striated boulders. In the southeastern part of the deep basin, the glacio-marine deposits are associated with deep sea turbidites and pelagic shales. Many stratigraphic and sedimentologic sections were measured from well-exposed outcrops in every part of the basin to establish various depositional environments. A large number of sandstone samples was collected to examine their reservoir quality.

Keywords: Glacio-fluvial, glacio-marine, Gulf of Aqaba, Gulf of Suez, Midyan Peninsula, Sinai Peninsula, true glacial

Öz: Önemli miktarlarda hidrokarbon üretiminin yapıldığı Midyan Havzası, Suudi Arabistan'nın kuzeybatısında yer alır ve Arap Kalkanı olarak bilinen Proterozoyik yaşlı kristalin temel tarafından çevrilmiştir. Bu havza, Erken Miyosende (23,03 My) Kızıldeniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin açılması ile oluşmuş yarı-grabenlerde çökelmiş petrol ve doğal gaz potansiyelleri yüksek kalın sedimanter istifler içerir. Açılmanın erken aşamasında çökelen istifler; karasal alüvyon yelpazesi çökelleri, playa evaporitleri ve bunların üzerine gelen bol fosilli sığ deniz karbonatlarından oluşur. Midyan Havzası'nın Erken Burdigaliyen zamanında derinleşmesi nedeniyle, sığ deniz karbonatları üzerine uyumlu olarak Burqan Formasyonu'nun derin deniz yelpazeleri içindeki hidrokarbon üretiminin yapıldığı klasik türbidit istifleri gelir. Kızıldeniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri açılmasının en etkili olduğu zirve döneminde (yaklaşık, 19 My) Sina Yarımadası düşey yönde 4 kilometreden daha fazla yükselmiş ve yüksek dağ zirvelerinde Alp-tipi buzul

* Correspondence /Yazışma: tetiker@batman.edu.tr

çökelleri oluşmuştur. Açılmanın geç ve son aşamasını temsil eden istifler sığ deniz ortamında çökelmiş marnlar ve evaporitlerle temsil edilir. Bu çalışmanın amacı, Burqan Formasyonu içindeki türbidit istiflerinin hidrokarbon potansiyellerini ortaya çıkarmak ve değişen iklim koşullarını temsil eden buzul çökellerinin farklı fasiyeslerini incelemektir. Arazide ölçülmüş sedimentolojik kesitler yardımıyla farklı jeolojik süreçlerin, Burqan Formasyonu içindeki petrol ve gaz rezervuarını oluşturan kökensel yönden farklı kumtaşlarının geometrileri, devamlılıkları ve rezervuar kaliteleri üzerindeki etkileri araştırılmıştır. Sina Yarımadası üzerinde oluşan Alp-tipi buzul çökelleri, gerçek buzul (moren), buzul-fluviyal ve buzul-denizel çökeller arasındaki düşey ve akış yönündeki yanal değişimleri anlamak için önemli bir olanak sağlar. Masif, boylanmamış morenler havzanın kuzeyindeki derin, U-şeklindeki buzul vadilerinin içinde çökelmiştir. Bu çökeller vadilerin akışı yönünde içinde cilalanmış ve çizilmiş bloklar içeren buzul-fluvial çökellere geçer. Havzanın en derin olduğu güneydoğu bölgesinde buzul-denizel çökeller pelajik şeyller ve türbiditlerle birlikte çökelmiştir. Midyan Havzası'nın, stratigrafik evrimini anlamak, çökelleme ortamlarını yorumlamak ve hidrokarbon potansiyelini ortaya çıkarmak için istiflerin devamlı olduğu bölgelerde çok sayıda kesit ölçülmüş ve kumtaşlarının rezervuar özelliklerini ortaya koymak için örnekler alınmıştır.

Anahtar Kelimeler: Aqaba Körfezi, denizel buzul, fluviyal buzul, gerçek buzul, Midyan Yarımadası, Sina Yarımadası, Süveys Körfezi

INTRODUCTION

The Midyan Peninsula is located east of the Gulf of Aqaba in the northwestern corner of the Arabian Peninsula. It is bounded by high mountains of Neoproterozoic crystalline basement rocks, the Gulf of Aqaba, and the Red Sea (Figures 1A and 1B). The peninsula is dissected by east-west normal faults and north-south oriented strike-slip faults. The crystalline basement rocks are at least 40-45 km thick and consist mainly of ultramafic, metavolcanic, metasedimentary rocks and granitic plutons which have been intruded by basalt, rhyolite and dolerite dikes (Figures 2A and 2B) that have been dated to about 600-

700 (Ma), likely associated with the breakup of Rodinia (Gardner et al., 1996). The surface of the Arabian-Nubian Shield has been uplifted several times. The Red Sea and Gulf of Aqaba rifting started in the Early Miocene (about 23.3 Ma) and resulted in the formation of the Midyan Basin (Stern and Johnson, 2010; Rasul and Stewart, 2018). The region is severely dissected by NW-SE and NE-SW trending fault and joint systems (Figure 3A). The Midyan Basin forms a large part of the Midyan Peninsula and contains thick and continuous pre-rift, syn-rift and post-rift-related sedimentary successions deposited in a series of deep half-grabens.

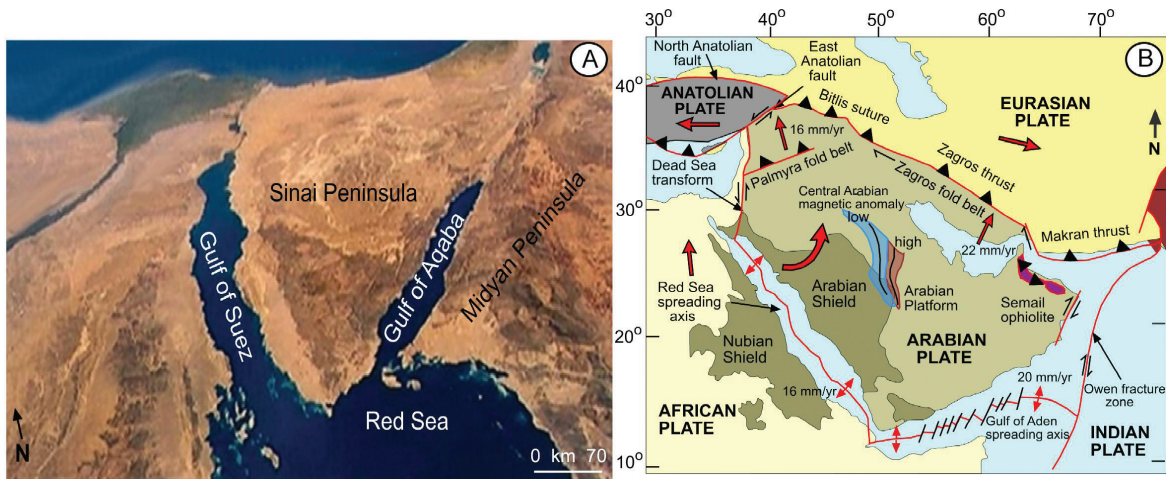


Figure 1. A) The Midyan Peninsula is located north of the Red Sea and east of the Gulf of Aqaba (NW Saudi Arabia). The dark areas represent the Neoproterozoic crystalline basement. High mountain ranges are located in the Sinai

Peninsula between the Gulf of Suez and Gulf of Aqaba. **B)** Simplified tectonic map of the Arabian and East African plates. The map shows the plate margins, rift and subduction boundaries and other important tectonic features. Arrows indicate plate movements of the Proterozoic Arabian and Nubian shields and Anatolian Plate (Stern and Johnson, 2010).

Şekil 1. **A)** Midyan Yarımadası Kızıldeniz'in kuzeyinde ve Akabe Körfezi'nin (Suudi Arabistan) doğusunda yer alır. Koyu renkli alanlar Neoproterozoyik kristalin temeli temsil eder. Sina Yarımadası'ndaki yüksek dağ silsilesi Süveys ve Akabe Körfezleri arasındadır. **B)** Arap ve Doğu Afrika levhalarının basitleştirilmiş tektonik haritası. Bu harita levha sınırlarını, açılma ve dalma-batma zonlarını ve diğer önemli tektonik özellikleri gösterir. Ok işaretleri Proterozoyik yaşlı Arap ve Nubiyen Kalkanları'nın ve Anadolu Levhası'nın hareket yönlerini gösterir (Stern ve Johnson, 2010).

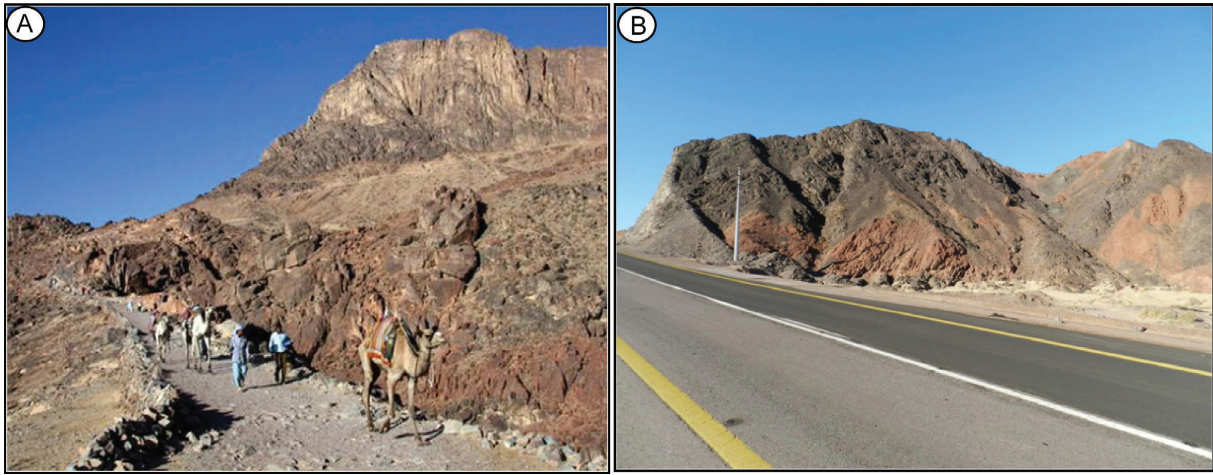
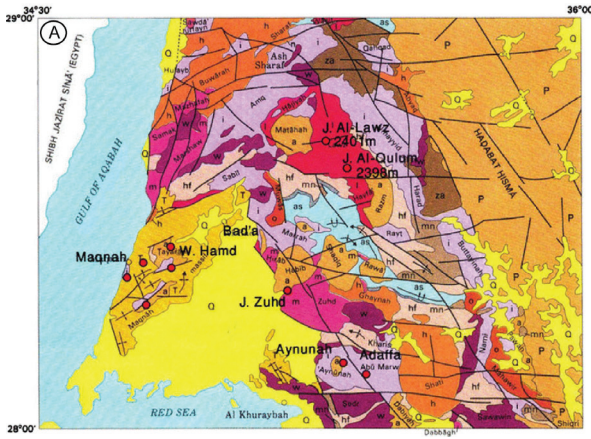


Figure 2. A) Photograph showing Neoproterozoic crystalline basement rocks in Sinai Peninsula which lies along the NE flank of the Red Sea with two long prongs extending NW and SE for a total of 1,800 km. This Neoproterozoic crystalline basement dated to 600-700 Ma (Gardner et al., 1996) is made up of ultramafic, metavolcanic, metasedimentary rocks and granitic plutons, which in turn are intruded by a variety of dyke swarms (including basaltic, rhyolitic, and doleritic). It is considered to have been formed along an accreting Proterozoic volcanic arc and has been uplifted periodically along the Red Sea and Gulf of Aqaba rifting during Early Miocene, which resulted in formation of the Midyan Basin (Stern and Johnson, 2010). The Sinai Peninsula was vertically uplifted more than 4 km during the Early Miocene Red Sea and Gulf of Aqaba rifting (Garfunkel and Bartov, 1977). Thick Alpine-glaciers formed in the Sinai Peninsula above the permanent snow line of this uplifted Neoproterozoic crystalline basement (Şenalp, 2016). **B)** The Neoproterozoic Arabian Shield is most exposed on both sides of the Al Bad'-Magna highway in the Midyan Area. Magna is a coastal town located on the south coast of the Gulf of Aqaba in NW Saudi Arabia.

Şekil 2. A) Sina Yarımadası'ndaki Neoproterozoyik kristalin temel kayaların gösterir fotoğraf. Bu bölge Kızıldeniz'in kuzey kanadı boyunca iki uçlu sivri kollar şeklinde kuzeybatı ve güneydoğu yönlerinde uzanır ve toplam uzunluğu 1.800 km dir. Bu Neoproterozoyik kristalin temel 600-700 milyon yıl önce, (Gardner vd., 1996) ultramafik, metavolkanik, metasedimanter kayalardan, granitik plütonlardan, riyolitik ve doleritik dayk sistemlerinden oluşur. Bu farklı kökenli kayalar Proterozoyik ada yayının büyümesi sonucu ortaya çıkmışlardır ve Erken Miyosen zamanında Kızıldeniz, Süveys ve Akabe Körfezleri'nin açılma sırasında sürekli fakat periyodik olarak yükselmişlerdir. Bu açılma ile ilişkili olarak Midyan Havzası ortaya çıkmıştır (Stern ve Johnson, 2010). Erken Miyosen sırasında ve açılmanın en etkin olduğu dönemde Sina Yarımadası tektonik olarak 4 km den fazla yükselmiş (Garfunkel ve Bartov, 1977) ve Neoproterozoyik kristalin temelin yüksek dağ zirvelerinde daimi-buzul çizgisinin üzerinde Alp-tipi buzullar oluşmuştur (Şenalp, 2016). **B)** Neoproterozoyik Arap Kalkanı'nın en güzel mostraları Midyan bölgesi'nin Al Bad-Magna karayolu üzerinde görülebilir. Magna, KB Arabistan'da Akabe Körfezi'nin güneyinde yer alan bir kıyı kasabasıdır.



AGE (Ma)	SYSTEM	GULF OF SUEZ	MIDYAN BASIN	LITOLOGY	DESCRIPTION	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT
15	Early - Middle Miocene	Belayim Kareem	Magna Fm		Evaporite (interbedded anhydrite and marl)	Playa
			Subayti Member		Interbedded mudstone, marl and shale	Shallow Marine
	Rudeis Formation	Burqan Formation	Upper		Pebbly sandstones containing boulders eroded from the Neoproterozoic basement (Moraine/Tillite)	Alpine-type Glacial Valleys
			Lower		Thickening and coarsening-upward sandstone and shale turbidite sequence	Submarine Fan
19	Early Miocene	Nukhul Formation	Musayr Fm		Reefal, shelly and oolitic limestone	Shallow Marine
			Al Bad Fm		Ahydrite-dominated evaporite	Playa
			Sharik Fm		Sandstone, mudstone and conglomerate	Alluvial Fan
23.3	Late Oligocene		Matiyah Formation		Interbedded sandstone, siltstone and basalt lavas	River and Lake
36	Cretaceous		Adaffa Formation		Interbedded cross-stratified sandstone and shale	Fluvial
			Arabian Shield (Neoproterozoic)		Plutonic, metavolcanic and metasedimentary basement	Continental Crust

Figure 3. A) Simplified geologic map of the Midyan Peninsula (modified after Clark, 1986). The Midyan Basin occupies the southwest of the Midyan Peninsula and is surrounded by the Gulf of Aqaba and Red Sea. The region is severely dissected by a NW-SE and NE-SW trending fault and joint system. **B)** Stratigraphic succession shows the pre-rift (Adaffa and Matiyah formations), early syn-rift (Sharik, Al Bad, and Musayr formations), late syn-rift (Lower and Upper Nutaysh members of the Burqan Formation), and post-rift (Subayti Member of Burqan Formation and Magna Formation).

Şekil 3. **A)** Midyan Yarımadası'nın sadeleştirilmiş jeolojik haritası (Clark, 1986). Midyan Havzası bu yarımada'nın güneyinde yer alır. Kızıldeniz ve Akabe Körfezi ile çevrilmiştir. Bu bölge KB-GD gidişli faylar ve eklem sistemleri ile şiddetli bir şekilde kesilmiştir. **B)** Stratigrafik istif havza içindeki açılma-öncesi (Adaffa ve Matiyah Formasyonları), erken-açılma (Sharik, Al Bad ve Musayr formasyonları), geç-açılma (Burqan Formasyonu'nun Aşağı ve Yukarı Nutaysh Üyeleri) ve açılma-sonrası (Burqan Formasyonu'nun Subayti Üyesi ve Magna Formasyonu) birimlerle temsil edilmiştir.

The proven hydrocarbon potential of the sandstones and carbonates in the Midyan Basin has attracted the interest of various oil companies and Saudi universities. Many stratigraphic and sedimentologic sections have been measured in almost every part of the Midyan Peninsula as a substantive framework for hydrocarbon explorations (Alsharhan and Nairn, 1997; Hughes and Johnson, 2005; Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014; Şenalp, 2016). These hydrocarbon-bearing successions present an excellent opportunity to identify the influence of severe tectonic uplifting of the source areas on paleoclimates and the evolution of water depths, resulting depositional systems and basin filling as rifting progressed. However, these aspects have not yet been addressed in detail.

This paper provides a case study of the role of tectonics, rifting and regional uplift in promoting regional climatic cooling and the resulting glaciogenic sedimentation recorded by the recently-identified Early Miocene (*c.* 19 Ma) Upper Nutaysh Member of the Burqan Formation within the Midyan Basin. The Alpine-type glacial deposits provide an excellent opportunity to study the presence of continuous vertical and lateral facies variations between true glacial, glaciofluvial and glaciomarine deposits in the direction of sediment transportation. The paper also comments on the hydrocarbon prospectivity of the shallow marine carbonates of the Musayr

Formation and sand-dominated deep sea turbidite fans of the Lower Nutaysh Member and glacially-influenced strata, principally glacio-fluvial and deep water turbidite sandstones, of the Upper Nutaysh Member of the Burqan Formation.

STRATIGRAPHIC SUCCESSIONS OF THE MIDYAN BASIN

The Midyan Peninsula is part of the northern Red Sea Basin and consists of a thick sequence of siliciclastic and carbonate rocks deposited from Late Cretaceous to Late Miocene (Figure 3B). The geology and depositional environments of the succession is strongly affected by the complex tectonic and structural history associated with the Early Tertiary opening of the Red sea and Gulf of Suez, and the Late Tertiary transform faulting of the Gulf of Aqaba and Dead Sea. The stratigraphic succession in the Midyan Peninsula includes the Adaffa, Sharik, Musayr, Burqan (Lower and Upper Nutaysh and Subayti members) and Magna Formations and can be easily subdivided into pre-rift, syn-rift, and post-rift successions (Şenalp, 2016). The nomenclature of the stratigraphic units was based on the outcrop locations, which can be visited and studied easily by geologists (Figure 3B).

Sedimentary successions of the pre-rift period

Adaffa Formation

The Late Cretaceous pre-rift Adaffa Formation directly overlies the Neoproterozoic crystalline basement rocks of the Arabian-Nubian Shield (Clark, 1986). It is unconformably overlain by the Sharik Formation formed during the early syn-rift period of Early Miocene (23.3 Ma). The Adaffa Formation is a 90 m thick meandering fluvial sequence, consisting of yellow to reddish-brown, cross-bedded, well-sorted, friable quartz arenitic sandstones with basal conglomerates in the lower parts, and thin marl, siltstone, and fine-grained

sandstone and gray-green shale layers in its upper parts. The basal conglomerate contains granite pebbles and cobbles, phosphatic nodules, dinosaur and turtle bones, and petrified wood fragments in the thin beds of limonitic sandstones at the top of the sandstone succession. Şenalp (2016) reported that the bone fragments were identified as those of a sauropod, (possibly titanosaurid) dinosaur and turtle plates, which indicates Late Cretaceous (Albian-Maastrichtian) age.

Sedimentary successions of the syn-rift period and post-rift periods

The Midyan Basin includes thick syn-rift and post-rift sedimentary sequences deposited in a series of deep half grabens formed during the opening of the Red Sea, Gulf of Suez and Gulf of Aqaba between the early Early Miocene (about 23.3 Ma) and Early Middle Miocene (about 11 Ma) periods (Hughes and Filatoff, 1995; Hughes and Johnson, 2005). Based on the type of depositional environment and depth of water, the thick syn-rift successions were subdivided into early syn-rift and late syn-rift sequences (Figure 3B).

Sedimentary successions of the early syn-rift period

The sedimentary successions were deposited during the early syn-rift period of the Red Sea, Gulf of Suez and Gulf of Aqaba tectonic-rifting. These Early Miocene (between 23.3-19 Ma) successions consist of the Sharik, Al-Bad' and Musayr formations (Figure 3B). They are conformable, genetically related and represent well-defined transgressive system tracts. The stratigraphic succession, ranging from arid alluvial fan siliciclastic sediments (Sharik Formation) to coastal playa evaporites (Al-Bad' Formation) and finally into tide-dominated shallow marine carbonates (Musayr Formation), clearly indicates a gradual change in depositional regime resulting

from the progressive regional increase of marine influences. Şenalp (2016) interpreted these formations to have been deposited contemporaneously within the same systems tract, and due to the rising base level (sea level), they were stacked vertically.

At the type locality, the Early Miocene (23.3 Ma) Sharik Formation overlies the irregular topographic surface of the igneous Neoproterozoic Basement of the Arabian Shield and represents the oldest sedimentary succession of the early syn-rift period. This red-colored, arid continental siliciclastic sequence is conformably overlain by the genetically-related playa evaporites of the Al-Bad' Formation. However, in the absence of Al-Bad' evaporites (beyond the depositional margin of the playa), the shallow marine carbonates of

the Musayr Formation sit directly on the Sharik Formation. The lower part of the Sharik Formation comprises poorly-sorted conglomerates consisting of large pebbles and boulders of chert and igneous basement rocks, representing deposition in the uppermost parts of an alluvial fan environment (Figure 4A). Red-colored, thick-bedded, cross-stratified, well-sorted channel-filled sandstones overlie these coarse-grained deposits. This section is also incised frequently by large gullies and several tens of meters-deep channels, representing the canyons and their tributaries that formed on the apex of the alluvial fans deposited at the base of the uplifted Sinai Peninsula. In the centre of the Midyan Basin, these channel-filled sandstones are medium- to fine-grained, better-sorted and have significant reservoir potential for hydrocarbon accumulation (Figure 4B).

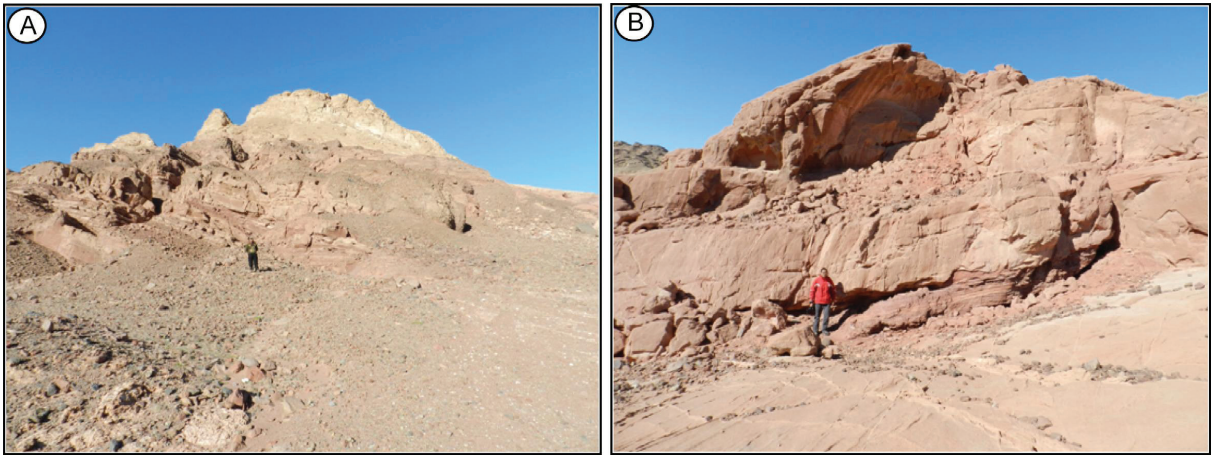


Figure 4. **A)** Coarsening- and thickening upward progradational alluvial fan environment formed during deposition of the early syn-rift Sharik Formation. The uppermost part is cut deeply by the canyon and filled with poorly-sorted conglomerates (Location: 28°27'49.6"N/34°51'30.5"E). These alluvial fan sediments are overlain by genetically-related playa evaporites of the Al Bad Formation. **B)** Red-colored, medium- to coarse-grained, trough cross-bedded, well-sorted and friable sandstones deposited in the braided stream system in middle parts of the alluvial fan environment. Sandstones are the major aquifer in the Midyan area (Location: 28°27'49.6"N/34°51'30.5"E).

Şekil 4. **A)** Erken-açılma sırasında Sharik Formasyonu içinde çökelmiş alüvyon yelpazesi ortamının, havzanın daha derin kısımlarına doğru ilerlemesi sonucu ortaya çıkan tabaka kalınlığının ve tane-boyunun üste-doğru arttığı sedimanter istif. Bu istifin en üst kısmı kötü-boylanmış konglomeralarla doldurulmuş kanyon tarafından derince kazılmıştır (Lokasyon: 28°27'49,6"K/34°51'30,5"D). Alüvyon yelpazesi çökelleri genetik-ilişkili oldukları playa evaporitleriyle örtülmüştür. **B)** Kırmızı renkli, orta-iri taneli, tekne-şekilli çapraz-tabakalanmalı ve kırılğan özellikteki kumtaşları alüvyon yelpazelerinin orta ve aşağı kısımlardaki örgülü nehirler tarafından çökeltilmiştir (Lokasyon: 28°27'49,6"K/34°51'30,5"D).

The Al-Bad' Formation consists of white-colored, massive-looking evaporites (mainly anhydrite and gypsum) and occurs between the arid alluvial fan deposits of the Sharik Formation and the shallow marine carbonates of the Musayr Formation, forming distinct lithofacies in the middle of the transgressive sequence (Figures 5A and 5B). On outcrops, halite is not present; however, in the subsurface the same section consists of halite, anhydrite and a minor amount of shale (Hughes and Johnson, 2005). The thickness of the Al-Bad' Formation ranges from 0 (zero) to about 50 m at the outcrop, depending on the depositional site of the evaporites. Its localized geographic distribution and relationships between lateral and vertical facies suggest its precipitation in a hypersaline water body. All the evidence indicates that these evaporites were deposited

in a playa (coastal sabkha) environment situated between the outer alluvial fan and the shallow sea, and were subjected to occasional marine flooding.

The Musayr Formation consists of shallow marine carbonates and represents the first regional marine transgression into the Midyan Basin during Early Miocene (Burdigalian) and forms the uppermost part of the early-rift transgressive system tract. At the type locality, the carbonates conformably overlie the playa evaporites of the Al-Bad' Formation (Figures 6A and 6B). However, in some places, beyond the limit of the playa environment (coastal sabkha) where the evaporites are missing, the Musayr carbonates directly and disconformably overlie the continental red bed deposits of the Sharik Formation. In this case, the boundary between these two formations indicates a significant time gap.

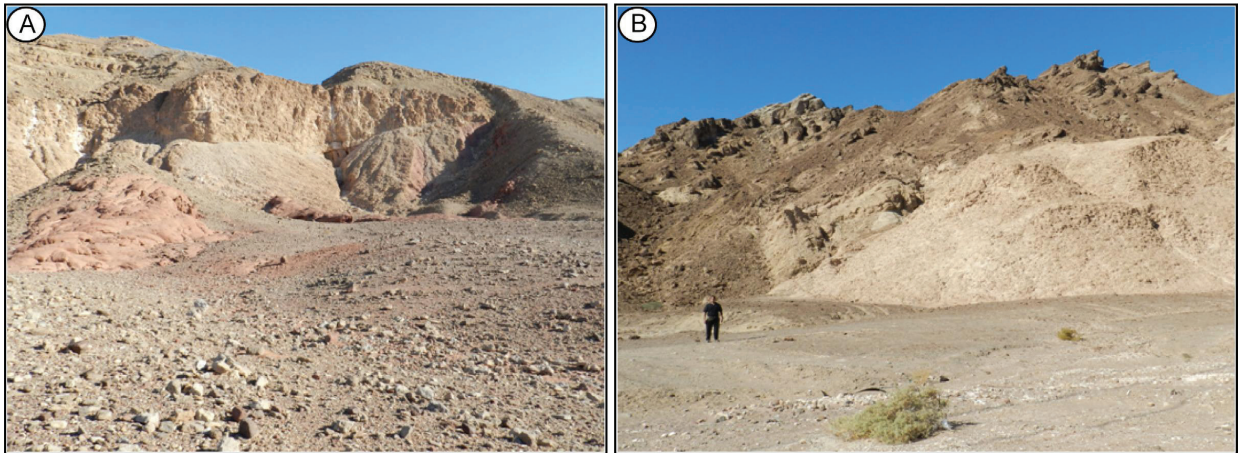


Figure 5. A) White-colored, massive playa evaporites of the Al Bad' Formation directly overlying fluvial sandstones of the Sharik Formation (Şenalp, 2016). **B)** These playa type evaporites (mainly anhydrite) are overlain by light brown-colored, fossiliferous transgressive shallow marine carbonates of the Musayr Formation (Location: 28°28'07"N/34°51'41.16"E).

Şekil 5. A) Al Bad' Formasyonu'nun beyaz renkli, masifplaya evaporitleri Sharik Formasyonu'nun flüviyal kumtaşları üzerine doğrudan oturur (Şenalp, 2016). **B)** Bu playa evaporitleri (başlıca anhidrit) Musayr Formasyonu'nun açık kahve renkli, bol fosilli sığ deniz ortamının karbonatları ile örtülmüştür (Lokasyon: 28°28'07"N/34°51'41,16"E).

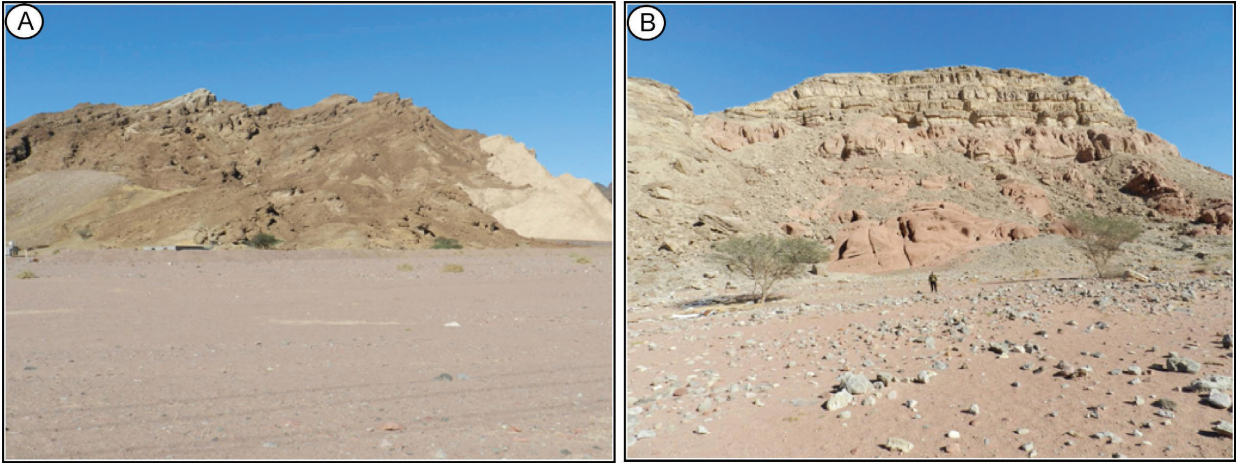


Figure 6. A) Shallow marine carbonates of the Musayr Formation conformably overlie the playa evaporites of the Al Bad' Formation ($28^{\circ}28'11.0''N/34^{\circ}51'01.4''E$). This indicates the first open marine transgression into the Midyan Basin (Şenalp, 2016). **B)** However, beyond the limit of playa environment (coastal sabkha), where the evaporites are missing, the Musayr carbonates directly and disconformably overlie the red bed Sharik Formation. The boundary between these two formations indicates a significant time gap.

Şekil 6. A) Musayr Formasyonu'nun sığ deniz ortamında çökelmiş karbonatları Al Bad' Formasyonu'nun playa evaporitleri üzerine uyumlu olarak oturur ($28^{\circ}28'11,0''K/34^{\circ}51'01,4''D$). Karbonat fasiyesi, Midyan Havzası içindeki ilk denizel çökellerdir (Şenalp, 2016). **B)** Buna karşın, playa ortamını sınırlarının ötesinde, evaporitlerin çökmediği bölgelerde, Musayr Formasyonu Sharik Formasyonu'nun kırmızı flüvial kumtaşları üzerine uyumsuz olarak oturur ve aradaki bu uyumsuzluk yüzeyi önemli bir zaman boşluğunu temsil eder.

The upper boundary of the formation with overlying deep sea turbidites of the Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation is very sharp. This indicates a strong vertical tectonic uplifting of the Sinai Peninsula and also significant rapid rifting on the Musayr carbonates and formation of deep, half-graben type basins. At some time during the deposition of the Burqan Formation, the Musayr Formation was uplifted in different parts of the Midyan Basin, and brought sediment into the basin. At the outcrop, the Musayr Formation is 66 m thick and consists of cream-colored, medium- to thickly-bedded, various genetically-related carbonate lithofacies. The most common lithofacies types are skeletal grainstone, oolitic grainstone, packstone and wackestone, including abundant coral heads, large oyster shells and clams. Large blocks of the same coral heads were also transported into the basin during the deposition of the turbidites in the Burqan Formation. The oyster beds, corals, and

miogypsinid assemblages in the carbonate rocks indicate a warm, shallow marine environment, such as a shallow marine carbonate platform. The stratigraphic position of the carbonate succession sitting directly on the thick evaporite unit supports this interpretation. It is more likely that the shallow marine carbonate platform was situated next to the playa environment where the evaporites were deposited. Due to a rising sea level, the carbonates gradually transgressed on top of the evaporites, forming a transgressive sequence.

Sedimentary successions of the most active syn-rift period

The sedimentary successions deposited during the most active (climax) syn-rift period of the Red Sea, Gulf of Suez and Gulf of Aqaba rifting is defined as the Burqan Formation after the exploration well Burqan-3, which was drilled in the offshore Midyan area of the Saudi Arabian

part of the Red Sea. Stratigraphically, it is located between the shallow marine carbonates of the Burdigalian Musayr Formation at the base, and the anhydrite-dominated evaporites of the Late Middle Miocene Magna Formation at the top. The Burqan Formation correlates with the hydrocarbon producing Rudeis Formation in Egypt and the Gulf of Suez. These two formations include the key reservoir and source rock units in Egypt and the Gulf of Suez regions, including fields on the Midyan Peninsula and immediately offshore. As in the case of other similar syn-rift sedimentary successions, the Burqan Formation is highly variable in its thickness, lithofacies assemblages and depositional environment, indicating the presence of small fault-controlled depositional sites within the entire Midyan Basin and Gulf of Suez. All these variations are related to the depth of the Midyan Basin and the effects of periodic uplifting in the Sinai Peninsula, which accounts for the bulk of sediments in the basin. The Late Early Miocene (19-15 Ma) Burqan Formation consists of three wells defined as distinctly different members, namely: 1) Lower Nutaysh (submarine fan turbidites), 2) Upper Nutaysh (Alpine-type glacial sediments), and 3) Subayti (shallow marine marls, mudstone and evaporites) (Figure 3B).

Lower Nutaysh Member

The hydrocarbon-producing Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation consists of thick, generally sandstone-dominated, vertically- and laterally- stacked coarsening-and thickening-upward classical turbidite sequences which were deposited in a progradational deep sea submarine fan system (Figures 7A and 7B). The open marine pelagic shales and distal turbidites directly overlie the shallow marine carbonates of the Musayr Formation, indicating rapid subsidence of the basin during the climax of the syn-rift period (Figure 8A). During deposition in the Burqan Formation, the basin topography was very irregular, and in some places, this carbonate platform was a uplifted

area and the limestone blocks were eroded and transported into the deep sea turbidites. Therefore, the thickness and type of lithofacies of the Lower Nutaysh Member change from place to place in the basin, controlled directly by the underlying horst-graben system created by repeated syn-rifting tectonic events. In many places, the upper part of the turbidite succession is cut and severely eroded by the glacial unconformity surface formed at the base of the Upper Nutaysh Member (Figure 8B). This unconformity surface is directly overlain by massive, unsorted conglomerate and conglomeratic sandstones, and includes many polished and striated granitic boulders transported from the Neoproterozoic igneous basement of the Sinai Peninsula, where the Alpine glaciers were formed during the Late Early Burdigalian (19 Ma). Measured paleocurrent directions from the axis of submarine canyons, pebble imbrications and flute casts indicate that the sediments forming the Lower Nutaysh Member were derived from several sources.

In most of the measured stratigraphic and sedimentologic sections, the three genetically-related but distinctly different distal, intermediate and proximal turbidites, including submarine canyons forming the uppermost part of the section, have been well-preserved and are easily recognized in the centre of the Midyan Basin (Figure 8A). These three depositional facies are stacked vertically and laterally, separated by massive open marine shales indicating periodic subsidence of the basin and progradation of a new submarine fan system. Şenalp (2016) reported that proximal turbidites and deep submarine canyons occupy the northwestern part of the basin. Their bedding thickness and the grain size of the sandstones gradually decrease in a southeast direction and change into distal fan turbidites and basin floor sediments. However, in other parts of the basin, the same sections have been cut and eroded by the west-east running, deep and narrow U-shaped glacial valleys of the Upper Nutaysh Member.

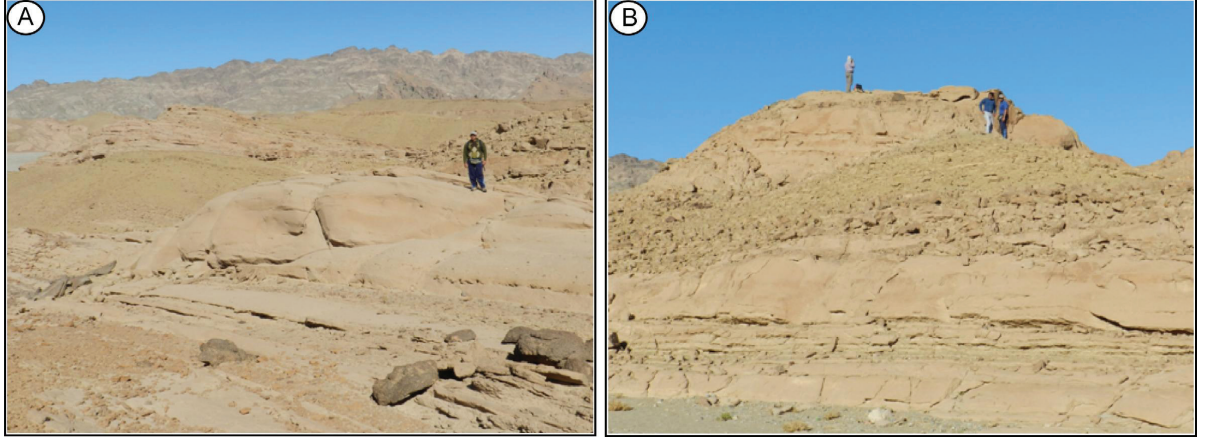


Figure 7. A) Laterally- and vertically-stacked, sand-dominated hydrocarbon-producing turbidite sequences of the Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation were deposited in a progradational deep sea fan environment during the climax of the syn-rift period of the Midyan Basin (Şenalp, 2016). **B)** A large number of sandstone samples was collected at outcrops from the upper parts of submarine fans for petrographic examination of their composition and diagenetic changes.

Şekil 7. A) Burqan Formasyonu'nun Alt Nutaysh Üyesini temsil eden yatay-ve düşey yönde-istiflenmiş, kum-ağırlıklı, önemli miktarda hidrokarbon üretimi yapılan türbidit istifleri Midyan Havzası'nın açılımın zirvesi döneminde denizaltı yelpazeleri içinde çökelmiştir (Şenalp, 2016). B) Çatıyı oluşturan minerallerin ilişkisi için petrografik çalışmalar yapmak, diyajenetik değişimleri anlamak amacıyla yönelik olarak arazide çok sayıda kumtaşı örnekleri alınmıştır.

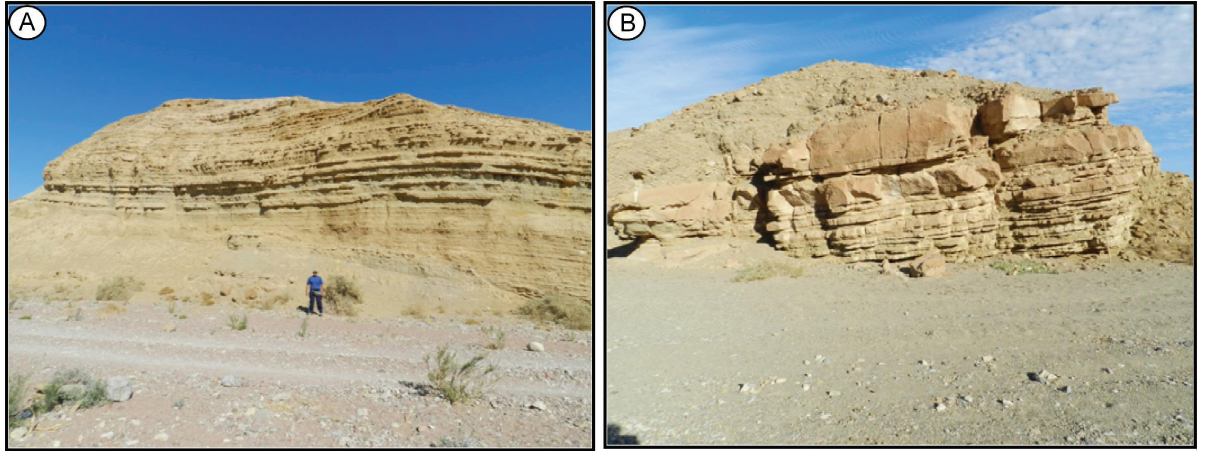


Figure 8. A) Regularly interbedded shale and sandstones of distal and medial (classical) turbidites from the coarsening- and thickening-upwards turbidites sequence of Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation. Medial turbidite sandstones are sharp-based, graded-bedded and heavily bioturbated by Ophiomorpha burrows. **B)** The medial turbidite sandstones of the Lower Nutaysh Member are separated from the Upper Nutaysh Member by a strong glacially-formed erosional unconformity surface. This erosional surface is directly overlain by true glacial deposits (moraine) and includes large boulders of polished and striated granite and other types of igneous rocks transported from the glaciated Neoproterozoic crystalline basement located in the Sinai Peninsula.

Şekil 8. A) Burqan Formasyonu'nun Alt Nutaysh Üyesi'nin önemli bir bölümünü oluşturan normal türbidit istifleri, düzenli olarak ardalanma gösteren kumtaşı ve şeylden yapılmış olup tabaka kalınlıkları ve çökellerin tane-boyu üste

doğru artar. Kumtaşları keskin tabanlı, derecelenmeli olup biyotürbasyon (Ophiomorpha) yapıları gösterir. B) Alt Nutaysh Üyesi'nin klasik türbidit istifleri Üst Nutaysh Üyesi'nin tabanını temsil eden buzul-kökenli önemli bir aşınma yüzeyi tarafından aşındırılmış ve derince kesilmiştir. Bu aşınma yüzeyinin üzerine gerçek buzul (moren) çökelleri gelir. Buzul çökellerinin içinde Sina Yarımadası'ndan taşınmış yüzeyleri cilalanmış ve çizilmiş çok bol miktarda granitik çakıllar ve bloklar bulunur.

Three distinct lithofacies, mentioned above, can easily be identified in each laterally- and vertically stacked, coarsening- and thickening-upward progradational turbidite parasequence sets. The lower part of each parasequence is composed of dark gray, massive fissile shale and includes very thin-bedded, very fine-grained, poorly-sorted, and current rippled sandstones. The shales contain pelagic fossils. Total organic carbon (TOC) content of the shales at the very base of the succession is around 3% but this value gradually decreases upward. The middle part of the succession conformably overlies the distal turbidites and consists of regular alternations of shales and sandstones. The sandstones are sharp-based, thin- to medium- bedded, and medium-to fine-grained and pass gradually into the overlying silty shale. The most common sedimentary structures are sole marks, graded-bedding, current-ripples, horizontal and vertical bioturbation - all indicating deposition from turbidity currents. These coarsening- and thickening upward typical medial turbidites of the mid-fan region range in thickness from 6.5 to 18.2 meters. The uppermost part of the coarsening- and thickening upward classical turbidite succession consists of thick, well-bedded, medium- to coarse-grained, well-sorted and friable sandstone. These hydrocarbon-producing reservoir sandstones form the most significant part of the Lower Nutaysh Member.

They were deposited in the upper parts of the submarine fan and within the well-defined deep submarine canyons. The total thickness of one of the fully preserved submarine canyons is 34.4 m. In some cases, the base of the canyon has deeply eroded the underlying organically-rich massive distal turbidites and open marine pelagic shales (Figure 9A). In some canyons, less than 0.5 m thick lenses of conglomerates occupy the deepest part of the canyon. There are erratic boulders of basement rocks and coral limestones eroded from the uplifted Sinai Peninsula. Paleocurrent directions of the channel axis indicate N40°W, N30°E and N50°E, coming from the Sinai Peninsula and flowing to the south of the Midyan Basin.

The potential hydrocarbon reservoir sandstone facies may cut directly into the source rock shale facies. The pelagic shales of the next overlying coarsening- and thickening-upward turbidite sequence also overlie the reservoir sandstones. In this case, the reservoir sandstones are completely surrounded by these open marine shales. In this respect, the hydrocarbons generated in the pelagic shales migrate directly into the good quality reservoir sandstones deposited in the submarine canyons. These sandstones are the main and the most prolific hydrocarbon-producing reservoirs in the Midyan Basin and Gulf of Suez. A large number of hand specimens was collected from the sandstones at the outcrop to study their composition, textural parameters and diagenetic changes to understand and predict their reservoir quality in offshore and onshore exploration wells. The best reservoir sandstones, having high porosity and permeability values, were deposited in the lowermost part of the submarine canyons just above the erosional surface, where the depositional energy was high due to the steep depositional slope (Figure 9B).

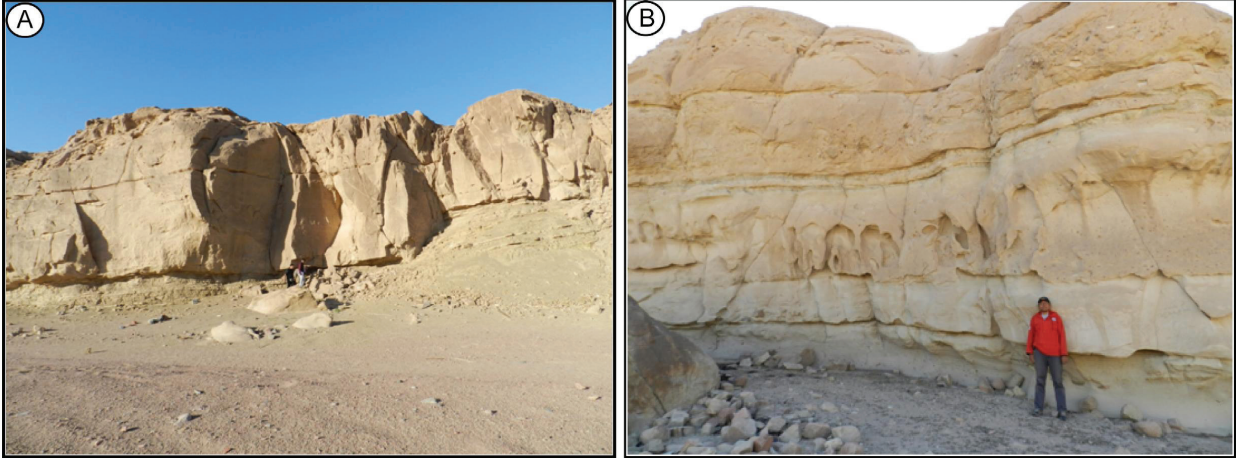


Figure 9. A) Steep-sided submarine canyons formed in the upper part of the Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation cut into either regularly interbedded sandstone and mudstone of classical turbidites (medial turbidites) or much deeper into shale-dominated distal turbidites. **B)** Thick-bedded, medium- to coarse-grained, well-sorted, friable, porous and permeable sandstones forming the uppermost part of coarsening- and thickening-upward turbidite parasequences are especially important in the Midyan Peninsula.

Şekil 9. A) Burqan Formasyonu'nun Alt Nutaysh Üyesi'nin üst kısımlarında bulunan dik-yamaçlı denizaltı kanyonları klasik normal türbiditler veya istifin daha alt kısımlarındaki pelajik şeyller ve ıraksak türbiditler içine kazınmıştır. B) Kalın-tabakalı, orta-iri taneli, iyi-boylanmış, gözenekli ve geçirimli kumtaşları türbidit istiflerinin en üst kısımlarını oluşturur ve ayrıca denizaltı kanyonlar içinde çökelmiştir.

Upper Nutaysh Member and Formation of Alpine-Glaciation

This newly-defined Upper Nutaysh Member of the Burqan Formation (Şenalp, 2016) consists of various genetically-related glaciogenic deposits, depending on their depositional site in the entire system and on the climatic and tectonic conditions during their deposition. There are continuous lateral and vertical facies changes between them. In many respects, the newly- defined Upper Nutaysh Member is distinctly different from the underlying deep sea turbidite fans of the Lower Nutaysh Member. The glaciogenic deposits were broadly classified as: 1) true glacial deposits (massive unsorted moraine, stratified diamictite), 2) glacio-fluvial deposits (stratified, poorly cross-bedded sandstone containing ice-rafted basement boulders), and 3) glacio-marine deposits (deep sea turbidites and pelagic shales with dropstones of the basement blocks). The true glacial deposits form the most important part of the Upper

Nutaysh Member. They fill the deep and narrow U-shaped valleys. The directional geometry of these valleys and the composition, sedimentary structures and textures of the boulders and cobbles indicate an important glacial event occurred in the tectonically-uplifted Sinai Peninsula during Late Early Miocene.

The glacially-formed unconformity surface at the base of the Upper Nutaysh Member cuts deeply into the underlying turbidite sequences of the Lower Nutaysh Member and carbonates of the Musayr Formation. In the southern end of the Midyan Basin, the entire turbidite section has been completely eroded and the glacio-fluvial deposits directly overlie fluvial deposits of the Late Cretaceous pre-rift Adaffa Formation. In many places, this glacially-formed unconformity surface has been severely faulted after its formation.

Al-Laboun (2012) recognized the evidence of glaciation in the Midyan Basin and identified

glacially-formed sedimentary structures, polished and striated boulders. He considered them as the products of Pleistocene continental glaciation and informally called them the Midyan Formation. Şenalp (2016) fully agreed that the spectacular polished and striated boulders were deposited by glacial processes, but he differs from Al-Laboun (2012) in respect to their stratigraphic position, type of glaciation and Pleistocene age.

Based on intensive geologic and geophysical studies carried out in northwestern Saudi Arabia, East Africa, Sinai Peninsula, Red Sea, Egypt, and Middle East regions, the presence of a close relationship between the breakup and rifting of the Neoproterozoic Arabian-Nubian Shield and formation of the Midyan Basin was fully understood. Every single stage of this breakup and vertical uplifting along the Red Sea, Gulf of Suez and Gulf of Aqaba rifting has been recorded by well-defined tectono-stratigraphic successions deposited in marine rift-basins, including the Midyan Basin in NW Saudi Arabia (Stern and Johnson, 2010). Garfunkel and Bartov (1977) reported that in the Late Early Miocene (about 19 Ma), the Sinai Peninsula was tectonically uplifted more than 4 km above the sea level. This climax in the rifting period is informally called the “mid-Rudeis event” in Egypt. This very valuable data was a major breakthrough in understanding the location, formation and age of the Alpine-type glaciation in northwest Saudi Arabia. During this time, the Neoproterozoic crystalline basement, early syn-rift Sharik Formation and the carbonates of the Musayr Formation were elevated and formed a high mountain range located to the west and northwest of the Midyan Peninsula. The uplifted topographic elevation was at least a few kilometers (about 1.5 to 2 km) above the permanent snow line. Based on the present-day topographic height and the thickness of the eroded material added to it, the height of the mountains in the Sinai Peninsula is expected to have been at least more than 5,000 meters above sea level when this mountain range

was tectonically uplifted during the most severe period (or climax) of rifting. Based on recent stratigraphic and sedimentologic investigations, it is well established that typical Alpine-glaciers were formed in the above-mentioned tectonically uplifted Sinai Peninsula during the deposition of the Late Early Miocene Burqan Formation.

The thick snow cover in the deep depressions on the crests of high mountain ranges above the permanent snow line turned into glaciers and the glacial valleys extended towards the adjacent Midyan Basin and deeply incised the underlying sequences during cold periods. The schematic picture (Figure 10) shows the main geomorphic features of Alpine-type glaciation and terrestrial glacial facies (after Molnia, 2004). However, during warm seasons (interglacial periods), all the glacially-deposited sediments were carried by meltwater further into the deeper parts of the basin. The depositional slope was high and the continental shelf area on the rift shoulders was very narrow.

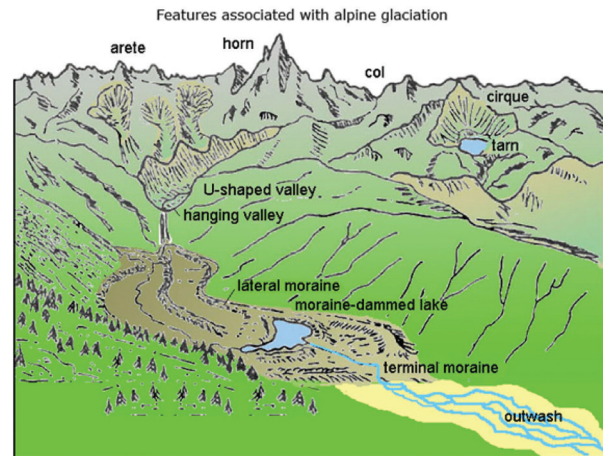


Figure 10. Schematic illustration showing the main geomorphic features of Alpine-type glaciation and terrestrial glacial facies (after Molnia, 2004).

Şekil 10. Alp-tipi buzullaşmasının jeomorfolojik özelliklerini ve karasal ortamda çökelmiş buzul fasiyelerini gösterir şematik resim (Molnia, 2004'den alınmıştır).

Şenalp (2016) used the “zipper-rift tectonic model” to explain many aspects of the depositional systems of this true Alpine-type glaciation and their genetically related glacio-fluvial and glacio-marine sequences in the Upper Nutaysh Member. The zipper-rift tectonic model was developed by Eyles (1993, 2004, 2006) and Eyles et al. (1985) and re-utilized by Eyles and Januzsac (2004a, 2004b, 2007) to support their interpretations to explain the probable diachronism of Neoproterozoic glaciations as the super continent Rodania began to fragment. The same model is perfectly applicable to explain the formation of Alpine-type glaciers on the tectonically-active mountain ranges of the Sinai Peninsula.

The uplifted Neoproterozoic crystalline basement and carbonates of the Musayr Formation forming high mountain ranges in the Sinai Peninsula have been severely dissected by E-W trending faults and N-S trending joint systems, which greatly helped the lifting and removal of basement blocks from their locations. The cubical shape of many erratic blocks supports this structural setting and also the presence of steep slopes and the short distance of transportation between the Sinai Peninsula and Midyan Basin.

GLACIAL AND GLACIOGENIC DEPOSITS IN THE MIDYAN PENINSULA

The presence of Alpine-type glaciation in the Upper Nutaysh Member of the Late Early Miocene Burqan Formation was first recognized and documented by Şenalp (2016). His interpretation was based on many measured stratigraphic and sedimentologic sections in every part of the Midyan Peninsula to understand the sequence of stratigraphy, nature of the contacts between various lithofacies, depositional model, type of glaciation and its age. Şenalp (2016) tried to interpret the source, transportation mechanism and depositional processes of the genetically-related different glacial deposits in the Upper

Nutaysh Member. High energy environments in the Midyan Basin are typically dominated by the strong and periodic vertical uplifting of the high mountain range in the Sinai Peninsula, providing necessary conditions for the formation of thick glaciers and also increasing the gradient of the slope. Today, remnants of the typical steep-sided, U-shaped glacial valleys extending towards the Midyan Basin are common and well-preserved at the holy places of Jebel Musa (Touri Sina Mountain). One of the direct manifestations of glacier advancement is the deposition of moraines (terminal and lateral) within the well-defined, straight, narrow, steep-sided, U-shaped valleys (Figure 11). The three-dimensional geometry, trend of these glacial valleys, and lateral facies changes in these glacial deposits indicate clearly that these glacial valleys originated and were eroded in the Sinai Peninsula in the west and were transported to the Midyan Basin in the east.



Figure 11. Photograph showing remnants of the well-defined, narrow, deep and steep-sided, symmetrical U-shaped glacial valley that cuts into the Neoproterozoic crystalline basement at the holy place of Jebel Musa (Touri Sina) in Sinai Peninsula. There are many polished and striated boulders at the bottom of the valley.

Şekil 11. Sina Yarımadası'nın kutsal Musa Tepesi'nin bulunduğu bölgede Neoproterozoyik kristalin temel içine kazılmış, çok iyi korunmuş, simetrik, U-şeklinde buzul vadilerin kalıntıları bulunur. Bu vadilerin tabanında çok miktarda yüzeyleri cilalı ve çizikli bloklar yer alır.

Various true glacial and glaciogenic (glacio-fluvial and glacio-marine) facies and facies associations observed in the Midyan Peninsula are very complex; therefore, it is difficult to interpret the exact depositional processes and depositional medium. There are all sorts of variations and lateral/vertical transitions between these facies. This complexity reflects the presence of a large variety of sedimentary processes and depositional environments during the development of the Midyan Basin. Of course, these complexities are associated with periodic tectonic uplifting, changes in the thickness of the ice mass and gradient of the slope of the Sinai Peninsula, number of glacier expansions, stadial conditions or withdrawal/retreating during interglacial periods and the relative rise in sea level, as suggested by Le Heron et al. (2009, 2010).

The natural fluctuations of both ice sheets and Alpine glaciations during glacial periods cause multiple phases of ice advance and retreat on the margins of the ice sheets (Şenalp and Al-Laboun, 2000; Şenalp, 2006a, 2006b; Hirst et al., 2002; van der Vegt et al., 2012; Şenalp, 2016; Şenalp et al., 2018). These fluctuations are often associated with significant erosion and reworking of previously-deposited sediments interspersed with depositional phases, leading to often complex and spatially very heterogeneous facies associations (Şenalp, 2016). A large number of shale samples was collected from the underlying Lower Nutaysh Member and the overlying Subayti Member to define the age and duration of the glacial period. The Paleontologic data of the shale samples provided by Hughes and Filatoff (1995) indicate that the glaciation lasted about five million years in Late Early Miocene (19-15 Ma).

In the measured sections at least five cycles of glacial advances and retreats (interglacial) were recorded. Each glacial cycle lasted about one million years and was separated by the strong glacially-formed unconformity surface formed at the base of the glacial valleys, which are directly

overlain by moraines. In the measured sections the total thickness of each cycle ranges between 21.6 m and 203.27 m. The oldest unconformity surface cuts directly into the classical turbidites and represents the boundary between the Lower Nutaysh and the Upper Nutaysh members. The younger three glacially-formed unconformity surfaces cut into the thick-bedded glacio-fluvial sandstones which were deposited during the deglacial period and are also overlain by massive, unsorted true glacial moraines, without any sign of reworking. Several measured sections indicated that the spectacular deep U-shaped glacial valleys cut deeply into the classical turbidite sequences of the Lower Nutaysh Member in the west; towards the east they cut progressively into the early syn-rift Musayr and Sharik formations. Şenalp (2006a) also reported the presence of distal moraines unconformably overlying the Late Cretaceous pre-rift Adaffa Formation.

In connection with the periodic uplift of the Sinai Peninsula, the depth of the Midyan Basin has increased periodically causing slumping and sliding, thereby transporting the previously-deposited glacial deposits from shelf areas into deeper parts of the basin. Glacial deposits transported from the Sinai Peninsula consist of erosional products of the Neoproterozoic igneous basement complex and carbonates of the Musayr Formation mixed with mudstones of the Sharik Formation. The glacial deposits observed in the Midyan Peninsula range from true glacial (moraines or tillites) facies to meltwater streams (glacio-fluvial) and glacio-marine (diamictites, dropstones and turbidites) facies (Şenalp, 2016). It is also true that under less colder conditions (interglacial periods), some of these true glacial deposits (mainly erratic boulders) were reworked and transported by slides, slumps and gravity flows into the Midyan Basin, and were then deposited within the thick-bedded and coarse-grained sandstones of proximal turbidites of the submarine fan system. It is well-established that there is a

continuous transition from true glacial deposits to glacio-fluvial and glacio-marine deposits. In this respect, there are no well-defined and clear cut boundaries between different processes and different depositional systems because tectonics and climate have a significant impact on these processes. The geologic definitions and general characteristics of these various glacial and glaciogenic deposits will be discussed in the following sections.

Moraines (Tillites)

In the Midyan Peninsula moraines were deposited in 80-100 m deep and about 3.4-5 km wide U-shaped valleys and are exposed on west-east extending ridges with sharp edges; they contain evidence of both direct glacial derivation and gravitational reworking at the ice margin. They originate from the vertically-uplifted Sinai Peninsula; therefore, the distance of transportation was short and the moraines were not reworked. Their original depositional characteristics and the textural features of the blocks and large boulders indicate that their glacial features are well-preserved along the western flank of Wadi Al Hamd between Al-Bad' and Magna towns. The thickest and most impressive moraines were deposited and are fully-preserved within the deep and narrow U-shaped glacial valleys located in the northern part of Midyan Peninsula close to the Sinai Peninsula. They are formed from debris previously carried along by a glacier from the vertically-uplifted Sinai Peninsula.

Moraines consist of massive, unsorted debris ranging in size from blocks, large boulders and pebbles to silt-sized glacial flour. They consist predominantly of pink granite and dark gray-to-black igneous basement rocks of the Neoproterozoic basement and blocks of Musayr limestone; showing significant variations in roundness ranging from well-rounded to angular. Their size ranges from small pebbles and large boulders

to huge blocks exceeding 2.5 m in diameter. In general, most the well-rounded boulders are polished and striated. The matrix between the large boulders is typically characterized by fine-grained sediments (clay to silt) eroded from the underlying deep sea turbidites of the Lower Nutaysh Member (Şenalp, 2016). Some blocks have been split along the joint system. The glacial valleys extend in a west-east direction. Their depth gradually decreases in this direction and their U-shaped geometry is lost, because the valley becomes wider and shallower. The thickness and grain size of the boulders of moraines decrease significantly. The moraine facies laterally change into the polymictic conglomerate facies deposited in glacio-fluvial and finally glacio-marine environments. In the proximal parts of the glacial valleys, typical moraines include huge basement blocks transported from the tectonically-uplifted Sinai Peninsula (Figures 12A and 12B).

One prominent glacial valley, located on the coastal highway 8.5 km south of Magna town, is exposed in its transverse section and displays the rather narrow, steep-sided U-shaped cross-sectional geometry incised into turbidites of the Lower Nutaysh Member. It is 3.4 km wide (extending between 28°20'45.7" N; 34°43'23.1" E and 28°19'16.7" N; 34°42'27.4" E) and about 98 m high (deep), as measured from the road. The valley is completely filled with massive, unsorted moraines including large polished and striated erratic boulders and blocks of various basement rocks up to 2.5 m in diameter. The matrix is typically reworked clay to silt derived from the underlying deep sea turbidites of the Lower Nutaysh Member (Şenalp, 2016). These basal and pushed moraines, including erratic boulders, were deposited in the more proximal parts of the valleys during the low stand ice sheet expansion during cold climate periods and show no sign of evidence of reworking. In some cycles, lateral facies changes are present between the true glacial deposits occupying the deepest part of the glacial valley and the sides of the valley.

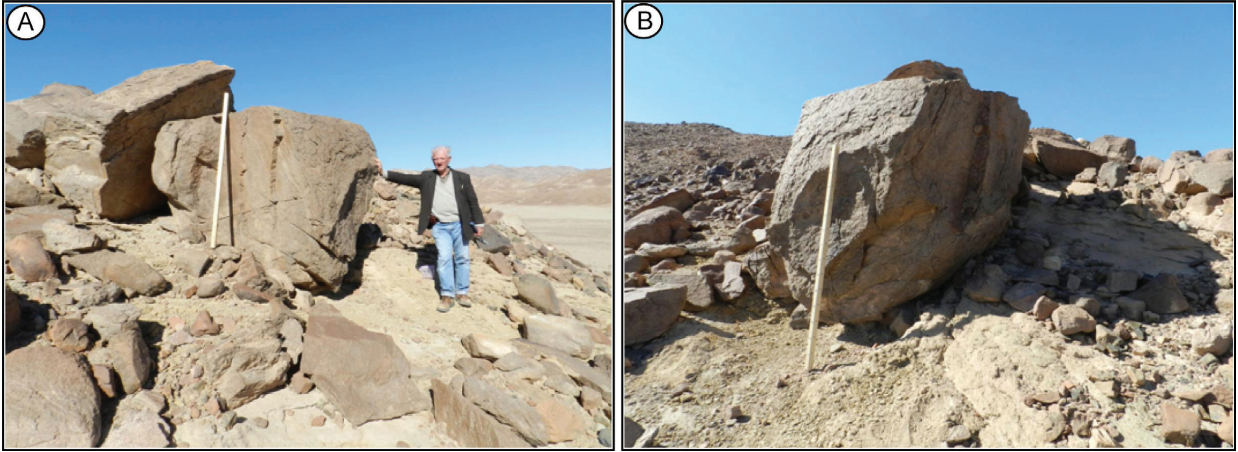


Figure 12. A) and B) In proximal parts of the glacial valleys, typical moraines include huge basement blocks transported from the tectonically-uplifted Sinai Peninsula. Some blocks have split along the joint system and green shale has been eroded from the deeply-eroded turbidites of the Lower Nutaysh Member.

Şekil 12. A) ve B) Buzul vadilerinin en yukarı kısımlarında, gerçek buzul çökelleri (tipik morenler) tektonik olarak yükselmiş Sina Yarımadası'ndan taşınmış çok büyük boylarda bloklar içerir. Bu bloklar buzullaşma olayı ile faylanmış ve eklemelenmiş Neoproterozoyik kristalin temelden kolayca kaldırılıp buzulların tabanında taşınmış ve buzulların erimesi sonucu çökeltiştir.

Some glacially-transported boulders have been pushed and injected into the underlying non-glacial graded bedded sandstones through strong internal dynamic forces and subglacial glaciotectionic pressure exerted by the moving ice mass during the maximum glaciation period (Figures 13A and 13B). This relationship gives a wrong impression, as if the boulders are part of the sandstones of turbidites and were deposited at the same time. However, the top surfaces of some of these blocks have been faceted, polished and striated, clear indications of their glacial origin (Figures 13C and 13D).

Polymictic conglomerates

Polymictic conglomerates of glacial origin are composed of thickly-bedded to massive heterogenic sediments, consisting of a large amount of poorly-sorted conglomerates, pebbly sandstones and clean cross-bedded sandstones with small amounts of siltstones and mudstone

matrix. The blocks and boulders consist mainly of igneous basement rocks sometimes exceeding 2 m in diameter. There are also large boulders of red-colored coral head limestones, eroded and transported from the faulted and vertically-uplifted Musayr Formation in the Sinai Peninsula. The sandstones are thickly-bedded (ranging between 0.5 and 2 m) and are laterally continuous for long distances. They are generally very coarse to fine-grained and show well-developed graded bedding, indicating that they were deposited by high density turbidity currents.

Glacio-fluvial and outwash plain sediments

In the Midyan Peninsula, there are several glacial paleovalleys where well-defined and continuous lateral facies change from true glacial deposits to glacio-fluvial and glacio-marine deposits. The glacial valleys, exposed between Al-'Bad and Magna towns, form well-defined linear ridges about 80-100 m above ground level and extend in a west-east direction, suggesting that



Figure 13. **A)** and **B)** Many large polished and striated boulders and blocks (outsized clasts) of igneous basement rocks protrude from the sandstones of proximal turbidites. They were injected into the sandstones from the slowly moving ice mass. **C)** and **D)** Large blocks of igneous rocks transported from the Sinai Peninsula were injected deeply into thickly-bedded sandstones of the proximal turbidites due to strong internal dynamic forces exerted by the moving ice mass. Their top surfaces were faceted, polished and striated during transportation.

Şekil 13. **A)** ve **B)** Çok sayıdaki cilalanmış ve çizilmiş çok büyük boylardaki kristalin temel bloklar buzullarla yavaşça taşınarak yakınsak türbidit kumtaşları içine sokulmuştur. **C)** ve **D)** Sina Yarımadası'ndan buzullarla taşınan aşırı büyüklükteki Neoproterozoyik kristalin bloklar üzerinde hareket ettikleri yakınsak türbidit kumtaşları içine buzulların etkili olduğu dinamik kuvvetlerle sokulmuştur. Bu buzul kökenli blokların en üst yüzeyleri cilalanmış ve çiziklenmiştir.

they originated in the Sinai Peninsula to the west of Midyan Peninsula. The most important lateral facies changes occur along the long axis of the glacial valleys. The nature of the sedimentary sequence within the glacio-fluvial successions displays important facies variations; from proximal parts in the west of the Midyan Basin to distal parts in the east. The proximal parts consist

of medium- to thick-bedded and coarse to very coarse-grained sandstone, including large boulders (Figures 14A and 14B). Sedimentary structures include poorly-developed cross-bedding and current ripple marks. There is a large amount of polished and striated boulders and blocks which are still deeply embedded in the sandstones of the proximal glacio-fluvial deposits (Figures 14C

and 14D). The depth of glacial valleys becomes distinctly shallower from west to east and the size of the faceted, polished and striated boulders in the moraines becomes much smaller.

The distal glacio-fluvial succession in the eastern part of the Midyan Basin consists of well-

stratified, medium- to thickly-bedded, medium- to fine-grained, well-sorted and strongly trough cross-bedded sandstones with high reservoir potential in the basin. This distal glacio-fluvial facies is also characterized by the presence of polished and striated boulders, randomly distributed in the succession.

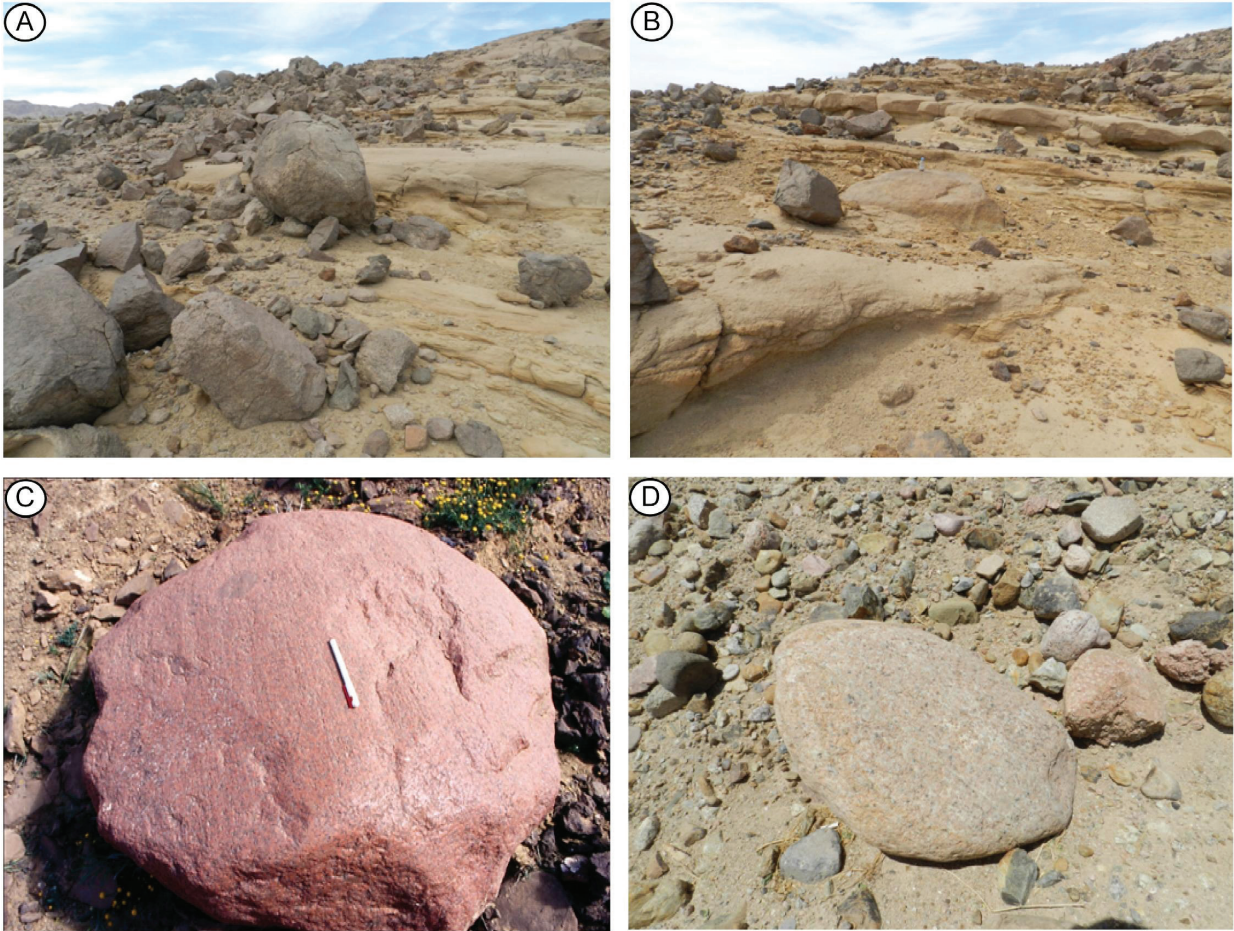


Figure 14. A) and B) A proximal glacio-fluvial succession deposited in the western part of the Midyan Basin. Outsize, polished and striated granite blocks are deeply embedded in the sandstones. C) and D) Faceted, polished and striated pink-to-red boulders of granite and various other basement rocks in the moraines filling glacial valleys cutting into the Upper Cretaceous Adaffa Formation, observed in Wadi Aynunah. These boulders are located on the north side of the highway between Al Khuraybah and Wadi Aynunah.

Şekil 14. A) ve B) Midyan Havzası'nın batı kısmında çökelmiş buzul-flüviyal istif. Bu istif içinde aşırı büyüklükte cilalanmış ve çiziklenmiş granit blokları kumtaşlarının içine gömülmüştür. C) ve D) Yüzeylemiş, cilalanmış ve çizilmiş pembe renkli granit bloğu ve kristalin temelden türemiş bloklar Aynunah Vadisi'nde, Üst Kretase yaşlı Adaffa Formasyonu'nu kesen buzul vadilerini dolduran morenler içinde gözlemlenmiştir. Bu mostra Al Khuraybah ile Aynunah Vadisi arasında uzanan karayolunun kuzeyinde bulunur.

Glacial erratics

The term erratic is used in this study to refer to erratic blocks, described as: large masses of rock, often as big as a car (Figures 15A and 15B). They have been transported by glacier ice and lodged in a prominent position in the glacier valleys or scattered over hills and plains. Erratics are formed by glacial ice, resulting from the movement of ice during periods of glacial advances. Glaciers erode any kind of bedrock by multiple processes, such as 1) abrasion, 2) scouring, 3) plucking, and 4) ice thrusting. Examination of their mineralogical character leads to identification of their sources and short distance of transportation. Şenalp (2016) reported that the huge glacial erratics in Midyan Peninsula originated from the vertically-uplifted Sinai Peninsula and transported in west-east orientated glacial valleys. They were carried mainly by ice rafting and floatation during the multiple periods of glacial advance. The big blocks or large boulders of the igneous basement rocks and some coral limestone of the Musayr Formation appear

to have floated onto the present day topographic surface over a very large area north of Al 'Bad town. They are the erosional products of the underlying glacial deposits and are found jutting out of the glacio-fluvial sandstones. Huge blocks of the igneous rocks are completely embedded in the sandstone and shale sequences (Şenalp, 2016). The large erratic blocks were transported by glacial valleys onto the continental shelf and later they were further carried periodically into the Midyan Basin through slumping and sliding during the deposition of the turbidite facies. The composition and the texture of the boulders in the glacio-marine deposits are the same as those found in the moraines filling U-shaped valleys. In general, most of the boulders are rounded, faceted, polished, striated and even slightly grooved. The polymictic conglomerates are very significant, because they show the continuous lateral facies variation between all the glacial and glaciogenic depositional environments and also the geological processes responsible for their deposition.

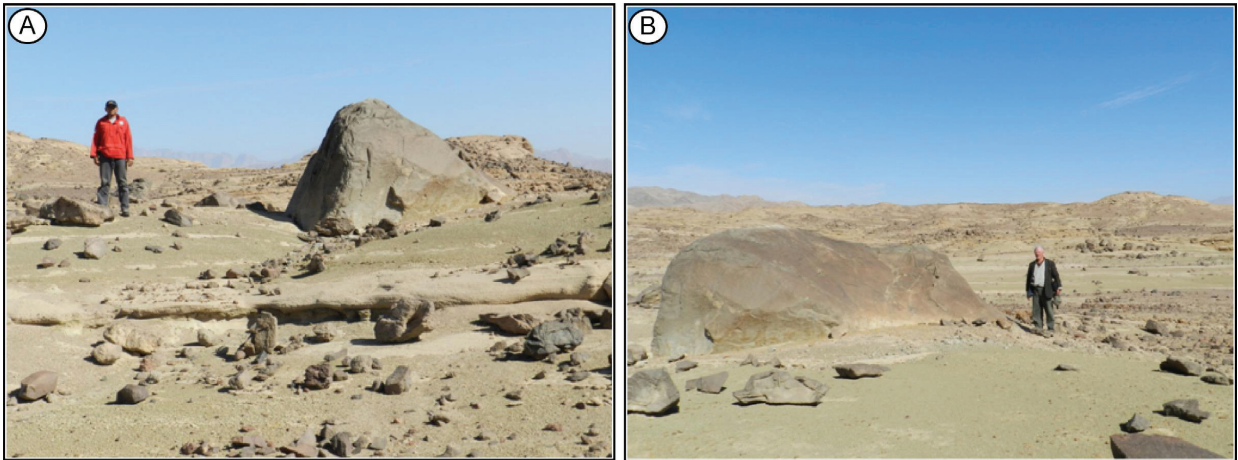


Figure 15. A) and B) Huge glacial erratic blocks and various sizes of igneous basement rocks are completely embedded in the interbedded sandstone and shale sequences of the open marine environment.

Şekil 15. A) ve B) Çok büyük boylarda ve düzensiz olarak dağılmış magmatik kayaç blokları, Burqan Formasyonu'nun Üst Nutaysh Üyesini oluşturan denizel ortama buzullar tarafından taşınmış ve aratabakalı olarak çökelmiş kumtaşı ve şeyl istifi içine derince gömülmüşlerdir.

Glacio-marine sediments

Towards the distal parts of the glacial paleovalleys, the true glacial deposits change gradually into glacio-fluvial polymictic conglomerates and finally into glacio-marine sediments where the ice-rafted dropstones (Matthew et al., 1996) are found. Deglaciation sequences are formed during ice retreat phases, caused by melting of the ice due to climatic change. They were laid down during a sea-level rise and ice margin retreat with the volume of meltwater and the amount of sediment input depending on temporary still stands of the ice margin during the retreat phase (Şenalp and Al-Laboun, 2000). The glacio-marine deposits were deposited by high density turbidity currents most likely issuing from an ice margin located at the head of the valley and are thus interpreted as subaqueously-deposited ice-proximal outwash facies deposited on an ice-fed submarine fan. The absence of any wave-formed facies indicates that deposition occurred below the wave base, possibly reflecting the steepness of the basin margin. Subaqueous glaciogenic facies contain numerous ice-rafted boulders of red-colored coral head limestones, eroded and transported from the faulted and vertically-uplifted Musayr Formation in the Sinai Peninsula together with crystalline basement-derived lithologies.

Glacio-marine sediments in the measured sections have provided valuable records

suggesting five stages of glacial advance and retreat of the ice sheet fluctuations beyond the limit of glacial erosion in the Midyan Peninsula. The presence of four or possibly five glacial advances is best recorded in the shallower part of the sea where the thick marine and turbidite sandstones were cut from their tops by glacially-formed unconformities and overlain by typical unsorted moraines representing the next period of glacial advance. The accumulation of ice and sediments in relation to eustatic changes were reported by (Schack Pedersen, 2012, Figure 16). As result of frequently occurring tectonic uplifting in the Sinai Peninsula and the faulted rift margins of the Midyan, these glacially formed deposits were periodically remobilized from their original positions and were then transported through mass movements (sliding and slumping), debris flow, grain flow, and high density turbidity currents and deposited in the deeper parts of the basin. Spectacular polished and striated blocks and boulders of igneous basement rocks were deposited interstratified with the shallow marine sandstones and proximal turbidites of the Upper Nutaysh Member. In the thick sections of proximal turbidites, large polished and striated igneous boulders are embedded in the coarse- to very coarse-grained, graded-bedded and poorly cross-bedded sandstones (Figures 17A and 17B).

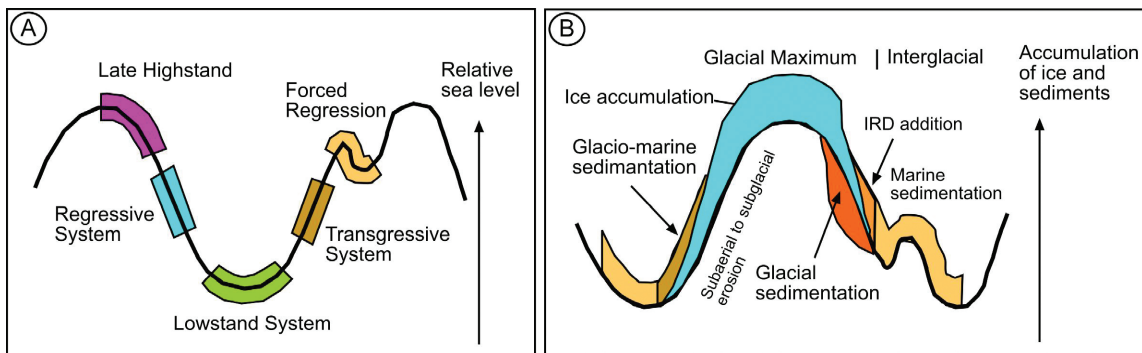


Figure 16. Glaciodynamic sequence stratigraphy: accumulation of ice and sediments in relation to eustatic changes (adapted from Schack Pedersen, 2012).

Şekil 16. Buzul-dinamik sekans stratigrafisi: deniz seviyesi değişimleri ile ilişkili olarak biriken buzul ve sedimanter çökeller (Schack Pedersen, 2012'den alınmıştır).



Figure 17. A) Thick-bedded, proximal turbidite sandstones deposited during deglacial periods were cut by glacially-cut unconformity surfaces during periods of glacial advance during cold periods. **B)** Glacially-formed unconformity surfaces cutting into proximal turbidites are directly overlain by massive, unsorted small boulder and pebble conglomerates of moraines deposited during glacial advance. They are thought to record subglacial erosion and glacio-tectonism in ice-contact environments and represent direct glacial derivation during the period of glacial advances.

Şekil 17. A) Buzulların eridiği dönemlerde çökelen kalın-tabakalı yakınsak türbidit kumtaşları soğuk iklim koşulları döneminde oluşan buzulların büyüyüp yamaç aşağı hareket etmeleri sırasında oluşan aşınma yüzeyleri tarafından derince kesilmiştir. **B)** Yakınsak türbidit kumtaşlarını kesen, buzulların oluşturduğu aşınma yüzeyleri üzerine masif, buzulların ilerlemesi sırasında çökelen hiç boylanma geçirmemiş ve içlerinde küçük çakıldan büyük blok boyuna kadar değişen malzeme bulunan morenler tarafından örtülmüştür.

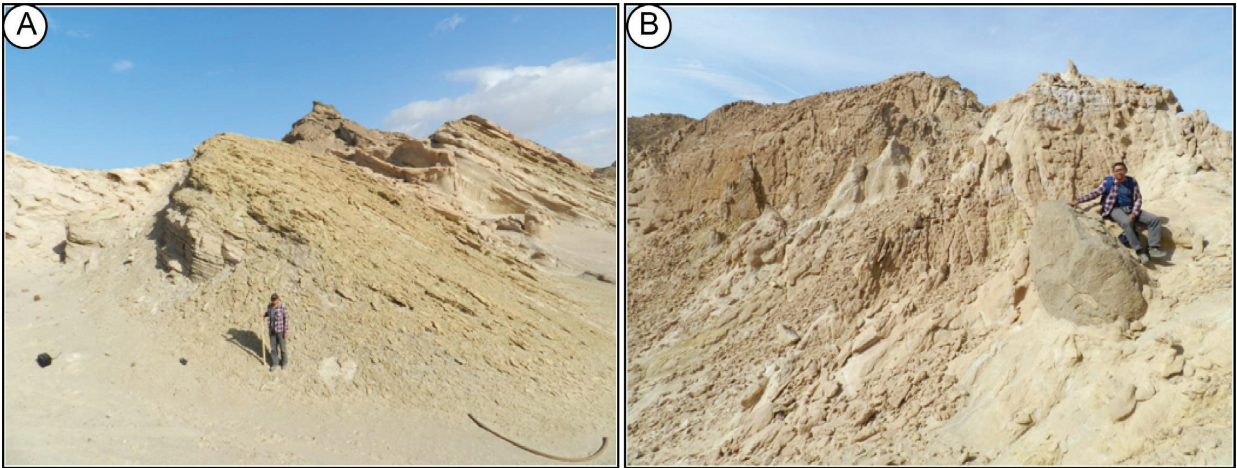


Figure 18. A) Glacial dropstones are very common in the thick, coarsening- and thickening-upward classical turbidite sequences of the glaciogenetic Upper Nutaysh Member of the Burqan Formation, deposited during long-lasting interglacial periods (about 5 million years). **B)** Large, polished and striated granitic boulders also dropped onto the sea bed from the floating ice mass and were deposited together with classical (medial) and distal turbidites (Location: 28°21'09.15"N/34°42'55.4"E).

Şekil 18. A) Açık deniz ortamında sürüklenen buzul kütlelerinin erimesi sonucu buzulların taşıdığı büyük boy granit ve diğer magmatik kökenli bloklar Burqan Formasyonu'nun Üst Nutaysh Üyesi'nin yakınsak türbidit fasiyesinin

kalın-tabakalı kumtaşları içine düşmüştür. Bu kesit 5 milyon yıl süren buzullaşma olayının buzul-arası dönemlerde çökelmiştir. B) Cilalanmış ve çizilmiş yüzeylere sahip büyük boy granit blokları deniz ortamında gemiler gibi yüzen buzul kütlelerinin erimesi sonucu derin deniz ortamında çökelen klasik türbidit ve iraksak türbidit istifleri içine düşmüşlerdir (Lokasyon: 28°21'09,15"K/34°42'55,14"D).

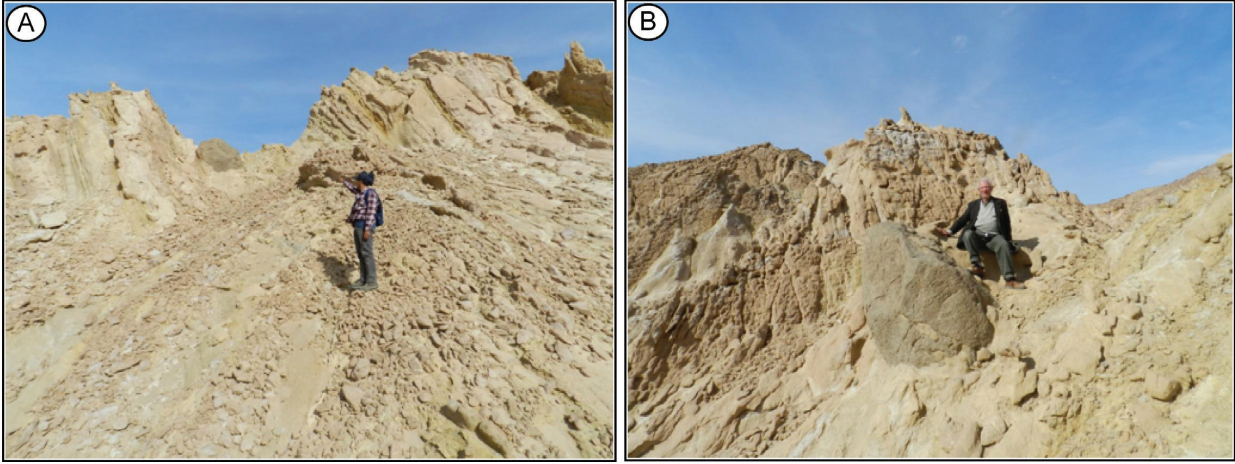


Figure 19. A) Two stacked coarsening- and thickening-upward turbidite sequences separated by deep marine shale facies. This shale facies includes numbers of large, polished and striated granite boulders. **B)** This polished and striated granite boulder dropped onto the sea bottom from an iceberg floating in the deep open ocean. The impact of the granite boulder on the pelagic shale was considerable and formed a shallow depression (Location: 28°21'10.9"N/34°43'54.4"E).

Şekil 19. A) Düşey yönde istiflenmiş iki üste-doğru kabalaşan ve kalınlaşan istifler derin deniz şeyl fasiyesi ile birbirinden ayrılmıştır. Bu derin deniz şeyl fasiyesi içinde çok sayıda açık deniz ortamında yüzen buzul kütlelerinden düşmüş büyük cilalanmış ve çizilmiş granit blokları bulunur. **B)** Düşen granit blokları, içine düştükleri henüz taşlaşmamış derin deniz şeyl fasiyesinin üzerinde büyük etki yapmış ve onları deforme ederek çukurluklar oluşturmuştur (Lokasyon: 28°21'10,9"N/34°43'54,4"E).

Almost at the final melting phase of the ice mass, the above-mentioned facies pass distally into well-bedded graded turbidite sandstones and open marine pelagic shales. There are numerous polished and striated igneous ice-rafted blocks that dropped from the floating ice mass (or iceberg) into the fine-grained distal turbidites and massive pelagic shales during their deposition and greatly impacted these sediments (Figures 18A and 18B; Figures 19A and 19B).

Glacial dropstones

In the measured sections, the dropstones of the granite blocks and boulders occur in the thinly-bedded distal turbidites and massive deep

pelagic shales, indicating clearly that glaciation occurred during the Early Miocene (19-15 Ma) in the Midyan Peninsula. This is good evidence to suggest that glaciers reached sea level during their advance during a five million years-long glacial period. The critical evidence is the vertical positions of the blocks and presence of impact depressions beneath the polished and striated granitic dropstones. These indicate that the pelagic soft mud had been squeezed up around the edges of the falling igneous rock block (Figures 18A and 18B; Figures 19A and 19B). A depositional model of the glacio-marine facies deposited in the Upper Nutaysh Member of the Burqan Formation is presented by Şenalp (2006a) in Figure 20.

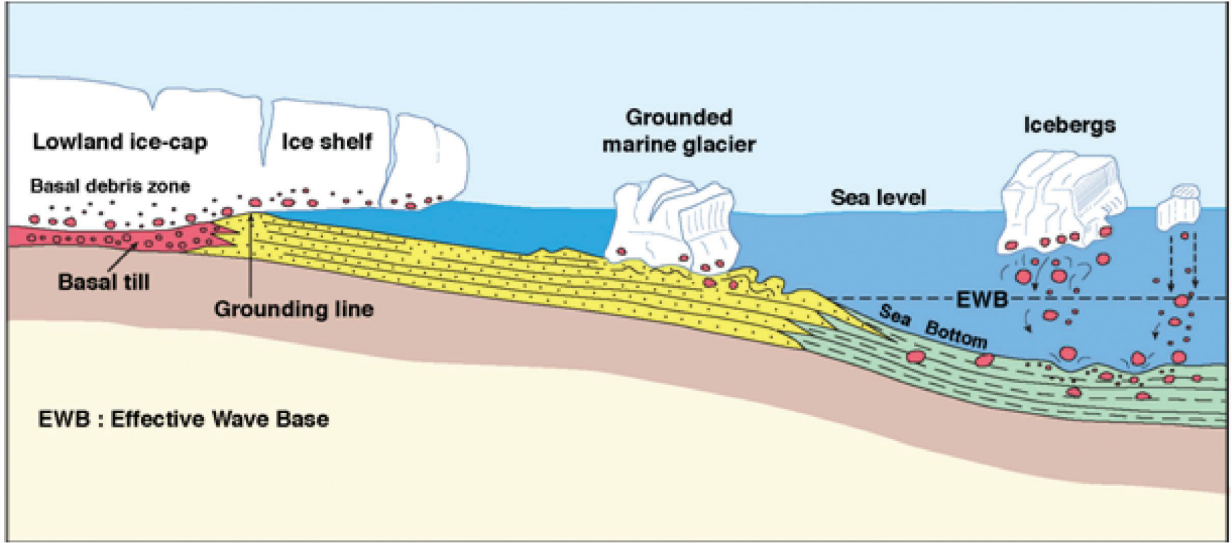


Figure 20. Interpreted depositional model of glacio-marine facies deposited in the Upper Nutaysh Member of Burqan Formation. This model is based on the sedimentologically studied and measured sections at outcrops in every part of the Midyan Peninsula (Şenalp, 2006a).

Şekil 20. Burqan Formasyonu'nun Üst Nutayş Üyesi içinde çökelmiş olan buzul-denizel fasiyeslerinin çökeltme ortamının yorumlanması. Bu model Midyan Havzası'nın her bir bölgesinde mostra veren stratigrafik istiflerde ölçülen sedimentolojik kesitlere dayandırılmıştır (Şenalp, 2006a).

MEASURED SEDIMENTOLOGIC SECTIONS IN THE MIDYAN BASIN

Several stratigraphic and sedimentologic sections of the Midyan Basin were measured with a 1.5 m long wooden Jacob staff to understand the lithofacies types for each of the five periods of glacial advance and retreat during the long-lasting (about 5 million years) Alpine glaciation. This fieldwork forms the most important part of this paper. Each glacial advance is represented by deeply-cut erosional surfaces which may be called the Type-1 sequence boundary. The section was measured both in the transverse and longitudinal sections of U-shaped glacial valleys. Continuous lithofacies changes from true glacial deposits to glacio-fluvial and glacio-marine deposits were clearly recognized in the basin. In many cases, the glacio-fluvial sandstone deposits, including large boulders of polished and striated granite, conformably overlie the true glacial deposits. On the other hand, many large ice-rafted granitic

boulders dropped from the icebergs into the distal turbidites and deep marine pelagic shales. These glacial and glaciogenic deposits are described in the following sections and each distinct lithofacies unit is numbered.

Section 1: true glacial and glacio-fluvial successions

The first measured section from the interstratified true glacial (moraines) and glacio-fluvial deposits is located south of Magna town east of the coastal highway. The base of the measured section starts in a narrow valley, located at 28°20'54.4" N., 34°43'56.3" E. In this section, four periods of glacial advances were recorded in a glacially cut unconformity surface overlain by thick, massive and unsorted moraines. Thickly-bedded sandstones represent the glacio-fluvial successions (Figures 21A and 21B).

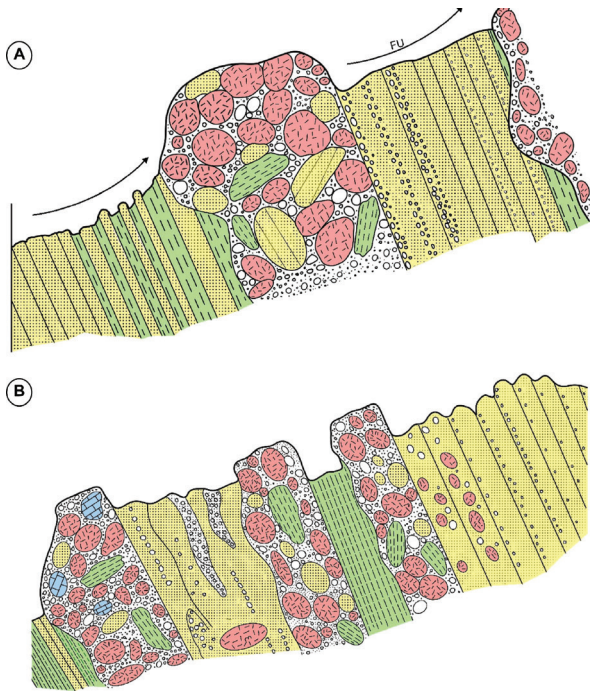


Figure 21. Section 1 represents true glacial and genetically-related glacio-fluvial successions. A) This cross section shows the lowermost part of measured Section 1 in the Midyan Basin (located at 28°20'54.4"N/34°43'56.3"E) representing the close relationship between true glacial deposits (moraine) and glacio-fluvial sandstones, which are strongly dominated by glacial processes. The base of the moraine represents the first glacial advance cut deeply into the turbidite sequence. It is overlain by conglomeratic sandstones of glacio-fluvial origin. This figure includes Unit 1 (distal turbidites deposited before Alpine glaciation formed) and Unit 2 (base of the glacial valley, thick tillite and overlying glacio-fluvial deposits). B) This is a continuation of the previous section and represents the middle and upper part of measured Section 1. The base of this section is located at 28°20'51.15"N/34°43'57.1"E and includes units 3, 4, 5, and 6. It represents several stages of glacial advance (moraines) deposited during a cold climate period. The base of each moraine deposit represents a significant glacially-formed unconformity surface. At least five stages of glacial advance and retreat were recorded in the Midyan Basin.

Şekil 21. Kesit 1 gerçek buzul ve kökensel ilişkili buzul-flüviyal istifleri gösterir. A) Bu enine-kesit Midyan Havzası'nda ölçülmüş Kesit-1 in en tabanını temsil eder (lokasyon: 28°20'54,14"K/34°43'56,13"D). Bu kesit, gerçek buzul çökelleri (moren) ile buzulların erimesi

sonucu ortaya çıkan flüviyal sistemin oluşturduğu ve bloklar içeren kumtaşları ile temsil edilmiştir. Moren çökellerinin tabanındaki aşınma yüzeyi havzaya gelen ilk buzul dönemini temsil eder. Bu aşınma yüzeyi Alt Nutaysh Üyesi'nin buzullaşma döneminden önce çökelmiş olan klasik türbiditlerin (Birim-1) içine derince kazılmıştır. Birim-2, buzul vadisinin tabanını, üzerine gelen kalın moren istifini ve onun üzerine uyumlu olarak gelen buzul-flüviyal bloklu kumtaşları ile temsil edilmiştir. B) Bu kesit, alttaki kesitin devamıdır ve Kesit-1 in orta ve üst kısımlarını temsil eder (lokasyon: 28°20'51,15"K/34°43'57,1"D) ve Birim- 3, 4, 5 ve 6'yı içerir. Bu kesit, iklimin soğuması sonucu genişleyen ve kalınlaşan buzulların Midyan Havzası'na doğru ilerlemesi sonucu ortaya çıkan buzul-kökenli aşınma yüzeyleri ve bu yüzeyler üzerine çökelen moren çökellerini temsil eder. Havzanın bu kısmında beş buzul ilerlemesi ve geri çekilme aşamaları gözlemlenmiştir.

Unit 1: This lowermost unit is only 20 m thick and is partly preserved, because its upper part is deeply cut and eroded by the overlying glacially-formed unconformity surface overlain by thick moraine deposits. This unit consists of regularly interbedded shale and a sandstone section of typical classical turbidite; representing the Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation.

Unit 2: This unit is 51.5 m thick and extends between two glacially-formed erosional surfaces. It consists of two distinct, but genetically-related depositional facies. This erosional surface represents the first glacial advance into the Midyan Basin. The lower interval, directly overlying the erosional surface, is 32 m thick and represents the best example of a moraine. It is massive (unstratified), unsorted and the size of the material ranges from small pebbles to large boulders. There is a small amount of sand matrix but no evidence of reworking of these true glacial deposits. The conformably overlying section of this unit 2 is 19.5 m thick and distinctly different from the true glacial (moraine) deposits. This section consists of well-stratified, planar bedded sandstones which

are very coarse- to coarse-grained in the lower parts and medium-grained in the upper parts. Pebbles of granite and other igneous basement rocks are completely absent in this unit. Some thick sandstone beds show normal grading. The upper section of this unit is interpreted as glacio-fluvial deposits.

Unit 3: The sharp, irregular erosional lower boundary of this unit represents the second period of glacial advance (Figures 22A and 22B). The upper contact is also marked by the third period of glacial advance. The base of the unit is best exposed at location 28°20'51.5"N, 34°43'57.1"E. Total thickness of this unit was measured as 115 m; however, distinctly different subunits were identified. The lower subunit is 37 m thick, massive, matrix-supported and unsorted moraine. The material consists of angular and subrounded pebbles and boulders of mainly granite and other igneous rocks. Some granite boulders reach up to 50 cm in diameter. The upper subunit conformably

overlies the lower subunit and consists of thickly-bedded, coarse- to very coarse-grained sandstone deposited by the fluvial system when the ice mass started melting.

Unit 4: This unit is 21.6 m thick and extends between two glacially formed erosional surfaces. It consists of 17.6 m of identical moraine facies overlying the very irregular erosional surface of the third glacial advance (Figures 23A and 23B). The overlying 4 m thick interval is massive bedded, friable pebbly sandstone. The overlying second subunit is 78 m thick and has very heterogeneous lithofacies, indicating both glacial and glacio-fluvial deposition during the deglacial period. This interval is massive- to thickly-bedded with cut and fill structures. There are lenses of conglomeratic horizons and diffused pebbles in the gray to buff-colored very coarse-grained and poorly-sorted sandstone. Also, there are a few granite boulders about 1.2 m in diameter. This subunit was deposited by both debris flows and normal melt water fluvial flow.

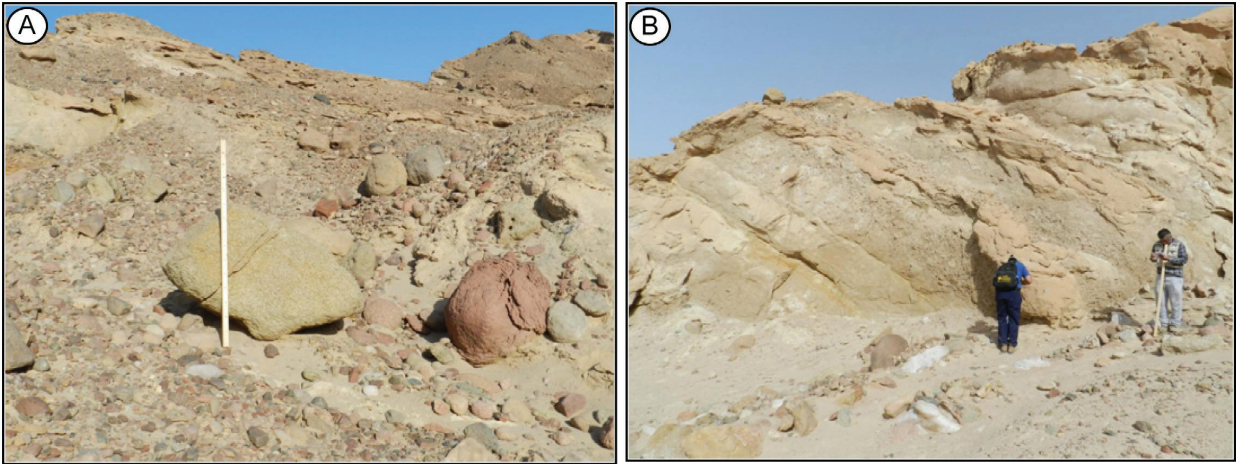


Figure 22. True glacial and genetically-related glacio-fluvial deposits observed in measured Section 1. **A)** The massive unsorted moraines were deposited during the second glacial advance. **B)** The glacio-fluvial sandstones were deposited during a later deglaciation period.

Şekil 22. Ölçülmüş Kesit-1 de gözlemlenmiş gerçek-buzul (moren) ve genetik ilişkili buzul-flüviyal çökelleri. **A)** Masif, boylanmasız morenler; buzulların ikinci periyodunun ilerleme aşamasında çökelmiştir. **B)** Buzulların erimesi sonucu ortaya çıkan ve gerçek buzul çökelleri ile genetik ilişkili olan büyük bloklar içeren buzul-flüviyal çökeller.



Figure 23. Glacially-formed unconformity surfaces recognized in measured Section 1. **A)** A sharp and irregular unconformity surface was formed at the base of the third glacial advance and overlain by a massive and unsorted moraine. **B)** A similar glacially-formed erosional unconformity surface was formed at the base of the fourth glacial advance which cuts into the distal parts of the glacio-fluvial deposits. The overlying unsorted moraine is 3.25 m thick (Şenalp, 2016).

Şekil 23. Ölçülmüş Kesit-1 de tanımlanan buzul-kökenli aşınma yüzeyleri. **A)** Keskin, düzensiz buzullaşmanın üçüncü döneminde buzulların tabanında ortaya çıkan aşınma yüzeyi. Bu yüzey de diğer aşınma yüzeylerinde olduğu gibi masif, tabakalanmasız ve boylanma geçirmemiş moren çökelleri ile örtülmüştür. **B)** Daha önceki buzul-kökenli aşınma yüzeylerinde olduğu gibi buzullaşmanın dördüncü döneminde oluşan aşınma yüzeyi de aynı özellikleri gösterir. Bu aşınma yüzeyi alttaki buzul-flüviyal kumtaşlarının içine kazılmıştır. Bu yüzeyin üzerine doğrudan gelen tipik boylanmasız moren çökellerinin kalınlığı 3,25 metre olarak ölçülmüştür (Şenalp, 2016).

Unit 5: This 203.25 m thick unit represents the final stage of glacial advance recorded in this section. The lower 3.25 m thick interval just above the fourth glacially-formed erosional surface is a typical massive, unsorted moraine with no evidence of reworking (Location: 28°20'51.7"N, 34°54'058"E). The overlying 200 m thick section is very poorly stratified coarse- to very coarse-grained pebbly sandstone. There are large and small granite and igneous basement boulders. Poor grading (upward fining) in the pebble size represents a typical glacio-fluvial environment. The type of stratification and size of the boulders clearly indicate that the depositional site of this glacio-fluvial system is much closer to true glacial deposits. Debris flow may be the dominant transporting process.

Unit 6: This is the last unit of the measured section. There is no evidence of glacial influence in the deposition of this unit. It is 57 m thick and consists of three subunits. The lower subunit is 29 m thick and consists of interstratified thin-bedded, fine- to very fine-grained sandstone and gray shale intervals. It represents a flood plain environment. The 23 m thick middle subunit is a continuous fining-upward channel fill sequence. The lower erosional boundary represents a channel base, but the upper boundary is transitional with overlying interbedded shale and very thin-bedded sandstones. The lower 10 m interval is coarse- to medium-grained and includes small pebbles along the scoured surfaces. The 13 m thick remainder of the unit consists of medium- to thin-bedded, fine- to very fine-grained sandstone. The 4 meter thick third subunit is shale-dominated with a minor number of thin sandstone beds.

Section 2: glacio-marine successions

The second sedimentologic section was measured from the fully-preserved Upper Nutaysh Member which represents mainly the glacio-marine succession. It consists of classical coarsening- and thickening-upward turbidite sequences overlain by fining- and thinning-upward submarine canyon deposits. Ten distinctly different but genetically-related units were identified in the measured section. Evidence of glaciation is indicated by the common occurrence of faceted, polished and striated ice-rafted (dropstones) granite and other igneous crystalline boulders in various intervals of the fully marine succession. The measured section is exposed on the south side of the coastal highway located 5.6 km south of Magna town. The base of the section is located at 28°21'00.4"N, 34°43'37.9"E. It is 636 m thick and consists of a coarsening- and thickening-upward classical turbidite parasequence of the Lower Nutaysh Member in the lower part and laterally- and vertically-stacked fining- and thinning-upward glacio-fluvial and glacio-marine parasequences of the Upper Nutaysh Member. These two genetically-different depositional facies were separated by the glacially-formed unconformity surface. The lower contact of the section with the Musayr Formation is not exposed but its transitional upper contact with the post-rift Subayti Member is well-exposed.

Unit 1: This 50 m thick unit is a coarsening- and thickening-upward progradational turbidite sequence deposited in the deep sea submarine fan environment. The lower 28 m is greenish gray, massive shale but there are some (less than 5%) thin-bedded, very fine-grained and bioturbated sandstone beds in the upper parts. The overlying unit consists of regularly interbedded, thin-bedded, medium- to fine-grained, graded bedded, and bioturbated sandstone (60%) and green fissile shale (40%). This interbedded lithofacies is gradually overlain by classical turbidite

facies. The sandstones (80-90%) are medium- to thick-bedded, coarse- to fine-grained (mostly medium-grained), graded bedded, well-sorted and bioturbated. The shales occur as thin beds between the sandstone beds.

Unit 2: This unit is also another coarsening- and thickening-upward parasequence but is not fully preserved. Its upper part is cut and eroded by the submarine channel forming the base of the first fining- and thinning-upward sequence. This contact is defined as a type-1 sequence boundary, indicating a sharp drop in sea level and migration of the upper or inner-fan part of the submarine fan environment. Total thickness of this parasequence is 155 m. The lower 101 m is greenish gray massive shale without any sandstone beds. It was deposited in a deep sea basin. The upper 54 m consists of regularly-interbedded sandstone and shale of typical turbidite facies of the lower mid-fan region. The sandstones are thin- to medium-bedded, fine- to very fine-grained, graded bedded, and bioturbated. Ice-rafted (glacial dropstones) boulders of polished and striated granite and other igneous rocks cover the outcrop.

Unit 3: This is the first fining- and thinning-upward parasequence (Figure 24A). It is 66 m thick and starts with a strong erosional surface. Its lower 24 m is composed of massive- to thickly-bedded, coarse- to very coarse-grained pebbly sandstone, friable and showing multiple graded-bedding. There are also polished and striated granitic boulders. This facies was deposited in the deepest part of the channel of the submarine fan environment. Striated granitic boulders have a definite glacial origin. They were reworked, remobilized and transported from the previously-deposited moraines, and were then re-deposited in the submarine canyons. There is 4 m thick, planar-bedded, coarse- to medium-grained sandstone conformably overlying the underlying channel-

fill deposits which are transitional with the upper 42 m thick section of this unit. This uppermost unit consists of an interbedded shale (80%) and sandstone (20%) sequence of typical classical turbidite facies. The shale beds are greenish gray to green-colored and range in thickness from 5 to 10 cm. Individual sandstone beds are 10-32 cm thick and display flute and groove casts at their base and horizontal burrows on their top surfaces. The thick beds are very coarse-grained (with some granule-size igneous pebbles) in the lower parts and fine upward into medium- to fine-grained sandstone. The thin sandstone beds are strongly bioturbated. All the sedimentary structures indicate their deposition through well-developed turbidity currents.

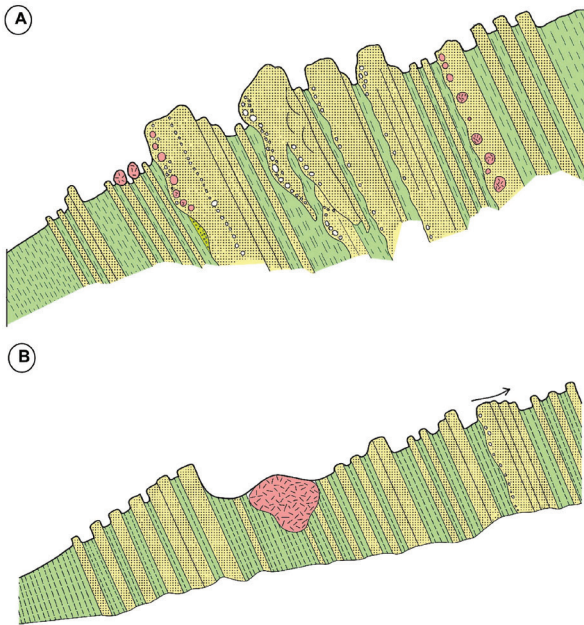


Figure 24. Sedimentologic cross-section of measured Stratigraphic Section 2 in the Midyan Basin. **A)** The base of the section is located at 28 21 004 N/34 43 37.9 E. This shows in detail the glacio-fluvial and glacio-marine (turbidite) succession and indicates a continuity between glacial, fluvial and marine processes. This section includes all the sedimentary facies between Unit 1 and Unit 8. The thickly-bedded sandstones, including large igneous boulders, show graded bedding

representing proximal turbidite facies of the deep submarine fan environment. **B)** This figure represents the upper part of the measured sedimentologic cross-section. The base of the section is located at 28 21 09.5 N/34 43 55.9 E. This shows the glacio-marine (dropstones) and classical turbidite succession, and deep sea sediments. This figure relates to units 9 and 10. Huge granitic boulders (dropstones) are very common and completely embedded in the deep sea turbidites representing the final depositional site of the Alpine-type glaciation.

Şekil 24. Midyan Havzası içinde ölçülmüş Kesit-2 sedimentolojik kesitini gösterir. **A)** Bu ölçülmüş kesit gerçek buzul, buzul-ftüviyal ve buzul-denizel (türbidit) çökeltme fasiyelerinin önemli özelliklerini ve aralarındaki yanalfasiyes değişimlerini açıklamaktadır. Ölçülmüş kesit alttan üste doğru Birim- 1 den Birim- 8 olarak tanımlanmış tüm çökeltme fasiyelerini içerir. İçinde büyük boyda magmatik kayaç blokları içeren, kalın-tabakalı, dereceli-tabakalanma gösteren kumtaşları yakınsak türbidit fasiyesini temsil eder. **B)** Bu şekil ölçülmüş kesitin üst kısımlarını temsil eder ve Birim- 9 ve Birim- 10 içinde temsil edilmiş buzul-denizel, ıraksak türbidit fasiyelerini ve derin deniz çökellerini temsil eder. Çok büyük boy granit blokları eriyen buzullardan deniz tabanına düşerek pelajik şeyllerin içine gömülmüşler ve düştükleri yerde çukur oluşturmıştır.

Unit 4: This unit is 45.72 m thick and forms the second fining- and thinning-upward sequence. The base of the sequence represents a submarine canyon which cuts deeply into an interbedded shale and sandstone sequence of classical turbidites. The lower 39.70 m thick section consists of laterally- and vertically-staked fining upward multiple channels. Conglomerates and conglomeratic sandstones, with occasional boulders, overlie the base of each channel (Figure 24A). Most of the pebbles and boulders are polished and striated, indicating their glacial origin. The sandstones overlying the conglomerates are light brown, massive- to thick-bedded and show normal graded bedding from coarse- to medium sand. Thin green shales are partly-preserved between channels. Conformably overlying this section is 6.2 m thick

regularly interbedded shale and a graded bedded, current rippled sandstone section representing medial turbidities.

Unit 5: This 32.40 m thick unit represents another fining- and thinning-upward parasequence. It starts with a strongly erosional channel base, cutting into the thin-bedded turbidite section. The lower 22.40 m section is a single channel-fill sequence consisting of medium- to thin-bedded, fine- to very fine-grained, well-sorted and friable sandstone and includes a few small igneous pebbles. The overlying 10 m is composed of regularly interbedded sandstone and shale representing classical (medial) turbidite facies.

Unit 6: This 27 m thick unit is the fourth fining- and thinning-upward parasequence. Its erosional base is located at 28°21'10.9"N, 34°43'54.4"E. The lower 20 m is a massive- to thickly-bedded, very coarse- to coarse-grained, strongly fractured pebbly sandstone facies and shows short cycles of multiple-graded bedding. It is gradually overlain by 7 m thick planar bedded, medium- to fine-grained sandstone. The common sedimentary structures, such as the complete graded bedding and well-developed current ripples in the uppermost part of the section, suggest final deposition. The sediments filling the canyon are mostly reworked glaciogenic sediments transported by slumps, slides and turbidity currents from the narrow continental shelf areas and are called glaciogenic diamictite.

Unit 7: This 18 m thick unit conformably overlies the underlying fining-upward channel-fill sequence and consists of interbedded sandstone and a shale sequence of classical turbidite facies representing the lower and middle parts of the submarine fan environment.

Unit 8: This 60 m thick unit represents another fining- and thinning-upward turbidite

parasequence. The lower 10 m thick section consists of 6 m of coarse- to very coarse-grained, unsorted pebbly sandstone of debris flow deposits. There are small boulders of granite and other igneous rocks (Figure 24A). It is overlain by 4 m thick medium-bedded, coarse -to medium-grained, graded-bedded, well-sorted, friable and good reservoir sandstone covered with thin lenses of shale. The upper 50 m thick section consists of vertically- and laterally- stacked channel-filled sandstones. There are erosional remnants of shale beds between the channels. This interval is very thickly bedded, coarse- to medium-grained and well-sorted; showing well-developed multiple graded-bedding.

Unit 9: This unit consists of two genetically related, vertically-stacked, well-developed classical coarsening- and thickening-upward turbidite parasequences and represents the best examples of genetically related glaciogenic deposits and deep sea turbidites (Figure 24A). The lower 50 m thick parasequence starts with 10.5 m thick, light gray to green-colored massive shale and includes lenses of the conglomerates, including granite and basement rocks, enclosed in the shales (Figure 24B). The upper parasequence is 30 m thick and includes one single and isolated granite block embedded in the shale (location: 28°21'10.9"N., 34°43'54.4"E.). The heavy weight of the polished and striated granitic block made a significant impact on the underlying pelagic shale and opened a depression. This important observation on the well-exposed outcrops in the deeper parts of the basin indicates dropstone origin of the granitic block from a floating ice-mass (iceberg) in the open sea. It is suggested that the thick ice-mass advanced into the shallower parts of the sea during the long-lasting (about 5 million years) glaciation.

This glacio-marine pelagic shale facies is gradually overlain by 16 m thick, thin- to medium-bedded, fine- to medium-grained, graded bedded sandstone with thin beds of shale, representing

classical turbidite facies. The upper part of this turbidite parasequence is 23.5 m thick, consisting of light brown, very thickly-bedded, coarse- to very coarse-grained conglomeratic sandstone, also including a number of striated granitic boulders. The thick sandstone beds show multiple graded bedding. This facies was transported from rift margins and was deposited by high density turbidity currents. The upper coarsening- and thickening-upward progradational turbidite parasequence of this unit is 38.5 m thick. Its lower part is 8 m of massive, gray-green shale and indicates a marine flooding surface. Its upper part is 30.5 m thick and consists of thin-bedded, fine- to very fine-grained bioturbated sandstone.

Unit 10: This uppermost unit is 49 m thick and consists of alternating sandstone and shale sequences. The thickness of green, massive shale sequences ranges from 4-10 m. The thickness of the sandstone sequences ranges from 1.5 m to 4.5 m. The 4.5 m thick sandstone unit shows a

fining- and thinning-upward sequence deposited in a small turbidite channel. The uppermost fining-upward parasequence is 7 m thick. Its lower 5 m section consists of massive- to thickly bedded, coarse- to very coarse-grained, well-sorted and friable sandstone with very good reservoir quality. The middle part is medium-grained, trough cross-bedded and shows multiple graded bedding, indicating frequent fluctuations in the current regime. The overlying 2 m thick interval is composed of regularly interbedded green shale and thin-bedded, very fine-grained, bioturbated sandstone. The uppermost part of the unit is 14 m thick and consists of 2.5 m of massive green shale overlain by 11.5 m of mostly green shale interbedded with thin-bedded, fine- to very fine-grained and bioturbated sandstone. One 2.5 m thick lenticular sandstone body was deposited in a small channel in the distal part of the submarine fan. Based on the measured outcrop sections, a structural and depositional model of the Midyan Basin is shown in Figure 25.

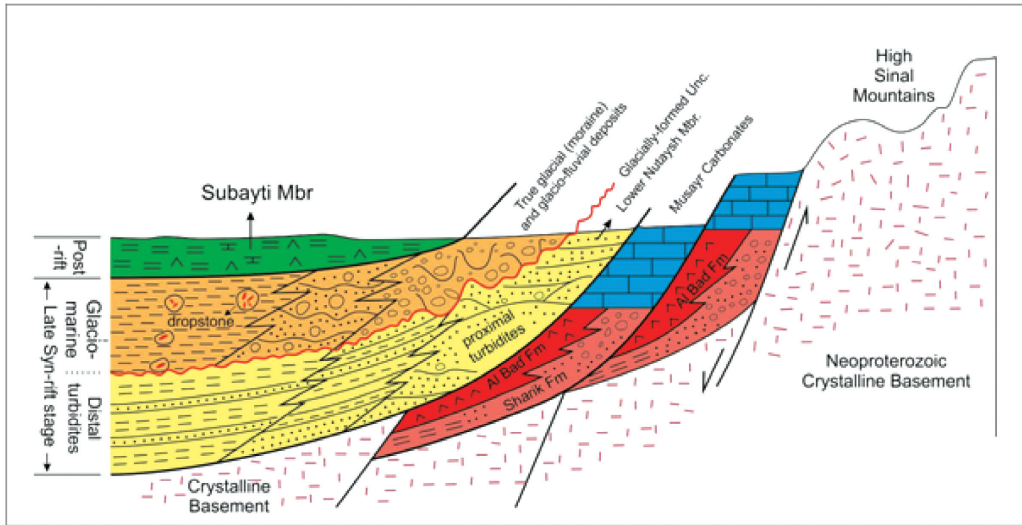


Figure 25. Interpreted geologic model illustrating the genetic relation between the uplifted Sinai Peninsula and the stratigraphy and sedimentology of the successions deposited during the Early Miocene syn-rift (early and late) periods in the Midyan Basin. (Mbr: Member, Fm: Formation, Unc: Unconformity).

Şekil 25. Sina Yarımadası'nın tektonik olaylarla yükselmesi ile yakın ilişkili olarak Midyan Havzası içinde Erken Miyosen zamanında açılma sırasında (erken ve geç açılma) ortaya çıkan istifin stratigrafik ve sedimentolojik modeli.

POST-RIFT SUCCESSIONS IN THE MIDYAN BASIN

The sedimentary successions, representing the post-rift stage (between 14 and 11.6 million years ago) of the Red Sea, Gulf of Suez and Gulf of Aqaba were fully-preserved on outcrops and in the subsurface (Figure 3B). They were deposited in very shallow marine and playa environments under warm climatic conditions representing post-glacial facies. These mainly evaporitic successions include the Subayti Member of the Burqan Formation and the Magna Group (Figures 26A and 26B). The Magna Group consists of two evaporite-bearing formations: (1) the Lower to Middle Miocene Jabal Kibrit Formation; and (2) the Middle Miocene Kial Formation (Hughes and Johnson, 2005). In the Midyan area, the Magna

Group forms an extensive blanket of gypsum and anhydrite that covers much of the central part of the basin.

Subayti Member

The Subayti Member overlies the underlying glaciogenic Upper Nutaysh Member and forms the youngest member of the Burqan Formation; it is conformably overlain by the massive evaporites of the Magna Formation (Şenalp, 2016). This is one of the most important cap rock facies in the Midyan Basin, Red Sea, Gulf of Suez and Egypt (Şenalp, 2016). The best outcrop is located along the coastal highway south of Magna. The section consists of interbedded light gray to cream-colored, massive shale, siltstone, marl, evaporitic



Figure 26. Post-rift depositions exposed in the Midyan Basin of NW Saudi Arabia. **A)** Outcrop of the Subayti Member located on the coastal highway south of Magna town. It consists of light grey, massive shale, mudstone, calcareous mudstone (marl) and evaporitic mudstone, interbedded with siltstone and a minor amount of thin-bedded sandstone. **B)** The type locality of Magna Formation near the town of Magna, located on the east coast of the Gulf of Aqaba. These thick massive evaporites form a significant cap rock on the sandstone reservoirs of the Burqan Formation.

Şekil 26. Kuzeybatı Suudi Arabistan'ın Midyan Havzası içinde açılma-sonrası ortaya çıkan sedimanter istifler. **A)** Magna köyünün güneyinde Akabe körfezinin kıyısında mostra veren Burqan Formasyonu'nun Subayti Üyesinin fotoğrafı. Bu mostra, açık gri renkli, masif şeyl, çamurtaşı, kalkerli çamurtaşı (marn) ve bu ince-taneli çökeller ile aratabakalı olan ince-tabakalı kumtaşları ve miltaşları ile temsil edilmiştir. **B)** Akabe Körfezi'nin doğu kıyısı üzerinde yer alan Magna köyü yakınında mostra veren Magna Formasyonu'nun tipik yeri. Bu kalın ve masif evaporitler Burqan Formasyonu'nun hidrokarbon üretimi yapılan rezervuar fasiyesleri üzerinde çok önemli ve geçirimsiz bir örtü kaya fasiyesi oluşturur.

mudstone, and thin-bedded gypsum-cemented sandstone (Figure 26A). Hughes and Johnson (2005) reported the presence of a minor amount of limestone in the subsurface. The thickness of the section is 150 m at the outcrop and 3.680 ft (1.122 m) in the Burqan-3 (BRQN-3) well. The succession shows a shallowing-upward regressive sequence. The lower parts of the member are deposited in the shallow marine environment on the continental shelf. This environment gradually became restricted and turned into evaporitic basins. The Early Middle Miocene age (Langhian) of the member was determined from the subsurface palynologic data (Hughes and Filatoff, 1995).

Magna Formation

The evaporite-dominated Magna Formation is best exposed in the town of Magna and forms the uppermost part of the succession that was deposited after the rifting event was completed in the Midyan Peninsula. The massive evaporitic sequence of anhydrite and gypsum deposits covers much of the central part of the Midyan Basin (Figure 26B). Large-scale slump structures in the evaporites of the Magna Formation can easily be observed in almost every part of the outcrop. The thickness of the formation ranges from 150 m thick at the outcrop (Motti et al., 1982) and 300 m in exploration wells drilled in the Red Sea and offshore Midyan Peninsula (Dullo et al., 1983). Based on the presence of age-diagnostic planktonic foraminifera and calcareous nannofossils collected from the surface and subsurface samples of the Magna Group, it was dated as Early to Middle Miocene (Hughes and Filatoff, 1995).

HYDROCARBON POTENTIAL OF THE MIDYAN BASIN

The Midyan Peninsula has great potential for hydrocarbon exploration and for production of oil and sweet gas in the onshore and offshore Midyan Basin and the Red Sea (Figure 27). Intensive

fieldwork at outcrops and subsurface and laboratory studies carried out by different departments of Saudi Aramco and Saudi universities indicated that the shallow marine carbonates of the Musayr Formation and the thick sandstone-dominated turbidite successions of the Lower Nutaysh Member of the Burqan Formation have potential source rock and reservoir rock facies in the Burqan field area of the Midyan Basin (Hughes and Johnson, 2005). This has been confirmed in the exploration well AI-Wajh South-1 (AWSO-1) at a depth of 2875-3819 m, making it a 944 m thick oil producing reservoir interval (Hughes and Johnson, 2005). The transgressive open marine shales overlaying the fossiliferous carbonates of the Musayr Formation are rather rich in organic matter (about 3-5% TOC) and provide a good potential source rock to generate hydrocarbon and migrate upward into the sand-dominated proximal turbidites and submarine canyons.

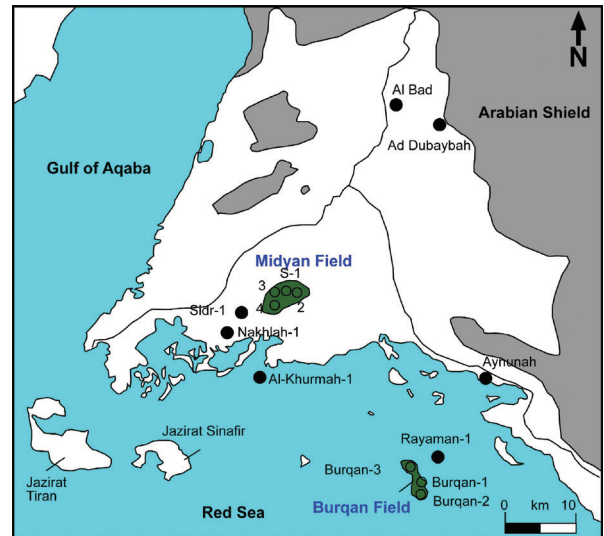


Figure 27. Map showing locations of all hydrocarbon-producing fields and exploration wells drilled in the offshore and onshore fields of the Midyan Peninsula (Hughes and Johnson, 2005).

Şekil 27. Midyan Yarımadası'ndaki deniz ve kıyı alanlarındaki tüm hidrokarbon üretim alanlarının ve arama kuyularının konumlarını gösterir harita (Hughes ve Johnson, 2005).

In this study, a large number of shale and sandstone samples was collected from various facies of the turbidite sequences. However, it was obvious that the thick bedded, medium- to coarse-grained, friable- to weakly-cemented sandstones deposited in the submarine canyons form the best reservoir facies. It was very important to understand their trend in the subsurface and recognize them on seismic lines. Therefore, paleocurrent directions were collected from the bottom structures (flute and groove casts) and cross-bedding formed in the lower parts of the vertically-stacked channels. These studies provided an important source of data to correlate them with oil producing reservoir facies in exploration wells in the Red Sea, Gulf of Suez and Midyan Basin (Alsharhan, 2003). They also greatly assisted in understanding the burial history and roles of different diagenetic processes on the reservoir properties, which can in turn be used to predict porosity and permeability of the subsurface reservoirs (Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014; Şenalp, 2016).

The potential reservoir sandstones deposited in the submarine canyons are medium- to thick-bedded, laterally continuous, medium- to coarse-grained, well-sorted, and friable or weakly cemented, porous and permeable. The essential framework grains of the sandstones consist of quartz (80%), feldspar (9.7%) and rock fragments (10.3%). The porosity of the studied sandstone samples, measured with a helium porosimeter, ranges from 7% to 24% depending on the location of the samples in the measured sections and their grain size. The studied sandstones from the hydrocarbon-producing turbidite sequence of the Lower Member of the Burqan Formation reflect a wide range of permeability values, ranging from 62 to 11,320 millidarcy, with an average value of 2846 millidarcy. The hydrocarbon-producing turbidite sequence of the Burqan Formation is overlain by the thick and massive evaporites of the Magna Formation, forming an efficient tight cap rock.

CONCLUSIONS

Based on long-term outcrop studies and measured sections in the Midyan Peninsula, the stratigraphy and depositional environments of the rift-related stratigraphic successions in the Midyan Basin have led to the following conclusions.

1. The Midyan Basin was formed as result of the Red Sea, Gulf of Suez and Gulf of Aqaba rifting in the Early Miocene (23.3 Ma) and represents the full stratigraphic succession deposited during the pre-rift, syn-rift and post-rift phases of the rifting; thus providing an excellent geological window to understand the tectonic influences on the type of climate and depositional systems in the basin.
2. The early syn-rift sedimentary successions (between 23.3 Ma and 19 Ma) consist of the arid continental alluvial fan and fluvial sediments (Sharik Formation), overlain by the coastal sabkha (playa) evaporites (Al'Bad Formation), and capped by the shallow marine carbonates (Musayr Formation) representing transgressive system tracts. The later syn-rift sedimentary successions consist of hydrocarbon-producing deep sea turbidites of the Lower Nutaysh Member and Alpine-type glacial, glacio-fluvial and glacio-marine deposits of the Upper Nutaysh Member. There is a glacially-formed unconformity surface between these two members.
3. Alpine-type glaciation was formed when the Sinai Peninsula and the rift shoulders were uplifted vertically more than 4 km above sea level during the climax of rifting during Early Miocene (19Ma). The height of the mountains in the Sinai Peninsula is expected to be at least more than 5,000 meters above sea level and at least a few kilometers above the permanent snow line.
4. The thick snow cover in the deep depressions on the crests of high mountain ranges in the Neoproterozoic Sinai Peninsula turned into glaciers. The depositional slope was high and the continental shelf area on the rift shoulder

was very narrow. The Alpine glaciation lasted about 5 million years and during this glacial period at least five major glacial advances and retreats were recorded in the measured sedimentologic sections. The duration of each glaciation (glacial advance) and deglaciation (glacial retreat) cycle is slightly more than 1 million years.

5. The glacial sediments were eroded and transported through narrow but deep U-shaped glacial valleys from the Sinai Peninsula in the west to the Midyan Peninsula in the east. They were deposited as true glacial, glacio-fluvial and glacio-marine sediments in the Midyan Basin. However, during the less cold seasons (during the melting phase or deglacial period), some of these coarse-grained glacial deposits were reworked and carried further down into deeper parts of the basin by means of gravity slide, slump and high density turbidity currents; whereupon polished and striated igneous blocks dropped from the floating ice (or iceberg) into the fine-grained sediments during their deposition, further indicating their glacial origin. There was a continuous transition and the lateral facies changed from being true glacial deposits (unsorted moraines) to genetically-related reworked moraines, erratics, glacio-fluvial and glacio-marine deposits. Every depositional system has its own convincing characteristics, but it is not easy to draw a sharp boundary between different geologic processes.
6. The sedimentary successions which were deposited during the post-rift period of the Red Sea and Gulf of Aqaba rifting (between 18 Ma and 5 Ma) consist of the conformably overlying Subayti Member of the Burqan Formation and the Magna Formation. The Magna Formation is a thick evaporitic succession, consisting mainly of massive anhydrite interbedded with secondary gypsum and evaporitic mudstone forming a very tight cap rock facies on top of the sandstone reservoirs essential for an effective petroleum system.

ACKNOWLEDGMENTS

A large part of this study was carried out when the first author was employed for 30 years as Senior Geological Consultant at Saudi Aramco of Saudi Arabia and recently in Turkish Petroleum. We are grateful to these organizations for providing us with all the necessary facilities both in the field and in the office. We greatly acknowledge Prof. Dr. Nizamettin Kazancı, Prof. Dr. Cemal Göncüoğlu, Prof. Dr. Graham Evans and Prof. Dr. M. Namık Yalçın who kindly read and edited the paper by making some corrections and valuable suggestions. Some figures were drafted by Dr. Murat Şentürk and Mahir Kaya. We appreciate their contributions.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Bu çalışmada Erken Miyosen (23,03 My) zamanında başlayan Kızıldeniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin tektonik açılmalarıyla ortaya çıkan Midyan Havzası'nın stratigrafik evrimi, çökelme ortamları ve çok farklı fasiyes özelliklerinin ayrıntılı olarak çalışılması sonucunda, bunların havzanın hidrokarbon potansiyelin etkilerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Havzanın hidrokarbon potansiyelinin ortaya konması için ilgili petrol sisteminin unsur ve süreçlerinin çok daha ayrıntılı araştırılması gerekmektedir. Ayrıca, bu çalışmada açılma sırasında Sina Yarımadası'nın düşey yönde önemli miktarlarda yükselmesiyle ortaya çıkan Alp-tipi buzullaşmasının yarı-graben özelliğindeki Midyan Havzası'nın içinde gelişen farklı çökelme ortamlarına nasıl yansıdığı açıklanmıştır. Süveyş Körfezi ve Kızıldeniz'de üretim yapılan 200'den fazla petrol sahasının bulunması ve körfez içindeki sedimanter istiflerin her yönüyle Midyan Havzası'ndaki istiflere benzerlik göstermesi, bu havzanın hidrokarbon potansiyelini önemli derecede artırmıştır. Bu istif, petrol sistemlerinin en önemli unsurları olan kaynak kaya, rezervuar kaya, örtü kaya ve hidrokarbonların kapanlanması için gerekli olan yapısal (antiklinal ve fay) ve stratigrafik özelliklere sahiptir. Midyan Havzası içinde, Oligosen'den

başlayıp Miyosen sonuna kadar uzanan sedimanter istiflerin stratigrafisi, sedimentolojisi ve fasiyes analizlerini içeren bilgiler bu yayının yazarlarından birinin uzun yıllar boyunca Suudi Aramco Petrol Şirketi ve King Fahad Üniversitesi'nde yapmış olduğu arazi çalışmalarının sonuçlarına dayandırılmıştır. Midyan Havzası, Geç Oligosen (Şatiyen)-Erken Miyosen (Akitaniyen, 23,3 My) zamanında açılmaya başlamış ve bu açılma Orta Miyosende sona ermiş ve bunu doğrultu atımlı faylanma olayları takip etmiştir. Kızıldeniz açılışının toplam yer değiştirmesinin 100 km den daha fazla olduğu bilinmektedir (Garfunkel, 1988). Sina Yarımadası'nın Erken Burdigaliyen (19 My) zamanında 4 km den fazla yükselmesi sonucu gelişen Alp-buzullaşması ile ilişkili olarak havza içinde buzul-kökenli en azından beş aşınma yüzeyleri ve stratigrafik istifte gelişmiş kesiklik düzlemleri tespit edilmiştir. Faylanma ile ortaya çıkan çökme olayları, Miyosendeki deniz seviyesi dalgalanmaları ve açılma sırasındaki tektonik olayların neden olduğu Sina Yarımadası'nın kuvvetli yükselmesi ile ilişkilidir (Evans, 1988; Şenalp, 2016). Midyan Havzası içindeki sedimanter istifleri içinde birbirini takip eden üç açılma evresi tespit etmiştir. Bunlar: 1) açılma-öncesi, 2) açılma-sırası (erken ve geç) ve 3) açılma-sonrası istifler olarak tanımlanmıştır. Açılma-öncesi İstifler Kızıldeniz'in açılışından önce çökelen Paleozoyik, Mesozoyik ve Erken Tersiyer istifleri yalnızca Tayma-Tabuk ve Sakaka (Al Jawf) havzaları içinde temsil edilmiştir. Bu çalışmanın yapıldığı bölgede sadece Üst Kretase yaşlı Adaffa Formasyonu mostrada korunmuştur. Adaffa Formasyonu Kretase yaşlı olup (Clark, 1986) Midyan bölgesinin güneydoğusunda yer alan Ifal havzasında, açılma-öncesi istifin en alt birimini oluşturur ve Arap Kalkanı'nın Neoproterozoyik yaşlı kristalin temel üzerine oturur. Formasyonun üst kısmı Sharik Formasyonu'nun tabanındaki erken-açılma dönemini temsil eden Erken Miyosen yaşlı (23,03 My) bölgesel aşınma yüzeyi ile sınırlandırılmıştır. Ölçülmüş tip kesitte bu istif 90 m, olup alttan üste

doğru çakıltası, kırmızımsı-kahve renkli, çapraz-tabakalı, iyi boylanmış, gevşek çimentolu kuvars kumtaşlarından oluşmaktadır. İstifin en üstü kesimleri ince-tabakalı marn, miltaş, ince-taneli kumtaşı ve gri-yeşil renkli şeyl fasiyesleri ile temsil edilen menderesli nehir ortamında çökeltmiştir. Şeyller içinde dinazor ve kaplumbağalara ait kemik parçaları ve silisleşmiş ağaç parçaları bulunmaktadır. Dinazor kemik parçalarının Geç Kretase (Albiyen) yaşlı titanosaurid dinazor türü olduğu saptanmıştır (Şenalp, 2016). Kızıldeniz'in açılış sırasında çökelen ve çok önemli hidrokarbon potansiyeline sahip sedimanter istifler, Suudi Arabistan'ın kuzeybatısında yer alan Midyan Havzası içinde hiç kesiksiz olarak korunmuştur. Bu havza, Oligosen sonunda (Şatiyen, 23,03 My) başlayan sürekli ve birbirleri ile bağlantılı olarak gelişen Kızıldeniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin açılışına ile ilişkili olarak ortaya çıkmıştır. Açılmanın erken aşamasında birbirleriyle bağlantısı olmayan yarı-grabenler oluşmuş, fakat açılma ilerledikçe bu grabenler gittikçe derinleşen geniş çökeltme havzalarına dönüşmüş ve içlerinde kalın, açılmanın tüm aşamalarını ve ortaya çıkan farklı çökeltme ortamlarını temsil eden istifler çökeltmiştir. Açılma sırasında oluşan bu istif erken-açılma ve geç-açılma istifleri olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Erken-açılma istifi, tabanda alüvyon yelpazesi ve flüviyal ortamda çökeltmiş Sharik Formasyonu, onun üzerine gelen playa ortamında çökeltmiş masif anhidrit fasiyesindeki Al Bad' Formasyonu ve en üstte sığ deniz ortamında çökeltmiş karbonatların temsil ettiği Musayr Formasyonu ile temsil edildiği transgresif bir çökeltme modelini temsil eder. Musayr Formasyonu'nun çökeltmesinin hemen sonrasında Midyan Havzası, bitişik bulunduğu Proterozoyik yaşlı kristalin temelin oluşturduğu Sina Yarımadası'nın tektonik olarak düşey yönde yükselmesiyle ilişkili olarak aşırı bir derinleşme kazanmıştır. Bu olay, açılmanın en şiddetli olduğu ve hatta zirve yaptığı bir dönemi temsil edip ortaya çıkan istifler Burqan Formasyonu (Mısırdaki Rudeis Formasyonu) olarak tanımlanmış, Alt ve Üst Nutaysh olarak

adlandırılan iki üyeye bölünmüştür (Şenalp, 2016). Alt Nutaysh Üyesi, Musayr Formasyonu'nun karbonatları üzerine uyumlu olarak gelen deniz altı yelpazeleri içinde çökelmiş klasik türbidit istifleridir. Üst Nutaysh Üyesi, Sina Yarımadası'nın Erken Burdigaliyen (yaklaşık 19 My) zamanında 4 km'den daha fazla yükselmiş olması (Garfunkel ve Bartov, 1977) nedeniyle yüksek dağ zirvelerinde oluşan Alp-tipi buzulların erimesiyle ortaya çıkan derin vadilerin çökeltmiş olduğu farklı buzul fasiyesleriyle temsil edilmiştir. Bu iki farklı üye arasındaki buzul aşındırma yüzeyi Mısır'da Rudeis- ortası olay olarak tanımlanmıştır. İstif içindeki büyük granit bloklarının varlığı, buzulların Sina Yarımadası'ndan aşındırıp taşıdığı malzemeleri denizin içine kadar taşıdığını gösterir (Şenalp, 2016). Neoproterozoyik kristalin temel üzerine oturan, Erken Miyosen (Akitaniyen, 23,03 My) yaşlı Sharik Formasyonu, açılmanın en erken dönemindeki graben ve yarı-grabenler içinde çökelmiştir. Bu formasyon, fosil içermeyen başlıca kumtaşı, çakıltası ve çamurtaşından yapılmış olup sıcak ve kurak iklim koşulları altında geniş alüvyon yelpazeleri, ve bu yelpazelerin daha aşağı kısımlarındaki örgülü nehir ve playa ortamına yakın eoliyen kumul ortamlarında çökelmiştir. Midyan Havzasında, Al Bad' Formasyonu başlıca beyaz renkli, masif-görünümlü anhidrit, jips ve az miktarda şeylden yapılmış olup alttaki Sharik Formasyonu'nun karasal çökelleri üzerine uyumlu olarak oturur. Al Bad' Formasyonu'nun Musayr Formasyonu'nun sığ deniz karbonat fasiyesleri ile olan üst sınırı önemli bir transgresyon yüzeyini temsil eder. Formasyonun kalınlığı Yanbu-6 arama kuyusunda 461 ayak (140,5 m) kalınlıkta olup kaya tuzu, anhidrit ve az miktarda şeylden yapılmıştır (Hughes ve Johnson, 2005). Al Bad' Formasyonu'nun playa (geçici göl) adı verilen ve genellikle alüvyon yelpazelerinin aşağı kısımlarında ve grabenlerin en çukur olduğu yerlerdeki sınırlı bölgelerde çökelmiş olduğu anlaşılmıştır (Al-Ramadan vd., 2013). Bu playa ortamı, Tetis Okyanusu'nun Midyan grabeni içine sokulduğunun en kanıtlayıcı göstergesidir. Arama kuyularından alınan karotlardaki örneklerinin



stronsiyum izotop çalışmaları bu formasyonun yaşını Erken Miyosen (Akitaniyen, 22-23 My) olarak göstermiştir (Cocker ve Hughes, 1993). Clark (1986) tarafından tanımlanmış ve 66 m kalınlıktaki bir karbonat istifi ile temsil edilmiş olan Musayr Formasyonu Kızıldeniz'in erken açılımının en üst devresinde ortaya çıkan sığ deniz ortamında çökelmiştir. Transgresif istifin tümüyle korunduğu bölgelerde karbonat istifi alttaki Al Bad' Formasyonu'nun playa evaporitleri üzerinde uyumlu, fakat evaporitlerin çökelediği playa ortamının dışındaki bölgelerde Musayr karbonatları Sharik Formasyonu'nun kırmızı renkli karasal kumtaşı ve çamurtaşları üzerine doğrudan oturur (bak: Şekil 12). Bu dokanak çok önemli bir zaman boşluğunu temsil eder. Musayr Formasyonu ve Burqan Formasyonu'nun Alt Nutaysh Üyesini oluşturan türbidit istifi ile olan üst sınırı çok keskindir ve havzanın çok hızlı bir şekilde derinleşmesini işaret eder. En yaygın olan çökeltme ortamı gel-git işlemlerinin egemen olduğu sığ deniz platformudur. Bu seviyenin üzerine kavkılı tanetaşı, oolitik tanetaşı ve mikritik kireçtaşı fasiyesleri gelir. Oolitik kireçtaşı seviyeleri yanal devamlılıkları fazla olmayan mercer şeklindeki gel-git kanalları içinde çökelmiştir. Mikritik kireçtaşları içinde zengin makro-ve mikro fosiller bulunur; özellikle istiridye, mercan ve miogypsinid foraminifer fosilleri bu kireçtaşlarının sıcak ve sığ deniz ortamında çökeldiklerini işaret eder. Bu bentonik foraminifer fosillerinden en yaygın olanı Miogypsinoidea ve özellikle Miogypsina tani, Erken Miyosen (Geç Akitaniyen, yaklaşık 20,04 My) yaşını işaret eder (Hughes ve Johnson, 2005). Musayr Formasyonu'nun Süveyş Körfezi içindeki karşılığı olan Nukhul Formasyonu'nun petrol ve gaz üretim sahalarındaki kalınlığı 20 m ile 60 m arasında değişir ve ortalama gözenekliliği %16 olarak ölçülmüştür. Hidrokarbon yönünden çok önemli olan Erken Miyosen (Burdigaliyen, 20,44-15,07 My) yaşlı Burqan Formasyonu Mısır'da, Kızıldeniz ve Süveyş Körfezi'nde Rudeis Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Açılmanın en aktif olduğu bir dönemde çökelmiştir ve ilk defa Auxerap/Tenneco petrol şirketinin Suudi

Arabistan'ın Kızıldeniz içinde açmış olduğu Burqan-3 isimli arama kuyusunda tanımlanmıştır. Sina Yarımadası'nda periyodik olarak ortaya çıkan tektonik yükselmeler ve bununla ilişkili iklim değişiklikleri ve Alp-tipi buzullaşma, Midyan Havzası içindeki çökeltme ortamının çeşitliğini etkilemiştir. İstifin bu özellikleri göz önüne alınarak Burqan Formasyonu, Alt Nutaysh, Üst Nutaysh ve Subayti olarak üç ayrı üyeye ayrılmaktadır (Şenalp, 2016). Alt Nutaysh Üyesi, formasyonun sığ deniz karbonat istiflerinin çökmesinden kısa bir süre sonra Sina Yarımadası'nın yükselmesiyle birlikte Midyan Havzası ansızın derinleşmiş ve tabanı sürekli olarak çökmeye maruz kalmıştır. Derin bir havza içinde ortaya çıkan bu ilk istif, sürekli olarak kıta yamacından açık denize doğru ilerleyen denizaltı yelpazeleri içinde çökelmiş klasik türbidit istifleri ile temsil edilmiştir. Türbidit istiflerinin tabaka kalınlıkları ve kumtaşlarının tane boyları istifin altından üstüne doğru dereceli olarak artar. Bu istifleri derince kesen denizaltı kanyonları içinde çökelmiş ve genellikle kumtaşından yapılmış istifler ise tabaka kalınlıkları ve kumtaşlarının tane boylarının dereceli olarak üste doğru incelendiği petrol ve gaz üretimi için çok önemli bir çökeltme modeli sunarlar. İstifin en tabanında çökelmiş pelajik şeyller siyah renkli, organik madde yönünden zengin petrol ve doğal için önemli kaynak kaya oluşturur. İstifin en üst kısmı, denizaltı yelpazelerin en üst kısmını oluşturan ve bu istiflerin çökmesinden sorumlu olan denizaltı kanyonları tarafından kesilmiştir. Bu kanyonların tabanı, belirgin bir aşınma yüzeyini temsil eder. Kanyonun dolduran çökeller tümüyle, orta-kalın tabakalı, yanal yönde devamlı, orta-iri taneli, çok iyi-boylanmış, kırılğan veya gevşek çimentolu, gözenekli ve geçirimli kumtaşlarından yapılmıştır ve çok verimli rezervuar özelliklerine sahip kumtaşlarıdır. Kumtaşının bileşenlerini oluşturan en önemli mineraller kuvars (%80), feldispat (%9,07) ve kaya parçacıklarıdır (%10,13). Süveyş Körfezi içinde petrol ve gaz üretiminin yapıldığı Rudeis Formasyonu'nun karotlarından alınan tapalarda kumtaşlarının gözenekliği, örneğin alındığı yer, tane boyu ve boylanma derecesine

bağlı olarak %7 ile %27 arasında değişir. Burada açılmış AI-Wajh South-1 (AWSO-1) üretim kuyusunda 2875-3819 m derinlikler arasında 944 m kalınlıkta ve petrol üreten rezervuar fasiyesi mevcuttur (Hughes ve Johnson, 2005). Bu kuyuda yapılan ayrıntılı laboratuvar çalışmaları, Musayr (Nukhul) karbonatlarının üzerine transgresif olarak gelen ve denizaltı yelpazelerinin tabanını oluşturan pelajik organik madde kapsamının yüksek olduğu (ortalama %3-5 TOC), hidrokarbon üretimi için iyi kaynak kaya potansiyeli olduğu kanıtlanmıştır. Burada ortaya çıkan hidrokarbonlar üste doğru genetik ilişkili olarak çökeldikleri yakınsak türbidit ve denizaltı kanyonu içindeki kalın ve gözenekli kumtaşlarının içine göçtükları kanıtlanmıştır (Hughes ve Johnson, 2005). Burqan (Rudeis) Formasyonu'nun çok verimli petrol ve gaz üreten kumtaşı rezervuarları Magna Formasyonu'nun kalın ve geçirimsiz evaporitleriyle örtülmüştür. Üst Nutaysh Üyesi, Sina Yarımadası'nın tektonik olaylarla yaklaşık 19 milyon yıl önce, düşey yönde 4 km den fazla yükselmesi (Garfunkel ve Bartov, 1977) sonucu bu yüksek dağ silsilelerinin daimi kar sınırının üzerinde kalan büyük bir bölümünde Alp-tipi buzullar gelişmiştir. Bu dağ buzullarının erimesi sonucu ortaya çıkan, yanal yönde dereceli geçiş gösteren gerçek buzul (moren), buzul-flüviyal ve buzul-denizel fasiyesleri çökelmiştir. Bu üç farklı fakat buzul kökenli fasiyeslerin içinde bol miktarda, yüzleri cilalanmış ve çizilmiş büyük granit blokları bulunur. Bölgede yapılan geniş kapsamlı arazi çalışmaları dar ve U-şeklindeki buzul vadilerinin Sina Yarımadası'ndan kaynaklanıp yamaç aşağı yönde Midyan Havzası'na doğru geldiğini kanıtlamıştır. Havzanın en derin kısmında çökelmiş türbidit fasiyesler içinde deniz tabanına düşmüş büyük granit blokları çok yaygın olarak gözlemlenmiştir. Yemen bölgesinde de buna benzer buzul çökellerinin rapor edilmiş olması onların geniş yayımlı oldukları tarzında yorumlanmıştır. Midyan bölgesinde yapılan gözlemler morenlerin çökmesinden sorumlu buzul işlemleri ile türbidit fasiyeslerinin çökmesinden sorumlu olan moloz ve bulantı akıntıları işlemleri arasında kesiksiz bir

devamlılığın olabileceğini orta koymuştur. Bu üç farklı çökeltme ortamlarının yakın ilişkileri tüm ayrıntılarıyla çalışılıp yeni bir model olarak ilk defa Şenalp (2016) tarafından ileri sürülmüştür. Kızıldeniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin açılmalarının sonunda ortaya çıkan sedimanter istifler (14-1,6 My) havzanın kuzeybatı kısmında ve yeraltında çok iyi korunmuştur. Bu istifler genellikle sıcak iklim koşulları altında, sığ deniz ve geniş playa ortamlarında çökelmiştir. Bu birimler Burqan Formasyonu'nun Subayti Üyesi ve Magna Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Subayti Üyesi, buzullaşmanın sona ermesini takip eden dönemde, sığ kıta sahanlığı üzerinde çökelmiş, 150 m kalınlıkta, ara tabakalı krem renkli masif şeyl, kalkerli çamurtaşı (marn), evaporitik çamurtaşı, miltaşı ve ince tabakalı jips çimentolu kumtaşı fasiyesi ile temsil edilmiştir. Burqan Formasyonu'nun hidrokarbon üretiminin yapıldığı Nutaysh Üyeleri'nin üzerine uyumlu olarak gelir çok önemli geçirimsiz bir örtü kaya fasiyesidir. Süveyş Körfezi'nde açılan arama kuyularından alınan karotlarda bu üyenin yaşı palinolojik çalışmalarla erken Orta-Miyosen (Langiyen) olarak belirlenmiştir (Hughes ve Filatoff, 1995). Magna Formasyonu, 150 m kalınlıktaki tipik kesitin ölçüldüğü Akabe Körfezi'nin kıyısındaki Magna köyünde çok iyi temsil edilmiştir. Tümüyle masif evaporit (anhidrit ve jips) istifi ile temsil edilmiş bu formasyon Midyan Havzası'nın yüzeyde görülen en genç birimidir ve yaşı Orta Miyosen olarak belirlenmiştir (Hughes ve Filatoff, 1995). Kuzeybatı Suudi Arabistan'ın Midyan Yarımadası'nda yürütülen bu çalışmalardan elde edilen deneyim ve bilgi birikimleri Isparta-Antalya arasındaki Aksu Havzası'nın Akdeniz içindeki hidrokarbon potansiyelini anlamak için çok yararlı olmuştur. Aynı yaş aralığı ve aynı fasiyeslerle temsil edilmiş sığ deniz ortamında çökelmiş Akitaniyen karbonat istifleri ve Burdigaliyen yaşlı türbidit istiflerinin kalın potansiyel rezervuar kumtaşları Aksu Nehrine paralel olarak uzanan Isparta-Antalya karayolu üzerinde gözlemlenmiş olup, buna yönelik çalışmalar ayrıca sürdürülmektedir.

ORCID:

Muhittin Şenalp  <https://orcid.org/0000-0003-2144-0091>
Sema Tetiker  <https://orcid.org/0000-0001-5158-7364>

REFERENCES / KAYNAKLAR

- Al-Laboun, A., 2012. Did glaciers exist during Pleistocene in the Midyan region northwest corner of the Arabian Peninsula? *Arabian Journal of Geosciences*, 5(6), 1333-1339.
- Al-Laboun, A., Al-Quraishi, A., Zaman H. & Benaafi, M., 2014. Reservoir characterization of the Burqan Formation sandstone from Midyan Basin, northwestern Saudi Arabia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23(2), 204-214.
- Al-Ramadan, K., Dogan, U. & Şenalp, M., 2013. Sedimentology and diagenesis of the Miocene Nutaysh Member of the Burqan Formation in the Midyan area (northwestern Saudi Arabia). *Geological Quarterly*, 57(1), 165-174.
- Alsharhan, A.A., 2003. Petroleum Geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt. *American Association of Petroleum Geologists*, 87(1), 143-180.
- Alsharhan, A. & Nairn, A., 1997. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Amsterdam, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-82465-3.X5000-1>.
- Clark, M.D., 1986. *Explanatory notes to the geologic map of the Al-Bad' Quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia: Geoscience Map Series GM81A scale 1:250,000 sheet, 28A*. Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources, 46 p.
- Dullo, W.C., Hotzl, H. & Jado, R.A., 1983. New stratigraphical results from the Tertiary Sequence of the Midyan area, NW Saudi Arabia. *Newsletter Stratigraphy*, 12(2), 75-83.
- Evans, A.L., 1988. Neogene tectonic and stratigraphic events in the Gulf of Suez rift area, Egypt. *Tectonophysics*, 153, 235-247.
- Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 35, 1-248.
- Eyles, N., 2004. Frozen in time: concepts of 'global glaciation' from 1837 (die Eiszeit) to 1998 (the Snowball Earth). *Geoscience Canada*, 31, 157-166.
- Eyles, N.K., 2006. The role of meltwater in glacial processes. *Sedimentary Geology*, 190(1-4), 257-268.
- Eyles, N. & Januszczak, N., 2004a. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, 65, 1-73.

- Eyles, N. & Januszczak, N., 2004b. Interpreting the Neoproterozoic glacial record: the importance of tectonics. In G.S. Jenkins, M.A.S. McMenamin, C.P. McKey & L. Sohl (Eds.), *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate. Geophysical Monograph 146* (125-144). American Geophysical Union, Washington, DC.
- Eyles, N. & Januszczak, N., 2007. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation?. *Basin Research*, 19, 179-198.
- Eyles, C.H., Eyles, N. & Miall, A.D., 1985. Models of glacio-marine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, 15-84.
- Gardner, W.C., Khan, M.A. & Al-Hinai, K.G., 1996. Interpretation of Midyan and Sinai geology from a Landsat TM image. *Arabian Journal Science*, 21(4A), 571-586.
- Garfunkel, Z., 1988. Relation between continental rifting and uplifting: evidence from the Suez rift and northern Red Sea. *Tectonophysics*, 150, 33-49.
- Garfunkel, Z. & Bartov, Y., 1977. The tectonics of the Suez rift. *Geological Survey of Israel Bulletin*, 71, 1-44.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F. & Westlake, I.R., 2002. Tunnel valleys and density flow processes in the upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 25, 297-324.
- Hughes, G.W. & Filatoff, J., 1995. New biostratigraphic constraints on Saudi Arabian Red Sea pre-and syn-rift sequences. In M.I. Al-Husseini (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences GEO'94* (517-528). Gulf PetroLink, Bahrain, 2.
- Hughes, G.W. & Johnson, R.S., 2005. Lithostratigraphy of the Red Sea Region. *GeoArabia*, 10(3), 49-129.
- Le Heron, D.P., Craig, J. & Etienne, J.L., 2009. Ancient glaciations and hydrocarbon accumulations in North Africa and the Middle East. *Earth-Science Reviews*, 93(3-4) 47-76.
- Le Heron, D.P., Armstrong, H.A., Wilson, C., Haward, J.P. & Gindre, L., 2010. Glaciation and deglaciation of the Libyan desert: the Late Ordovician record. *Sedimentary Geology*, 223, 100-125.
- Matthew, R.B., Doyle, P. & Mather, A.E., 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121(3-4), 331-339.
- Molnia, B.F., 2004. Glossary of Glacier Terminology: A glossary providing the vocabulary necessary to understand the modern glacier environment: U.S. Geol Surv Open-File Rep 1216 p.
- Motti, E., Teixido, L., Vazquez-Lopez, R. & Vial, A., 1982. Magna Massif Area: Geology and Mineralization: Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources, BRGM-OF-02-16, 44 p.
- Rasul, N.M.A. & Stewart, I.C.F., (Ed.). 2018. *Geological Setting, Palaeoenvironment and Archaeology of the Red Sea*. Springer Nature Switzerland AG. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-99408-6>
- Schack Pedersen, S.A., 2012. Glaciodynamic sequence stratigraphy. In M. Huuse, J. Redfern, D. Le Heron, R.J. Dixon, A. Moscardello & J. Craig (Eds.), *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems* (29-51). Geological Society Special Publication, 29-51.
- Şenalp, M., 2006a. *Stratigraphy and Sedimentology of the Paleozoic Successions in Saudi Arabia, (Volume 1)*. Upstream Ventures Department of Saudi Aramco.
- Şenalp, M., 2006b. *Stratigraphy and Sedimentology of the Paleozoic Successions in Saudi Arabia, (Volume 2)*. Upstream Ventures Department of Saudi Aramco.
- Şenalp, M., 2016. Kızıl Denizin açılımı ve Midyan Havzası'nın stratigraphic evrimi (KB Suudi Arabistan). *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 28, 19-58.
- Şenalp, M. & Al-Laboun, A., 2000. New Evidence on the Late Ordovician Glaciation in Central Saudi Arabia. *Saudi Aramco Journal of Technology*, 11-40.
- Şenalp, M., Bahtiyar, I., Isikalp, U., Uz, E. & Kaya, M. 2018. *Sequence Stratigraphy and Sedimentology of the Paleozoic Successions on the Arabian Platform and Their Impact to Hydrocarbon Explorations in Southeast Turkey*. Turkish Association of Petroleum Geologists, 396 p.
- Stern, R.J. & Johnson, P., 2010. Continental Lithosphere of the Arabian Plate; a Geologic, Petrologic, and Geophysical Synthesis. *Earth Science Reviews*, 101, 29-67.
- van der Vegt, P., Janszen, P. & Moscardello, A., 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. In M. Huuse, J. Redfern, D. Le Heron, R.J. Dixon, A. Moscardello, J. Craig (Eds.), *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems* (pp. 75-97). Geological Society Special Publication. <https://doi.org/10.1144/SP368>



**Göksun, Afşin ve Ekinözü (Kahramanmaraş, Türkiye) Metamorfitletindeki
Fillo-silikatların Jeokimyasal Özellikleri**
*Geochemical Properties of Phyllosilicates in Göksun, Afşin and Ekinözü Metamorphites
(Kahramanmaraş, Turkey)*

Deniz Hozatlıoğlu^{1*}, Ömer Bozkaya², Hüseyin Yalçın¹

¹Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

²Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Denizli

• Geliş/Received: 09.01.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 13.03.2020

• Kabul/Accepted: 08.04.2020

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 07.09.2020

• Baskı/Printed: 15.01.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Bu çalışmada, Doğu Toroslar'ın batı kesiminde Kahramanmaraş ili kuzeyinde batıdan doğuya doğru Göksun, Afşin ve Ekinözü ilçeleri çevresinde yüzeyleyen Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı metamorfik birimlerindeki fillosilikatların jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Bu kapsamda düşük-orta dereceli metamorfik örneklerden elde edilen saf K-mika ve illit/K-mikalarda jeokimyasal (ana ve iz/eser element, duraylı ve radyojenik izotop) incelemeler yapılmıştır. Fillosilikatların ana oksit bileşimlerine göre; Afşin ve Göksun bölgelerine ait illit/K-mikalar Ekinözü bölgesindekilere göre daha yüksek SiO₂ ve Al₂O₃, buna karşın daha düşük MgO, Fe₂O₃, MnO ve Na₂O içermektedir. Fillosilikat minerallerinin ana oksit bileşimlerine göre; şistlerle temsil edilen Ekinözü bölgesindeki K-mikalar biyotit-seladonit, fillitlerle temsil edilen Afşin ve Göksun bölgesindekilere ise muskovit bileşimlerine daha yakındır. Kloritler; şamozit ve klinoklor arasında trioktahedral bileşime sahiptir. Hem trioktahedral, hem de dioktahedral özelliğindeki illit/K-mikalar; genel anlamda muskovit ile biyotit arasında (biyotit-seladonit, muskovit-filogopit, muskovit-ferrifenjit, muskovit-ferrobiyotit, Al-flogopit-Al-annit) bir bileşim sergilemektedir. Fillosilikat minerallerinin eser element içerikleri; geçiş metalleri ve granitoid elementler bakımından yüksek; buna karşın diğer elementler, özellikle kalıcılığı düşük (LFSE) ve yüksek (HFSE) elementler açısından düşük derişim göstermektedir. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize iz element desenlerinde; kloritler K-mikalara, benzer biçimde trioktahedral K-mikalar dioktahedral olanlara göre daha düşük değerler sunmaktadır. Klorit ve illit/K-mikaların kondrit ve Kuzey Amerika Şeyl Bileşimi'ne (NASC) göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) dağılımlarında; Afşin bölgesine ait dioktahedral K-mikalar en fazla fakirleşmeye, Ekinözü bölgesine ait trioktahedral mikalar ise en yüksek zenginleşmeye sahiptirler. Oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerine göre; fillosilikatları incelenen tüm örnekler yüksek sıcaklık ve derin ortam koşullarını temsil eden hipojen bölgede yer almaktadır. Serizit/K-mika ve kloritlerin oksijen ve hidrojen izotop değerleri; bu minerallerin oluşum sıcaklıklarının 375-500 °C arasında değiştiğine işaret etmektedir. İllit/K-mikaların ⁴⁰Ar/³⁹Ar radyometrik yaş verileri; Afşin ve Göksun bölgelerindeki metamorfik kayalar için Üst Kretase (Santoniyen-Kampaniyen), Ekinözü bölgesindekilere için Alt-Orta Eosen (İpresiyen-Bartonyen) döneminde gelişen metamorfizmayı göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Ana ve iz/eser elementler, duraylı ve radyojenik izotoplar, fillosilikatlar, metamorfizma, metamorfitlet, Toros dağları.

Abstract: This study determined the geochemical properties of phyllosilicates in the Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic metamorphic units outcropping from west to east in the vicinities of Göksun, Afşin and Ekinözü towns in the north of Kahramanmaraş province in the westerly part of the Eastern Taurus mountains. Geochemical examination of phyllosilicates (major and trace elements, stable isotope) was carried out on pure K-micas and

illite/K-micas separated from low-medium grade metamorphic samples. According to the main oxide composition of the phyllosilicates, illite/K-micas from the areas of Afşin and Göksun contain higher SiO₂ and Al₂O₃ and lower MgO, Fe₂O₃, MnO and Na₂O compared to those in the area of Ekinözü. The minerals represented by schists in the Ekinözü K-micas are close to having a biotite-celadonite composition while those with phyllites in Afşin and Ekinözü are close to muscovite composition. Chlorites have a trioctahedral composition between chamosite and clinochlor. Illite/K-micas with both trioctahedral and dioctahedral characteristics show a composition between muscovite and biotite (biotite-celadonite, muscovite-phlogopite, muscovite-ferriphengite, muscovite-ferrobiotite, Al-phlogopite-Al-annite) in general. In the trace element content of phyllosilicate minerals, transition metals and granitoid elements are at high concentrations while other elements, especially elements with low (LFSE) and high field strength (HFSE), display low concentrations. In the chondrite-normalized trace element content of phyllosilicate minerals, chlorites have higher values compared to K-micas and trioctahedral K-micas show lower values compared to dioctahedral K-micas. Rare earth element (REE) distribution of chlorite and sericite/K-mica minerals is normalised to chondrite and North American Shale Composition (NASC); the dioctahedral K-mica of Afşin region has the highest depletion, while the trioctahedral mica of Ekinözü has the highest enrichment. The oxygen and hydrogen isotope composition of the phyllosilicate minerals show that they are in the hypogene region, which represents high temperature and deep environment conditions. The oxygen and hydrogen isotope values of sericite/K-mica and chlorites indicate that the formation temperatures of these minerals varied between 375 and 500 °C. ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric age data for the metamorphic rocks show that the metamorphism developed during the Upper Cretaceous (Santonian-Campanian) in the Afşin and Göksun regions and the Lower-Middle Eocene (Ypresian-Bartonian) periods in the Ekinözü region.

Keywords: Major and trace elements, metamorphism, metamorphites, phyllosilicates, stable and radiogenic isotopes, Taurus mountains.

GİRİŞ

Diyajenez/metamorfizma derecesinin belirlenmesinde; fillosilikatların parajenetik, mineralojik ve kristalografik-yapısal özelliklerinin (Frey, 1987; Merriman ve Frey, 1999; Merriman ve Peacor, 1999) yanı sıra, jeokimyasal verileri (Ohr vd., 1994; Savin ve Lee, 1988; Sheppard ve Gilg, 1996; Uysal vd., 2000, 2006; Bozkaya ve Yalçın, 2013) de kullanılabilir. Fillosilikatlarının gerek ana gerekse iz elementlerinin dağılımında görülen ayrılaşmalar, köken kayaç ve/veya oluşum süreçleri hakkında önemli bilgiler vermektedir (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Örneğin; metamorfik granatlardaki iz elementlerin, özellikle nadir toprak elementlerinin (NTE) dağılımlarından yararlanılarak metamorfik birliklerin P-T-X (basınç-sıcaklık-bileşim) zonu çizilebilmiştir (Hickmott vd., 1987). Duraylı izotop (oksijen-hidrojen) jeokimyası incelemeleriyle, sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamanın yanı sıra, belirli mineral parajenezleri kullanılarak metamorfizmada etkin olan sıcaklık koşulları belirlenmiştir (Huebner vd., 1986; Harris ve Holland, 1984). ⁴⁰Ar/³⁹Ar yöntemi gibi

radiometrik yaş tayini yöntemleri ile metamorfik kayaçların soğuma tarihçelerine ait kantitatif veriler elde edilebilmektedir (McDougall ve Harrison, 1999).

İnceleme alanının yer aldığı Toros-Anadolu Platformu veya Toros-Anadolu Tektonik Birliği'ne ait Toroslar veya Toros Kuşağı (Göncüoğlu vd., 1997), büyük ölçüde diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik Paleozoyik istifler içermesi nedeniyle Alpin-öncesi jeolojik tarihçenin izlerini taşımaktadır. Torosları oluşturan tektono-stratigrafik birlikler ile bunların paleocoğrafik konumları, stratigrafik ve yapısal karakteristiklerinin yanı sıra, çökelme ortamlarına ve metamorfizma özelliklerine göre ayrılanmıştır (Özgül, 1976, 1984). Toros kuşağındaki birliklerin paleocoğrafik konumlarına göre yapılan bu ayrılanmaya göre; Toros kuşağı içerisindeki metamorfik kayaçlar Alanya Birliği altında toplanmıştır. Doğu Toros kuşağı'ndaki metamorfik kayaçlardan Doğu Anadolu Fay Zonu'nun (DAFZ) kuzey kesiminde kalanlar (Malatya, Keban, Engizek ve Göksun Metamorfikleri) Alanya Birliği, DAFZ güneyinde

kalanlar (Bitlis ve Pütürge Metamorfitleri) ise Misis Birliği içerisinde değerlendirilmiştir. Bu birliklerin Erken Paleozoyik yaşlı bölümünün Gondvana'nın kuzeybatı sınırındaki riftleşme ile ilişkili bir ortamda çökeldiği, Neotetis'in kuzey ve güney kollarının Geç Kretase'de kapanması ile de çift yönlü bir nap sistemine dönüştüğü belirtilmektedir (Göncüoğlu, 2010). Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında yer alan metamorfik masiflerin kökenine yönelik yapılan çalışmalarda metamorfik masiflerin birbirinden bağımsız olmayıp aynı tektonik birime ait oldukları, benzer bir stratigrafik istif sundukları ve Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış bir kıta platformundan (Toros Mesozoyik karbonat platformu) türedikleri belirtilmiştir (Yılmaz vd., 1992). Metamorfik Masiflerin yer aldığı Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda Yılmaz ve Yiğitbaş (1990) ile Yılmaz (1993) tarafından güneyden kuzeye doğru; Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Bölgesi olmak üzere üç tektonik kuşak ayrılanmıştır. Yılmaz vd. (1993) ise; Güneydoğu Anadolu orojeninin yaklaşık olarak doğu-batı gidişli, Toros platformu ile Arap kıtası arasındaki kıtasal çarpışmanın bir sonucu olarak şekillenen üç yapısal zona ayrılabilirliğini öne sürmüşlerdir. Orojenik kuşak boyunca metamorfik ve ofiyolitik kayaçların geniş yayılım gösterdiklerini, ofiyolitlerin Geç Kretase'den Miyosen'e kadar olan dönemde bu yakınsayan kıtasal blokların arasında tamamen tüketilmiş olan okyanus kalıntılarını sunduklarını ifade etmişlerdir. Araştırmacılara göre; okyanusal kabuğun tüketilmesi ve napların Arap kıtasına doğru ilerleyen güney yönlü hareketi boyunca, bir nap yığını içerisinde bir araya gelmiş kıtasal ve okyanusal kayaçlardan oluştuklarını ileri sürmüşlerdir (Yılmaz ve Güner, 1996).

Bu çalışmada doğu Toroslar'ın batı kesiminde Kahramanmaraş ili kuzeyindeki Göksun, Afşin ve Ekinözü ilçeleri çevresinde geniş ve tipik yüzlekler sunan ve coğrafik konumlarına göre Göksun, Binboğa ve Engizek metamorfikleri olarak tanımlanan Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik

yaştaki metamorfik birimlerdeki fillosilikatların jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu kapsamda, mineralojik ve petrografik özellikleri saptanan fillosilikatların ana, iz, NTE derişimleri ve duraylı izotop (O ve H) bileşimindeki değişimlerin yanı sıra, radyojenik (⁴⁰Ar/³⁹Ar) izotop jeokimyası da araştırılmıştır. Böylece bu incelemeler sonucunda elde edilen verilerin bölgenin jeolojik evriminin yorumlanmasına katkılar sağlayacağı düşünülmektedir.

JEOLJİ

Toros Kuşağı'ndaki Alpin orojenezile ilişkili metamorfik masiflerde sonelli yıldag gerçekleştirilen çalışmalarda değişik adlamalar (Alanya, Malatya, Göksun, Binboğa, Engizek ve Keban Metamorfitleri) ile farklı birliklerin (Antalya, Alanya, Geyikdağı, Bozkır, Aladağ, Bolkardağı, Pütürge ve Bitlis) incelendiği görülmektedir (Özgül, 1976, 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1990; Yılmaz vd., 1987, 1988, 1992, 1993; Yılmaz, 1993; Göncüoğlu, 2010). Bununla birlikte Toros Kuşağı'ndaki Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı metamorfik birimlere yönelik öncel çalışmalar da yapılmıştır (Bozkaya, 1999, 2001; Bozkaya ve Yalçın, 2004; Bozkaya vd., 2007a, 2007b). Torosları konu edinen ilk kapsamlı çalışma Özgül (1976) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacı, Torosları Kambriyen-Tersiyer aralığında çökelmiş kaya birimlerini, stratigrafi ve metamorfizma özellikleri, içerdikleri kaya birimleri ve yapısal konumlarıyla birbirinden ayrılan; farklı coğrafik bölge ve değişik havza koşullarını yansıtan birliklere ayırmıştır. Bolkardağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak adlandıran bu birliklerin bir kuşak boyunca yüzlerce kilometre yanal devamlılık gösterdiği ve çoğunlukla birbirleri üzerinde allohton olduklarını belirtmiştir. Bu birliklerden Bolkardağı, Aladağ, Geyikdağı ve Alanya birliklerinin şelf türü

karbonatlı ve kırıntılı kaya türünü kapsadığını, Bozkır ve Antalya birliklerinin ise daha çok derin deniz çökellerini, ofiyolitleri ve bazik bileşimli denizaltı volkanitlerini kapsadığını ifade etmiştir. Toros Kuşağı birlikleri Geç Kretase'de Neotetis'in kuzey ve güney kolunun kapanması ve kıtasal mikrolevhaların çarpışması (Şengör ve Yılmaz, 1981) sonucu dilimlenmiş ve platformun kuzeyindeki birlikler (Bozkır, Bolkardağı ve Aladağ) güneye doğru, güneyindekiler (Antalya ve Alanya) ise kuzeye doğru Geyikdağı Birliği üzerine bindirmiştir (Özgül, 1976; 1984).

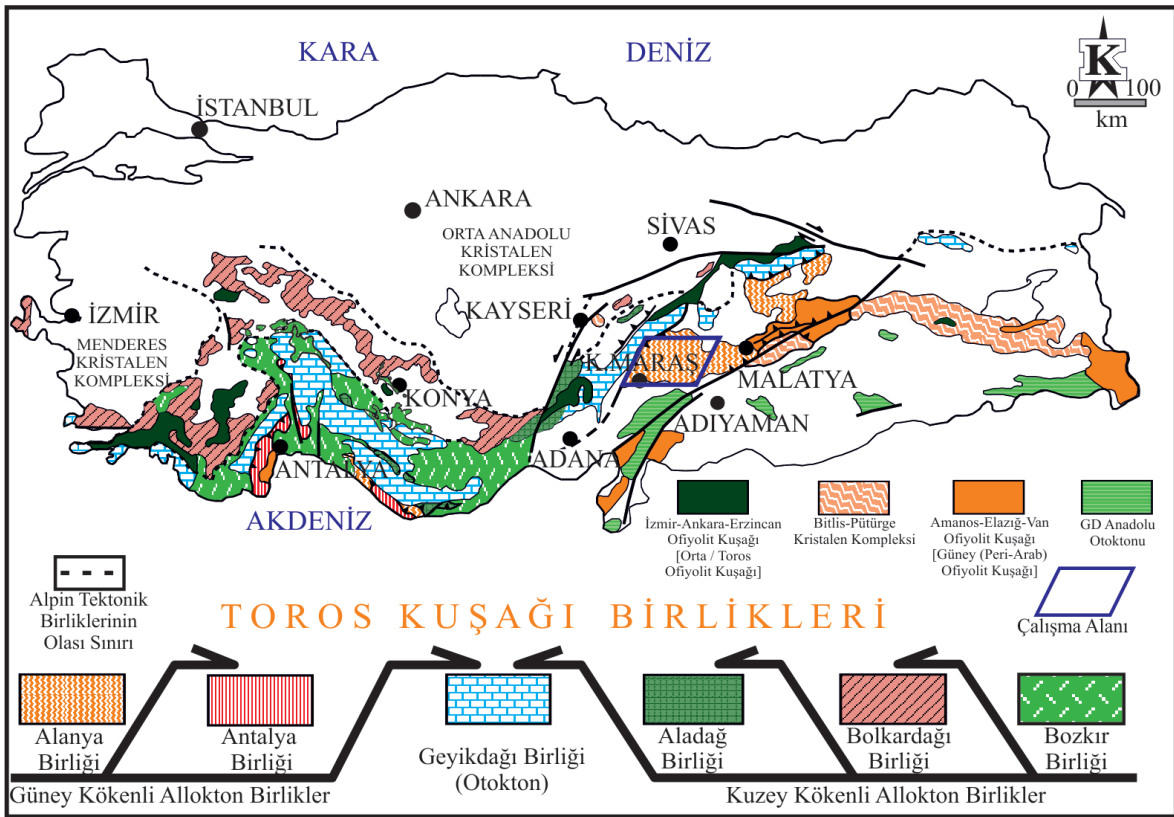
Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı Metamorfik Masiflerinin doğu uzantısını temsil eden metamorfik kayalar Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap bölgesi olmak üzere üç tektonik kuşağa ayırılmıştır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1990; Yıldırım ve Yılmaz, 1991; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve Yıldırım, 1996). Bunlardan Arap Platformu; Kambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip otokton sedimanter kayaları (Güneydoğu Anadolu Otoktonu), Nap Bölgesi; ofiyolitik, metamorfik, volkanik-volkanoklastik sedimanter kayalar ile temsil edilmekte olup, inceleme alanı bu kuşak içinde yer almaktadır. Ekay zonu ise Arap Platformunun kuzey uzantısını sınırlayan ters fay ve bindirme dilimlerinden oluşmaktadır. Gerçekleştirilen çalışmalarda bu metamorfik masiflerin kökeni ve tektonik konumları hakkında kesin bir görüş birliği sağlanamamıştır. Doğu Toros Kuşağı Metamorfitlerinin (Bitlis-Pütürge, Keban, Malatya, Göksun/Binboğa ve Engizek Metamorfitleri) kökeni ve tektonik konumları incelendiğinde farklı yaklaşımların söz konusu olduğu görülmüştür. Bunlardan birincisinde hem Bitlis-Pütürge hemde Keban Metamorfitlerinin Arap Plakasını temsil ettiği (Yazgan, 1981, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1993), ikincisinde bölgede yüzeyleyen tüm metamorfik kayaların aynı kökenli (Toros kökenli) olduğu (Yılmaz, Y. vd., 1992; Yılmaz, Y., 1993; Yılmaz, A. vd., 1993) öne sürülmektedir. Üçüncü görüş ise; Bitlis ve Pütürge Metamorfitlerinin birbirinden

farklı olduğu, Pütürge Metamorfitlerinin Keban ve Malatya Metamorfitleri ile birlikte, Anadolu ve Arap Plakasından dar okyanus havzalarıyla ayrılan bağımsız bir mikrolevhayı (Keban Levhacığı) temsil ettiği belirtilmiştir (Perinçek ve Özkaya, 1981). Yazarlar Bitlis Metamorfitlerinin üzerinde ofiyolitlerin yer aldığını, buna karşın Pütürge ve Keban Metamorfitleri üzerinde ofiyolitlerin bulunmadığını vurgulamışlardır. Bunlara ilaveten; Hall (1976, 1980) Bitlis Metamorfitlerinin bir yitim zonu karmaşığı olduğunu, buna karşın Perinçek (1980a) istifin yitim zonu karmaşığı olmadığını, Anadolu levhasına tipik bir kıtasal kabuk niteliğinde olduğunu ileri sürmektedir. Baştuğ (1976) ve Özkaya (1978) Bitlis Metamorfitlerinin Arap Plakasının bir uzantısı olduğunu belirtmişlerdir. Bitlis-Pütürge ve Keban Metamorfitlerinin aksine Malatya Metamorfitlerinin Toros kökenli olduğu konusunda görüş birliği söz konusudur. Diğer taraftan, birçok yazar Malatya ve Keban Metamorfitlerinin aynı kökene sahip olduklarını belirtmiş ve Keban-Malatya Birimi şeklinde adlandırma kullanmışlardır (Yazgan, 1981, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1993; Yılmaz, 1993). Yılmaz ve Yiğitbaş (1990), Malatya Metamorfitlerinin Keban ve Bitlis-Pütürge Metamorfitleriyle birlikte Üst Kretase'ye kadar ki dönemde aynı platforma ait olup, metamorfizmadan sonra da aynı bütünün parçaları olduklarını ileri sürmektedir. Yazarlar, metamorfik birlikleri oluşturan istifin Triyas'akadarki dönemde Arap otoktonundan ayrılmış ve onun kuzeyinde yeralan Toros levhasıyla bağlantılı olmuşlardır. Jura-Kretase yaşlı kesimlerin karbonat platformu niteliğinde olduğu ve metamorfizmanın Üst Kretase sonunda olduğu belirtilmektedir. Triyas döneminden sonra bu metamorfik birliklerin Arap otoktonuyla ilk temaslarının ancak Miyosen'de olabileceği ileri sürülmüştür (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1990; Yılmaz vd., 1992; Yılmaz, 1993). Candan vd. (2012), Kahramanmaraş kuzeyinde Berit bölgesindeki nap dilimlerinde yer alan eklojit ve granat proksenitler üzerinde, Oberhansli vd.

(2012, 2014), Bitlis Kompleksinde glokofan ve karfolitlerde yaptıkları çalışmada yüksek basınç metamorfizmasının koşullarını yansıtan sıcaklık ve basınç değerleri tespit etmişlerdir. Elde edilen bu sonuçlar yüksek basınç olayının Bitlis Masifi ve küzeyindeki Anatolid-Torid platformu arasında yer alan bir okyanusal havzanın veya Neotetis okyanusu'nun güney kolunun kapanması ile ilişkilendirmişlerdir.

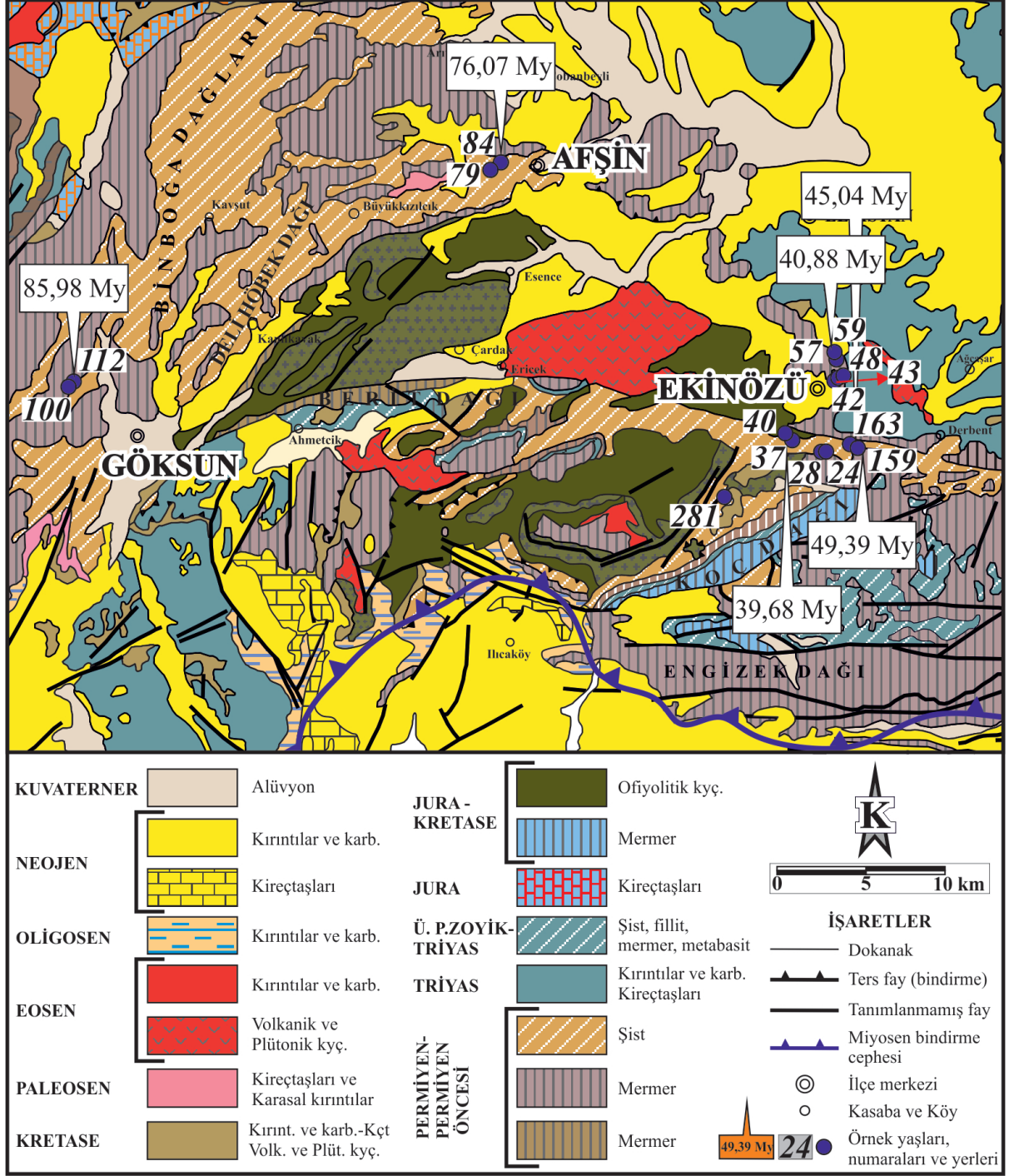
İnceleme alanı ve yakın çevresinde yer alan sedimanter-metamorfik (Özgül, 1976; 1984, Göncüoğlu vd., 1997) ve ofiyolitik birlikler (Juteau, 1980; Göncüoğlu vd., 1997) ve bunların

olası sınırları (Göncüoğlu vd., 1997; Göncüoğlu, 2010) Şekil 1'de, bölgesel jeoloji haritası (Bilgiç, 2002; Ulu, 2002) da Şekil 2'de verilmiştir. Bu sınıflamalara göre inceleme alanı Üst Devoniyen-Üst Kretase aralığında oluşmuş kırıntılı ve karbonat kayaçları kapsayan Alanya Birliği içerisinde yer almaktadır. İnceleme alanında yüzeyleyen en yaşlı kaya birimleri Üst Paleozoyik (Yoncayolu ve Çayderesi formasyonları) ve Triyas (Alçılı Formasyonu) yaşlı metamorfitler ve bunları kesen granitoid sokulumlardır. Bu kaya topluluğu üste doğru metamorfizmadan etkilenmemiş allokton ve örtü birimleri ile tektonik olarak üzerlenmektedir. (Yılmaz vd., 1993, 1997).



Şekil 1. Toros Kuşağı'ndaki otokton ve allokton birliklerin coğrafik dağılımı ve tektonik konumları (Tektonik Birliklerin Adlaması: Özgül, 1976, 1984; Göncüoğlu vd., 1997, Ophiyolit Kuşaklarının Adlaması: Juteau, 1980, Alpin Tektonik Birliklerinin Olası Sınırı: Göncüoğlu vd., 1997; Göncüoğlu, 2010'dan düzenlenmiştir).

Figure 1. Geographical distribution and tectonic setting of autochthonous and allochthonous units in the Taurus Belt (nomenclature of Tectonic Units from: Özgül, 1976, 1984; Göncüoğlu et al., 1997; nomenclature of Ophiolite Belts from: Juteau, 1980; and probable boundary of Alpine Tectonic Units from: Göncüoğlu et al., 1997; Göncüoğlu, 2010).



Şekil 2. Doğu Toroslarn bölgesel jeoloji haritası (Bilgiç, 2002 ve Ulu, 2002'den düzenlenmiştir), jeokimyasal analizlerde kullanılan örneklerin konumları ve illit/K-mika yaş verilerinin alansal dağılımı

Figure 2. Regional geological map of Eastern Taurides (prepared from Bilgiç, 2002 and Ulu, 2002), location of samples used for geochemical analysis, and areal distribution of illite/K-mica age data.

MATERYAL VE YÖNTEM

Fillosilikatların mineral kimyası incelemeleri kapsamında düşük-orta dereceli metamorfik örneklerden binoküler mikroskop yardımıyla ayrılan saf klorit ve mika pulcukları (muskovit, biyotit), ayrıca optik mikroskop, XRD-tüm kayaç ve kil ayırma yöntemiyle elde edilen saf kil fraksiyon verilerinin bir bütün halinde ayrıntılı olarak değerlendirilmesi sonucu mika pulcukları ve saf ve/veya safa yakın kil fraksiyonlarından itibaren 2 adet klorit, 9 adet illit/K-mika (serizit) olmak üzere toplam 11 adet kil fraksiyonu üzerinde ana, iz/eser ve NTE'nin analizleri Activation Laboratories Ltd. (Actlabs-Kanada) şirketine yaptırılmıştır. Bunun yanı sıra 2 adet serizit, 1 adet klorit, 1 adet biyotit ve 1 adet muskovit olmak üzere toplam 5 adet örneğin oksijen-döteryum duraylı izotop jeokimyası GNS Science National Isotope Centre'de (Yeni Zelanda) gerçekleştirilmiştir. Ayrıca metamorfizma yaşlarının belirlenmesi için 4 adet illit/K-mika, 1 adet biyotit ve 1 adet muskovit olmak üzere toplam 6 adet örnek üzerinde Argon Geochronology Laboratory of University of Michigan (Amerika Birleşik Devletleri)'da $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle yaşlandırma tayini yaptırılmıştır. Bu çalışma kapsamında toplamda 22 adet örnekte kimyasal analiz yaptırılmıştır.

Kil mineralleri ($<2 \mu\text{m}$) lityum metaborat/tetraborat ile eritilmiş ve elde edilen boncuk zayıf bir nitrik asit ile çözeltiye alınmıştır. Füzyon, oksit (örneğin; kuvars, vb.), refrakter (örneğin; zirkon, sfen, monazit, kromit, gahnit, vb.), NTE ve diğer kalıcılığı yüksek elementleri içeren mineraller dahil olmak üzere tüm numunenin çözünmesini sağlar. Analitik doğruluk, hassasiyet, tekrarlanabilirlik, standartlar ve tespit limitleri hakkında ek bilgiler ilgili şirketin sayfasından (www.actlabs.com) temin edilebilir.

Kil minerallerinin oksijen izotop analizi için, toz haline getirilmiş örneklerden CO_2 lazer ve BrF_3 kullanılarak oksijen çıkarılmıştır (Sharp,

1990). Oksijen izotop değerleri, Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu'na (V-SMOW) göre, $\delta^{18}\text{O}$ biçiminde sunulmuştur. Örnekler milde +9,6 değerini kullanarak NBS-28, uluslararası kuvars standardına ya da milde +5,8 değerini kullanarak UWG-2 Granat standardına normalize edilmiştir. NBS-28 ve UWG-2 için elde edilen değerler 0,15‰ den daha az bir değişkenlik göstermiştir. Örnekler ve standartlar vakum ekstraksiyon hattına yüklenmeden önce gece boyunca 150 °C de ısıtılmıştır. Boş BrF_3 , 0,2 mmol'den az oksijen elde edilene kadar çalıştırılmıştır. Oksijen eldeleri kaydedilmiş ve CO_2 gazı Geo20-20 kütle spektrometresinde analiz edilmiştir. Örnekler, GV Instruments IsoPrime kütle spektrometresi ile birleştirilmiş bir HEKAtech Yüksek Sıcaklık Element Analiz cihazında analiz edilmiştir. Örnekler gümüş kaspüllerde 1450 °C de pirolizlenmiş ve her bir örnek üç paralel olarak analiz edilmiştir. Bütün sonuçlar V-SMOW'a göre hesaplanmış ve 100 ‰, -66‰ ve -118‰ δD değerli IAEA-CH-7, NBS30 ve NBS22 uluslararası standartlara göre normalize edilmiştir. Bu ölçümler için harici hassasiyet 2‰' den iyidir.

Illit/K-mika içeren örnekler için $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayininde, örneklere 1 ml deiyonize su içinde yeniden süspansiyonlama işlemi yapılmış, mikro santrifüjde 10.000 devir/dk'da döndürülmüş ve dekantasyondan sonra ~1 mm'lik tanecikler haline getirilmiştir. Geri tepmeden kaynaklanan ^{39}Ar kaybını önlemek için, kil tanecikleri, McMaster Nükleer Reaktörünün orta akım lokasyonlarında 90 mWh boyunca nötron bombardımanı için gönderilmeden önce 1 mm ID erimiş silika şişelerine yerleştirilmiştir (ışınlama 1 için örnek yuvası 8C, ışınlama 2 için örnek yuvası 8A). Işınlamanın ardından, örnekler lazer füzyon sistemine tutturulmuş, şişeler 1×10^{-8} Torr vakum altında kırılmış ve örnekler, çoklu modda çalıştırılan 5W Coherent Innova continuous Arion lazerinden gelen odaklanmamış ışın kullanılarak yerinde kesintili-ısıtılmıştır. Argon izotopları daha sonra Hall (2013) tarafından önerilen yöntemler

vasıtasıyla analog modda işletilen Daly detektörü ile donatılmış VG1200S kütle spektrometresi kullanılarak analiz edilmiştir. Vakumla kapsüllenmiş örnekten elde edilen toplam gaz yaşı, klasik bir K-Ar yaşına eşittir. Bununla birlikte, Ar-Ar yaş verileri sonuçları hem kapanma (retention) yaşı hem de toplam gaz yaşı olarak verilmiştir. Analiz yapılan örnekler, anki-epimetamorfik ve daha yüksek dereceli metamorfizmayı temsil etmekte olup, metamorfizmaya ait mineral oluşum yaşına karşılık gelen kapanma sıcaklıkları kullanılmıştır (Middleton vd., 2014).

MİNERALOJİ

Göksun, Afşin ve Ekinözü yörelerindeki metamorfik kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri Hozathlıoğlu vd. (2020) tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir. Burada fillosilikat jeokimyası ortaya konulan kayaçların tanımlanması ile yetinilmiştir.

Göksun çevresindeki metamorfik kayaçları oluşturan buruşma kıvrımlı/dilinimli fillit, kalkfillit ve mermer litolojileri başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve fillosilikat ($2M_1$ illit/K-mika, I**b** klorit, paragonit, kaolinit, klorit-vermikülit/C-V, illit-klorit/I-C) içermektedir. Metamorfitler; KI ve *b*-hücre mesafesi verilerine göre yüksek ankizon-epizon ve orta basınç fasiyesi koşullarını (alt yeşilşist) yansıtmaktadır.

Afşin çevresindeki metamorfik kayaçlar fillit, kalkfillit, kalkşist, granatlı ve epidotlu mikaşist, klorit-epidot-amfibolşist ile tremolitli ve mikalı mermer litolojileriyle temsil edilmekte, fillosilikat minerallerini illit/K-mika (1*M* biyotit, $2M_1$ muskovit, paragonit), I**b** klorit, C-V, I-C, illit-simektit/I-S ve simektit oluşturmaktadır. Mineral birliktelikleri ve dokusal verilerin yanı sıra, illit/K-mika KI (epizon) ve *b*-hücre mesafesi (orta-yüksek basınç) verileri alt yeşilşist-yeşilşist fasiyesi koşullarına karşılık gelmektedir.

Ekinözü çevresindeki metamorfik kayaçlar alt düzeylerde kloritşist, amfibolşist, granat, sillimanit, stavrolit ve disten içeren mikaşist ve mikagnays litolojilerinden, üst düzeylerde ise tremolit, aktinolit, biyotit, muskovit ve klorit içeren kalsitli ve dolomitli mermerlerden oluşmaktadır. Mikalar, muskovit ($2M_1$) ve biyotit (1*M*) arasında (biyotit-seladonit, muskovit-filogopit, muskovit-ferrişist, muskovit-ferrobiyotit, Al-filogopit-Al-annit), kloritler (I**b**) ise şamozit ve klinoklor (brunsvigit ve diyabantit) arasında trioktahedral bileşime sahiptir. Mineral birlikteliklerine göre, Ekinözü bölgesindeki metamorfik kayaçlar metabazik ve metapelitlerce zengin alt seviyelerde amfibolit fasiyesi; metakarbonatlarca zengin üst seviyelerde ise yeşilşist fasiyesi koşullarını yansıtan metamorfizma derecelerini göstermektedir. İri tane boyutlu biyotit, muskovit ve kloritlere çok düşük-dereceli metamorfizmayı işaret eden C-V, C-S, I-C ve illit-vermikülit/I-V eşlik etmektedir.

Mineralojik bileşim ve metamorfizma derecelerine göre Göksun ve Afşin bölgesindeki metamorfik kayaçlar Malatya Metamorfitleri'ne, Ekinözü bölgesindekiler ise Pütürge Metamorfitleri'ne benzerlik sunmaktadır (Hozathlıoğlu vd., 2020). Elde edilen veriler; Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı Metamorfik Masiflerinin batı uzantısını temsil eden metamorfik kayaçların bölgelere göre farklı köken kayaç ve/veya litolojilere, batıdan (Göksun) doğuya (Ekinözü) doğru artan sıcaklık ve basınç koşullarına ve her birinin farklı jeolojik evrime sahip mozayikleri temsil ettiklerini göstermiştir.

FİLLOSİLİKAT JEOKİMYASI

Ana ve İz Element Jeokimyası

Göksun, Afşin ve Ekinözü bölgelerinden alınan klorit ve illit/K-mika minerallerinin ana element içerikleri ve birim-hücre bileşimleri Çizelge 1, iz element içerikleri ise Çizelge 2'de sunulmuştur.

Çizelge 1. Fillosilikat minerallerinin ana element kimyasal ve birim-hücre bileşimleri.**Table 1.** Major element chemical and unit-cell composition of phyllosilicate minerals.

Bölge	Ekinözü güneyi				Ekinözü doğusu				Afşin	Göksun	
	Mineral	Klorit	Klorit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	İllit/ Mika	İllit/ Mika
Örnek/ Oksit	TEM-24	TEM-28	TEM-40	TEM-42	TEM-43	TEM-48	TEM-57	TEM-59	TEM-79	TGM-100	TGM-112
SiO ₂	30,78	37,97	41,83	47,03	44,93	44,61	43,90	44,88	46,89	46,49	47,49
TiO ₂	0,383	0,666	1,720	1,623	1,824	1,512	1,525	1,504	1,398	1,829	1,589
Al ₂ O ₃	19,85	19,86	18,95	17,19	18,35	19,62	18,98	20,20	25,43	21,52	19,87
tFe ₂ O ₃	21,28	17,80	12,67	12,09	11,59	15,41	13,15	12,68	7,17	11,03	10,85
tFeO*	19,15	16,02	11,40	10,88	10,43	13,87	11,83	11,41	6,45	9,92	9,76
Fe ₂ O ₃ *	3,19	2,67	1,90	1,81	1,74	2,31	1,97	1,90	1,08	1,65	1,63
FeO*	16,28	13,61	9,69	9,25	8,86	11,79	10,06	9,70	5,48	8,44	8,30
MnO	0,097	0,091	0,396	0,092	0,067	0,073	0,241	0,075	0,124	0,018	0,028
MgO	14,18	8,46	6,76	6,12	6,72	5,88	5,90	5,13	1,96	3,58	4,12
CaO	0,24	0,59	2,33	0,84	1,20	0,53	1,27	0,81	0,77	0,19	0,49
Na ₂ O	1,20	1,79	0,61	1,21	0,57	0,74	0,56	0,72	0,59	0,10	0,10
K ₂ O	0,31	0,45	4,71	6,59	7,15	6,78	6,50	7,00	8,32	8,47	7,95
P ₂ O ₅	0,15	0,34	0,14	0,16	0,19	0,19	0,16	0,06	0,36	0,18	0,45
LOI	10,21	10,48	9,82	5,73	7,36	5,45	8,15	6,79	6,58	6,81	6,68
Total	98,68	98,50	99,95	98,69	99,94	100,8	100,3	99,86	99,59	100,2	100,1
Si	2,98	3,59	3,05	3,31	3,19	3,10	3,14	3,17	3,24	3,24	3,32
Al	1,02	0,41	0,95	0,69	0,81	0,90	0,86	0,83	0,76	0,76	0,68
TC	1,02	0,41	0,95	0,69	0,81	0,90	0,86	0,83	0,76	0,76	0,68
Ti	0,03	0,05	0,09	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,10	0,08
Al	1,25	1,80	0,68	0,73	0,72	0,70	0,74	0,85	1,30	1,01	0,95
tFe ³⁺	1,55	1,27	0,70	0,64	0,62	0,81	0,71	0,67	0,37	0,58	0,57
tFe ²⁺	1,64	1,33	0,72	0,66	0,64	0,84	0,73	0,69	0,38	0,59	0,59
Fe ³⁺	0,24	0,20	0,11	0,10	0,10	0,12	0,11	0,10	0,06	0,09	0,09
Fe ²⁺	1,39	1,12	0,61	0,56	0,54	0,71	0,62	0,59	0,32	0,50	0,50
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	2,05	1,19	0,73	0,64	0,71	0,61	0,63	0,54	0,20	0,37	0,43
TOC	4,89	4,31	2,23	2,11	2,15	2,20	2,17	2,14	1,96	2,06	2,03
OC	0,00	0,22	-0,02	0,24	0,15	-0,07	0,05	0,04	0,27	0,09	0,24
Ca	0,03	0,06	0,18	0,06	0,09	0,04	0,10	0,06	0,06	0,03	0,02
Na	0,23	0,33	0,09	0,17	0,08	0,10	0,08	0,10	0,08	0,01	0,01
K	0,04	0,05	0,44	0,59	0,65	0,60	0,59	0,63	0,73	0,75	0,71
P	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03
ILC	0,38	0,64	0,93	0,93	0,98	0,83	0,91	0,87	1,03	0,85	0,92
TLC	0,38	0,64	0,93	0,93	0,97	0,83	0,91	0,87	1,03	0,85	0,93

tFe₂O₃: Toplam demir; LOI: Ateşte kayıp; TC: Tetrahedral yük; TOC: Toplam oktahedral katyon; OC: Oktahedral yük; ILC: Tabaka arası yük; TLC: Toplam tabaka yükü

Çizelge 2. Fillosilikat minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm).**Table 2.** Trace element chemical composition of phyllosilicate minerals (ppm).

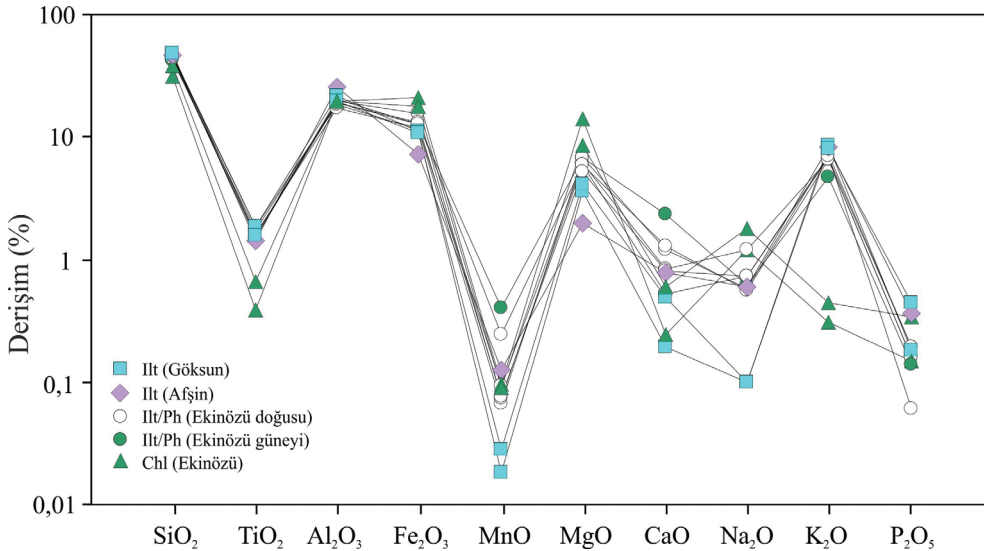
Bölge	Ekinözü güneyi				Ekinözü doğusu				Afşin	Göksun	
Mineral	Klorit	Klorit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	Fenjit	İllit/ Mika	İllit/ Mika	İllit/ Mika
Örnek/ Element	TEM-24	TEM-28	TEM-40	TEM-42	TEM-43	TEM-48	TEM-57	TEM-59	TEM-79	TGM-100	TGM-112
Cr	550	280	30	120	130	120	130	110	70	120	110
Ni	160	150	40	80	100	90	110	80	80	30	30
Co	28	43	69	37	44	26	45	33	41	5	4
Sc	34	64	13	21	23	23	17	17	29	17	10
V	211	264	202	178	185	181	150	152	126	179	179
Cu	<10	770	<10	<10	<10	<10	100	<10	20	30	30
Pb	<5	<5	18	5	<5	<5	31	12	10	14	18
Zn	50	60	170	80	90	90	110	80	60	90	70
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,6	0,2	0,2	0,3
In	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Sn	7	5	<1	4	4	4	4	3	4	5	4
W	128	117	51,1	62,3	31,9	39,9	72,9	49,6	69,3	18,5	17,3
Mo	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	4
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	8	12
Sb	<0,2	<0,2	0,6	0,3	0,4	<0,2	<0,2	0,3	1,4	0,4	0,6
Ge	2,3	2,8	1,5	1,9	2,1	2,1	1,8	2,2	2,6	2,4	1,6
Be	3	4	2	3	4	4	3	5	4	5	5
Ag	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	2,5	1,5	1,0
Rb	8	15	251	230	224	264	253	239	219	232	249
Cs	0,5	0,2	12,2	9,2	8,8	14,6	14,4	9,5	14,9	7,9	17,2
Ba	119	2047	1782	693	540	640	986	783	2640	217	252
Sr	14	49	173	44	34	32	44	56	33	9	13
Tl	<0,05	<0,05	1,18	0,80	0,81	1,10	0,91	0,88	0,97	0,55	0,61
Ga	36	50	22	26	28	27	26	26	35	30	26
Ta	0,18	0,33	0,24	1,54	2,94	1,79	1,68	1,94	1,72	4,62	3,41
Nb	1,3	3,2	3,7	10,9	31,5	20,9	16,8	21,1	23,0	56,1	44,1
Hf	1,1	3,3	0,3	0,7	1,4	1,4	1,9	1,6	17,2	10,8	8,1
Zr	50	149	10	29	53	55	79	61	824	478	338
Y	10,7	25,5	3,5	10,2	13,3	10,9	12,9	9,6	48,2	28,1	18,4
Th	0,65	1,83	0,14	5,08	8,31	3,83	34,2	4,69	38,6	12,3	13,2
U	1,05	2,29	0,09	0,75	1,52	1,60	1,74	1,82	3,43	6,92	11,8
La	2,62	9,81	1,46	10,4	23,3	13,4	13,5	18,3	212	12,4	13,4
Ce	5,52	20,4	2,86	20,4	46,7	25,6	28,5	28,9	442	24,2	35,8
Pr	0,73	2,57	0,39	2,38	5,31	2,96	2,86	3,18	51,3	2,77	3,60
Nd	3,52	12,2	1,93	9,76	20,8	12,3	11,1	11,0	203	11,2	14,5
Sm	1,23	4,32	0,51	2,09	4,05	2,37	2,19	2,00	36,9	2,36	2,97
Eu	0,364	1,28	0,155	0,596	0,713	0,540	0,437	0,478	8,47	0,499	0,653
Gd	2,02	5,69	0,58	2,02	3,04	2,19	1,92	1,73	22,8	2,59	2,55
Tb	0,35	1,00	0,09	0,32	0,47	0,35	0,36	0,27	2,38	0,54	0,44
Dy	2,09	5,74	0,53	1,90	2,68	2,01	2,21	1,64	9,84	4,34	3,05
Ho	0,39	1,01	0,11	0,38	0,51	0,40	0,48	0,31	1,78	1,09	0,69
Er	1,12	2,61	0,29	1,03	1,38	1,12	1,48	0,88	5,42	3,85	2,32
Tm	0,163	0,360	0,042	0,154	0,224	0,172	0,238	0,131	0,881	0,672	0,404
Yb	1,08	2,41	0,28	1,00	1,44	1,08	1,71	0,91	6,21	4,63	2,87
Lu	0,157	0,379	0,039	0,149	0,204	0,156	0,265	0,146	0,979	0,723	0,440

Fillosilikatların ana oksit derişimlerine göre; kloritler illit/K-mikalara göre daha yüksek MgO ve Fe₂O₃, daha düşük SiO₂, Al₂O₃ ve K₂O içerikleriyle belirgin biçimde ayrılmaktadır (Şekil 3). İllit/K-mikaların ana oksit derişimleri Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O ve P₂O₅ için geniş aralıkta, diğerleri daha dar aralıkta değişmektedir. İllit/K-mikaların oksit bileşimleri bölgelere ve dolayısıyla metamorfizma derecelerine göre farklılıklar göstermektedir. Afşin ve Göksun bölgesine ait illit/K-mikalar Ekinözü bölgesindekilere göre daha yüksek SiO₂ ve Al₂O₃, buna karşın daha düşük MgO, Fe₂O₃, MnO ve Na₂O içermektedir.

Klorit ve illit/K-mika minerallerinin ana bileşimine katılan oksitlerin üçgen diyagramdaki dağılımlarına göre (Şekil 4), SiO₂-MgO-Al₂O₃+tFe₂O₃ diyagramında incelenen fillosilikat mineralleri üçgenin sağ-orta kesiminde ve SiO₂-Al₂O₃+tFe₂O₃ çizgisine yakın yer almaktadır (Şekil 4a). İllit/K-mikalar muskovit-biyotit-seladonit arasında muskovit köşesine yakın konumlanmıştır. Şistlerle temsil edilen Ekinözü bölgesindekilere biyotit-seladonit bileşimine, fillitlerle temsil

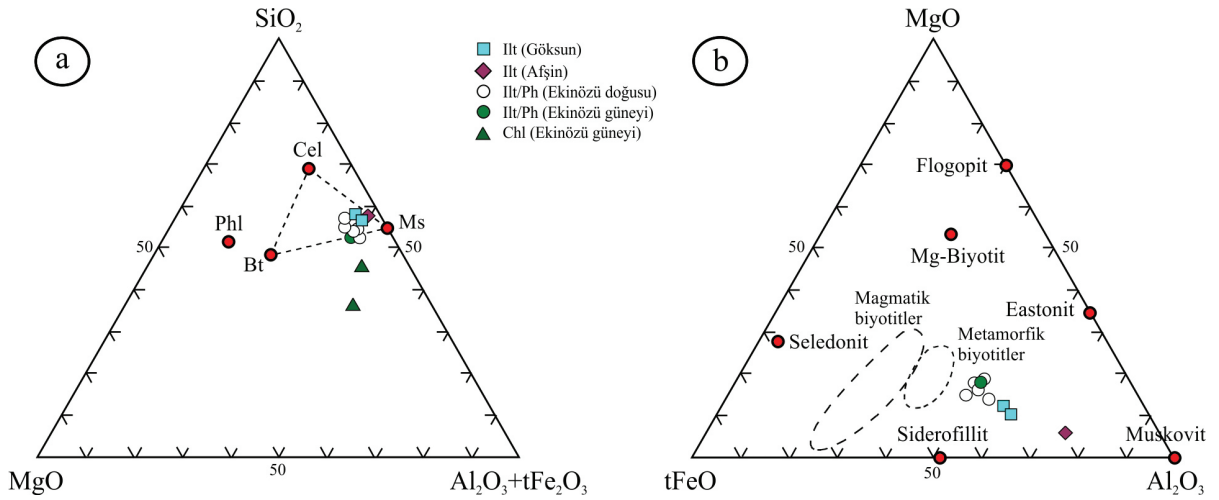
edilen Afşin ve Göksun bölgesindekilere muskovit bileşimine daha yakın konumlanmış bulunmaktadır. Magmatik ve metamorfik biyotit alanlarının (Deer vd., 1962) da işaretlendiği MgO-tFeO-Al₂O₃ üçgen diyagramında ise, alt-orta kesimde ve MgO-Al₂O₃ çizgisine yaklaşık paralel bir dağılım göstermektedir (Şekil 4b). K-mikaların oksit bileşimleri metamorfik biyotitler ile ideal muskovit arasında dağılım sunmaktadır (Şekil 4b).

Ekinözü ilçesi güneyinde yüzeyleyen Engizek Metamorfitleri'ne ait kloritlerin oktahedral kationlarını başlıca Mg, Fe ve Al (Mg_{1,19-2,05}Fe_{1,27-1,55}Al_{1,25-1,80}) oluşturmakta ve şamozit (Fe_{3,5}Mg_{1,5}Al) ve klinoklor (Mg₅Al) arasında trioktahedral bileşimi yansıtmaktadır. Kloritler Foster (1962) sınıflamasına göre brusvigit ve diyabantit (Şekil 5a), Bailey (1980) sınıflamasına göre klinoklor ve şamozit, olarak adlandırılmıştır (Şekil 5b). Aynı birimden alınan iki klorit örneğinin tetrahedral Al içeriğindeki farklılık çok az da olsa kil fraksiyonunda kalan kuvars ve feldispatlardan kaynaklanmış gözükmektedir.



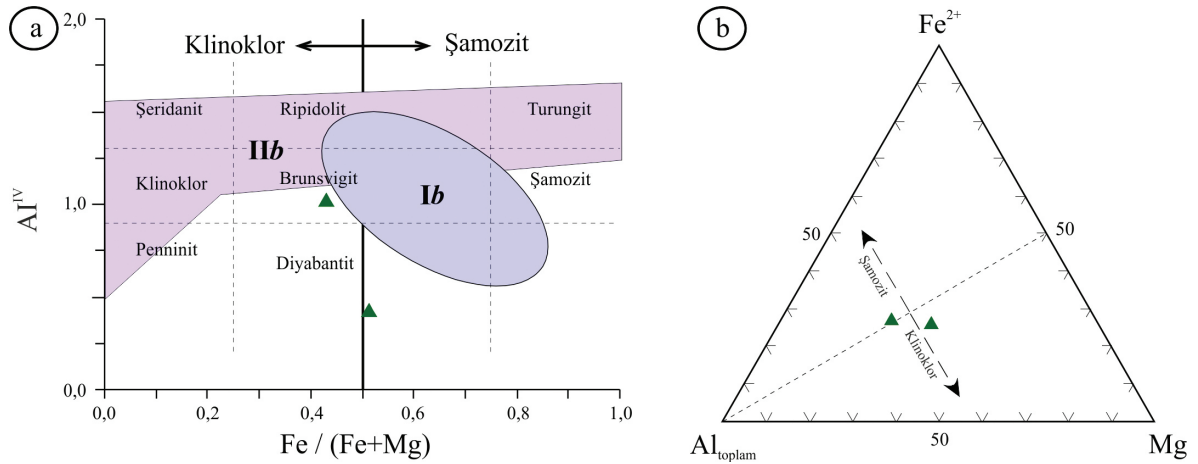
Şekil 3. Klorit ve illit/K-mikaların ana oksit bileşimlerinin dağılımları.

Figure 3. Distribution of major oxide composition of chlorite and illite/K-micas.



Şekil 4. Fillosilikat minerallerinin üçgen diyagramlarındaki dağılımları, **a)** $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$, **b)** $\text{MgO-tFeO-Al}_2\text{O}_3$ (Magmatik ve metamorfik biyotit alanları Deer vd. 1962'den alınmıştır).

Figure 4. Distribution of phyllosilicates on ternary diagrams: **a)** $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$, **b)** $\text{MgO-tFeO-Al}_2\text{O}_3$ (igneous and metamorphic biotite fields from Deer et al., 1962).



Şekil 5. Kloritlerin adlandırılma diyagramlarındaki konumları: **a)** $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, **b)** $\text{Fe-Al}_{\text{toplam}}\text{-Mg}$.

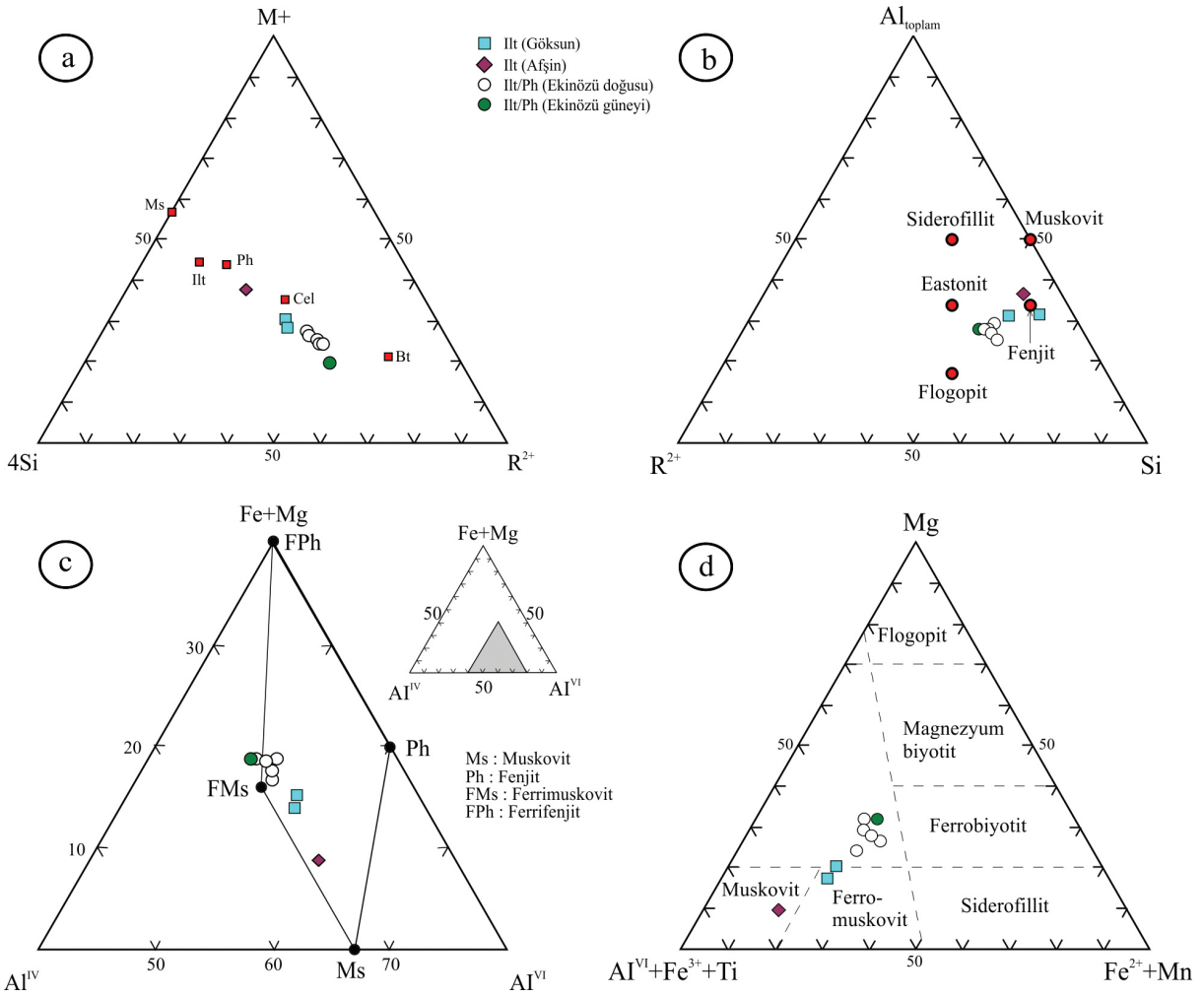
Figure 5. Setting of chlorites in nomenclature diagrams: **a)** $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, **b)** $\text{Fe-Al}_{\text{total}}\text{-Mg}$.

Ekinözü bölgesinde şistleri temsil eden K-mikaların oktahedral katyon içerikleri ($\text{Al}_{0,68-0,85}\text{Mg}_{0,54-0,73}\text{Fe}_{0,62-0,81}$) trioktahedral ($\text{Fe}+\text{Mg} > \text{Al}^{\text{VI}}$), Afşin ve Göksun bölgesinde fillitleri temsil eden illit/K-mikalar ($\text{Al}_{0,95-1,30}\text{Mg}_{0,20-0,43}\text{Fe}_{0,37-0,58}$) ise dioktahedral ($\text{Al}^{\text{VI}} > \text{Fe}+\text{Mg}$) bileşimi yansıtmaktadır. İllit/K-mikaların birim-hücre bileşimleri genel anlamda muskovit ile biyotit

arasında bir bileşimi yansıtmaktadır (Şekil 6). $\text{M}^+-4\text{Si-R}^{2+}$ diyagramında Ekinözü ve Göksun bölgesi illitleri biyotit-seladonit, Afşin bölgesine ait illit fenjit-seladonit arasında bileşime sahiptir (Meunier ve Velde, 1989) (Şekil 6a). $\text{Al}_{\text{toplam}}\text{-R}^{2+}\text{-Si}$ diyagramında illit/K-mikalar muskovit-flogopit arasında, Afşin ve Göksun bölgesi illit/K-mikaları fenjit, Ekinözü bölgesi illit/K-mikaları fenjit-

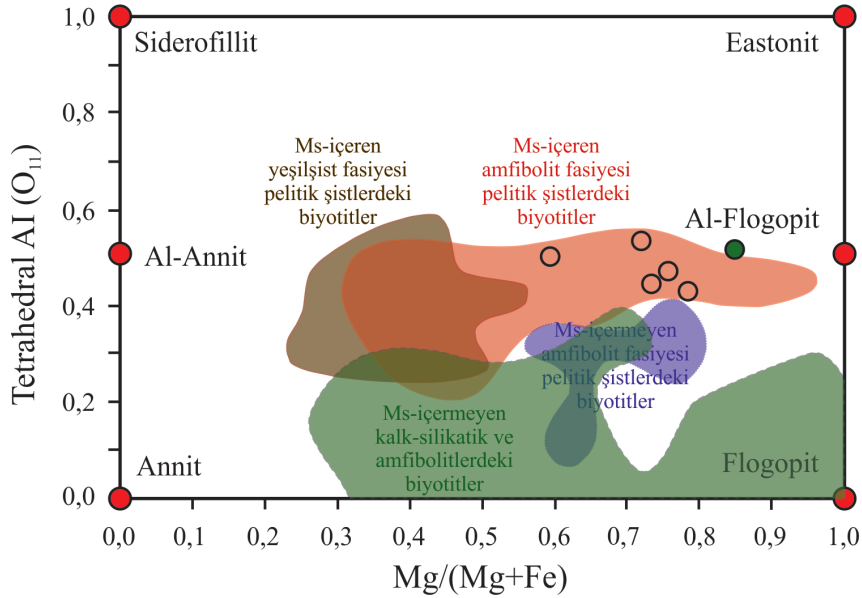
flogopit arasında bileşim sergilemektedir (Şekil 6b). Fe+Mg-Al^{IV}-Al^{VI} diyagramında muskovit-ferrimuskovit arasında bileşime sahip Afşin bölgesi illit örneği hariç, diğer illit/K-mikalar ferrimuskovit bileşimindedir (Guidotti, 1984) (Şekil 6c). Mg-Al^{VI}+Fe+Ti-Fe²⁺+Mn diyagramında illit/K-mikalar Afşin-Göksun-Ekinözü bölgeleri sırasına göre muskovitten ferrobipyotit bileşimine doğru değişim sunmaktadır (Foster, 1960) (Şekil 6d).

Ekinözü bölgesindeki trioktahedral K-mikalar; Al-flogopit-Al-annit arasında Al-flogopite yakın bir bileşime sahiptir (Şekil 7). Trioktahedral mikaların bileşimi mineralojik-petrografik verilerle uyumlu şekilde amfibolit fasiyesi pelitik şist alanı içerisinde yer almaktadır (Guidotti, 1984).



Şekil 6. K-mikaların adlandırma diyagramlarındaki konumları: a) M⁺-Si-R²⁺, b) Al_{toplam}-R²⁺-Si, c) Fe+Mg-Al^{IV}-Al^{VI}, d) Mg-Al^{VI}+Fe³⁺+Ti-Fe²⁺+Mn.

Figure 6. Setting of K-micas in nomenclature diagrams: a) M⁺-Si-R²⁺, b) Al_{total}-R²⁺-Si, c) Fe+Mg-Al^{IV}-Al^{VI}, d) Mg-Al^{VI}+Fe³⁺+Ti-Fe²⁺+Mn.



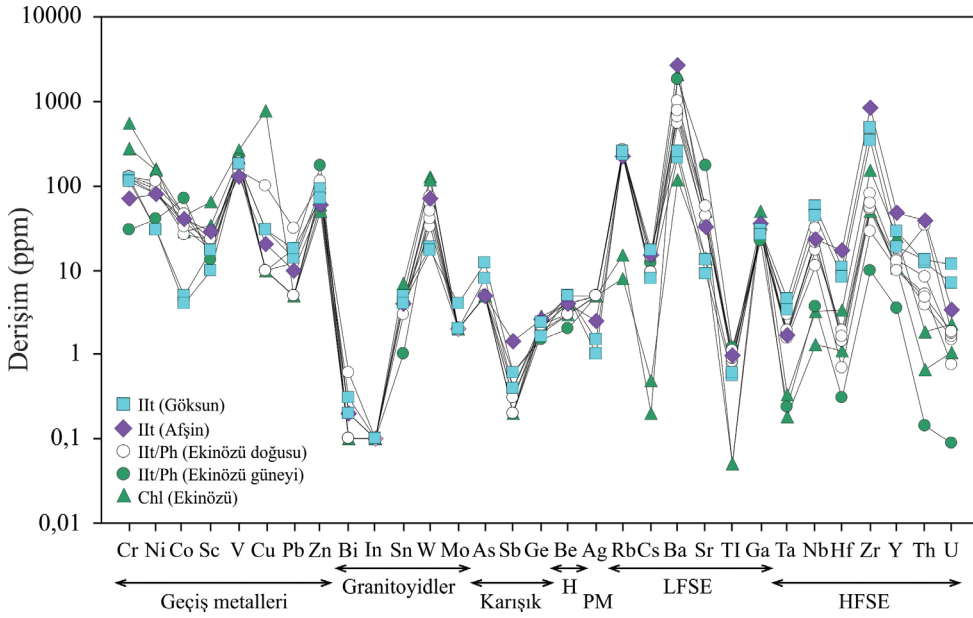
Şekil 7. Trioktahedral K-mikaların tetrahedral Al-Mg/(Mg+Fe) diyagramındaki konumu ve amfibolit fasiyesi metamorfik kayalarındaki biyotit alanları ile kökensel durumu (Sınıflandırma diyagramı ve biyotit alanları Guidotti, 1984'ten alınmıştır).

Figure 7. Setting of trioctahedral K-micas in tetrahedral Al-Mg/(Mg+Fe) diagram with their biotite fields and origin position in metamorphic rocks of amphibolite facies (Classification diagram and biotite fields taken from Guidotti, 1984).

Ekinözü bölgesindeki klorit ve trioktahedral K-mikaların NTE hariç diğer eser element içerikleri Şekil 8'de topluca sunulmuştur. Toplam eser element konsantrasyonu önemli farklılıklar göstermemekle birlikte, saf klorit örneğinde (TEM-24) en düşük (1443 ppm), dioktahedral K-mika örneğinde (TEM-79) en yüksek (4426 ppm) değere sahiptir. Bu durum elementsel süstitüsyonun kloritlerde daha az, buna karşın dioktahedral mikalarda daha yüksek düzeyde gerçekleştiğine işaret etmektedir. Kloritlerden bir örneğin özellikle Cu ve Ba konsantrasyonlarının yüksek olması, kil fraksiyonunda kalan klorit dışı minerallerden (feldispat, opak mineral vb.) kaynaklanmış gözükmemektedir. Kloritlerde geçiş metalleri yüksek; buna karşın diğer elementler, özellikle kalıcılığı düşük (LFSE) ve yüksek (HFSE) elementler düşük derişim göstermektedir. Dioktahedral mikalar trioktahedral olanlara göre daha yüksek As, Sb, Be, Cs, Ba, Ga, Nb, Hf, Zr, Y, Th ve U, buna karşın daha düşük Cr, Ni, Sc, Zn,

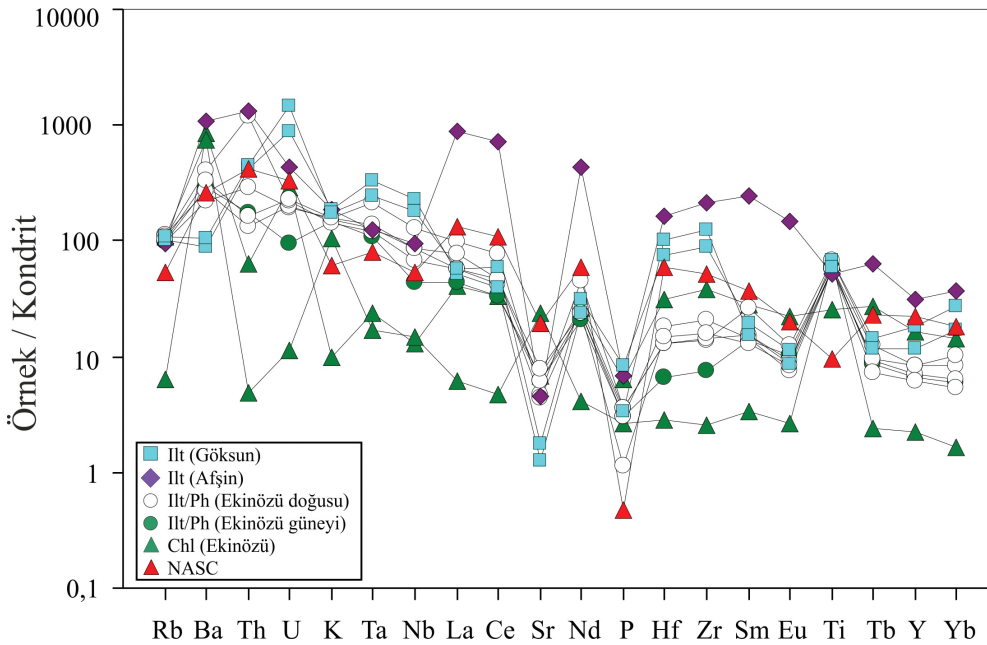
Ag, Sr ve Tl içeriğine sahiptir. Diğer bir ifadeyle, dioktahedral mikalar genel olarak geçiş metalleri ve granitoyid elementlerince daha yüksek, karışık davranışlı, halojen, değerli metaller, LFSE ve HFSE bakımından daha düşük derişimlere sahiptir.

Klorit ve illit/K-mika minerallerinin kondrite göre normalize edilmiş bazı iz element örümcek diyagramındaki dağılımları Şekil 9'da verilmiştir. Kondrit değerlerine göre; genellikle minerallerin desenleri birbirinden ve Kuzey Amerika Şeyl Bileşimin'den (NASC) ayrılmakta olup; belirgin bir ayrımlaşmayı/farklılaşmayı ifade etmektedir. Kloritler K-mikalara göre, benzer biçimde trioktahedral K-mikalar dioktahedral olanlara göre daha düşük değerler sunmaktadır. NASC'ye göre kloritler ve trioktahedral K-mikalar P ve Ti hariç fakirleşme/tüketilme, dioktahedral K-mikalar ise Sr ve Ba hariç zenginleşme göstermektedir. Sr, P ve Eu bir klorit örneği hariç negatif anomali oluşturmaktadır.



Şekil 8. Fillosilikat minerallerinin eser element içeriklerine göre dağılımı. (H: Halojen, PM: Değerli metaller, LFSE:Kalcılığı düşük elementler, HFSE: Kalcılığı yüksek elementler).

Figure 8. Distribution of phyllosilicate minerals according to trace element content. (H: Halogen, PM: Precious metals, LFSE: Low-field-strength elements, HFSE: High-field-strength elements).



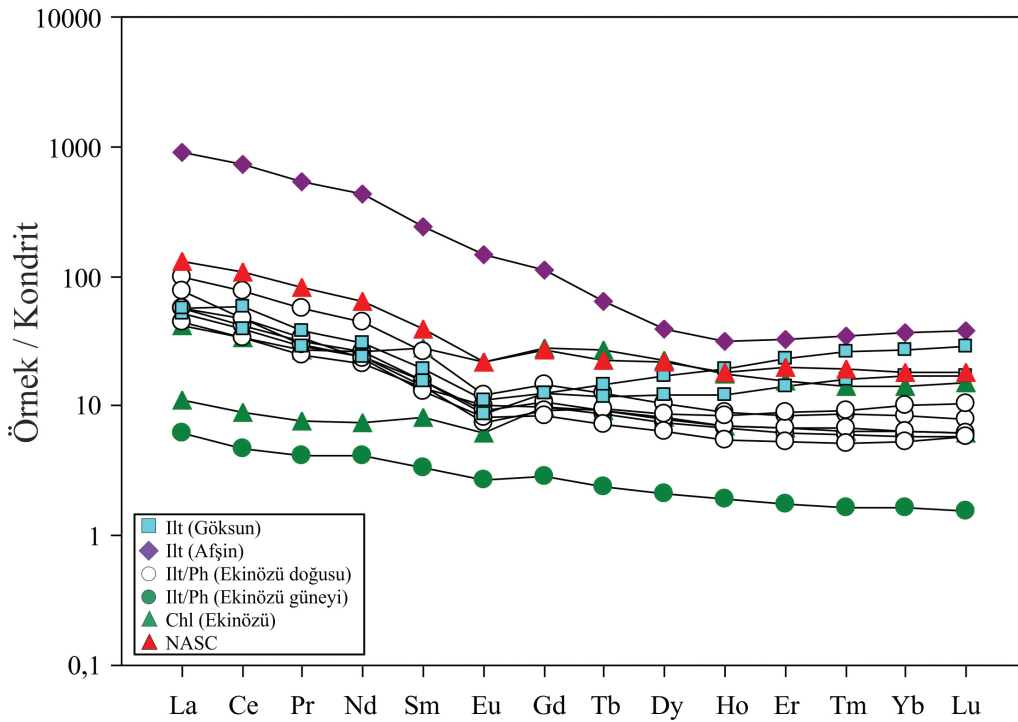
Şekil 9. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri. (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989, NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet vd., 1984).

Figure 9. Chondrite-normalized trace element patterns of phyllosilicate minerals. (Chondrite: Sun and McDonough, 1989, Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984).

Klorit ve illit/K-mika minerallerinin kondrite göre normalize edilmiş NTE dağılımları Şekil 10'da verilmiştir. Tüm mineraller kondrite göre yaklaşık 1-1.000 kat zenginleşme göstermektedir. Fillosilikatlar hafif NTE'den ağır NTE'ye doğru azalan biçimde bir dağılım sunmakta olup, tüm örnekler az miktarda da olsa negatif Eu anomalisine sahiptir. Afşin bölgesine ait dioktahedral K-mika en yüksek fakirleşme, Ekinözü bölgesine ait trioktahedral mika ise en yüksek zenginleşmeye sahiptir. Kloritler ve trioktahedral mikalar NASC'ye göre fakirleşme sunmaktadır. Göksun Metamorfitleri'ne ait dioktahedral mika NASC'ye yakın ve az miktarda fakirleşme, buna karşın Afşin Metamorfitleri'ne ait mika örneği belirgin bir zenginleşme sunmaktadır.

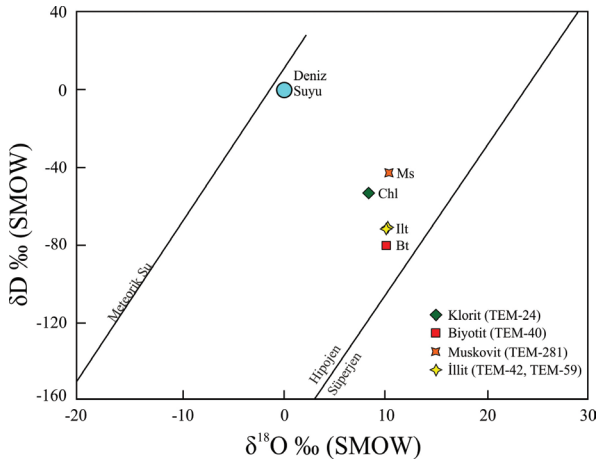
Duraylı İzotop (Oksijen-Hidrojen) Jeokimyası

Bu çalışmada oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri 1 klorit, 1 biyotit, 1 muskovit ve 2 illit/K-mika olmak üzere toplam 5 fillosilikat minerali üzerinde gerçekleştirilmiştir. Kloritin $\delta^{18}\text{O}$ değeri en düşük (%8,4) olup, illit/K-mika ve K-mikalar klorite göre biraz daha yüksek ve birbirine oldukça yakın değerler sunmaktadır (%10,1-10,4). δD değerleri % $-42,6$ - $-79,9$ arasında daha geniş bir aralığa sahiptir. δD değerleri yeşilist/amfibolit fasiyesi kayaçlarını temsil eden klorit ve muskovitlerde en yüksek, yeşilist fasiyesi kayaçlarını temsil eden illitlerde daha düşük değerlere sahiptir. En düşük δD değeri biyotitte saptanmıştır (Şekil 11, Çizelge 3).



Şekil 10. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize NTE bollukları. (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin vd., 1968, diğer elementler Gromet vd., 1984, Kondrit: Sun ve McDonough, 1989).

Figure 10. Chondrite-normalized REE abundance of phyllosilicate minerals. (NASC: Ho and Tm elements from Haskin et al., 1968; other elements: Gromet et al., 1984, Chondrite: Sun and McDonough, 1989).



Şekil 11. Fillosilikat minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD diyagramındaki konumları (Süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard vd., 1969, Meteorik su çizgisi: Craig, 1961).

Figure 11. Settings of oxygen and hydrogen isotope compounds of phyllosilicate minerals in $\delta^{18}\text{O}$ and δD diagrams (Supergen-hypogen line: Sheppard et al., 1969; Meteoric water line: Craig, 1961).

Tüm örnekler yüksek sıcaklık ve derin ortam koşullarını temsil eden hipojen bölgede konumlanmakta, muskovit ve klorit örnekleri süperjen-hipojen çizgisine en uzak konumda yer almaktadır (Şekil 11). İllit ve özellikle biyotit süperjen-hipojen çizgisine daha yakındır. Bu durum, illitlerin klorit ve muskovitlere göre daha düşük metamorfizma koşullarına ve dolayısıyla daha düşük δD değerleri sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Biyotitlerin süperjen-hipojen

çizgisine yakınlığı ise diğer fillosilikatlardan daha düşük metamorfizma derecesinden ziyade, 500 °C'yi aşan sıcaklık koşulları nedeniyle daha düşük δD değerleri sunmasıyla ilişkilidir.

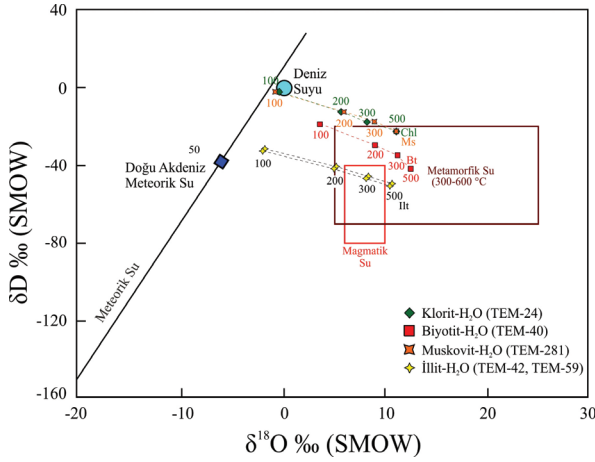
Fillosilikatların su içeriğinin kaynağını belirlemek amacı ile $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ diyagramı kullanılmıştır (Şekil 12). İllit/K-mika ve kloritler bütünüyle metamorfik su alanında dağılmaktadır. İllit/K-mika ve kloritlerin sıcaklığa bağlı mineral-su izotopsal ayrışma verileri metamorfik su alanının minimum $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerine göre değerlendirildiğinde, minimum sıcaklık verileri illitler için 200 °C, muskovit ve kloritler için 300 °C belirlenmiştir. Metamorfik su alanının 300-600 °C arasının temsil etmesi göz önünde bulundurulduğunda, tüm örnekler tipik metamorfizma sıcaklık koşullarını yansıtabilecek niteliktedir.

Fillosilikat minerallerini oluşturan suyun $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin sıcaklıkla ilişkisinin değerlendirildiği $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} - \text{Sıcaklık (}^\circ\text{C)}$ diyagramında illit, muskovit ve kloritler metamorfik su minimum $\delta^{18}\text{O}$ değeri esas alındığında birbirine yakın ancak metamorfizma derecesinin altında kalan sıcaklık koşulları (~200 °C) elde edilmiştir (Şekil 13). Bu sıcaklık değeri örneklerin mineralojik ve petrografik özellikleriyle uyumsuz olup, metamorfik su bileşiminin daha yüksek değerde olduğunu ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx -10$) ve 375-500 °C arasında değişen sıcaklık koşullarındaki bir metamorfizmayı işaret ettiğini göstermiştir.

Çizelge 3. Fillosilikat minerallerinin duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve δD) bileşimleri.

Table 3. Stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of phyllosilicate minerals.

Örnek No	Bölge/Formasyon	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW)	δD ‰ (SMOW)
TEM-24	Ekinözü G/Yoncayolu	Klorit	8,4	-52,9
TEM-40	Ekinözü G/Yoncayolu	Biyotit	10,1	-79,9
TEM-42	Ekinözü D/Çayderesi	İllit/mika	10,1	-71,6
TEM-59	Ekinözü D/Çayderesi	İllit/mika	10,3	-70,6
TEM-281	Ekinözü GB/Çayderesi	Muskovit	10,4	-42,6

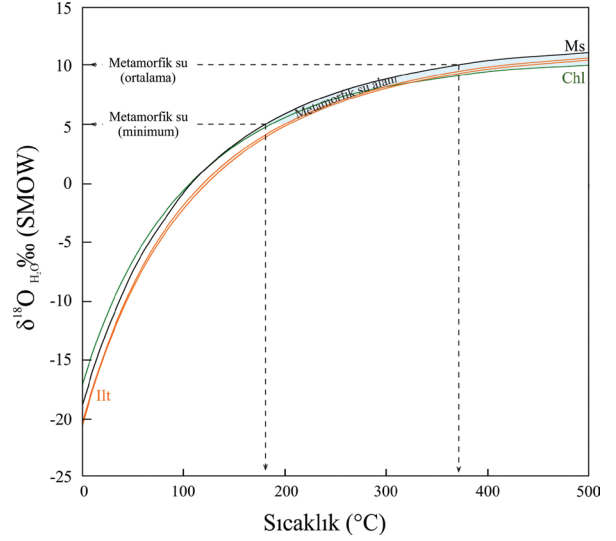


Şekil 12. Fillosilikat minerallerindeki $\delta^{18}\text{O}$ ve δD verilerinin mineral-su ayrışması eşitliklerinden itibaren hesaplanan sıcaklık-izotopsal bileşim dağılımları (Doğu Akdeniz Meteorik Su bileşimi: Gat vd., 1996, Magmatik ve metamorfik su alanları: Taylor, 1974; Rye vd., 1976; Sheppard, 1981, $\delta^{18}\text{O}$ mineral-su ayrışma eşitlikleri: Zheng, 1993, δD mineral-su ayrışma verileri: klorit-su için Graham vd., 1984, biyotit-su ve muskovit-su için IAEA (International Atomic Energy Agency, Ferronsky ve Polyakov, 2012).

Figure 12. Temperature-isotopic composition distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and δD data in phyllosilicate minerals calculated from mineral-water separation equations (Eastern Mediterranean Meteoric Water composition: Gat et al., 1996; Magmatic and metamorphic water fields: Taylor, 1974; Rye et al., 1976; Sheppard, 1981). $\delta^{18}\text{O}$ mineral-water separation equations: Zheng, 1993; δD mineral-water separation data: Graham et al., 1984 for chlorite-water, IAEA for biotite-water and muscovite-water (International Atomic Energy Agency, Ferronsky and Polyakov, 2012).

Radyojenik İzotop ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) Jeokimyası

Metamorfizma yaşlarının belirlenmesi kapsamında mika mineralleri üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaş tayinleri gerçekleştirilmiştir. Epimetamorfik illitlerin (serizit) yaşları için “toplam gaz yaşı” yerine “argon kapanma yaşı” kullanılması tercih edilmiştir (Hall, 2013). Ekinözü güneyindeki amfibolit fasiyesi mika gnayslardan ayırt edilen biyotit (Bt) ve muskovit (Ms) örneklerine ait

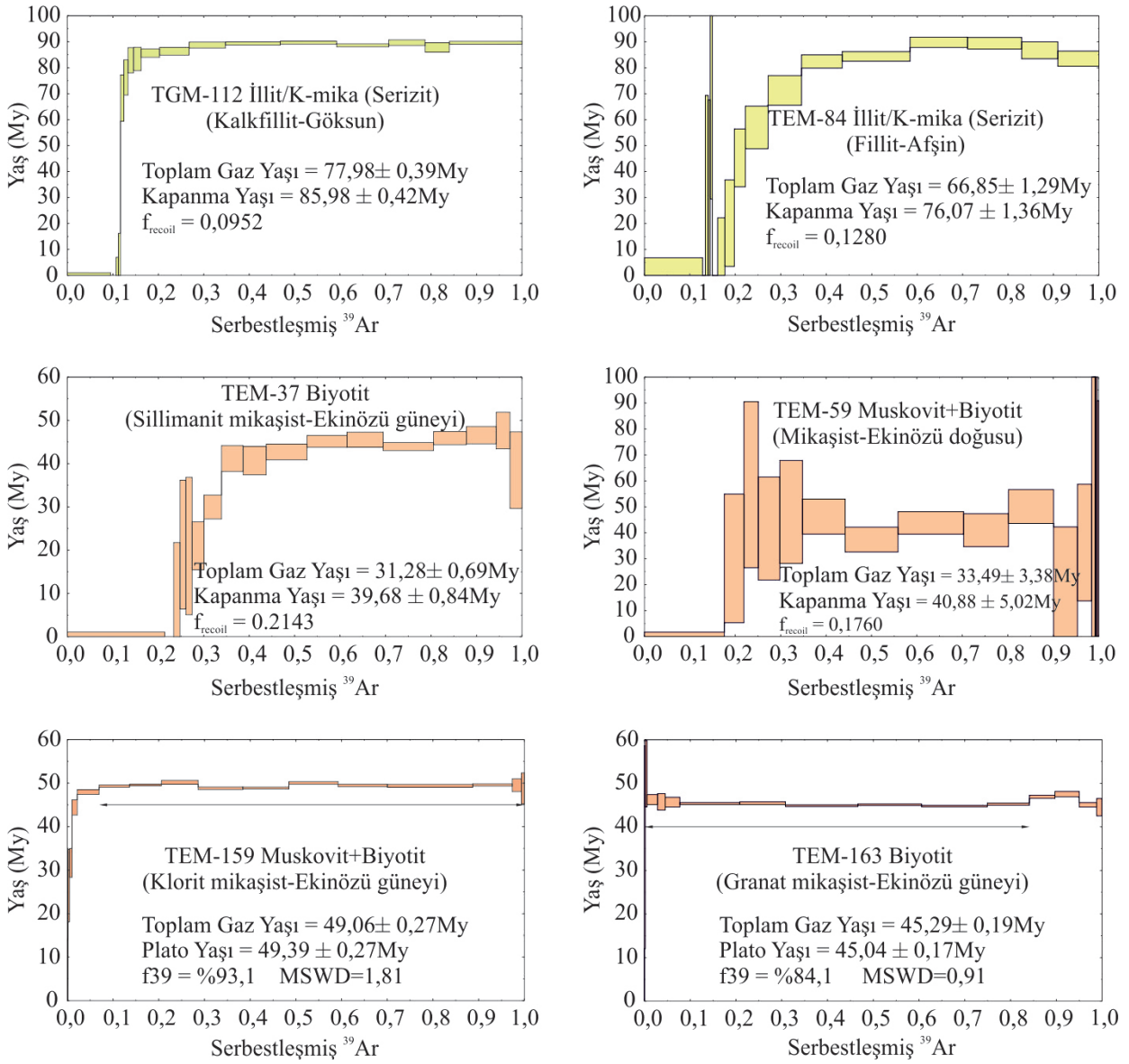


Şekil 13. Klorit ve K-mikalardaki suyun mineral-su eşitliklerine (Zheng, 1993) göre hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{-5}$; Taylor, 1974).

Figure 13. Relationship between temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (SMOW) calculated according to mineral-water equations of water in chlorite and K-micas (Zheng, 1993, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{-5}$; Taylor, 1974).

(Hozatlıoğlu, 2018: TEM-37 Bt, TEM-159 Ms+Bt ve TEM-163 Bt) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş verileri ($49,39 \pm 0,27 - 39,68 \pm 0,84$ m.y.) Alt-Orta Eosen (İpresiyen-Bartoniyen) döneminde gelişen metamorfizmaya karşılık gelmektedir (Şekil 14).

Sillimanit mikaşist örneğine (TEM-37) ait biyotitlerin en genç metamorfizma yaşı vermesi, biyotitlerin muskovitlere göre daha az Ar içermesinden (Örneğin, Roddick vd., 1980; Heizler ve Harrison, 1988) ziyade, en yüksek dereceli metamorfizmanın en genç dönemde gerçekleşmesiyle ilişkilidir. Nitekim, biyotitlerinkine benzer metamorfizma yaş bulgusu ($40,88 \pm 5,02$ m.y.; Bartoniyen-Orta Eosen) Ekinözü doğusundan alınan fillitik şist örneğindeki (TEM-59) epimetamorfik illitlerden elde edilmiştir.



Şekil 14. İllit/K-mikaların Ar-Ar yaş spektralleri (İnce taneli/serizitik örneklerde kapanma yaşı, iri taneli örneklerde plato yaşı ölçümleri esas alınmıştır).

Figure 14. Ar-Ar age spectras of illite/K-micas (based on retention age in fine-grained/sericitic samples and plateau age in coarse-grained samples).

Afşin ve Göksun ilçeleri yakınından alınan metamorfitlere ait fillit (TEM-84) ve kalkfillit (TGM-112) örneklerindeki epimetamorfik illitlerden sırasıyla $76,07 \pm 1,36$ m.y. (Kampaniyen-Geç Kretase) ve $85,98 \pm 0,42$ m.y. (Santoniyen-

Geç Kretase) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşları elde edilmiştir (Hozatlıoğlu, 2018). Doğu Toroslardaki metamorfik ve magmatik (Hozatlıoğlu, 2018; Yazgan, 1984; Asutay, 1987; Yazgan, 1983; Rızaoğlu vd., 2009; Yazgan ve Chessex, 1991;

Bozkaya vd., 2003; Helvacı, 1983; Okay vd., 2010), ayrıca ofiyolitik kayalara (Dubertret, 1953; Aslaner, 1973; Selçuk, 1981; Delaloye vd., 1979; Delaloye vd., 1980a; Delaloye vd., 1980b; Uysal vd., 2012; Parlak vd., 2009; Çoğulu vd., 1976; Dilek ve Thy, 2009; Karaoğlan, 2012; Tarhan, 1984; Genç vd., 1993; Robertson vd., 2006; Karaoğlan vd., 2013; Yazgan, 1983; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1981) ait yaş bulguları ile illit/K-mikalardan elde edilen yaşların denestirilmesi Çizelge 4 ve 5’de sırasıyla sunulmuştur.

⁴⁰Ar/³⁹Ar radyometrik yaş tayini yöntemi ile illit/K-mikalardan elde edilen yaşlar bölgesel jeoloji haritası üzerinde değerlendirilmiştir (Bedi vd., 2005, 2009) (Şekil 14). Veriler genel olarak Üst Kretase (Göksun-Binboğa Metamorfileri) ve Alt-Orta Eosen’e (Engizek Metamorfileri) karşılık gelmektedir (Şekil 15). Metamorfilerin çevresindeki ofiyolit tabanı metamorfizması yaşları ve yay magmatiklerinden elde edilen yaşlar ile illit/K-mikalardan elde edilen yaşlar bölgesel jeoloji haritasına yerleştirilmiş ve büyük benzerlik sunduğu görülmüştür (Yılmaz vd., 1993) (Şekil 16). İllit/K-mikalardan elde edilen metamorfizma yaşlarının Doğu Toroslar’ın bölgesel jeoloji haritasındaki dağılımları, batıdan doğuya doğru, diğer bir ifadeyle GD Anadolu kenet kuşağına yaklaşıldığında daha da gençleşmektedir (Bilgiç, 2002; Ulu, 2002) (Bkz Şekil 2).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada, Doğu Toroslar’ın batı kesiminde Göksun, Afşin ve Ekinözü ilçeleri (Kahramanmaraş ili kuzeyi) çevresinde yüzeyleyen Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaştaki metamorfik birimlerde yapılan jeokimyasal incelemelerden elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur:

Jeoloji

Güneydoğu Anadolu bölgesinde Arap Plakası kuzeyi ile Doğu Toros Kuşağı boyunca

yüzeyleyen metamorfik kayalar coğrafik konumlarına göre Bitlis, Pütürge, Keban, Malatya, Engizek ve Göksun Metamorfileri biçiminde adlandırılmışlardır. Bunlardan Bitlis ve Pütürge litolojik ve metamorfizma derecesi, jeolojik konumu ve kökenleri bakımından birbirinin eşdeğeri iken, Keban, Malatya, Engizek ve Göksun Metamorfileri de benzer parametreler gözönüne alınarak eşdeğer kabul edilmektedir (Perinçek ve Özkaya, 1981; Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1993; Turan vd., 1995; Erdem ve Bingöl, 1997). Yazarlara göre Bitlis-Pütürge Arap Plakası’ndan, Keban, Malatya, Engizek ve Göksun Metamorfileri ise daha kuzeyde yer alan Toros veya Keban Plakası’ndan türemişlerdir. Bununla birlikte, tüm metamorfik kayaların eşdeğer ve Toros kökenli olduğu şeklinde görüşler de bulunmaktadır (Yılmaz vd., 1987; Yılmaz vd., 1992; Yılmaz, 1993). Ayrıca son yıllarda yapılan çalışmalarda Bitlis Kompleksindeki yüksek sıcaklık ve basınç metamorfizmasının nedeni olarak Bitlis Masifi ve kuzeyindeki Anatolid-Torid platformu arasında yer alan bir okyanusal havzanın veya Neotetis okyanusu’nun güney kolunun kapanması gösterilmiştir (Candan vd., 2012; Oberhänsli vd., 2012; Oberhänsli vd., 2014).

Doğu Toros kuşağında Neotetis Okyanusu’nun kolu ile bölgedeki metamorfik kayaların konumu ile ilgili olarak iki farklı görüş bulunmaktadır. Birincisi okyanus kolunun Bitlis-Pütürge Masiflerinin güneyinde yer aldığı şeklindedir (Perinçek ve Özkaya, 1981; Yazgan vd., 1983; Michard vd., 1984; Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991). Neotetisin güney kolunun tek bir okyanusal alandan (Hall, 1976; Özkaya, 1978; Baştuğ, 1980; Yazgan, 1984; Aktaş ve Robertson, 1990; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz, 1993) veya en az iki okyanustan (Perinçek ve Özkaya, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1983; Turan vd., 1995) kaynaklandığı biçiminde yaklaşımlar da bulunmaktadır.

Çizelge 4. Göksun, Afşin ve Ekinözü bölgelerinden elde edilen illit/K-mika yaşları ve Doğu Toroslar bölgesi metamorfik ve magmatik kayalara ait yaş bulguları ile denştirilmesi.

Table 4. Illite/mica ages obtained from Göksun, Afşin and Ekinözü regions and their correlation with age findings of metamorphic and magmatic rocks of Eastern Taurus region.

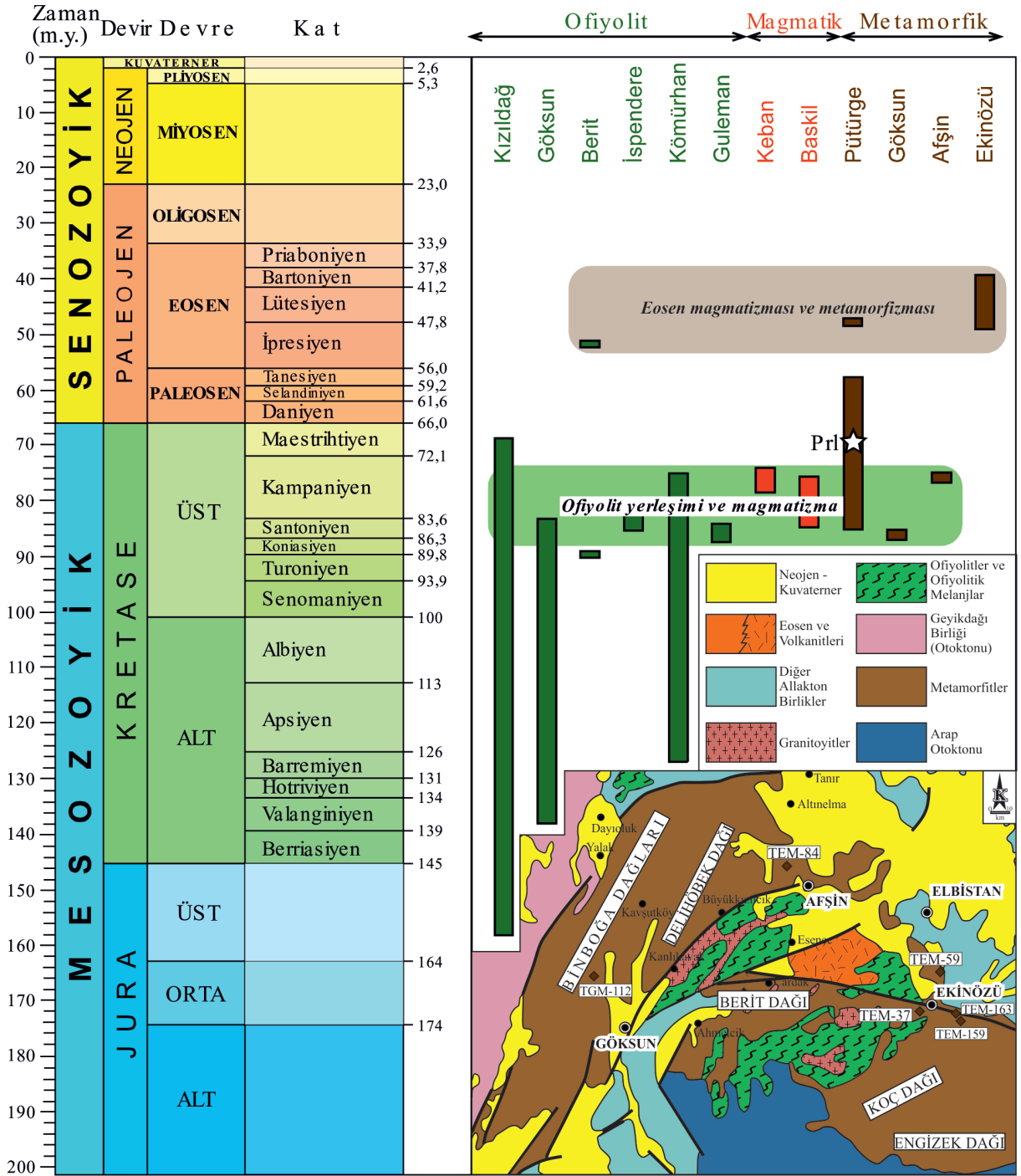
Metamorfitler	Örnek	Kayaç Türü	Mineral	Lokasyon	Yaş (My)	Yöntem	Referanslar			
Göksun	TEM-84	Fillit	Ill/Ms	Afşin/Başüstü	76,07±136		Hozatlıoğlu (2018)			
	TGM-112	Kalkfillit	Ill/Ms	Göksun/ Soğukpınar	85,98±0,42					
Engizek	TEM-37	Sil-mikaşist	Bt	Gözpınar/ Altunyaprak	39,68±0,84	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Hozatlıoğlu (2018)			
	TEM-59	Mikaşist	Ms+Bt	Ekinözü/Akpınar	40,88±5,02					
	TEM-159	Chl-mikaşist	Ms+Bt		49,39±0,27					
	TEM-163	Grt-mikaşist	Bt	Gözpınar/Güleyler	45,04±0,17					
Malatya	-	Mikrosiyenit	Sa	Türk Dağı	76,0-78,5 ±2,5	K-Ar	Yazgan (1984)			
Keban	30/80	Siyenit	Sa-Fsp	Keban kuzeyi	78,5±2,5	K-Ar	Asutay (1987)			
	31/80		Sa	Elazığ-Keban yolu	76,0±2,5					
	124/81	Siyenit Gabro	Hbl	Baskil güney batısı	77,5±4,5					
	95/79	Granodiyorit	Bt		86,5±2,5					
	96/79	Monzodiyorit	Hbl		83,5±2,5					
	100/79	Monzodiyorit	Hbl		86,0±2,5					
	101/79	Monzodiyorit	Hbl	Baskil güneyi	84,0±2,5					
	9/2-78	Diyorit	Amp		76,0±2,5					
	9/2-78	Diyorit	Bt		75,5±2,5					
	-	Pülitonik	-	Baskil	82,0-86,0			K-Ar	Yazgan (1983)	
-	Damar- Volkanik	-	74,0-80,0							
Baskil Magmatitleri	-	Granitoyid	Bt	Baskil	81,5±0,8- 81,9±	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Rızaoğlu vd. (2009)			
	-		Hbl		0,7 81,5±1,1- 84,0±					
Pütürge	48/79	Metaalbit	Chl+Ms	Pütürge	47,0±2,0	K-Ar	Yazgan ve Chessex (1991)			
	50/79	Bt-Ms şist	Bt		57,5±2,0					
	52/79	Bt-Ms şist	Bt		56,3±2,0					
	45/79	Gözlü gnays	Bt		66,7±2,0					
	45/79	Gözlü gnays	Bt		67,0±7,0					
	6/79	Muskovitşist	Ms		72,5±2,0					
	7/79	Muskovitşist	Ms		73,0±2,0					
	8/79	Muskovitşist	Ms		74,0±2,0					
	51/79	Amfibolit	Amp		76,5±6,0					
	EE/78	Amfibolit	Bt		77,5±2,0					
	54/79	Amfibolit	Amp		85,0±2,6					
	54/79	Amfibolit	Amp		85,0±1,2					
	-	Mikaşist	Ms		Pütürge			70,0-74,0	K-Ar	Yazgan (1983)
	-	Amfibolit	Amp					70,0-85,0		
	PP-32	Pirofillit	Alu		Pütürge (Vaktit Tepe)			71,3±2,0	K-Ar	Bozkaya vd. (2003)
PP-40	Alu			69,1±1,8						
S3-29	Metavolkanik	K-Fsp	Bingöl (Avnik)	91,0±9,0	Rb-Sr	Helvacı (1983)				
Bitlis	TU-136	Metakumtaşı	Ap	Bitlis sütün zonu	13,4±2,2	Apatit Fizyon İzi	Okay vd. (2010)			
	TU-138	Gnays	Ap		13,8±3,1					
	TU-140	Kumtaşı	Ap		17,5±2,8					
	TU-145	Metagranit	Ap		14,6±2,5					
	TU-149	Gnays	Ap		18,0±1,8					
	TU-155	Kumtaşı	Ap		13,9±2,1					

Ill: İllit; Bt: Biotit; Ms: Muskovit; Sa: Sanidin; Fsp: Feldispat; Hbl: Hornblend; Amp: Amfibol; Chl: Klorit; Alu: Alunit; Ap: Apatit; K: Potasyum.

Çizelge 5. Doğu Toroslar bölgesindeki ofiyolitik kayalara ait yaş verileri.**Table 5.** Literature age data of ophiolitic rocks in Eastern Taurus region.

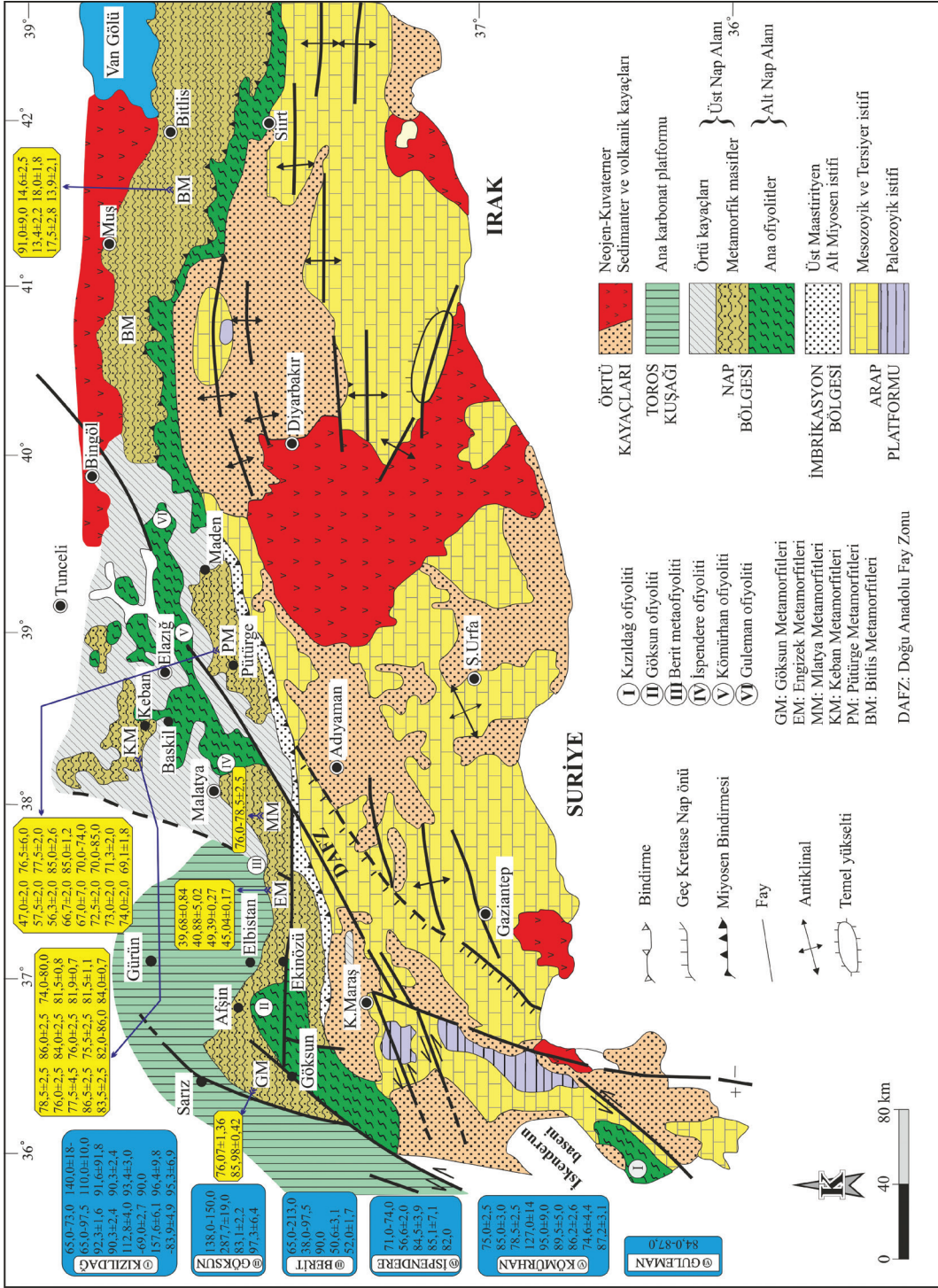
Ofiyolitler	Örnek	Kayaç Türü	Mineral	Lokasyon	Yaş (My)	Yöntem	Referanslar	
Kızıldağ (Hatay)	-	-	-	Kızıldağ	Kampaniyen- Erken Maastrithiyen (yerleşme)	-	Dubertret (1953), Aslaner (1973), Selçuk (1981)	
	-	Gabro/Peridotit	-	Kızıldağ	92,3±16,0	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	Uysal vd. (2012)	
	-	Plajiyogranit	Zrn	Kızıldağ	90,3±2,4	LA-MC-ICP-MS U-Pb	Parlak vd. (2009)	
	-	Gabro	TK	Kızıldağ	112,8±4,0-69,0±2,7	K-Ar	Çoğulu vd. (1976) Delaloye vd. (1980a, 1980b)	
	-	Gabro	TK		157,6±6,1-83,9±4,9			
	-	Dolerit	TK		140,0±18,0-			
	-	Plajiyogranit	Zrn		110,0±10,0			
	Göksun (K.maraş)	FK-25	Plajiyogranit	Zrn	Kızıldağ	90,3±2,4	LA-MC-ICP-MS U-Pb	Karaoğlan (2012)
		FK-26	Gabro	Zrn		93,4±3,0		
		FK-25	Plajiyogranit	TK	Kızıldağ	90,0	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Karaoğlan (2012)
FK-26		Gabro	TK	96,4±9,8				
FK-27		Gabro	TK	95,3±6,9				
-		-	-	Göksun	Ü.Portlandiyen - A.Berriasiyen	-	Tarhan (1984)	
FK08-47		Gabro	Zrn	Göksun	287 ± 19,0	LA-MC-ICP-MS	Karaoğlan (2012)	
FK08-48	Riyolit	Zrn	Göksun	83,1 ± 2,2	U-Pb			
FK-23	Gabro	TK	Göksun	97,3 ± 6,4	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd			
Berit (K.maraş)	-	Epiofiyolit	-	Berit	Jura-Krease (oluşum yaşı)	-	Genç vd. (1993)	
	-	-	-	-	Ü-Kretase-Ü-Eosen (yerleşme yaşı)	-		
	B5h	Volkanoklastik Ky-Granülit	-	Afşin Berit	90,0 50,6 ± 3,1	Fosil yaş Sm-Nd	Robertson vd. (2006)	
FK-17	Grt-Amfibolit	Grt-Cpx Amp	Doğanşehir	52,0 ± 1,7	Sm-Nd	Karaoğlan vd. (2013)		
İspendere (Malatya)	-	Marnlı kireçtaşı	-	İspendere	Ü-Kampaniyen A- Maastrithiyen	Fosil yaş	Yazgan (1983)	
	FK08-42	Gabro	Zrn	İspendere	566±20,0	LA-MC-ICP-MS	Karaoğlan (2012)	
	FK08-44	Gabro	Zrn	İspendere	84,5±3,9	U-Pb		
	FK-29	Gabro	TK	İspendere	85,1±7,1	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		
	FK-30	Plajiyogranit	TK	İspendere	82,0	U-Pb		
-	Granodiyorit- Amfibolit	Bt-Amp	Karga dağı	75,0±2,5	K-Ar	Yazgan (1983)		
Kömürhan (Elazığ)	-	Lökogranit	Bt	Kömürhan	85,0±3,0	K-Ar	Yazgan ve Chessex (1991)	
	-	Trondjemit	Ms	Kömürhan	78,5±2,5	K-Ar		
	-	Amfibolit	Amp	Kömürhan	127,0±14,0,	K-Ar		
	FK08-40	Kümülat Gabro	Zrn	Kömürhan	95,0±9,0-89,5±5,0			
	FK-10	Riyolit	Zrn	Kömürhan	86,2±2,6	LA-MC-ICP-MS	Karaoğlan (2012)	
FK-12	Gabro	Zrn	Kömürhan	74,6±4,4	U-Pb			
FK-12	Olivinli Gabro	Pl-Cpx	Kömürhan	87,2±3,1				
FK-12	Olivinli Gabro	Pl-Cpx	Kömürhan	84,0	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd			
Guleman (Elazığ)	-	-	-	Gevaş	Paleosen sonrası	-	Yılmaz vd. (1981)	
	-	-	-	Guleman	84,0-87,0	-	Karaoğlan (2012)	

Zrn: Zirkon; TK: Tüm kayaç; Grt: Granat; Cpx: Klinopirosken; Amp: Amfibol; Bt: Biyotit; Ms: Muskovit; Pl: Plajiyoklaz.



Şekil 15. Göksun, Afşin ve Ekinözü bölgelerindeki illit/K-mikalara Ar-Ar yaş verilerinin dağılımı ve bölgedeki ofiyolitik ve magmatik kayaç verileriyle denştirilmesi (Bölgesel jeoloji haritası: Bedi vd., 2005, 2009).

Figure 15. Distribution of illite/K-mica Ar-Ar age data in Göksun, Afşin and Ekinözü and their correlation with ophiolitic and magmatic rock data in the region (Regional geology map: Bedi et al., 2005, 2009).



Doğu Toroslar'da Keban, Malatya ve Pütürge metamorfitlerinde gerçekleştirilen mineralojik-petrografik çalışmalarda metamorfik istiflerin yukarıda özetlenen çalışmalarda ileri sürülenlerden farklı köken ve evrime sahip olduğunu göstermiştir. Fillosilikatların kristal-kimyasal verilerinden elde edilen bulgulara göre; Keban Metamorfitleri Geyikdağı Birliği'nden, Malatya Metamorfitleri Aladağ Birliği'nden, Pütürge Metamorfitleri ise Güneydoğu Anadolu Otokonu'ndan türemiştir. Metamorfik faktörlerin (P-T-t) etkisi ve yönelimi açısından Malatya Metamorfitleri açılmalı basenlerdeki metamorfizmayı yansıtacak biçimde P-T-t'nin tersi, diğerlerinin ise tipik bölgesel metamorfizmayı yansıtan P-T-t yönünde gerçekleştiği belirlenmiştir (Bozkaya, 1999, 2001; Bozkaya ve Yalçın, 2004; Bozkaya vd., 2007a; 2007b).

Yukarıdaki görüşlerin geçerliliğini belirlemek açısından Toros kuşağının ve Arap platformunun ayrıntılı olarak çalışılarak bölgedeki metamorfik kayaçlarla denştirilmesi gerekmektedir. Günümüze kadar benzer incelemelerin büyük ölçüde genel jeolojik boyutta kalması nedeniyle bu problemler çözülememiştir. Bölgede genel jeolojik çalışmaların yanı sıra gerek bu çalışma gerekse Yalçın vd. (1999), Bozkaya (1999, 2001), Bozkaya ve Yalçın (2004), Bozkaya vd. (2007a, 2007b), Hozatlıoğlu (2018), Hozatlıoğlu vd. (2020) çalışmalarında olduğu gibi ayrıntılı mineralojik-petrografik incelemeler de gerçekleştirilmelidir.

Ana ve İz Element Jeokimyası

Dioktahedral ve trioktahedral mikalar arasındaki ana, iz, özellikle NTE içeriklerindeki bileşimsel farklılıklar büyük ölçüde ana ve köken kayaç bileşimi, jeolojik ortam, oluşum süreçleri ve çözelti bileşimiyle (Guidotti, 1984; Cathelineau, 1988) ilişkili olmakla birlikte, K-mikaların Mg+Fe içeriğinin metamorfizma derecesinden de etkilediğini (Robinson vd., 1980; Ireland vd., 1983; Hunziker vd., 1986; Brill, 1988) düşündürmektedir.

İnceleme alanındaki trioktahedral (klorit ve biyotit) ve dioktahedral (illit/muskovit) fillosilikatlarda iz ve NTE'nin dağılımlarının birbirlerinden farklı desenler, diğer bir ifadeyle ayrımlaşma/farklılaşma göstermesi, büyük olasılıkla farklı bir köken kayacı ve/veya oluşum sürecini işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle, Afşin, Göksun ve Ekinözü bölgelerindeki mikalar gerek köken kayaç (Göksun ve Afşin bölgesinde fillit/şist, Ekinözü bölgesinde şist/gnays) ve gerekse metamorfizma derecesindeki (Göksun ve Afşin bölgesinde alt-yeşilşist/yeşilşist, Ekinözü bölgesinde amfibolit) farklılıklar, kimyasal bileşimdeki değişimlere yansımış gözükmektedir.

Duraylı İzotop Jeokimyası

Bu çalışma kapsamında incelenen illit/K-mika ve kloritlerin oksijen ve hidrojen izotop değerleri; bu minerallerin oluşum sıcaklıklarının 375-500 °C arasında değiştiğine işaret etmekte olup; mineralojik-petrografik verilerle uyumlu biçimde orta dereceli (yeşilşist-amfibolit) metamorfizma koşullarını işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle, mikaların köken kayaç (Göksun ve Afşin'de fillit/şist, Ekinözü'nde şist/gnays) ve metamorfizma derecesindeki farklılıklar (Göksun ve Afşin'de alt-yeşilşist/yeşilşist, Ekinözü'nde amfibolit) izotopsal bileşimlere de yansımıştır.

Radyojenik İzotop Jeokimyası

Bu çalışmada illit/K-mikalar üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma yöntemi tercih edilmiş olup, elde edilen radyometrik yaşlar Kretase dönemi yitim magmatizması ve ofiyolit yerleşimi, Eosen dönemi ise Maden havzasının oluşumunu da kapsayan magmatik ve metamorfik olaylarla ilişkili gözükmektedir (Şekil 15). Bu veriler Göksun-Binboğa ve Engizek Metamorfitleri'nin (Göksun, Afşin ve Ekinözü bölgeleri) farklı bir metamorfik tarihçeye sahip olduğuna işaret etmektedir. Doğu Toroslar'da Neotetis'in

güney kolunun Geç Triyas'taki riftleşmeye bağlı olarak açıldığı ve Geç Kretase başlarında (Konyasiyen-Kampaniyen) kapandığı görüşü kabul edilmiş olup, okyanus kolunun kapanması sırasında Elazığ yay magmatitlerinin oluştuğu belirtilmiştir (Perinçek, 1980b; Yazgan, 1984; Yılmaz vd., 1987; Fourcade vd., 1991; Turan vd., 1995; Karaoğlan vd., 2013). Maden havzasının gelişimine ek olarak, Eosen döneminde oluştuğu ileri sürülen Doğanşehir granitoyidi ve Berit metaofiyoliti (Karaoğlan vd., 2013) ile Van Gevaş bölgesinde gelişen yüksek basınç metamorfizması (Oberhansli vd., 2014), bölgede Eosen döneminde de yoğun magmatizma-metamorfizma olaylarının geliştiğinin diğer kanıtlarıdır.

Bu değerlendirmelere göre, Göksun-Binboğa Metamorfitleri'nin (Göksun ve Afşin bölgeleri) yay magmatizmasına ve Neotetis okyanusunun güney kolunun kapanmasıyla ilişkili ofiyolit yerleşimi ile bağlantılı olma ihtimali oldukça yüksektir. Diğer taraftan, illit/K-mikalardan elde edilen metamorfizma yaşlarının Doğu Toroslar bölgesindeki dağılımı, batıdan doğuya doğru, diğer bir ifadeyle GD Anadolu kenet kuşağına yaklaştığında daha da gençleşmektedir.

Gerek dokusal ve mineralojik bileşim gerekse jeokimyasal veriler dikkate alındığında; Göksun ve Afşin bölgesindeki metamorfik kayaçlar Malatya metamorfitlerine, Ekinözü bölgesindekiler ise Pütürge metamorfitlerine benzerlik sunmaktadır. Elde edilen veriler; Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı Metamorfik Masiflerinin batı uzantısını temsil eden metamorfik kayaçların bölgelere göre farklı köken kayaç ve/veya litolojlere, batıdan (Göksun) doğuya (Ekinözü) doğru artan sıcaklık ve basınç koşullarına ve her birinin farklı jeolojik evrime sahip mozayikleri temsil ettiklerini göstermiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı (SCÜBAP) tarafından M-510 numaralı projeye desteklenmiştir. İnceleme alanının jeolojisinin şekillenmesindeki katkıları için Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ'a teşekkür ederiz. Makalenin titiz biçimde hakem incelemesini gerçekleştirerek, yapıcı eleştirileriyle makalenin geliştirilmesine katkı sağlayan hakemler Doç. Dr. Fatih KARAOĞLAN, Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU'na ve editör Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ'a ayrıca teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

This study aimed to determine the diagenesis/metamorphism degree and characteristic geochemical properties of phyllosilicates in Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic metamorphic units that outcrop from west to east in the vicinity of Göksun, Afşin and Ekinözü in the western part of the Eastern Taurus mountains lying within Alpine Tectonic Units.

The rocks in the Göksun region are mostly composed of metacarbonates with fewer metapelitics and rarely metapsamides. Rocks in the Afşin region are mostly metacarbonates and have fewer metapelitic and metabasites, while rocks in the Ekinözü region are mostly metapelitics with fewer metacarbonates and metabasites, and rarely metapsamides.

Geochemical investigation of the phyllosilicates' main and trace/trace elements, stable isotope and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiogenic age determination was carried out on pure muscovite, biotite and chlorite flakes separated from low-medium grade metamorphic samples using a binocular microscope and pure illite fractions were obtained by an optical microscope and XRD-whole rock and clay separation.

According to the main concentration of phyllosilicates, the chlorites differ from illite/K-micas with their higher MgO and Fe₂O₃ and lower SiO₂, Al₂O₃ and K₂O content. The illite/K-mica composition shows differences according to the area and degree of metamorphism; illite/K-micas of Afşin and Göksun contain higher SiO₂ and Al₂O₃ and lower MgO, Fe₂O₃, MnO and Na₂O compared to Ekinözü. According to the distribution of oxides (chlorites and illite/K-mica on the triangular diagrams), the element-oxide composition of K-micas is located in a zone between muscovite, biotite and celadonite. The ones represented by schists in Ekinözü are close to biotite-celadonite composition while those representing phyllites in Afşin and Ekinözü are close to muscovite in composition. Chlorites have a trioctahedral composition between chamosite and clinochlor (or brusvigite and diabantite). Illite/K-micas, which have both trioctahedral and dioctahedral characteristics, generally have a composition between muscovite and biotite (biotite-celadonite, muscovite-phlogopite, muscovite-ferriphengite, muscovite-ferrobiotite, Al-phlogopite-Al-annite). In chlorites, transition metals are found at high concentrations; while other elements, especially elements with low (LFSE) and high field strength (HFSE), show low concentrations. Dioctahedral micas generally have a high concentration of transition metals and granitoid elements and a low concentration of miscellaneous, halogen and precious metals, LFSE and HFSE. According to the chondrite and NASC values; trace element patterns of illite/K-mica and chlorites are generally separated from one another and display a distinctive differentiation/fractionation. Chlorites display higher values when compared to K-micas and trioctahedral K-micas show lower values when compared to dioctahedral K-micas. Considering the Rare Earth Element (REE) distribution of chlorite and illite-mica minerals according to chondrite and North American Shale Composite (NASC), it can be seen that

dioctahedral K-mica in the Afşin region has the highest depletion while the trioctahedral mica of Ekinözü region has the highest enrichment. The distribution of trace elements, especially REE, shows that trioctahedral (chlorite and biotite) and dioctahedral (illite/muscovite) phyllosilicates have different patterns; this indicates high probability of a different source rock and/or formation process. The settings of the oxygen and hydrogen isotope components of micas show that all samples examined belong in the hypogene region, which represents high temperature and deep environment conditions. According to the diagram of the isotope composition of water; a differentiation between mineral-water boundaries exists with increasing temperature. Oxygen and hydrogen isotope values of illite/K-mica and chlorites indicate that the formation temperature of these minerals varies between 375 and 500 °C.

⁴⁰Ar/³⁹Ar age data of the biotite (Bt) and muscovite (Ms) samples (TEM-37 Bt, TEM-159 Ms and TEM-163 Bt) from the amphibolite facies mica gneisses south of Ekinözü (49.39±0.27-39.68±0.84 m.a.) indicate metamorphism during Lower-Middle Eocene (Ipresian-Bartonian). Biotites of the same sequence give a younger age of metamorphism than muscovites, which may be related to the fact that muscovite contains more Ar than biotites. However, a similar age to that of biotites (40.88±5.02 m.a.; Bartonian-Middle Eocene) was also obtained from the epimetamorphic illites of the phyllitic schist sample (TEM-59) taken from east of Ekinözü. Regarding the epimetamorphic illites of the phyllite (TEM-84) and calcillite (TGM-112) samples belonging to the Göksun-Binboğa Metamorphics, taken from the vicinity of Afşin and Göksun; ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of 76.07±1.36 m.a. (Campanian-Late Cretaceous) and 85.98±0.42 m.a. (Santonian-Late Cretaceous), respectively were obtained.

According to the regional distribution of illite/mica ages obtained from Göksun, Afşin and Ekinözü and their correlation with the


findings of metamorphic, magmatic and ophiolitic rocks in the Eastern Taurus region, the age of metamorphic sole rocks at the base of the Tauride Belt ophiolites around the metamorphic rocks and the age acquired from arc magmatism, the ages obtained from illite/K-micas show great similarities. The age of metamorphism is observed to be rejuvenated from west to east, in other words, when approaching the SE Anatolia suture belt. Accordingly, the Göksun-Binboğa Metamorphites (Göksun and Afşin area metamorphics) are highly likely to be related to arc magmatism and the ophiolite settlement associated with the closure of the southern branch of the Neotethys Ocean.

The obtained data shows that geochemical features, as well as paragenetic, mineralogical and structural-crystallographical properties, are significantly effective on the determination of the degree of metamorphism.

ORCID

Deniz Hozathoğlu  <https://orcid.org/0000-0003-4888-1348>

Ömer Bozkaya  <https://orcid.org/0000-0002-8474-8600>

Hüseyin Yalçın  <https://orcid.org/0000-0001-9539-2817>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Aktaş, G., & Robertson, A.H.F., 1990. *Tectonic evolution of Tethys Suture Zone in S.E. Turkey: Evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives*. In Malpas and others (eds.), *Ophiolites Oceanic Crustal Analogues: Proceedings of Semp. Troodos 1987*, Nicosia, Cyprus, 311-328.
- Aslaner, M., 1973. *İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeoloji ve Petroğrafisi*. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara, 150, 78 s.
- Asutay, H.J., 1987. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107, 49-72.
- Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American Mineralogist*, 65, 1-7.
- Baştuğ, C., 1976. Bitlis napının stratigrafisi ve Güneydoğu Anadolu sütür zonunun evrimi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 1/3, 55-61.
- Baştuğ, C., 1980. *Sedimentation, defromation and melange emplacement in the Lice basin, Dicle-Karabegan area, southeast Turkey* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). Orta Doğu Teknik Üniversitesi.
- Bedi, Y., Usta, D., Özkan, M.K., Beyazpirinç, M., Yıldız, H. ve Yusufoglu, H., 2005. *Doğu Toroslar'da (Göksun-Sarız-Elbistan) Allohton İstiflerin Tektono-Stratigrafik Özellikleri*. 58.Türkiye Jeoloji Kurultayı (11-17 Nisan 2005 Ankara) Bildiriler Kitabı, 262-263.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Beyazpirinç, M., Özkan, M.K., Usta, D., Yıldız, H., 2009. *Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi (Afşin-Elbistan-Göksun)-Sarız Dolayı* (Derleme Rapor No:11150). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 388 s. (yayımlanmamış).
- Bilgiç, T., 2002. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:10 Sivas Paftası (Ed.: M. Şenel). *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları*, Ankara.
- Bozkaya, Ö., 1999. *Alanya Metamorfitleri doğu kesiminin (Anamur Kuzeyi) mineralojisi: Kristalinite, b0 ve politipi*. 11. Mühendislik Haftası, Yerbilimleri Sempozyumu, 20-23 Ekim 1999, Isparta, 183-192.
- Bozkaya, Ö., 2001. Demirtaş-Alanya yöresinde Alanya naplarının metamorfizmasına ilişkin yeni mineralojik bulgular, Orta Toroslar, Türkiye. *Yerbilimleri*, 23, 71-86.
- Bozkaya, Ö. & Yalçın, H., 2004. New mineralogical data and implications for the tectono-metamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46, 347-365.
- Bozkaya, Ö. & Yalçın, H., 2013. Geochemical monitoring of clays for diagenetic evolution of the Paleozoic-Lower Mesozoic sequence in the northern Arabian plate: Hazro and Amanos regions, Southeastern Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, 86, 10-24.

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. ve Başbüyük, Z., 2003. *Pütürge (Malatya) bölgesindeki pirofillit oluşumlarının mineralojisi* (Rapor No: M-200). Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, 63 s., (yayımlanmamış).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Başbüyük, Z., Özfirat, O. & Yılmaz, H., 2007a. Origin and evolution of the Southeast Anatolian Metamorphic Complex (Turkey). *Geologica Carpathica*, 58, 197-210.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Başbüyük, Z. & Bozkaya, G., 2007b. Metamorphic-hosted pyrophyllite and dickite occurrences from the hydrous al-silicate deposits of the Malatya-Pütürge region, Central Eastern Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 55 (4), 423-442.
- Brill, B.A., 1988. Illite crystallinity, b_0 and Si content of K-white mica as indicators of metamorphic conditions in low-grade metamorphic rocks at Cobar, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, 35, 295-302.
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Topuz, G., Koralay, E., Oberhaensli, R., Yiğitbaş, E. ve Li, Q., 2012. *Berit Yöresindeki (Kahramanmaraş) Eklojit – Granat Piroksenitlere Ait Ön Bulgular*. 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı (2-6 Nisan 2012, Ankara), Bildiriler Kitabı, 444-445.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Çoğulu, H.E., Delaloye, M., Vuagnat, M. & Wagner, J.J., 1976. *Some Geochemical, Geochronological and Petrophysical Data on the Ophiolitic Massif from the Kızıl Dağ Hatay-Turkey*. Comptes Rendus Des Seances de la Societe de Physique et D'histoire Naturelle de Geneve, NS, 10, 141-150.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1962. *Rock-forming Minerals*. Longmans, London, 270 p.
- Delaloye, M., Pişkin, Ö., Voldet, P., Vuagnat, M. & Wagner, J.J., 1979. Rare Earth Element Concentrations in Mafics from the Kızıl Dağ Ophiolite (Hatay, Turkey). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 59, 67-73.
- Delaloye, M., Selçuk, H., Vuagnat, M. & Wagner, J., 1980a. Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean coast, southern Turkey. *Ophioliti*, 5, 205-216.
- Delaloye, M., De Souza, H., Wagner, J. & Hedley, I., 1980b. *Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean*. In A. Panayiotou (ed.), International Symposium on Ophiolites, Lefkoşe, 292-295.
- Dilek, Y. & Thy, P., 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, 113, 68-87.
- Dubertret, L., 1953. *Géologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie) Notes Mémoire*, Moyen Orient, 6, 227 p.
- Erdem, E. ve Bingöl, A.F., 1997. *Pütürge (Malatya) Masifi'ndeki gnaysların petrografik ve petrolojik özellikleri*. Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu (12-16 Mayıs 1997, Konya) Bildiriler Kitabı, 217-227.
- Ferronsky, V.I. & Polyakov, V.A., 2012. *Isotopes of the Earth's Hydrosphere*. Springer, Netherlands, 630 p.
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and Sedimentary Geochemistry of the Rare Earth Elements. In P. Henderson (ed.), *Rare Earth Elements, Developments in Geochemistry* 2 (pp. 343-373). Elsevier, Amsterdam.
- Foster, M.D., 1960. *Interpretation of Composition of Trioctahedral Micas*. United States Geological Survey Professional Paper, 354B, 1-49.
- Foster, M.D., 1962. *Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites*. United States Geological Survey Professional Paper, 414A, 1-33.

- Fourcade, S., Peucat, J., Martineau, F., Cuesta, A., Corretgé, L.G. & Gil Iburguchi, J.I., 1991. Análisis de isótopos de oxígeno y edad Rb-Sr del plutón zonado de Caldas de Reyes (Galicia. España). *Geogaceta*, 6, 7-9.
- Frey M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In M. Frey (ed.), *Low Temperature Metamorphism* (pp. 9-58). Blackie, Glasgow and London.
- Gat, J.R., Shemesh, A., Tziperman, E., Hecht, A., Georgopoulos, D., and co-authors., 1996. The Stable Isotope Composition of Waters of the Eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 101, 6441-6451.
- Genç Ş.C, Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y., 1993. *Berit Metaofiyolitinin jeolojisi*. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, 2-5 Eylül 1991, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, 37-52.
- Göncüoğlu, M.C., 2010. *Türkiye Jeolojisine Giriş: Alpin ve Alpin Öncesi Tektonik Birliklerin Jeodinamik Evrimi*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Monografi Serisi No. 5, Ankara, 69 s.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. & Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Géologique Pays Hellénique*, 37, 515-536.
- Graham, S.A., McCloy, C., Hitzman, M., Ward, R. & Turner, R., 1984. Basin evolution during change from convergent to transform continental margin in central California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68, 233-249.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. & Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In S.W.Bailey (ed.), *Micas. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 13, 357-467.
- Hall, C.M., 2013. Direct Measurement of Recoil Effects on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Standards. In F. Jourdan, D.F. Mark & C. Verati, (eds.), *Advances in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating: from Archaeology to Planetary Sciences*. *Geological Society, London, Special Publications*, 378, 53-62.
- Hall, R., 1976. Ophiolite emplacement and evolution of the Taurus suture zone, southeast Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1078-1088.
- Hall, R., 1980. Unmixing a melange: The petrology and history of a disrupted and metamorphosed ophiolite, SE Turkey. *Geological Society of London Journal*, 137, 195-206.
- Harris, N.B.W. & Holland, T.J.B., 1984. The significance of cordierite-hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the Central Limpopo Belt; evidence for rapid decompression in the Archaean. *American Mineralogist*, 69, 1036-1049.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. & Wildeman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In L.H. Ahrens (ed.), *Origin and Distribution of the Elements* (889-912.). Pergamon Press.
- Heizler, M.T. & Harrison, T.M., 1988. Multiple trapped argon isotope components revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1295-1303.
- Helvacı, C., 1983. Avnik (Bingöl) bölgesi Bitlis Masifi Metamorfik kayalarının Rb/Sr jeokronolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu, 37. Bilimsel ve Teknik Kurultayı (21-25 Şubat 1983, Ankara) Bildiri Özleri Kitabı, 111-111.
- Hickmott, D.D., Shimizu, N., Spear, F.S. & Selverstone, J., 1987. Trace-element zoning in a metamorphic garnet. *Geology*, 15, 573-576.
- Hozathlıoğlu, D., 2018. *Göksun-Binboğa ve Engizek Metamorfitleri'nin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 384 s.
- Hozathlıoğlu, D., Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Yılmaz, H. 2020. Mineralogical characteristics of metamorphic massif units outcropping in Göksun, Afşin and Ekinözü (Kahramanmaraş) region. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration* 162, 103-143. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.610884>.

- Huebner, M., Kyser, T.K. & Nisbet, E.G., 1986. Stable-isotope geochemistry of high-grade metapelites from the Central zone of the Limpopo belt. *American Mineralogist*, 71, 1343-1353.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P. & Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite. Mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- Ireland, B.J., Curtis C.D. & Whiteman J.A., 1983. Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, 30, 769-786.
- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ofoliti*, 2, 199-238.
- Karaoğlan, F., 2012. *Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşaðındaki Ofiyolitik ve Granitik Kayaçların Jeokronolojisi* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). Çukurova Üniversitesi, Adana, 288 s.
- Karaoğlan F., Parlak O., Klötzli U., Thöni M. & Koller F., 2013. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Kizildag (Hatay, Turkey) Ophiolite: Implications for the timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in the southern Neotethys. *Geological Magazine*, 150, 283-299.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar-³⁹Ar method*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, New York, 2nd Edition, 288 p.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In B.R. Lipin, G.A. McKay (eds.), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* (pp. 169-200). Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America.
- Merriman, R.J. & Frey, M., 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In M. Frey & D. Robinson, (eds.), *Low Grade Metamorphism*, (pp. 61-107). Blackwell Sciences Ltd., Oxford, United Kingdom.
- Merriman, R.J. & Peacor D.R., 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In M. Frey & D. Robinson, (eds.) (10-60). Blackwell Sciences Ltd., Oxford, United Kingdom.
- Meunier, A. & Velde, B., 1989. Solid solutions in I/S mixed-layer minerals and illite. *American Mineralogist*, 74, 1106-1112.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny & R., Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. In J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society, No:17*, (361-373). Blackwell Scientific Publications, Oxford,
- Middleton, A.W., Uysal, I.T., Bryan, S.E., Hall, C.M. & Golding, S.D., 2014. Integrating ⁴⁰Ar/³⁹Ar, ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr and ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd geochronology of authigenic illite to evaluate tectonic reactivation in an intraplate setting, central Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 134, 155-174.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Candan, O. & Okay, A., 2012. Dating Subduction Events in East Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21 (1), 1-17.
- Oberhänsli, R., Koralay, E., Candan, O., Pourteau, A. & Bousquet, R., 2014. Late Cretaceous eclogitic high-pressure relics in the Bitlis Massif. *Geodinamica Acta*, 26(3-4), 175-190. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858951>
- Ohr, M., Halliday, A.N. & Peacor, D.R., 1994. Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 289-312.
- Okay, A.I., Zattin, M. & Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data for Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38, 35-38.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1984. *Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides*. In O. Tekeli & M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium on the Geology of Taurus Belt (26-29 September 1983, Ankara), 77-90.

- Özkaya, İ., 1978. Ergani-Maden yöresi stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 21(2), 129-139.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F. & Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 173-187.
- Perinçek, D., 1980a. *Arabistan Kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri*. Türkiye 5. Petrol Kongresi Tebliğleri, 77-93.
- Perinçek, D., 1980b. *IX. Bölge Hakkari, Yüksekova, Çukurca, Beytüşşebap, Uludere, Pervari dolayının jeolojisi* (Rapor No:1481). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Grubu Başkanlığı, 80 s.
- Perinçek, D. ve Özkaya, İ., 1981. Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. *Yerbilimleri*, 7(8), 91-102.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E., Billor, Z., 2009. Andean-type active margin formation in the eastern Taurides: Geochemical and geochronological evidence from the Baskil granitoid (Elazığ, SE Turkey). *Tectonophysics*, 473, 188-207.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K. & İnan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108-145.
- Robinson, D., Nicholls R.A. ve Thomas L.J., 1980. Clay mineral evidence for low-grade Caledonian and Variscan metamorphism in south-western Dyfed, South Wales. *Mineralogical Magazine*, 43, 857-863.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A. & Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in Alpin biotites-A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 185-208.
- Rye, R.O., Schuiling, R.D., Rye, D.M. & Jansen, J.B.H., 1976. Carbon, hydrogen and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1031-1049.
- Savin, S.M. & Lee, M., 1988. Isotopic studies of phyllosilicates. In S.W. Bailey (ed.), *Hydrous Phyllosilicates* (pp. 189-223). Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America.
- Selçuk, H., 1981. *Etude geologique de la partie meridionale du Hatay (Turquie)* (Unpublished doctoral dissertation). University de Geneve, 116 p.
- Sharp, Z.D., 1990. Laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1353-1357.
- Sheppard, S.M.F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. In D.T. Rickard & F.E. Wickman, (eds.), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*. Physics and Chemistry of the Earth, 13/14, 419-445.
- Sheppard, S.M.F. & Gilg, H.A., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. & Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins, Special Publication* (313-345). Geological Society of London, 42.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. *Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım*. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Sayısı, No:1, 75 s.
- Tarhan, N., 1984. Göksun-Afsin-Elbistan dolayının jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 19, 3-9.
- Taylor, H.P., 1974. The Application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883.

- Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, F.A., 1995. Doğu Torosların jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. *Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7, 177-199.
- Ulu, Ü., 2002. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:16 Hatay Paftası (Ed.: M. Şenel). *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları*, Ankara.
- Uysal, I.T., Golding, S.D. & Baublys, K., 2000. Stable isotope geochemistry of authigenic clay minerals from Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implications for the evolution of the Bowen Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 149-162.
- Uysal, T., Mutlu, H., Altunel, E., Karabacak, V. & Golding, S.D., 2006. Clay mineralogical and isotopic (K-Ar, $\delta^{18}\text{O}$, δD) constraints on the evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 181-194.
- Uysal, İ., Ersoy, E.Y., Karlı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M.B., Ottley, C.J., Tiepolo, M. & Meisel, T., 2012. Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics. *Lithos*, 132-133, 50-69.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö. ve Başbüyük, Z., 1999. *Üst Paleozoyik yaşlı çok düşük dereceli Malatya metamorfitlerinin fillosilikat mineralojisi*. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı (10-12 Mayıs, Ankara) Bildiriler Kitabı, 271-278.
- Yazgan, E., 1981. Doğu Toroslarda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu. *Yerbilimleri*, 7, 83-104.
- Yazgan, E., 1983. *A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes*. International Symposium on the Geology of Taurus Belt, Guide Book for Excursion V., Ankara, 17 p.
- Yazgan, E., 1984. *Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region*. In O. Tekeli & M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium on the Geology of Taurus Belt (26-29 September 1983, Ankara), 199-208.
- Yazgan, E. & Chessex, R., 1991. Geology and Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 3, 1-42.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H. & Montigny, R., 1983. Le Taurus de Malatya (Turquie orientale), élément de la suture sud-téthysienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25, 59-63.
- Yıldırım, M. ve Yılmaz, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 3(1), 57-73.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş. ve Aydın, N., 1997. *1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. Elbistan E-23 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara, 18 s.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H. ve Aydın, N., 1993. Doğu Torodlar'da Uzunyayla ile Beritdağı arasının jeolojik yapısı. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 5, 69-87.
- Yılmaz, Y., 1993. New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105 (2), 251-271.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y. ve Işık, H., 1981. Gevaş (Van) ofiyolitinin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 37-44.
- Yılmaz, Y. ve Gürer, Ö.F., 1996. Andırın (Kahramanmaraş) Dolayında Misis-Andırın Kuşağının Jeolojisi ve Evrimi. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 39-55.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C. ve Keskin, M., 1987. *Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları) Cilt (II-III)* (Rapor No: 2028). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara, 218 s.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O. ve Yiğitbaş, E., 1988. Amanos dağları ve Maraş dolaylarında Miyosen havzalarının tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1, 52-72.
- Yılmaz, Y. ve Yıldırım, M., 1996. Geology and Evaluation of the Nap Region (the Metamorphic

- Massifs) of the Southeast Anatolian Orogenic Belt, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5(3), 21-38.
- Yılmaz, Y. ve Yiğitbaş, E., 1990. *SE Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü*. Türkiye 8. Petrol Kongresi (16-20 Nisan 1990, Ankara) Bildirileri, 128-140.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. & Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the Orogenic Belt. *Tectonics*, 12, 1280-1297.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş.C., 1992. *Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni*. Türkiye 9. Petrol Kongresi (17-21 Şubat 1992, Ankara) Bildirileri, 296-306.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247-263.



New Petrophysical Equations for the Tanuma-Ahmadi Interval in the East-Baghdad Oil Field
Doğu Bağdat Petrol Sahasında Tanuma-Ahmadi Aralığı için Yeni Petrofizik Denklemler

Maan H. Abdullah Al-Majid 

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

• Geliş/Received: 05.07.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 18.03.2020 • Kabul/Accepted: 24.03.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 20.07.2020 • Baskı/Printed: 15.01.2020

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

Abstract: Porosity and density information were taken from five well logs scattered in East Baghdad oil field. New empirical equations (porosity-depth, density-depth) were established for all the geological formations within the Tanuma-Ahmadi interval. The correlation coefficient (R) of these equations derived for each formation ranged from 0.04 to 0.61 which was attributed to variable lithological effects.

The depth information for (126) velocity analysis sites covering the field were used to apply those new equations.

After the new empirical equations were applied on the whole field, porosity and density contour maps for the period (Tanuma-Ahmadi) were produced. The locations of high porosity zones were identified and related to the compaction and petroleum distribution in the field.

Keywords: East Baghdad oil field, empirical equations, petrophysical parameters, seismic velocity analyses.

INTRODUCTION

A great portion of oil in the world is stored in carbonate reservoirs, which play a major role in the exploration of oil worldwide. The characterization of these reservoirs is very complex compared to other types of reservoirs (Al-Jawad and Kareem, 2016). The East Baghdad oil field extends from Al-Saouira Area (southeast) to Al-Nibayia (northwest) (Figure 1). This field was discovered by the Iraqi National Oil Company (INOC) in 1974. Most of oil wells drilled in this field reached Cretaceous formations, while some of them penetrated all Cretaceous formations and reached upper Jurassic. The field extends about 120 km in

length and 20 to 30 km in width. The geological model was created by using seismic interpretation, log information, and core analysis data.

There are many faults in the field with NW-SE trending structure, with oil production coming from the late Cretaceous Tanuma Formation, fractured carbonates of the Khasib Formation and from the early Cretaceous sandstone of the Zubair Formation. In other Cretaceous reservoirs, the oil was successfully examined in the carbonates of Hartha, Mishrif/Rumaila Formations, clastics of Nahr Umr and mixed clastics/carbonate of Ratawi Formations (Al-Ameri and Al-Obaydi, 2011).

* Correspondence / Yazışma: maanalmajid@gmail.com



Figure 1. Location map of the study area (modified after Al-Ameri and Al-Obaydi, 2011).

Two main faults appear in the seismic section (Figure 2); the first one is normal, while the second is semi-vertical. Both faults cut the tops of Ahmadi, Shuaiba, Chiagara and Gotnia Formations. Good paths along these faults allow oil migration along permeable beds within the Chiagara Formation. The vertical movement of this path finally reaches the anticline traps. The oil spills into the adjacent permeable layers below the trap and then passes through the tensional joints to become trapped in the Fatha Anhydrite seal (Al-Ameri and Al-Obaydi, 2011).

The stratigraphic section consists of many types of rocks such as carbonates, shale, anhydrite, marl, sandstone, and siltstone. These deposits extend from Jurassic, Cretaceous up to Pliocene in geologic time (Al-Ameri and Al-Obaydi, 2011).

Figure 3 shows the stratigraphic section for the formations in this field

The purpose of this study is divided into three major aims.

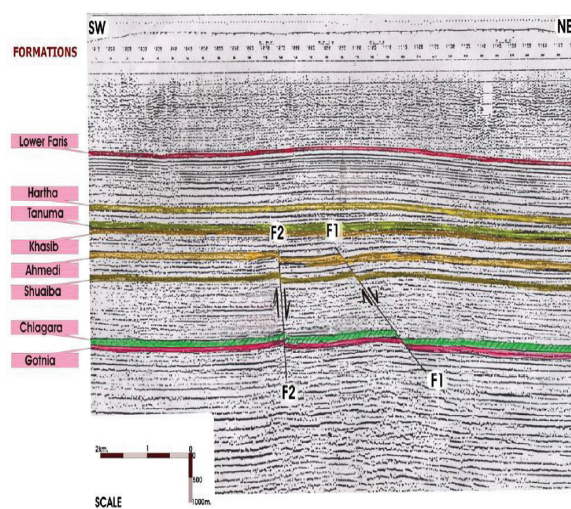


Figure 2. Seismic cross section with hydrocarbon source, reservoir, and seal rock units in East Baghdad Oil Field. Double line arrows indicate directions of migration pathways, while F1 and F2 are normal faults (modified after Al-Ameri, 2011).

- 1) Obtain empirical equations (density-depth, porosity-depth) for all the formations within the Tanuma-Ahmadi interval using well log data.
- 2) Estimation of the porosity and density for that interval in the whole field using the new empirical equations derived from this study.
- 3) Later, the maps of both porosity and density for the Tanuma - Ahmadi interval will be created.

Petrophysical Properties

Compaction and leaching are the most important parameters influencing primary porosity (Kharaka and Berry, 1976; Wolf and Chillingarian, 1976; Schmidt et al., 1977). The porosity of a permeable zone can be measured by different porosity logs. The variation of porosity with pressure may lead to a decrease in porosity with depth.

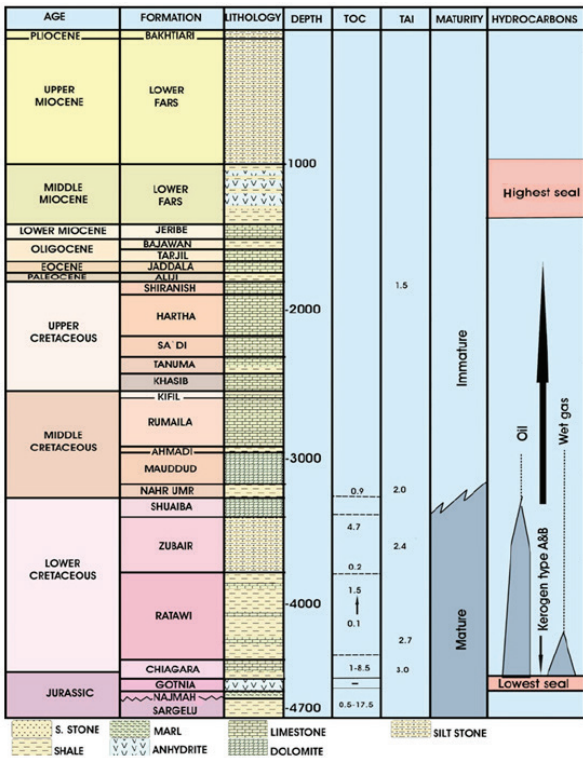


Figure 3. The stratigraphic section for the East-Baghdad oil field in the study area (after Al-Ameri and Al-Obaydi, 2011).

The increase in overburden pressure can help to preserve porosity at great depths above the overpressure zone. At a specific depth and lithology, porosity is greatly affected by confining pressure (Telford et al, 1976). The presence of hydrocarbons also preserves porosity as pointed out by Fuchtbauer (1967).

Dieokuma et al. (2014) established an equation for the change of porosity with depth in two wells (equation 1).

$$Z = -138.76 \phi z + 12383 \tag{1}$$

Where: z = depth, and ϕz = porosity at given depth.

According to this equation, the porosity can be estimated at any depth despite the absence of

core samples. Dieokuma et al. (2014) concluded that the thickness of the reservoir is largely related to its porosity. Thicker reservoirs have higher porosity. At normal compaction, the porosity in both wells decreases with the depth.

MATERIALS AND METHODS

The collected data used in this work were obtained from two main sources. The first is based on the analysis of a set of seismic data from Al-Majid (1992) to extract the reflectors depths which was used to produce the porosity and density maps. These data, 126 in total, include velocity analyses scattered on a network of 22 seismic lines. The second was obtained from the log data of five wells scattered in the north part of the field to calculate the values for density and porosity at different depths.

Data Sources

Velocity Analysis Data

The seismic data for two reflectors (Tanuma - Ahmadi) were obtained from the seismic velocity analyses for 126 locations scattered in the East Baghdad oil field (Al-Majid, 1993) (Figure 4). These data contain the depths (Z) between the two reflectors.

Well Log Data

The well log data for five wells (EB02, EB04, EB16, EB34, and EB88) were obtained from the Oil Ministry in Iraq. These data include information about the petrophysical properties of the reservoir. The analysis of well log data requires removal of any external influences that cause errors in the readings of the logs such as mud cake and the effect of drilling mud and others.

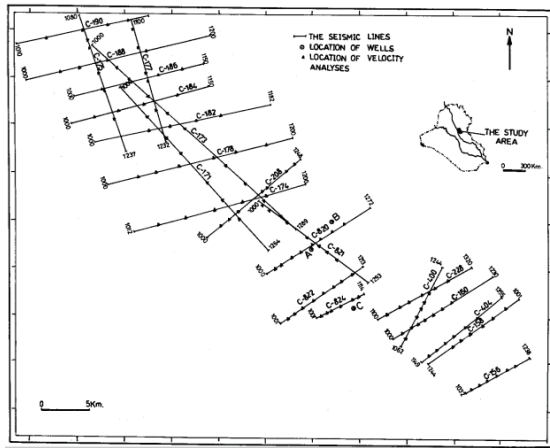


Figure 4. Location map of the seismic lines in the study area (Al-Majid, 1993).

Corrections for shaliness must be made to determine porosity values with more accuracy. After measuring the shale volume from the gamma ray log, the neutron-density readings were corrected. By using the Interactive Petrophysics program (IP), the environmental corrections were performed for log data. Figure 5 shows one of the well log records used in this study.

According to the following formulae, the corrections were performed on neutron and density logs to derive porosity:

$$\phi N_{corr} = \phi N - (V_{sh} * \phi N_{sh}) \quad (2)$$

$$\phi D_{corr} = \phi D - (V_{sh} * \phi D_{sh}) \quad (3)$$

Where: V_{sh} = shale volume, ϕN_{sh} = neutron porosity in shale formation, and ϕD_{sh} = density porosity in shale formation.

Neutron and density measurements are widely used to calculate the average porosity $\phi N.D$, which gives more accurate porosity (Asquith and Krygowski, 2004). The combination formula is

$$\phi N.D = (\phi N + \phi D) / 2 \quad (4).$$

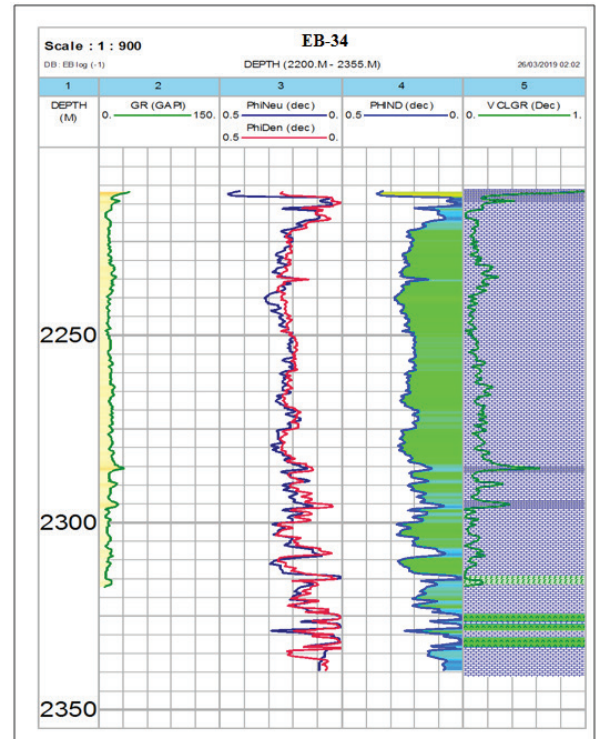


Figure 5. Corrected well log data for well EB-34.

New Empirical Equations for the Study Area

The empirical equations for porosity-depth and density-depth of all the formations within the Tanuma-Ahmadi interval were predicted based on porosity, density, and depth values obtained from well log data from the five wells. These equations were produced using Excel program V.10. Later, the average empirical equations (porosity-depth, density-depth) for each formation within the period were deduced and generalized for the whole field.

Tanuma-Ahmadi Interval

This interval consists of four formations in the stratigraphic column (well log data), which are Tanuma, Khasib, Kifl, and Rumaila Formations. The data available for this period were recorded in all five wells. The following are brief descriptions of all the formations in this interval and their new empirical equations:

Tanuma Formation

Limestone is only included in this formation which extends between depths 2097 m – 2213 m with thickness 116 m. The porosity and density relationships with the depth of this formation and their parameters are shown in Figures 6a and b.

Khasib Formation

Limestone in this formation extends between depths 2429 m – 2537.5 m with a thickness of 108.5 m. The porosity and density relationships with the depth of this formation and their parameters are shown in Figures 6c and d.

Kifl Formation

Anhydrite and limestone only appear in this formation which extends between depths 2537.5 m – 2582.5 m with a thickness 45 m. The porosity and density relationships with the depth of this formation and their parameters are shown in Figures 6e and f.

Rumaila Formation

The main rock type in this formation is limestone which extends between depths 2582.5 m – 2917 m with a thickness of 334.5 m. The porosity and density relationships with the depth of this formation and their equations are shown in Figures 6g and h.

The porosity and density relationships with the depth of the whole interval (Tanuma-Ahmadi) and their parameters are shown in Figure 6i, and j.

$$Y = -1.8 \cdot 10^{-4} x + 5.89 \cdot 10^{-1} \tag{5}$$

Equation for porosity

Where Y is the porosity in %, and X is the depth in m.

$$y = 1.92 \cdot 10^{-4} x + 1.96 \tag{6}$$

Equation for density

Where Y is the density in g/cm³, and X is the depth in m.

Although the correlation coefficient (R) for the period (Tanuma-Ahmadi) is weak, these equations were applied to the whole field to produce average porosity and density maps for this interval (Figures 7a and b).

DISCUSSION

The interpretations were performed using Interactive Petrophysics Program (IP). The formations in the study area consisted mainly of limestone with inclusion of anhydrite, shale, siltstone, and others.

In the present study, the porosity and density equations with depth were determined using the well log data. After applying these equations to the seismic velocity analyses information for 126 sites, the average porosity and density contour maps for the Tanuma - Ahmadi period were produced.

The correlation coefficient (R) for these equations ranges from weak (0.013) to strong (0.61) depending on the consistency of porosity and density within the formation. The low R values in Kifl and Rumaila Formations can result from the heterogeneity of formation components and existence of anhydrite, which has a very high density value (2.96 gm/cm³) and very low porosity value (approximately zero). The high values of R in the Tanuma and Khasib Formations may be caused by homogeneity and normal compaction. The decrease in the porosity values with depth in the Khasib Formation, which is mainly composed of limestone, indicates homogeneity of the components in this formation and its effect on normal compaction resulting from overburden pressure.

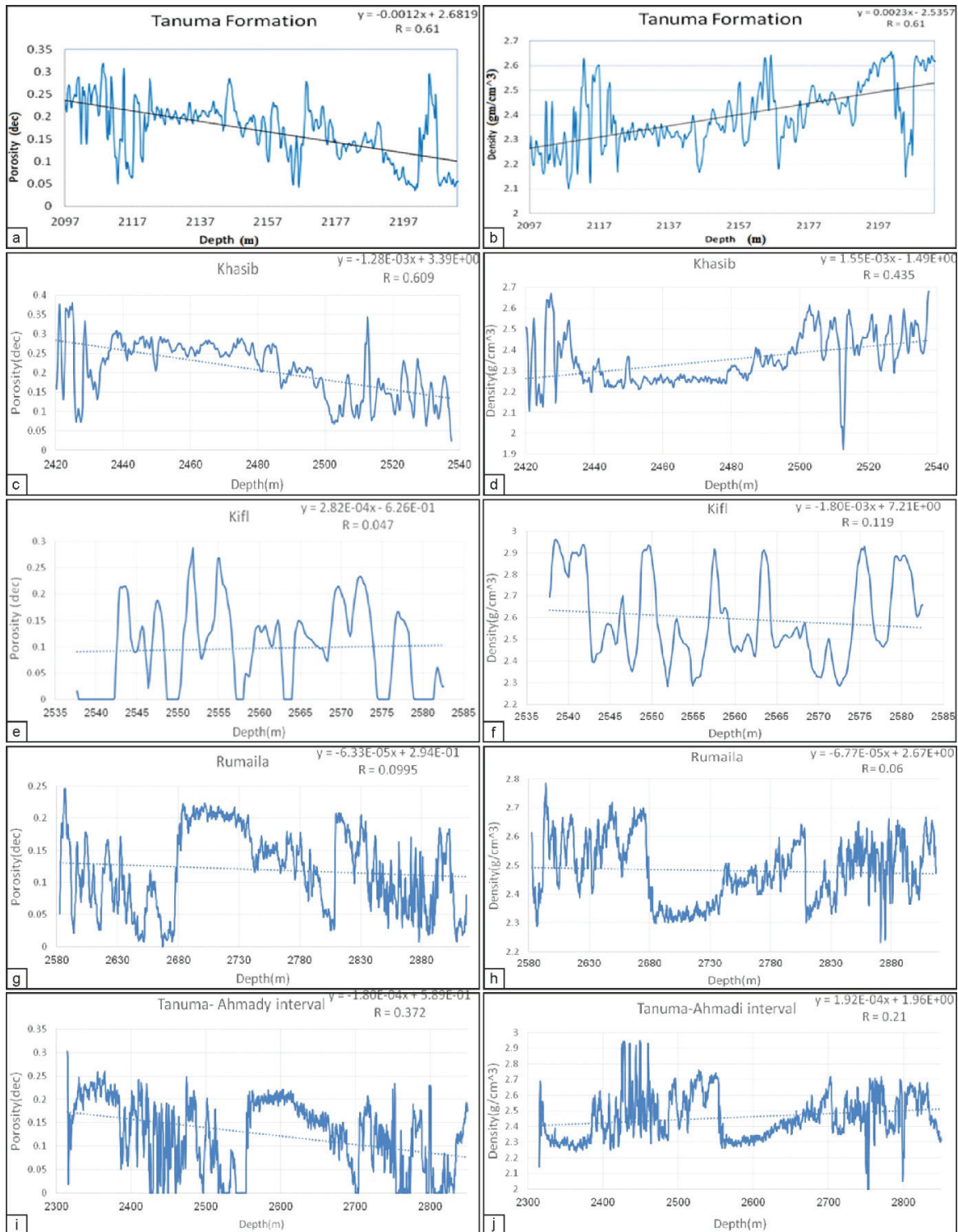


Figure 6. The porosity-depth relationships of **a) Tanuma, c) Khasib, e) Kifl, g) Rumaila, i) Tanuma–Ahmadi,** formations and their equations; The porosity-depth relationships of **b) Tanuma, d) Khasib, f) Kifl, h) Rumaila, j) Tanuma–Ahmadi,** formations and their equations.

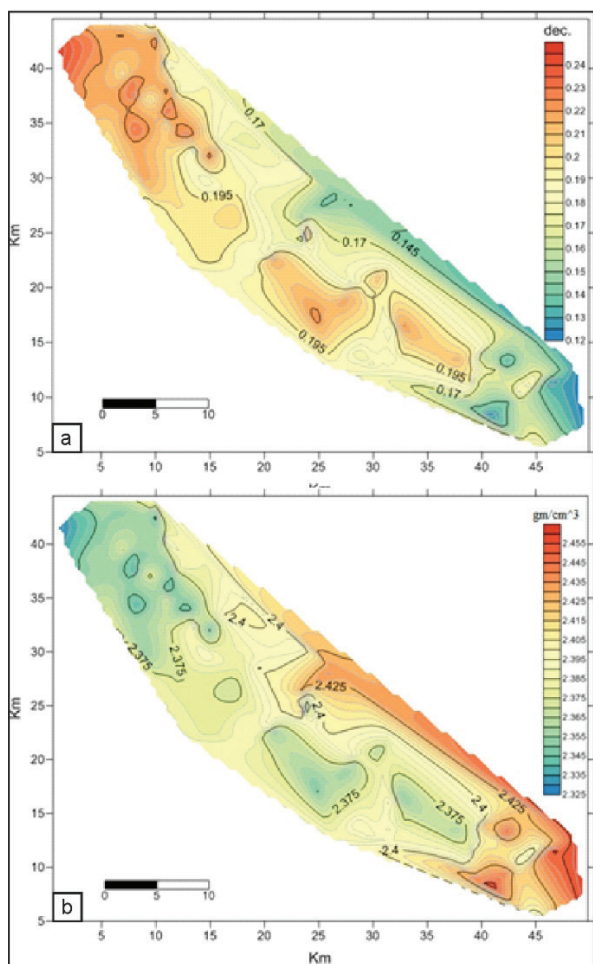


Figure 7. a) Porosity and b) density maps of Tanuma-Ahmadi interval.

Although the value of R in the equation for the Tanuma-Ahmadi period is relatively small (0.37, 0.21), it can be valid for calculation of porosity and density rates with depth for the whole area. In this interval, the porosity distributes gradually. It reaches 14% in the southeast part, while it increases to 15.5% towards the northwest. The density has inverse behavior with increases in the southeast and decreases towards the northwest part. The increased porosity in the southwestern parts of the study area accompanied with a decrease in density may provide indications about the strike of major faults (NW-SE) in the field.

From the maps shown in the two figures (Figures 7a and b), the main contour lines extend towards the main fault affecting the field (NW-SE), and the increase and decrease in density and porosity contours dip in vertical directions to the main fault, which gives an approximate picture of the relationship of porosity and density with the structure of the studied area.

CONCLUSION

This study deduces new equations (porosity-depth, density-depth) for all formations in the Tanuma-Ahmadi seismic interval using well log data. The average porosity and density maps for that interval in the study area were established by applying the new equations to 126 velocity analysis sites. Depending on the distribution of porosity and density values in the maps, the direction of the main faults affecting the field was illustrated.

The values of R produced from this study can be a function of homogeneity and compaction difference among formation components.

ACKNOWLEDGMENT

The authors are very grateful to the University of Mosul/college of petroleum and mining engineering, department of petroleum reservoir engineering for their facilities, which helped to improve the quality of this work.

ORCID

Maan H. Abdullah Al-Majid  <https://orcid.org/0000-0002-3951-4880>

REFERENCES / KAYNAKLAR

Al-Ameri, T.K. & Al-Obaydi, 2011. Khasib and Tannuma oil sources, East Baghdad oil field, Iraq. *Journal of Marine and Petroleum Geology, Elsevier*, 28, 880-894.

Al-Jawad M. S. & Kareem K. A., 2016. Geological Model of Khasib Reservoir- Central Area/East Baghdad Field. *Iraqi Journal of Chemical and Petroleum Engineering*, 17(3), 1-10.

- Al-majid, M., 1992. *The study of compaction in the east Baghdad oil field by using seismic velocity analyses* (Unpublished MSc thesis), University of Mosul, Iraq.
- Asquith, G. B. & Krygowski, D., 2004, *Basic Well Log Analysis, 2nd Edition: AAPG Methods in Exploration Series 16*. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, 244 p.
- Dieokuma, T., Ming, G.H., Uko, E.D., Tamunoberetonari, I. & Emudianughe, J.E., 2014. Porosity modeling of the south-east Niger deltbasin, Nigeria. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences*, 4(1), 49-60.
- Fuchtbauer H (1967). *Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity*. Proceedings of the 7th World Petroleum Congress 2, 353 – 369
- Kharaka, Y.K. & Berry, E.A.E., 1976. Chemistry of waters expelled from sands and sandstones. In G.V. Chilingarian & K.H. Wolf (Eds.), *Compaction of Coarse-Grained Sediments II* (pp. 41-68). Elsevier, Amsterdam.
- Schmidt, V., McDonald, D.A. & Platt, R.L. 1977, Pore geometry and reservoir aspects of secondary porosity in sandstones. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 25, 271 – 290.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., & Sheriff, R.E., 1976. *Applied Geophysics 2nd edition*. Cambridge University Press.
- Wolf, K.H. & Chilin A.G., 1976. Diagenesis of sandstones and compaction. In G.V. Chilingarian & K.H. Wolf (Eds.), *Compaction of Coarse-Grained Sediments II* (pp. 69-444). Elsevier, Amsterdam.



Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen Stratigrafisi ve Yapısal Unsurları
Neogene Stratigraphy and Structural Elements of the Aksu Basin (Antalya, Turkey)

Muhammad Harbi Wasoo¹ , Ayten Koç^{2*} 

¹ *Erbil Teknik Enstitüsü, Petrol Teknolojileri Bölümü, Erbil 44001, Irak*

² *Van Yüzyüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tuşba 65080 Van, Türkiye*

• Geliş/Received: 31.01.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 22.06.2020

• Kabul/Accepted: 19.07.2020

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 03.09.2020

• Baskı/Printed: 15.01.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Naplı ve bindirmeli Toros kuşağı, Afrika ve Avrasya levhalarının Kretase'den günümüze kadar devam eden yaklaşık K-G yönlü birbirlerine doğru yaklaşma hareketine bağlı olarak oluşmuştur. Bu hareket Neojen'in erken dönemlerinde Isparta Büklümü olarak tanımlanan karmaşık bir morfo-tektonik yapının gelişmesine neden olmuştur. Miyosen'de, Batı ve Orta Toroslar ile Isparta Büklümü'nün iç kesimleri, kırıntılı sedimanlar ve karbonatlarla karakterize edilen denizel havza dolguları ile doldurulmuştur. Çalışma alanı olarak incelenen Aksu Havzası da bu denizel havzalardan biri olup ve Isparta Büklümü'nün tam merkezinde bulunmaktadır. Dolayısıyla, Aksu Havzası Neojen döneminde meydana gelen kabuksal deformasyona ait jeolojik kayıtları tutmuştur.

Aksu Havzası dolgusu, genel olarak Orta Miyosen'den Kuvaterner'e kadar denizel kırıntılı karakterde olup; 1 km'den fazla kalınlığa sahiptir. Havzanın Pliyosen öncesi sedimanları yoğun bir deformasyona maruz kalmıştır. Aksu Havzası'nın sedimaner dolgusu temel üzerine uyumsuzluk ile yerleşen Burdigaliyen-Langhiyen Oymapınar Kireçtaşı ile başlar. İstiflenme düzeni, havzanın kuzeyinde ve güneyinde stratigrafik ve litolojik açıdan farklılıklar göstermektedir. Havzanın kuzey kesimindeki Miyosen istifinin en genç birimi Tortoniyen yaşlı olup, Tortoniyen ve Pleyistosen arası birimler birimler eksiktir. Buna karşın, havzanın güneyinde kalan istif nispeten daha tamdır. Litostratigrafik özelliklerin yanı sıra, bu çalışmada Aksu Havzası'nı şekillendiren yapısal unsurlar da ele alınmıştır. Bunlar Aksu ve Kapıkaya bindirmeleri olarak belirlenmiştir. Arazi çalışmalarında yapılan gözlemler ve anahtar fay hatları üzerinden alınan fay-kayma verilerinden elde edilen sonuçlar Aksu Havzasının dört farklı tektonik evrede geliştiğini göstermektedir. Bunlardan ilki, havzanın oluşumu ile ilgili olan ~D-B açılma evresi iken, ikinci evre Isparta Büklümü'nün batı kanadının KD'ya hareketi ile ilişkili olan ~K-G sıkışmalı Likya evresidir. Üçüncü evre, havzada en baskın görülen ~D-B sıkışmalı Aksu evresidir. K-G açılma evresi ise, dördüncü ve son tektonik faz olarak belirlenmiştir.

Tüm bu veriler ışığında, Serravaliyen'den Erken Pliyosen'e kadar etkinliğini sürdüren Isparta Büklümü'nün merkezindeki D-B doğrultulu bir kısalmanın varlığı, Afrika ve Avrasya'nın K-G yakınsamasına bağlı levha tektoniği çerçevesinde değerlendirildiğinde ilginçtir. Isparta Büklümü'nün hemen altındaki mantoya ait sismik tomografi görüntüleri Isparta Büklümü'nün altında dalan iki ayrı levha parçasının (Kıbrıs ve Antalya levhaları) varlığına işaret etmişlerdir. Bu durumda, Isparta Büklümü'nün Mio-Pliyosen ve hatta modern dönemdeki evriminde ve Torosların yükselişinde, Antalya Levhası'nın önemli bir katkısı beklenmelidir.

Anahtar Kelimeler: Aksu Havzası, Isparta Büklümü, kabuk deformasyonu, Miyosen denizel havzalar.

Abstract: *The Tauride fold and thrust belt formed during ~N-S convergence between African and Eurasian plates since Cretaceous time. This movement led to the development of a complex morpho-tectonic structure, so-called 'Isparta Angle' during the early stage of the Neogene time. In Miocene time, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by marine sedimentary basins which are characterized by clastics and carbonates. Aksu Basin which is determined as study area is one of these marine basins and is located in the center of the Isparta Angle. Therefore, Aksu Basin contains the geological records of the crustal deformation occurred during the Neogene period.*

The sedimentary infill of the Aksu Basin is mainly characterized by marine clastics with more than 1 km thick from the Middle Miocene to Pliocene. The pre-Pliocene basin infill was subjected to intense deformation. Sedimentary sequence of the Aksu Basin starts with Burdigalian-Langhian Oymapınar Limestone which unconformably overlies the basement unit. The lithostratigraphy in the north is different from that of the south of the basin. The youngest Miocene unit in the north of the basin is the Tortonian aged and the units deposited between Tortonian and Pleistocene is missing in the sequence. On the other hand, the sequence is more complete in the south of the basin. In addition to lithostratigraphic features, the structural elements which are forming the Aksu Basin are also carried out during this study. These are the Aksu and Kapıkaya thrusts. Field observations and results obtained from the kinematic measurements along the key structural zones show that Aksu Basin developed through four different tectonic phases. While the first phase is ~E-W extensional phase which is related to opening of the basin, the second phase is ~N-S compressional Lycian phase. The third phase is ~E-W compressional (Aksu) phase, which is the most prominent phase in the basin. N-S extensional phase is determined as the fourth and the last tectonic phase.

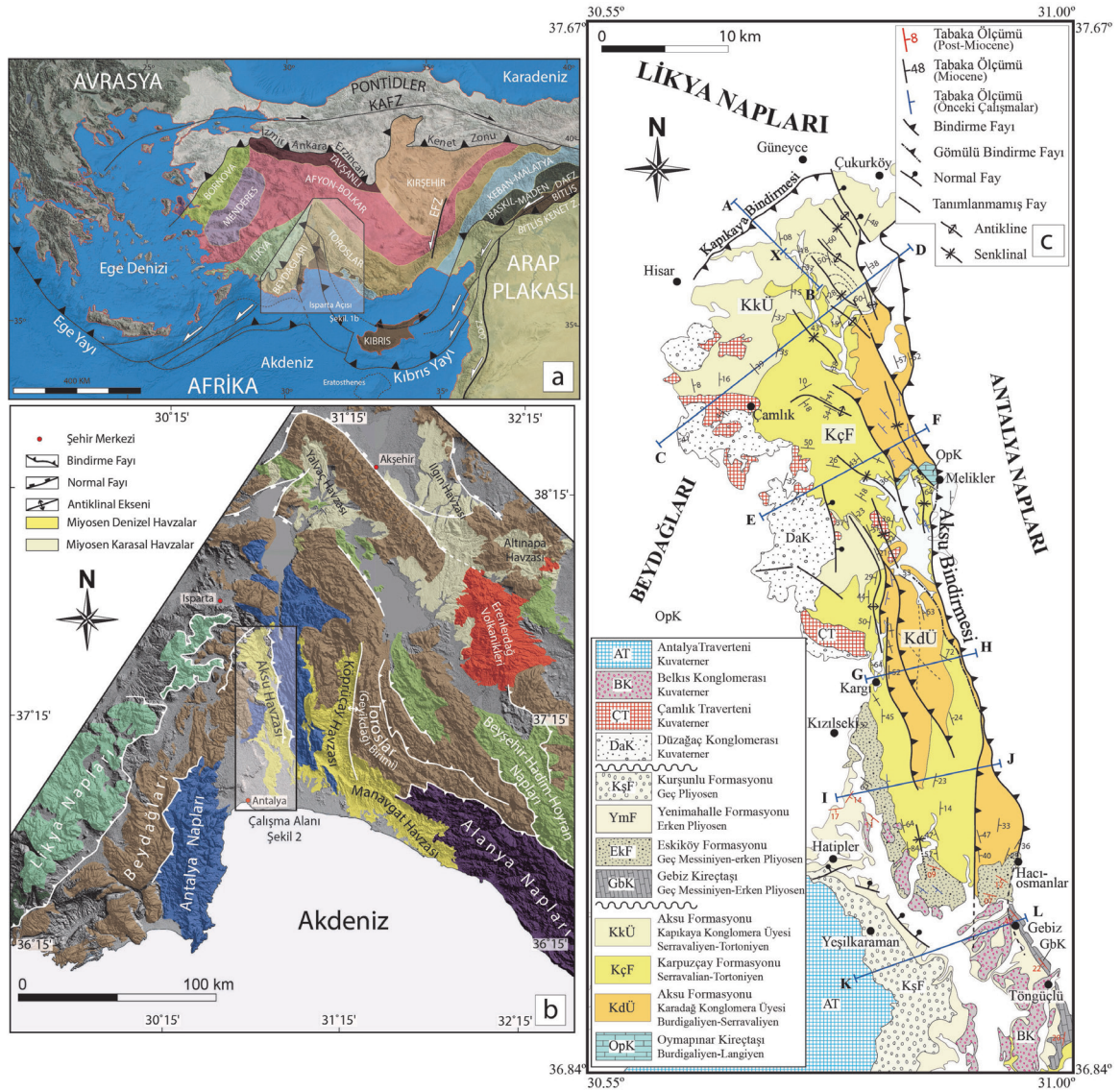
Under the light of whole data, presence of the E-W shortening which is active between Serravalian and Early Pliocene in the center of the Isparta Angle is interesting given the plate tectonic setting driven by N-S convergence of the Africa and Eurasia. The seismic tomography images of the mantle below the Isparta Angle indicates that there are two separate slab segments (Cyprus and Antalya slabs). Therefore, an important impact of the Antalya slab should be expected in the Mio-Pliocene and even modern evolution of the Isparta Angle and the uplift of the Taurides.

Keywords: *Aksu Basin, crustal deformation, Isparta Angle, Miocene marine basins.*

GİRİŞ

Doğu Akdeniz bölgesinin jeolojisi, Mesozoyik'ten başlayarak Senozoyik ve günümüze kadar devam eden Arap-Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi ile kontrol edilen yitim zonlarının (İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu, İç Toros Kenet Zonu) etkisinde Tetis Okyanusu'nun kapanması ve sonrasında Arap-Afrika plakasının Avrasya Plakası'yla çarpışması sonucu oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay, 1986; Storetvedt, 1990; Yılmaz, 1993; Göncüoğlu ve Dirik, 1996, Göncüoğlu vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Stampfli ve Borel, 2002; Barrier ve Vrielynck, 2008; Robertson ve Ustaömer, 2009; Robertson ve Mountrakis, 2006; Robertson vd., 2004; Oberhänsli vd., 2012; Pourteau vd., 2010). Neotetis'in güney kolu, bugün hala Toros'ların güneyinde Kıbrıs Yayısı boyunca dalmaya devam

etmektedir (Khair ve Tsokas, 1999; Papazachos ve Papaioannou, 1999; Biryol vd., 2011) (Şekil 1a). Bu yayın doğuya doğru uzanımında, okyanusal kabuk tamamen tükenerek, Orta Miyosen sonunda Bitlis Kenet Zonu boyunca Arap Plakası ile Anadolu mikro-plakasının çarpışması gerçekleşmiştir (Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009; Keskin, 2003; Okay vd., 2010; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2003). Batıda, Torosların altında büyük derinliklere ulaşan dalan plaka, devamlı ve kırılmamış bir dalma-batma zonuna işaret ederken, doğuda Bitlis Kenet zonu boyunca meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonrasında meydana gelen dalan levha ayrılmaları (slab detachment) ve bu ayrılmalara bağlı verev yırtılmalar Orta Miyosen'den bu yana kendini göstermektedir (Gans vd., 2009; Faccenna vd., 2006; van Hinsbergen vd., 2010a; Biryol vd., 2011).



Afrika ve Avrasya arasında uzun süredir devam eden yakınsamaya bağlı olarak gelişen yoğun deformasyonun sonucunda, yay şekilli karmaşık dalma-batma zonları oluşmuş olup, bunlar Batı Anadolu'da Ege Yayı olarak adlandırılırken, doğuda Kıbrıs Yayı olarak tanımlanmaktadır (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Dewey and Şengör, 1979; Jackson and Mckenzie, 1984; Şengör et al., 1985; Papadopoulos et al., 1986; Kempler and Ben-Avraham, 1987; Kissel and Laj, 1988; Mercier et al., 1989; Robertson et al., 1991; Taymaz et al., 1991; Seyitoğlu et al., 1992; Seyitoğlu and Scott, 1996; Glover ve Robertson, 1998a; Robertson, 2000) (Şekil 1a). Bu iki yayın kesiştiği bölgede yer alan Isparta Büklümü (Blumenthal, 1963) açısız şekilli morfolojik bir yapı oluşturmuş olup, Antalya Körfezi'nin açıklarına kadar uzanmaktadır (Şekil 1a). Bu yapı, aynı zamanda Batı ve Orta Toroslar'ı birbirinden ayırmaktadır. Isparta Büklümü, Geç Kretase'den Miyosen'e kadar etkin olan sıkışmalı tektonik rejim altında gelişen birdirme ve nap sistemleri ile şekillendirilmiş Mesozoyik birimlerden ve ofiyolitlerden meydana gelmektedir (Şekil 1b). Isparta Büklümü'nün batı kanadında bulunan en derin tektonostratigrafik birim, Üst Triyas-Eosen yaş aralığında oluşan sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve neritik kireçtaşlarından oluşan Beydağları platformudur (Robertson ve Woodcock, 1982, 1984) (Şekil 1a ve b). Ofiyolit ve Mesozoyik yaşlı sedimanter karmaşığında oluşan Likya Napları bölgede kuzeybatıdan Beydağları platformu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir (Dumont et al., 1972; Özgül, 1976, 1984; Poisson et al., 2003a). Likya Napları'nın Beydağları üzerine doğru en son hareketi Erken Miyosen olarak belirtilmektedir (Hayward 1984; Collins ve Robertson 1997, 1998, van Hinsbergen, 2010b). Isparta Büklümü'nün doğu kanadını kıvrımlı ve bindirmeli bir kuşak olan Orta Toroslar oluşturmakta olup, bu bindirmeli sistem, Geç Kretase'den Neojen'e kadar sürekli veya aralıklı

olarak meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Hayward, 1984; Collins ve Robertson, 2003; Poisson vd., 2003b; van Hinsbergen vd., 2010b). Beydağları ve Toroslar'da gelişen en genç bindirme zonunun yaşı Erken Miyosen olarak belirtilmektedir (Hayward, 1984).

Uzun ve yoğun bir deformasyon geçmişinin ardından Orta Toroslar, Miyosen döneminde çok yönlü açılmalı bir rejimin etkisinde kalmaya başlamıştır (Koç vd., 2012, 2016b ve 2017). İlginç bir şekilde, bu açılma Isparta Büklümü'nün merkezinde, kuzey-güney uzanımlı Aksu Havzası'nın doğu sınırını oluşturan Aksu Bindirmesi ile eşzamanlı olarak meydana gelmiştir (Dumont ve Kerey 1975; Glover ve Robertson 1998a; Poisson vd., 2003a; Deynoux vd., 2005; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008; Schildgen vd., 2012). Isparta Büklümü'nün çekirdeğinde görülen bu bindirme, bölgede görülen en genç sıkışmalı tektonik rejimin Pliyosen'e (Poisson vd., 2003a, 2003b ve 2011) ve hatta Kuvaterner'e kadar (Hall vd., 2014) bile çıkabileceğini göstermektedir.

D-B yönlü gelişen bu sıkışmalı tektonik rejim Isparta Büklümü'nün merkezi ile sınırlıdır ve güney Anadolu'nun başka yerlerinde belirgin değildir. İlginç bir şekilde, bindirme boyunca gelişen doğu-batı doğrultulu kısalma, Kıbrıs'ın güneyinde aktif olarak devam eden kuzey-güney uzanımlı dalma-batma zonuna ait üzerleyen levhada gelişmiştir (Dumont ve Kerey 1975; Glover ve Robertson 1998a; Poisson vd., 2003a; Deynoux vd., 2005; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008; Schildgen vd., 2012). Önceki çalışmalarda, Isparta Büklümü'nün merkezindeki bu sıkışma, Anadolu'nun Avrasya'ya göre batıya doğru hareket edişine atfedilmiştir (Deynoux vd., 2005; Glover ve Robertson, 1998a; Hall vd., 2014). Türkiye'nin doğusunda gelişen Arabistan-Anadolu çarpışması (Şengör vd., 2003; Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009) ve GPS verilerinden türetilmiş hız verileri (Reilinger vd., 2006, 2010) bu düşünceye dayanak olarak gösterilmiştir. Bununla birlikte, Isparta

Büklümü'nün merkezindeki kısılmayı doğudan gelen bir itmeye bağlamak, Isparta Büklümü'nün doğu kanadında meydana gelen ve eş zamanlı gelişen doğu-batı yönlü açılma bileşeninin varlığı (Koçyiğit ve Saraç, 2000; Koç vd., 2012, 2016b ve 2017) düşünüldüğünde sorunlu bir yaklaşımdır.

Çalışma alanı ve çevresinde paleomanyetik veriler ile tasvir edilen Miyosen dönme öyküsünde, Orta - Geç Miyosen döneminde (16 ile 5 My arasında) Isparta Büklümü'nün batı kanadında yer alan Beydağları'nın saatin tersi yönünde 20°'lik bir dönmeye maruz kaldığı ortaya konulmuştur (van Hinsbergen vd., 2010b, Kaymakçı vd., 2018). Benzer şekilde Koç vd. (2016a) çalışmasında, Manavgat, Köprüçay ve Aksu havzalarını etkileyen düşey eksen rotasyonlarını paleomanyetik yöntemlerle değerlendirmiş ve sonuçta, Köprüçay Havzası'nın saat yönünde ~20–30°, Manavgat Havzası'nın ~25–35° saatin tersi yönünde döndüğünü, buna karşın Aksu Havzası'nın Erken-Orta Miyosen'den beri herhangi bir dönmeye maruz kalmadığını göstermiştir. Bu dönüş verilerine ait yaşlar, Aksu Havzası'nın evrimi ve Aksu Havzası'nın doğusunu sınırlayan bindirme fayının (Aksu Bindirmesi) yaşı ile örtüşmektedir.

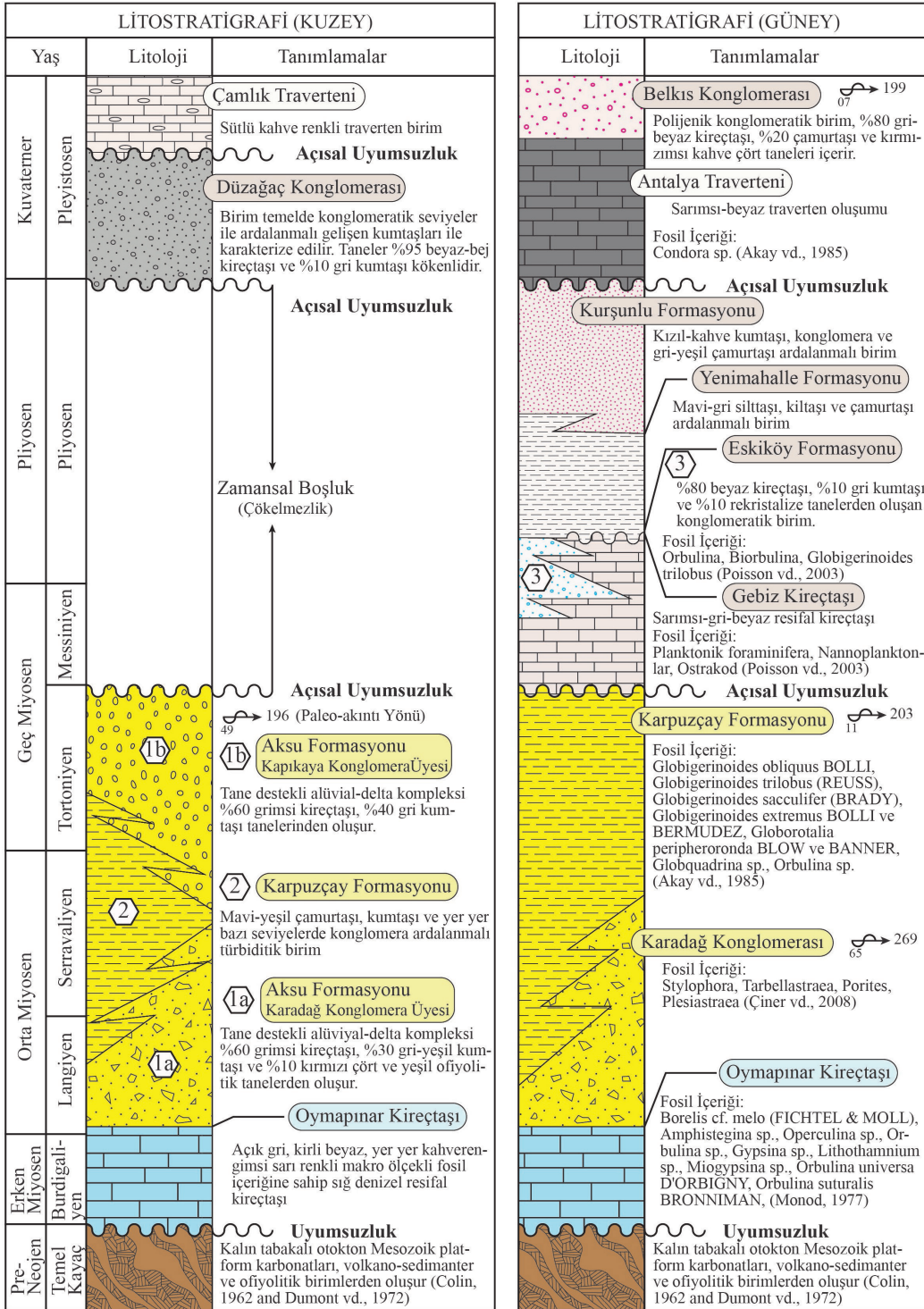
Isparta Büklümü olarak tanımlanan bu bölge içerisinde çok kısa mesafelerde gözlemlenen bu açılma, sıkışma ve dönme hareketlerinin altında yatan oluşum mekanizmasını tanımlamak maksadı ile Aksu Havzası anahtar alan olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada, yaklaşık 16 km genişliğinde, 90 km uzunluğunda ve Isparta Büklümü'nün merkezinde konumlanmış olan KKB-GGD uzanlı Aksu Havzası'nın jeolojik evriminin kurgulanmasına çalışılmıştır. Bu nedenle, Erken Miyosen'den günümüze kadar, Aksu Havzası'nın yapısal unsurlarının, geometrisinin, sedimanter birimlerinin ve fasiyes ilişkilerinin belirlenmesi hedeflenmiştir.

LİTOSTRATİGRAFİ

Aksu Havzası K-G uzanlı yaklaşık 2000 km² alana sahip, temelde Antalya Havzası Kompleksi (Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları) olarak tanımlanan (Çiner vd., 2008) havza grubu içerisinde yer alan alt havzalardan biridir (Şekil 1b). Batıda Beydağları platform karbonatları ve Likya Napları'nın (Hayward, 1984) üzerine uyumsuz olarak gelen havza dolgusu, genel olarak denizel kırıntılı karakterde olup 1 km'den fazla kalınlığa sahiptir. Aksu Havzası, komşu Köprüçay Havzası'ndan Aksu Fayı ile ayrılmaktadır. Bu fay bindirme karakterde olup, Aksu Havzası ile Köprüçay Havzası arasında yer alan Antalya Napları'na ait birimlerin, Aksu Havzası'na ait Miyosen birimleri tektonik olarak üzerlemesi ile karakterize edilmektedir (Akay vd., 1985).

Aksu Havzası ilk olarak Poisson (1977) tarafından Aksu Vadisi olarak tanımlanmıştır. Bu öncü çalışmanın ardından, pek çok araştırmacı (Akay vd., 1985; Glover and Robertson, 1998b; Poisson vd., 2003a, 2011; Çiner vd., 2008) ağırlıklı olarak bölgedeki Neojen stratigrafisi üzerine yoğunlaşmıştır. Genel olarak havza dolgusu Miyosen'de oluşan denizel kırıntılılar, mercan resifleri ve resifal şelf karbonatları ile Pliyosen'den Günümüze kadar uzanan denizel ve karasal kırıntılılar ve traverten oluşumları ile karakterize edilmektedir (Çiner vd., 2008) (Şekil 2).

Aksu Havzası'nın sedimanter dolgusu Erken Miyosen'den Tortoniyen'e kadar havzanın kuzeyinde ve güneyinde aynı karakterde olup, 1) Oymapınar Kireçtaşı, 2) Karadağ Konglomerası ve 3) Karpuzçay Formasyonu her iki istifte de ortaktır. Ancak Tortoniyen sonrasında havzanın kuzeyi ve güneyi arasında istifte farklılaşmalar başlar (Şekil 2). Tortoniyen'de havzanın kuzeyinde istife Kapıkaya Konglomerası dahil olurken, güneyde Karpuzçay Formasyonu çökelmeye devam etmektedir. Pliyosen döneminde kuzeyde depolanma kesintiye uğramıştır. Sonrasında ise Kuvaterner birimler olan Düzağaç Konglomerası ve Çamlık Traverteni çökelmeye başlamıştır.



Şekil 2. Çalışma alanındaki Aksu Havza'nın kuzey ve güneyindeki litostratigrafik birimleri gösteren genelleştirilmiş kolon kesitler.

Figure 2. Generalized lithostratigraphical columnar sections for the northern and southern parts of the Aksu Basin.

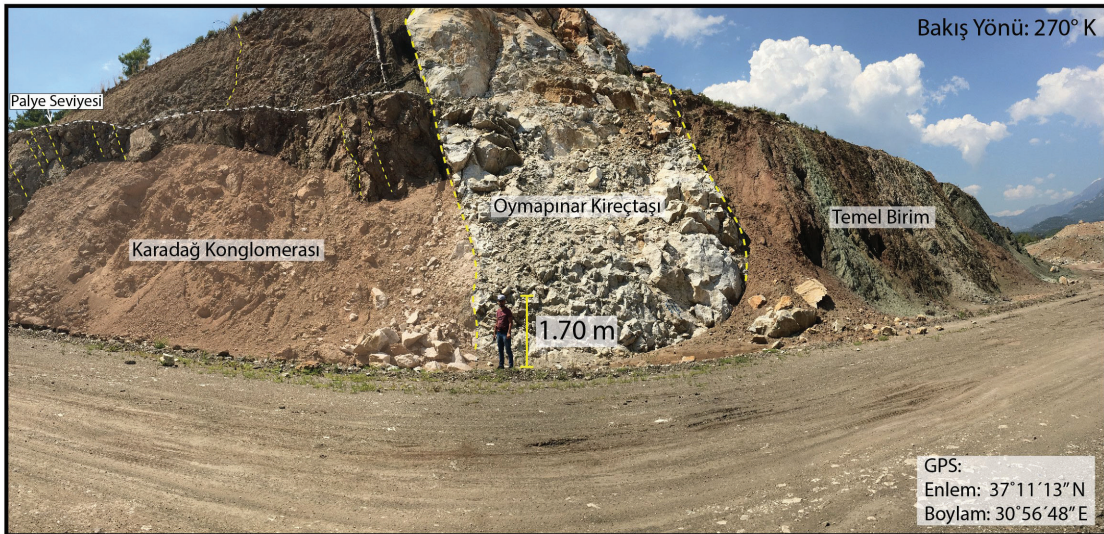
Güneydeki istif kuzeydekine oranla daha devamlıdır ve Messiniyen'den Kuvaterner'e kadar Gebiz Kireçtaşı, Eskiköy Formasyonu, Yenimahalle Formasyonu, Kurşunlu Formasyonu, Antalya Traverteni ve Belkıs Konglomerası olarak tanımlanmıştır (Blumenthal, 1951; Eroskay, 1968; Poisson, 1977; Gutnic, 1979; Akay vd., 1985; Şenel, 1997) (Şekil 2). Tüm bu istif, kalın tabakalı otokton platform karbonatları, volkano-sedimanterler ve ofiyolitlerden oluşan Mesozoyik yaşlı temel birim üzerine yerleşmiştir. Birimlere ait litolojik tanımlamalar, dokanak ilişkileri, yaş verileri ve depolanma ortamı yorumlamaları aşağıda detaylı olarak verilmiştir, ancak basenin temelini oluşturan birimler ayrıca anlatılmayacaktır.

Oymapınar Kireçtaşı (OpK, Geç Burdigaliyen-Langhiyen)

Aksu havzasının doğu kenarında, sınırlı bir alanda yüzeylenen Oymapınar Kireçtaşı, ilk olarak Monod (1977) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 1c). Oymapınar Kireçtaşı temelinde

bulunan Antalya Napları üzerine uyumsuz olarak bulunmakta (Şekil 3) olup, dokanak ilişkisi en iyi Hacıosmanlar köyü civarında gözlenmektedir. Birimin üst sınırını ise Aksu Konglomerasına ait Karadağ Üyesi oluşturmaktadır. Buradaki dokanak ilişkisi ise uyumludur (Şekil 3).

Oymapınar Kireçtaşı, genel olarak orta kalınlıkta tabakalanma gösteren, açık gri-kirli beyaz renkli, makro fosil içeriğine sahip resifal şelf karbonatlarından oluşmaktadır. Birimin Aksu Havzasındaki kalınlığı 8-10 m civarındadır (Şekil 3). Formasyondan, *Borelis cf. melo* (FICHTEL & MOLL), *Amphistegina sp.*, *Operculina sp.*, *Orbulina sp.*, *Gypsina sp.*, *Lithothamnium sp.*, *Miogypsina sp.*, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRONNIMAN, *Globoquadrina cf. altispira* (CUSHMANJARVIS) topluluklarının varlığı rapor edilmiştir (Monod, 1977). Oymapınar Kireçtaşı'na, fosil içeriğine bağlı olarak, Geç Burdigaliyen-Langhiyen yaşı verilmiştir (Şenel vd., 1992; 1998). Litolojik özellikleri ve fosil içeriğine göre Oymapınar kireçtaşı sığ denizel ortam şartları içinde çökelmiş olmalıdır.



Şekil 3. Bölgede temeli oluşturan Antalya Napları üzerine uyumsuzlukla gelen Oymapınar Kireçtaşı'nın görünümü, (Hacıosmanlar Köyü'nün kuzeyi).

Figure 3. The general view of the Oymapınar Limestone, which overlaps the Antalya Nappes that form the basis in the region, (north of Hacıosmanlar Village).

Aksu Formasyonu (AF, Langiyen-Tortoniyen)

Aksu Formasyonu çalışma alanında en geniş yayılıma sahip litolojik birimdir (Şekil 2). İlk olarak Poisson (1977) tarafından tanımlanmıştır ve başlıca konglomeratik birimlerden oluşması nedeni ile bu çalışmada Aksu Konglomerası olarak adlandırılmıştır. Bu öncül çalışmanın arkasından Akay ve Uysal (1985) tarafından Neojen stratigrafisi çalışılmış ve havzada aynı stratigrafik seviyede görülen tüm çakıllı istifler tek bir konglomeratik birim olarak değerlendirilmiş ve Aksu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bölgedeki en güncel çalışma Çiner vd. (2008) tarafından yapılmış ve Aksuçay Konglomerası olarak adlandırılan birim, 1) Karpuzçay Formasyonu'nun alt seviyelerde Karadağ Konglomerası ile üst seviyelerde ise 2) Kapıkaya Konglomerası ile geçişli olması nedeni ile iki farklı alt üyeye ayrılmıştır. Bu incelemede ise, Akay ve Uysal (1985) tarafından yapılan adlandırma benimsenirken, birimin üyelere ayrılmasında Çiner vd. (2008) tarafından yapılan sınıflama benimsenmiştir.

Karadağ Konglomera Üyesi (KdÜ, Langiyen-Serravaliyen)

Karadağ Konglomerası, sadece Aksu Havzası'nın doğu kenarında yüzeylenmektedir. Birim, Kargı Baraj Gölü'nün hemen kıyısında göze çarpan, 500 m'den daha yüksek yamaçlar ile morfolojik olarak kendini göstermektedir (Şekil 4a ve b). Karadağ üyesi, konglomeratik seviyelerin, kabadan-inceye kadar değişkenlik gösteren kumtaşları ve siltli-çamurtaşı seviyeleri ile ardalanması ile karakterize edilmektedir.

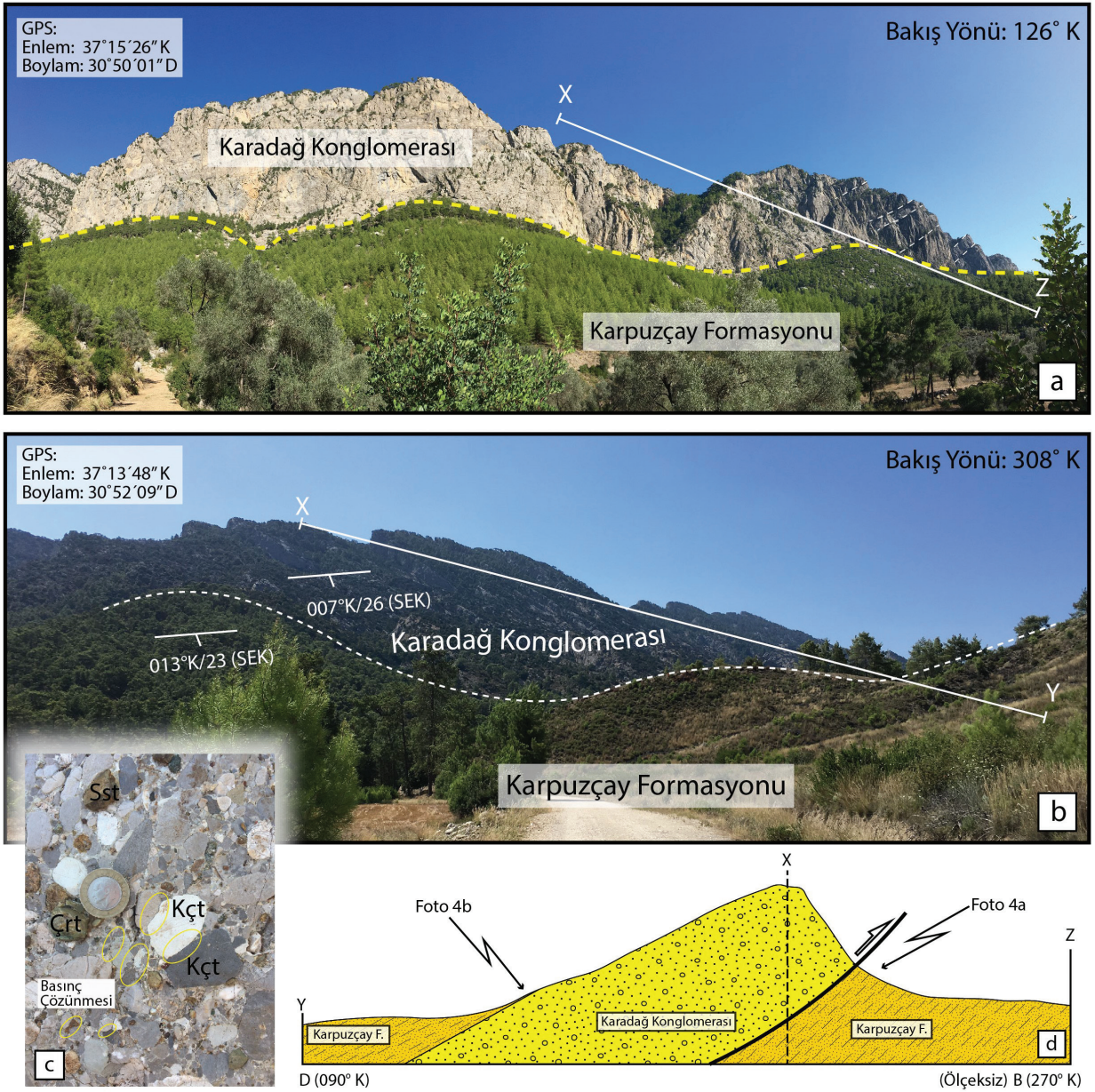
Karadağ üyesinin üst sınır ilişkisini kontrol eden Karpuzçay Formasyonu ile dokanak ilişkisi uyumludur (Şekil 4b ve d) ve birim, düşeyde ve yatayda Karpuzçay Formasyonu ile geçişli özellik

göstermektedir. Alt sınır ise, kremi-beyaz renkli Oymapınar Kireçtaşı ile belirlenmektedir (Şekil 3).

Karadağ konglomerası, yaklaşık %60 oranında beyaz-gri renkli kireçtaşlarından, %30 oranında gri-yeşil renkli kumtaşından ve yaklaşık %10'luk kısım ise kırmızı-yeşil renkli çört tanelerinden oluşmaktadır (Şekil 4c).

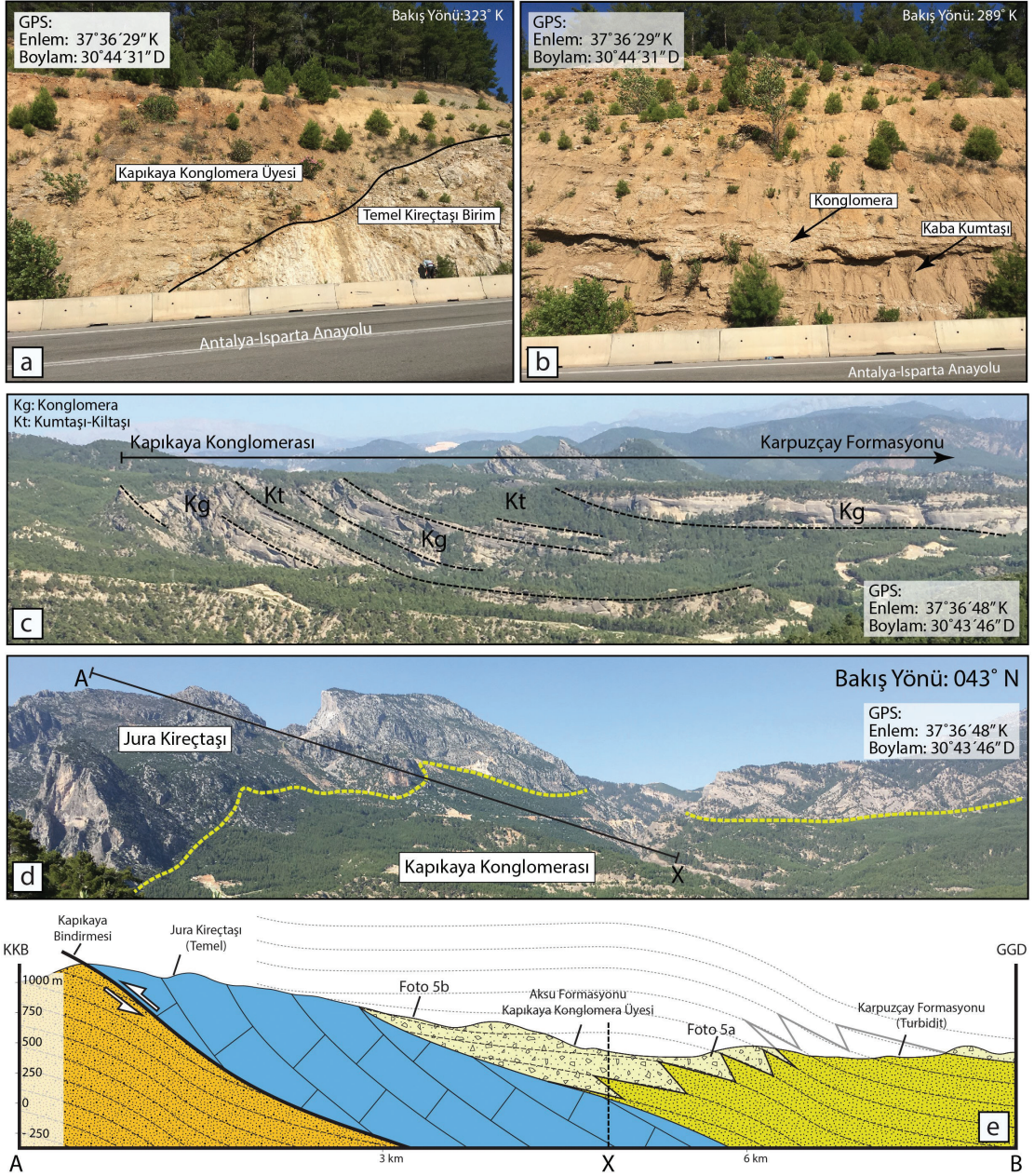
Konglomeratik seviyeler bazen matriks, bazen ise tane desteklidir. Birim iyi pekişmiş ve kalın tabakalıdır. Taneler çakıl boyutundan blok boyutuna (bazen uzun eksen uzunluğu 70 cm'yi bulabilmektedir) kadar çok geniş bir tane aralığında, taneler yer yer köşeli ve yarı-yuvarlak şekle sahiptir. Tanelerde boylanma yoktur ve yahut çok zayıf karakterdedir. Konglomeratik seviyelerde yer yer tane binikliğine rastlanmaktadır. Alt tabaka sınırları belirgin bir şekilde düzensizdir, bu da oygu-dolgu gibi erozyonel süreçlerin varlığına işaret etmektedir. Tanelerin dokanak oluşturdukları alanlara dikkatle bakıldığında, nadir olmayan ölçüde basınç çözünmelerinin (pressure solution) varlığı söz konusudur (Şekil 5c), bu da kayda değer miktarda basınca maruz kaldığını ifade etmektedir.

Çiner vd. (2008) tarafından yapılan çalışmada, Aşağı Gökdere bölgesinin 5 km güneyinde yüzeylenen Karadağ Konglomerası içerisinde *Stylophora*, *Tarbellastraea*, *Porites* ve *Plesiastraea* fosillerinin varlığı rapor edilmiştir. Bu fosil toplulukları, kesin bir yaş vermek için yeterli olmamakla birlikte Karadağ Konglomerası'nın tabanı, Burdigaliyen-Langiyen yaşlı Oymapınar Kireçtaşı ile uyumlu olması alt yaş sınırının belirlenmesine yardımcı olmaktadır. Karadağ Konglomerası, derinlerde kendisini üzerleyen Karpuzçay Formasyonu ile yanal geçişli olması da dikkate alındığında, bu birim için Langiyen-Serravaliyen yaşı benimsenmiştir.



Şekil 4. Karadağ Konglomera Üyesine ait saha görünümleri; **a)** Karpuzçay Formasyonu ile Karadağ Konglomerası arasında bindirme fayı, **b)** Karadağ Konglomerası üzerine uyumlu gelen Karpuzçay Formasyonu. Tabaka ölçümleri sağ el kuralına (SEK) göre verilmiştir. **c)** Karadağ Konglomerası'na ait tane organizasyonunun yakın plan görüntüsü, **d)** Karadağ Konglomerası ile Karpuzçay Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisini gösteren, kabaca doğu-batı yönlü Y-X-Z hattı boyunca alınan ölçeksiz enine kesit.

Figure 4. Field views of the Karadağ Conglomerate Member; **a)** The thrust fault between Karpuzçay Formation and the Karadağ Conglomerate Member, **b)** Karpuzçay Formation, which rests conformably on the Karadağ conglomerates. Bedding measurements are given in Right Hand Rule (RHR) format, **c)** Close-up view of the clast organization of the Karadağ Conglomerates, **d)** Roughly east-west cross-section (not to scale) along the Y-X-Z line which shows contact relationships between the Karadağ conglomerates and the Karpuzçay Formation.



Şekil 5. a) Aksu Formasyonu'nun Kapıkaya Konglomera Üyesi ile temele ait kireçtaşı birimi arasındaki nonkonformite, **b)** Antalya-Isparta yolu üzerinde görülen Kapıkaya Konglomera Üyesine ait saha görüntüsü, **c)** ve **d)** Aksu Formasyonu'na ait Kapıkaya Konglomera Üyesi'ne ait arazi görüntüsü. **e)** Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomerası ile Karpuzçay Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisini göstermek üzere çizilen KKB-GGD uzanımlı Jeolojik enine kesit. Kesitin lokasyonu için Şekil 1c'ye bakınız.

Figure 5. a) Nonconformity between Kapıkaya Conglomerate Member and basement limestone, **b)** Field view of the Kapıkaya Conglomerate Member along the Antalya-Isparta highway. **c)** and **d)** Field photos from the Kapıkaya Conglomerate Member of the Aksu Formation, **e)** NNW-SSE oriented geological cross-section shows the contact relationships between Serravalian-Tortonian Kapıkaya Conglomerate Member of the Aksu Formation and Karpuzçay Formation. Location of the cross-section is given in Figure 1c.

Karadağ Konglomerası'nı meydana getiren taneler arasında gelişen biniklik yapılarından alınan ölçümler ile muhtemel kaynak bölge konumu belirlenmeye çalışılmıştır. Sonrasında alınan bu ölçümler gül diyagramı kullanılarak analiz edilmiştir. Paleo-akış yönünün baskın olarak (KD'dan GB'ya) 207-245° K doğrultusunda olduğu belirlenmiştir. Çiner vd. (2008) birimi oluşturan tanelerin genel olarak mermer, kuvarsit, yeşil şist ve amfibolden türediğini raporlamıştır. Dahası, çalışmalarında köşeli yüksek basınç (YB)-düşük sıcaklık (DS) mavi şist parçacıklarının yakın bir kaynaktan beslendiği belirtmiştir. Daha önce ise, Akay vd. (1985) metamorfik tanelerin kökenini Alanya metamorfiklerine bağlamışlardır. Alanya metamorfiklerinin güncel konumu, Aksu Havzası'nın güneydoğusunda yer almaktadır. Bu durumda, Karadağ Konglomerası'nın depolanma sürecinde (Orta Miyosen), Alanya Masifi'nin Aksu Havzası'nın doğu sınırına çok yakın bir konumda bulunması beklenmelidir. Öte yandan Üner vd. (2018) ve Flecker (1995) çalışmalarında, Karadağ Konglomerası içerisinde GB'dan KD'ya paleo-akıntı yönünün (bu çalışmada elde edilen ölçümlerin tersi yönde) varlığını raporlamışlardır.

İstifin alt seviyelerinde, derecelenme ya da boylanmanın görülmediği, köşeli, el örneği boyutundan blok boyutuna kadar değişen aralıklarda tane boyuna sahip polimiktik, kalın tabakalı konglomera seviyelerinin varlığı kaynak alana yakınlığı temsil etmektedir. Kumlu, matriks-destekli konglomeratik seviyeler ise su altında meydana gelen kütle hareketlerinin varlığına işaret etmektedir (Üner vd., 2018). Dönemsel olarak yerleşen tane-destekli konglomera seviyeleri, enerjinin nispeten yüksek olduğu taşınma ortamını işaret etmektedir (Colby, 1963). Tabaka altında görülen erozyonel taban da aynı şekilde yüksek enerjili depolanma ortamını tanımlamaktadır. Bu fasiyes özelliklerine dayanarak Karadağ Konglomerasının çökeltme ortamı alüvyal yelpaze-delta yelpazesi kompleksi olarak yorumlanmıştır.

Kapıkaya Konglomera Üyesi (KkÜ, Üst Miyosen)

İlk olarak Gutnic vd. (1979) tarafından tanımlanan Kapıkaya Konglomera Üyesi yalnızca Aksu Havzası'nın kuzeyinde gözlenmektedir ve kırmızı-kahve renkli kırıntılılar -konglomera ve kaba kumtaşı araldanması- ile karakterize edilmektedir. Birim, Neojen öncesi temel kireçtaşları üzerine aşmalı olarak gelmektedir (Şekil 5a). Alt sınıır, havzanın merkezinde Karpuzçay Formasyonu ile yatayda ve düşeyde geçişli bir hal almaktadır.

İstif alt seviyelerde, köşeli, iyi çimentolanmış ve çok kalın tabakalı (1,5-2 m) kırmızı-kahve renkli konglomeralar ile başlar (Şekil 5b). Konglomerayı oluşturan tanelerin boyutları çakıldan blok boyutuna kadar değişkenlik göstermektedir. Taneler genel olarak, temelden türemiş Mesozoyik yaşlı beyaz-kremsi kireçtaşı (%60), açık/koyu gri kumtaşları, kırmızı çört ve yeşil renkli ofiyolitik (%40) kökenlidir. İstifte tabana yakın, genel olarak tane-destekli ve kötü boylanmış konglomeratik seviyeler, hızlı ve kaotik çökeltmenin varlığını düşündürürken, bazı konglomeratik seviyeler ise matriks desteklidir.

İstifte, konglomeratik seviyeler orta-kalın tabakalı kumtaşları (50-100 cm) ile araldanmalı olarak çökelmişlerdir (Şekil 5b ve 5c). Genel olarak istif, havza merkezine doğru (kuzeyden güneye) gidildikçe dereceli olarak Karpuzçay Formasyonuna ait olan kumtaşı-çamurtaşı birimlerine dönüşmeye başlar (Şekil 5c, 5d ve 5e). Diğer taraftan, Kapıkaya Konglomerası'nın güneydeki eşleniğini tanımlamak, bu alanda tektonizma nedeni gelişen pek çok izole veyahut tekrarlanan konglomeratik birimlerin bulunması nedeni ile mümkün değildir.

Şenel vd. (1992) ve Şenel, (1997) denizel fosillerden olan *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *O. Bilobata* D'ORBIGNY, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Siphonina reticulata* (CZIZEK), *S.bulloides* D'ORBIGNY, *Robulus vortex* FICHTER ve *MOLL* gibi foraminifer

topluluklarının varlıklarını raporlamıştır. Bu fosil topluluklarına dayanılarak Kapıkaya Konglomerası'na Serravaliyen-Tortoniyen yaşı verilmiştir. Bu çalışmaya ek olarak, daha güncel bir çalışma olan Çiner vd. (2008) tarafından Kapıkaya Konglomerası'nın üst seviyelerinde, konglomera ile ardalanmalı olarak yerleşen yama resiflerinde *Porites*, *Tarbellastraea* ve *Siderastrea* gibi sınırlı çeşitliliğe sahip mercan fosillerinin varlığına işaret edilmiştir. Bu sınırlı fauna topluluğu esas alınarak birim için Üst Miyosen yaşı verilmiştir ki, bu yaş muhtemelen birimin üst sınırının yaşını temsil etmektedir.

Derecelenmenin olmadığı, köşeli, tane- veya matriks destekli, çakıl boyutundan blok boyutuna kadar çok geniş bir yelpazede tane boyutuna sahip olan Kapıkaya Konglomerası genel olarak moloz akması karakteristikleri göstermektedir ve muhtemelen alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Ek olarak, istifin üst kesimlerinde görülen yama resifleri ile görülen ardalanma sığ şelf ortamını yansıtmaktadır. Bu durumda, Kapıkaya Konglomerası kıyıya yakın gelişen alüvyal yelpaze ortamından delta ortamına geçişi tanımlanmaktadır (Çiner vd., 2008; Üner vd., 2015 ve 2018).

Karpuzçay Formasyonu (KçF, Langiyen-Tortoniyen)

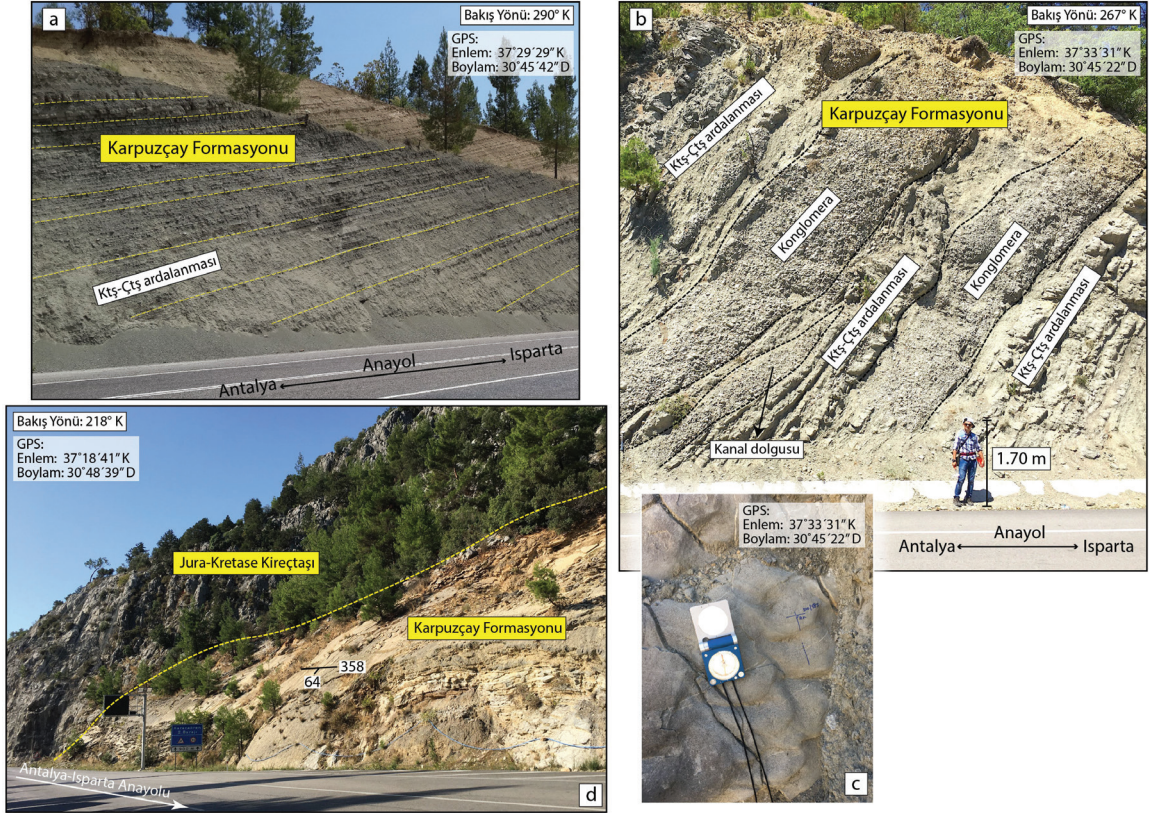
Karpuzçay Formasyonu, havza dolgusunu meydana getiren birimler içerisinde en geniş yayılıma sahiptir (Şekil 1c). Birim, tabanda türbiditik seri (kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı ardalanması) ile karakterize edilirken (Şekil 6a), görece daha üst seviyelerde tane/matriks destekli ve erozyonel tabanlı konglomeratik seviyeler ile ardalanmalı olarak kendini göstermektedir (Şekil 6b).

Karpuzçay Formasyonu ilk defa Akay vd. (1985) tarafından tanımlanmıştır. Akay vd. (1985) bu çalışmasında, birimi Köprüçay-Manavgat

Havzasında bulunan Karpuzçay Formasyonu'nun eşleniği olarak yorumlanmış ve aynı isim ile tanımlanmıştır. Bu çalışmada da, aynı adlandırma benimsenmiştir.

Karpuzçay Formasyonu, paralel laminalı-ince tabakalı çamurtaşı ile desimetre kalınlığında (1-50 dm), tabaka içi normal derecelenmeli, paralel tabakalı kumtaşlarının ardalanması ile başlamaktadır. Bu kısım, istifin tabana yakın kısmını oluşturmaktadır ve en iyi Antalya-Isparta yolu üzerinde Yenice ve Çamlık dolaylarında gözlenmektedir. İstifte yukarıya doğru gidildikçe, kumtaşı tabakalarının oranı gittikçe artar ve nihayet istifin en üst kısımlarında konglomera tabakaları (50-70 m) gözlenmeye başlar (Şekil 6b). Konglomera seviyeleri genel olarak normal dereceli ve tane-desteklidir. Tanelerin boyutları çakılcık boyutundan iritaş (boulder) (maximum 35cm) boyutuna kadar değişkenlik göstermektedir. Taneler genel olarak %90-95 oranında yarı köşeli/yuvarlak özellikte gri/krem kireçtaşından meydana gelmektedir. Konglomera seviyelerinde tane binikliği (imbrication) ve kanal geometrisi (Şekil 6b), kumtaşı seviyelerinde ise dalga kırışıklıkları (Şekil 6c) gibi sedimanter yapılar sıklıkla gözlenmektedir.

Karpuzçay Formasyonu ile temel kayaları arasındaki dokanak ilişkisi Antalya-Isparta yolu üzerinde, Karacaören Barajı yakınında oldukça iyi gözlenmektedir. Bu gözlem noktasında Karpuzçay Formasyonu doğuya doğru eğimlenmiş ve Aksu Havzasının batı sınırını tanımlayan temel kireçtaşı biriminin üzerine aşmalı olarak gelmektedir (Şekil 6d). Formasyonun litolojik ve fasiyes özellikleri batıdan (kabaca havza merkezini tanımlar), doğuya (tektonik olarak sınırlandırılmıştır) doğru dereceli olarak değişiklik göstermektedir (Şekil 1c'de G-H hattı boyunca). Havzanın doğusunda, Karpuzçay Formasyonu ile Karadağ Konglomerası arasındaki uyumlu dokanak ilişkisi Şekil 4b'de verilen bindirme fayının arka yüzünde açık bir şekilde gözlenmektedir.

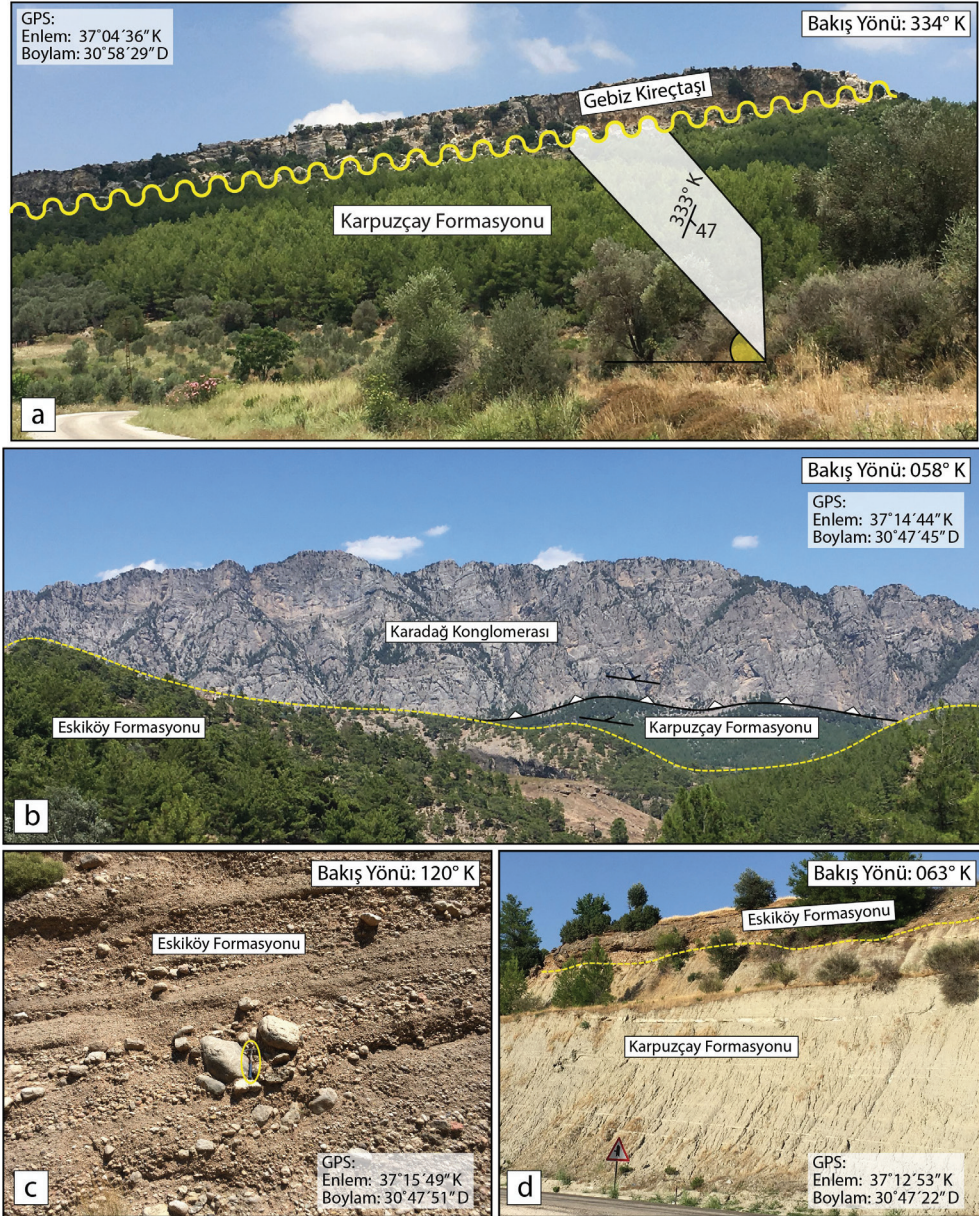


Şekil 6. a) Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay formasyonunun alt seviyelerinde gözlenen çamurtaşı-sittası-kumtaşı arıalanması, **b)** Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay formasyonunun üst seviyelerinde gözlenen konglomeratik seviyeler ve **c)** Kumtaşlarının taban kesimlerinde gözlenen (asimetrik) dalga kırışıklıklarının görünümü, **d)** Çalışma alanında Antalya – Isparta anayolu üzerinde Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay formasyonunun Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine uyumsuz (nonkonformite) dokanakla geldiğini gösterir fotoğraf.

Figure 6. Field views from **a)** Langhian-Tortoniyen turbiditic sandstone-siltstone-mudstone alternations at the lower level of the Karpuzçay Formation, **b)** Conglomeratic horizons in the upper part of Langhian-Tortoniyen Karpuzçay Formation and **c)** Asymmetric ripple marks observed at the bottom of the sandstone bedding, **d)** Field view of the contact relationships between Langhian-Tortoniyen Karpuzçay Formation and Jura-Kretaceous basement limestone.

Havzanın kuzeyinde, Karpuzçay Formasyonunun üst sınırı yatayda ve düşeyde dereceli olarak Kapıkaya Konglomerası'na geçiş göstermektedir (Şekil 5c ve e). Havzanın güneydoğusunda bulunan Gebiz Kireçtaşı (Şekil 7a) ile orta-doğusunda yer alan Eskiköy Formasyonu (Şekil 7b ve c), Karpuzçay Formasyonu üzerine açısal uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 7d). Karpuzçay Formasyonu'na ait istif karakteristiğinin daha iyi anlaşılması maksadı ile ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 8). Kesitin başlangıç noktası, Çamlık Mahallesi'nin

kuzeyinde antiklinal merkezinden başlayarak (37°29,778K, 30°45,817D) Antalya-Isparta yolu üzerinde kuzeye doğru daha üst stratigrafik seviyelere geçerek son bulur (37°32,194K, 30°46,078 D) (Şekil 8). Ölçülü kesitin başlangıç noktası, havzanın nispeten merkezini tanımlayan çamurtaşı-kumtaşı arıalanması ile karakterize edilirken, üst seviyelere doğru Aksu Konglomerası da sisteme dahil olmaktadır (Şekil 8). Ölçülü kesitte, Karpuzçay Formasyonu'nun üste doğru kabalaşan niteliği açıkça görülmektedir (Şekil 8).



Şekil 7. a) Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu ile Messiniyen yaşlı Gebiz Kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisini gösterir saha görüntüsü. Tabaka ölçümleri sağ el kuralına (SEK) göre verilmiştir, **b)** Karpuzçay Formasyonu'nun üst sınırını tanımlayan Eskiköy Formasyonu'nun ve Karadağ Konglomera Üyesi ile olan tektonik dokanağı gösteren saha görüntüsü, **c)** Eskiköy Formasyonuna ait konglomeratik birim içerisinde blok boyutunda varan çakılların yakından görüntüsü, **d)** Messiniyen-Alt Pliyosen yaşlı Eskiköy ile Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu arasındaki açılal uyumsuz dokanak ilişkisini gösterir saha görüntüsü.

Figure 7. a) Field view of the contact relationship between Langhian-Tortonian Karpuzçay Formation and Messinian Gebiz Limestone, **b)** Field view illustrating the Eskiköy Formation which defines the upper boundary of Karpuzçay Formation and the tectonic contact between Karpuzçay Formation and Karadağ Conglomerate Member, **c)** Field view of the conglomeratic unit of the Eskiköy Formation, **d)** Field view of the contact relation between Messinian-Lower Pliocene Eskiköy Formation and Langhian-Tortonian Karpuzçay Formation.

Poisson (1977), Aksu Havzası'nda yapmış olduğu çalışmada, Kargı Barajı kenarında Karpuzçay Formasyonu içerisinde bulunan foraminifer faunasını incelemiş ve planktonik foraminifer formlarına göre birime Serravaliyen-Alt Tortoniyen yaşını vermiştir. Benzer şekilde, Akay vd. (1985) Karpuzçay Formasyonu içerisinde bulunan denizel organizmaların varlığından bahsederek, *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides extremus* BOLLI and *BERMUDEZ Globorotalia peripheroronda* BLOW and BANNER, *Globiquadrina* sp., *Orbulina* sp. gibi foraminifertürlerini raporlamıştır. Bununla birlikte, Flecker (1995) Karpuzçay Formasyonu'nun üst seviyelerinde bulunan konglomeratik birimlerin yama resifleri ile ardalanmalı olduğunu belirterek, Karpuzçay Formasyonu'nun yaşının üst sınırını bu yama resiflerinin yaşı ile belirlemiştir. Literatürde belirlenen fosil içeriğine ve arazi gözlemlerine dayanarak, bu incelemede, Karpuzçay Formasyonu için Langiyen-Tortoniyen yaşı benimsenmiştir.

Formasyonun alt seviyelerinde görülen normal derecelenmeli ve keskin alt ve üst sınırlara sahip tabakalı çamurtaşı-kumtaşı ardalanması, kıyı şeridinden uzakta düşük enerjili türbiditik akıntıların hâkim olduğu denizel ortamı yansıtmaktadır. İstifin üst kesimlerinde bulunan çakılca zengin seviyelerin varlığı yüksek enerjili yakınsak alanın varlığına işaret etmektedir. Bu durumda, havza içerisindeki ortamsal ilişkiyi, kuzeyden güneye yakınsaktan ıraksağa şeklinde yorumlamak mümkündür. Bu durumda, Karpuzçay Formasyonu kuzeyde fan-delta ortamı olarak yorumlanırken, güneye doğru derin deniz ortamına dönüşmektedir.

Asimetrik dalga kırışıklıklarından ve tane binikliklerinden olmak üzere 5 farklı istasyondan toplamda 71 paleo-akıntı yönü verisi toplanmıştır. Bunlardan dört tanesi havzanın kuzeyinden, Karpuzçay Formasyonu'nun Kapıkaya Konglomerası ile geçişli olduğu nispeten istifin

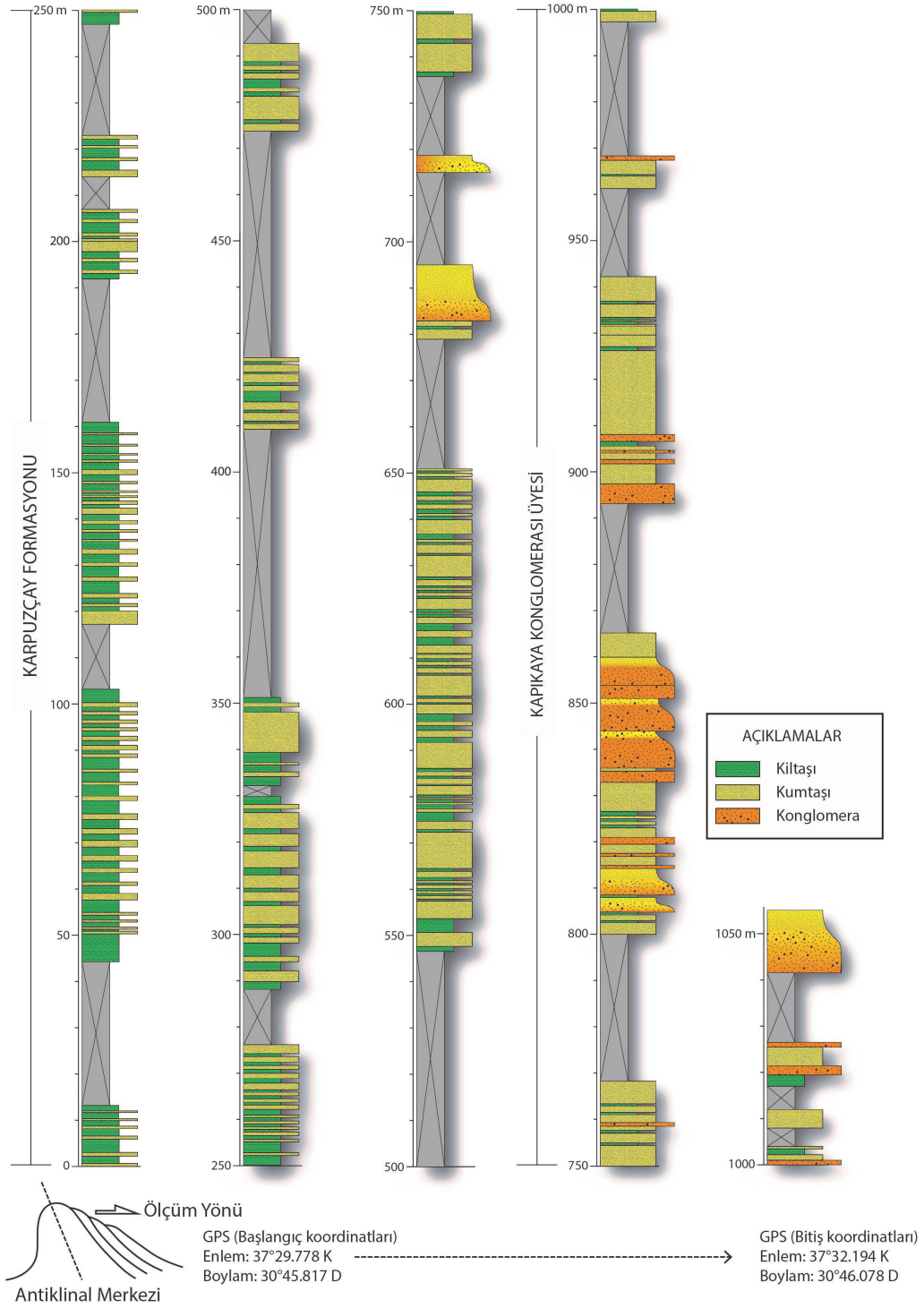
üst seviyelerinden toplanmıştır. Diğer bir tanesi ise, Karpuzçay Formasyonu ile Karadağ Konglomerası'nın geçişli olduğu, görece daha alt bir seviyeden alınmıştır. Toplanan paleo-akıntı verileri, gül diyagramı kullanılarak analiz edilmiştir. Kapıkaya Konglomerası'nı temsil eden verilerden elde edilen akıntı yönlerinden 3 tanesi birbirleri ile tutarlıdır ve akım yönü 192-206°K (yaklaşık kuzeyden güneye) olarak bulunmuştur. Karadağ Konglomerası'nı temsil eden lokasyondan elde edilen ortalama akıntı yönü (256°K), diğer akım yönleri ile uyumlu değildir. Bu durum, Kapıkaya Konglomerası'nın beslenme yönü ile Karadağ Konglomerası'nın beslenme yönlerinin farklı olduğu şeklinde yorumlanmaktadır.

Çiner vd. (2008) çalışmada, Karadağ Konglomerası'nda olduğu gibi Karpuzçay Formasyonu içerisindeki konglomeratik seviyelerdeki tanelerin köşeli, çoğunluğunun metamorfik kökenli (mermer, kuvarsit, yeşil şist ve amfibol) olduğunu ifade ederek, bu tanelerin kaynağının Alanya Masifi olduğunu belirtmiştir.

Gebiz Kireçtaşı (GbK, Messiniyen)

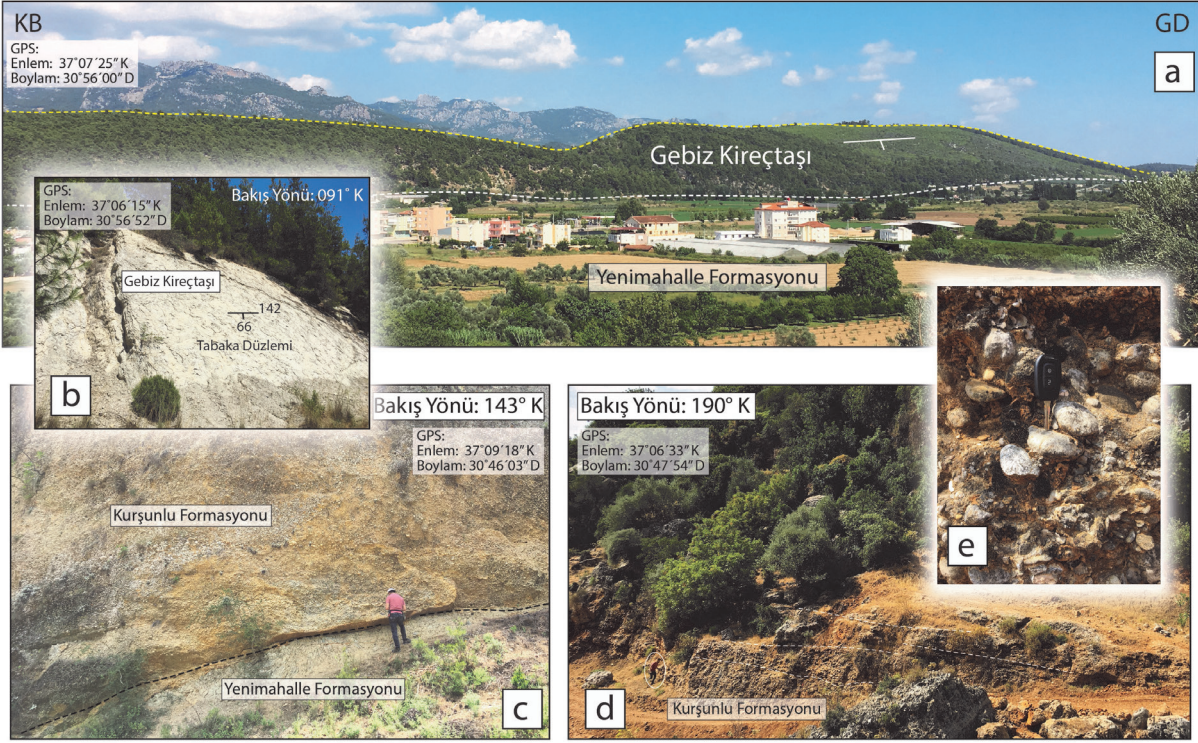
Gebiz Kireçtaşı, Aksu Havzası'nın güneydoğusunda bulunan Gebiz ilçesinin hemen doğusunda kısıtlı bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 9a). Taze yüzeyi gri-beyaz (Şekil 9b) ile sarımsı-gri renklerde, resifal karakterde karbonatlı birimlerden oluşurken, bozunmuş yüzeyler sarımsı-kırmızı renklerde dir.

Gebiz Kireçtaşı ve Yenimahalle Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi, Gebiz ilçesi yakınında oldukça açıktır. Eskiköy Formasyonu'nun doğudaki devamı olarak yorumlanan Yenimahalle Formasyonu burada, Gebiz Kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 9a). Bununla birlikte, Gebiz ilçesinin doğusunda, Gebiz Kireçtaşı yüksek açılı ile GD'ya doğru eğimlenirken (Şekil 9b), birimin alt sınırı uyumsuzluk ile doğrudan temel kayalar (Antalya Napları) üzerine gelmektedir.



Şekil 8. Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu'na ait ölçülü stratigrafik kesit. Tane boyu istifte üste doğru belirgin bir şekilde kabalaşmakta ve konglomeratik seviyelerin görülme sıklığı artmaktadır.

Figure 8. Measured stratigraphic section of the Karpuzçay Formation. The grain size is getting coarser and the frequency of occurrence of the conglomeratic levels increase in the upper levels of the section.



Şekil 9. a) Gebiz ilçesinin doğusunda yüzeyleyen Messiniyen yaşlı Gebiz Kireçtaşı ve üzerine açısız uyumsuzluk (?) ile gelen Pliyosen yaşlı Yenimahalle Formasyonu'nun (yatay) saha görüntüsü, **b)** Yüksek açıyla eğimli Gebiz Kireçtaşı'na ait görünüm, **c)** Pliyosen yaşlı Kurşunlu ve Yenimahalle formasyonları arasındaki uyumlu dokanak ilişkisi, **d)** Kurşunlu Formasyonu'nun Yeşilkaraman mahallesi civarındaki saha görüntüsü, **e)** Kurşunlu Formasyonu'nu meydana getiren konglomeratik birime ait yakın plan görüntüsü.

Figure 9. a) Unconformable contact (?) between Messinian Gebiz limestone and Pliocene Yenimahalle Formation (horizontal), which is located east of the Gebiz Village, **b)** View of the Gebiz Limestone with steeply dipping bedding, **c)** The conformable contact relation between Pliocene Kurşunlu and Yenimahalle Formations, **d)** Field view of the Kurşunlu Formation around Yeşilkaraman district, **e)** Close-up view of the conglomeratic unit which belongs to the Kurşunlu Formation.

Töngüçlü Köyü'nün güneyinde, Gebiz Kireçtaşı ile Karpuzçay Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi açıkça gözlenir. Burada, Gebiz Kireçtaşı GD'ya doğru tatlı bir eğime sahip iken daha yüksek bir eğime sahip olan Karpuzçay Formasyonu'nu uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 7a).

Birimin fosil içeriği üzerine yapılmış pek çok çalışma bulunmaktadır (Tuzcu ve Karabıykoğlu 2001, Karabıykoğlu vd., 2005; Poisson vd., 2003a; 2011). Bu çalışmalarda farklı planktonik foraminifer, nannoplankton ve ostrakoda türlerinin varlığı raporlanmıştır. Dolayısıyla,

birimin yaşı konusunda literatürde farklı görüşler bulunmaktadır. İlk olarak, Poisson (1977) birim için Alt Pliyosen yaşını verirken, biyostratigrafik verilere dayanarak Akay vd. (1985) tarafından birimin yaşı Messiniyen olarak belirlenmiştir. Glover ve Robertson (1998b) birime Tortoniyen yaşını vermiştir. Poisson vd. (2003a) ise Gebiz Kireçtaşı için Erken Pliyosen yaşını önermiştir. Nispeten daha güncel bir çalışma olan Poisson vd. (2011), planktonik foraminifer topluluğuna dayanarak Gebiz Kireçtaşı için Messiniyen yaşını benimsemiştir.

Gebiz Kireçtaşı'nın çökelme ortamı, fosil içeriğine bağlı olarak sığ-deniz ortamı olarak belirlenmiştir (Poisson vd., 2003a; 2011).

Eskiköy Formasyonu (EkF, Messiniyen-ErkenPliosen)

Eskiköy Formasyonu Aksu Havzası'nın güney kesimlerinde yüzeylenmektedir ve Antalya-Isparta yolu boyunca gözlemlenmektedir. Akay vd. (1985) tarafından yapılan çalışmada maksimum kalınlığı yaklaşık 300 m olduğu bildirilmiştir.

Eskiköy Formasyonu konglomeratik seviyeler ile karakterize edilmektedir. Konglomeratı meydana getiren taneler, %80 beyaz-krem kireçtaşı kökenli iken, %10 gri renkli kumtaşı ve %10 diğer kristalize kayalardan kaynaklanmaktadır (Şekil 7c). Tanelerin şekilleri yarı köşeli-yarı yuvarlak özelliğe sahiptir. Konglomeratik seviyeler bazen matiks, bazen ise tane desteklidir. Arazi gözlemlerinde, maksimum tane boyu 50 cm olarak belirlenmiştir. Kabaca üste doğru incelenen bir düzene sahip olan konglomeratik seviyeler 1-3 m arasında değişkenlik gösteren tabaka kalınlıklarına sahiptir. Formasyon havza kenarında daha kalın iken (Şekil 7c) havza merkezine doğru gidildikçe tabaka kalınlığı (30-60 cm) ve tane boyu incelmektedir (Şekil 7d).

Eskiköy Formasyonu Aksu Havzası'nın batı sınırında, Antalya Naplarının üzerine nonkonformite olarak gelmektedir. Bu sınır en iyi Kızılsiki Mahallesi doğusunda gözlenmektedir. Havza merkezine doğru ise, birim Karpuzçay Formasyonu'nun üzerine uyumsuzluk ile gelmektedir (Şekil 7d). Birimin üst sınırını ise Yenimahalle Formasyonu birimi uyumlu olarak üzerleyerek belirlemektedir.

Poisson vd. (2003a) tarafından yapılan çalışmada, formasyonun fosil içeriği inceleme ve Eskiköy Formasyonu'nun *Orbulina*, *Biorbulina*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus extremus*, *G. obliquus ss*, *G. bollii*, *G. emeisi*, *G. diyaftram*,

Globigerinita seminulina, *Sferoidler*, *Globigerena nepenthes*, *G. konglomerat*, *G. bulloides*, *G. aperture* ve *Globigerinita incrusta* gibi foraminifer türlerini içerdiği raporlanmıştır. Bu fosil içeriğine bağlı olarak, birimin yaşı Geç Miyosen-Erken Pliosen olarak belirlenmiştir. Akay vd. (1985), Eskiköy Formasyonu'nu, Gebiz Kireçtaşı'nın yatay eşleniği olarak yorumlamış ve birimin yaşını Messiniyen olarak benimsemiştir. Bununla birlikte, bazı araştırmalarda (Poisson 1977; Gutnic vd. 1979; Glover ve Robertson, 1998b) Eskiköy Formasyonu için, Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonunu uyumsuzlukla örtüyor olması ve Yenimahalle Formasyonu ile yatayda ve düşeyde geçişli olması nedeni ile Pliosen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada ise Messiniyen-Alt Pliosen yaşı uygulanmıştır.

Litolojik özelliklere ve birim içerisinde gözlemlenen sedimenter yapılara dayanılarak, Eskiköy Formasyonu'nun alüvyal yelpaze ortamında çökeldiği yorumu yapılmıştır.

Yenimahalle Formasyonu (YmF, Erken Pliosen)

Aksu Havzası'nın güney kesimlerinde kendini gösteren Yenimahalle Formasyonu ilk olarak Akay vd. (1985) tarafından tanımlanmıştır. Genel olarak birim mavi-gri renkli silttaşı, kiltası ve çamurtaşı araldanması ile karakterize edilmektedir. Yenimahalle Formasyonu'nun, Gebiz Kireçtaşı ile olan dokanak ilişkisi Gebiz ilçesi civarında uyumsuz olarak gözlenmektedir (Şekil 9a). Burada Gebiz Kireçtaşı 50-60° ile güneybatıya doğru eğimliyken, Yenimahalle Formasyonu yaklaşık yatay konumda gelip Gebiz Kireçtaşı'na dayanmaktadır (Şekil 9a). Bu durum yüzeyde açışal uyumsuzluk olarak yorumlansa da, bu iki birimin derinlerde birbirlerinin yanal eşleniği olabilecekleri de göz önünde tutulmalıdır.

Yenimahalle Formasyonu, batıya doğru devamlılığı takip edildiğinde ise düşeyde ve yatayda Kurşunlu Formasyonu'na geçtiği gözlenir

(Poisson, 1977; Gutnic vd., 1979; Glover ve Robertson, 1998b). Yeşilkaraman Mahallesi civarında ise Kurşunlu Formasyonu, Yenimahalle Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 9c).

Glover ve Robertson (1998b) birim içerisinde *Acanthocardia sp.*, *Ostrea sp.*, *Cerastoderma edule*, *Paphia sp.*, *Dentalis sp.*, *Antalis sp.*, *Apporais sp.*, *Buccinum sp.*, *Concus sp.*, *Gibbula sp.*, *Murex sp.*, *Litterina sp.*, *Fusinus sp.*, *Balanus sp.* ve *Pecten* gibi denizel fosillerin varlığını raporlamıştır. Bu organizmalara ek olarak Glover ve Robertson (1998b) çok sayıda *Skolithos*, *Chondrites*, *Thalassanoides*, *Scyenia*, *Planolites* izfosilleri ve *Rind* yuvaları belirlenmiştir. Poisson vd. (2003) ise çalışmasında, Gebiz bölgesinde Yenimahalle Formasyonu içerisinde *Margarita* ve *Puncticulata* zonlarının varlığına işaret ederek birimin yaşını Erken Pliyosen belirlemiştir.

Yenimahalle Formasyonu'nu meydana getiren birimlerin tane boyunun küçük olması, sakin ve düşük enerjili bir çökeltme ortamını yansıtabilir. Litolojik özellikler, fosil içeriği ile birlikte değerlendirildiğinde birimin sığ denizel bir ortamda çökeldiği belirtilmektedir (Glover ve Robertson, 1998b).

Kurşunlu Formasyonu (KşF, Geç Pliyosen-Pleyistosen)

Aksu Havzasının güneyinde yüzeylenen Kurşunlu Formasyonu ilk olarak Akay vd. (1985) tarafından adlandırılmıştır. Birim havza kenarlarında genel olarak orta-kalın (4-6 m), yer yer çapraz tabakalı kırmızı kahve konglomeratik birimler (Şekil 9d) ile havza merkezine doğru gri-yeşil kaba kumtaşı seviyeleri ile karakterize edilmektedir.

Konglomeratik seviyeler genellikle tane-desteklidir (Şekil 9e). Taneler, beyaz-krem renkli kireçtaşı (%90) kökenli olup, taneler yarı yuvarlaktır. En büyük tane boyu 30-35 cm olarak belirlenmiştir. Konglomera tabakaları içerisindeki

dizilim dikkate alındığında derecelenme ve boylanma olmadığı görülmektedir.

Kurşunlu Formasyonu'nun alt sınırı Yenimahalle Formasyonu ile geçişli özelliktedir ve Yeşilkaraman Mahallesi civarında Yenimahalle Formasyonunu üzerlediğini görmek mümkündür (Şekil 9c). Ancak havzanın batı sınırına yakın kesimlerinde, Kurşunlu Formasyonu doğrudan Antalya Napları üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Üst sınır ise Antalya Traverteni ile belirlenmektedir.

Glover ve Robertson (1998b), çalışmasında Kurşunlu Formasyonu içerisinde foraminifer, ostrakod, bivalve ve gastropod varlığını belirtmekte olup, bu fosil formlarına göre birimin yaşını Geç Pliyosen-Pleyistosen olarak rapor etmişlerdir.

Kurşunlu Formasyonu için, farklı çalışmalarda, farklı ortam yorumları yapılmaktadır. Glover and Robertson (1998b) denizel bivalv içeriği ve sünger formları nedeni ile denizel ortam yorumu yaparken, Poisson vd. (2003) birimin çökeltme ortamını delta ortamı olarak yorumlamıştır. Bu çalışma kapsamında yapılan arazi gözlemlerine dayanarak, Kurşunlu Formasyonu'nu oluşturan konglomeratik birimin havza ortasına doğru Yenimahalle Formasyonu'na (kumtaşı-çamurtaşı ardalanması) geçiş yapması nedeni ile delta ortamı olarak yorumlanmıştır.

Kuvaterner Yaşlı Birimler

Aksu Havzası'nın kuzeyinde ve güneyinde farklı Kuvaterner yaşlı birimler yüzlek vermektedir. Bu birimler ile ilgili detaylı bilgi aşağıda verilmiştir.

Kuzeyde yüzeylenen Kuvaterner yaşlı birimler

Düzağaç Konglomerası (DaK)

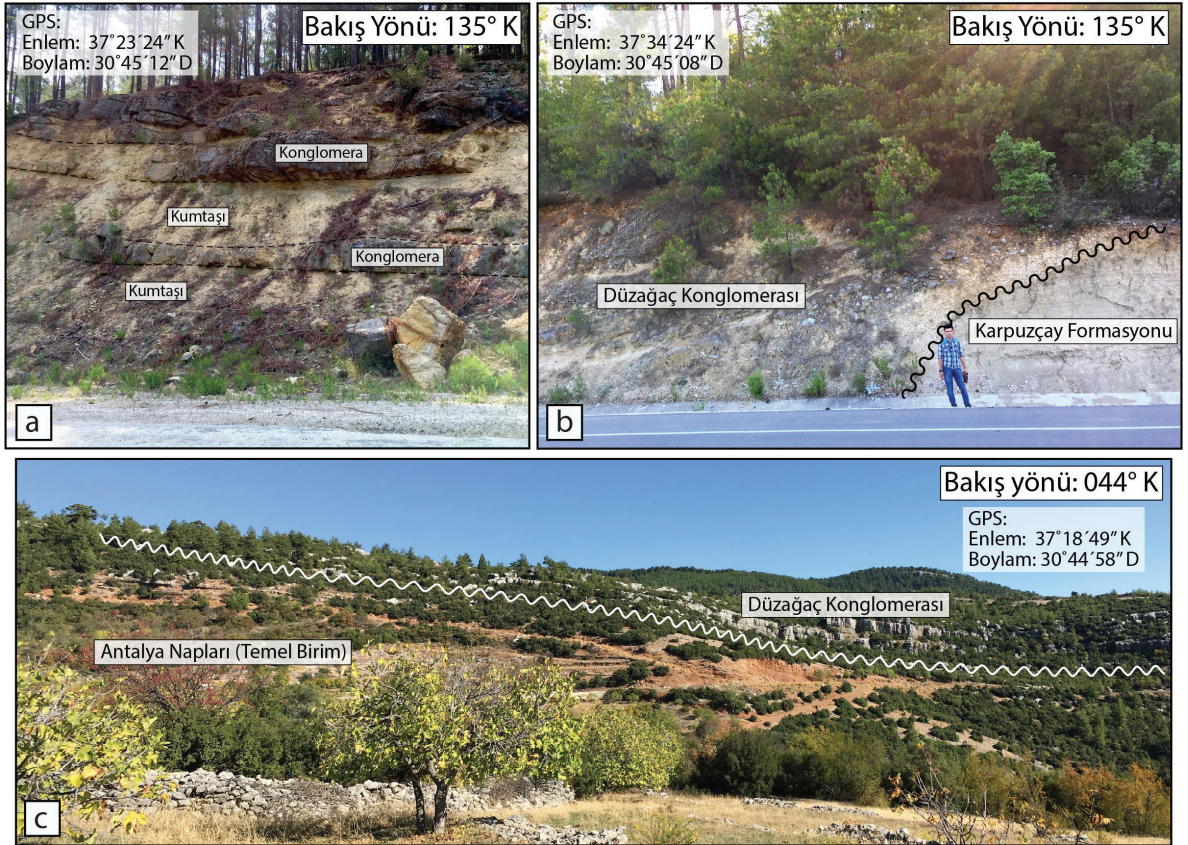
Düzağaç Formasyonu ilk olarak Eroskay (1968) tarafından adlandırılmıştır. Birim en

iyi, Aksu Havzası'nın kuzeybatı sınırında gözlemlenmektedir.

Formasyon genel olarak konglomeratik seviyeler vesarı-grikumtaşı seviyeleri ile karakterize edilmektedir (Şekil 10a). Konglomeratik seviyeler genel olarak tane desteklidir. Taneler yarı-köşeli ve yarı-yuvarlak karakterde gevşek tutturulmuş, beyaz-bej kireçtaşları (%95) ve kumtaşlarından (%10) oluşmaktadır. Maksimum tane boyu (uzun eksen) 50-60 cm olarak belirlenmiştir. Konglomeratik seviyeler kaotik görünümündedir ve herhangi bir derecelenme ya da boylanma dikkati çekmemektedir.

Birimin alt dokanak ilişkisi uyumsuzdur. Havzanın batı sınırında temel üzerine aşmalı olarak yerleşirken (Şekil 10c), havza merkezine doğru ilerledikçe Karpuzçay Formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 10b). Birimin üzerine Çamlık Travertenleri de uyumsuzlukla gelmektedir.

Litolojik özelliklerine bakıldığında, Düzağaç Konglomerası, havza kıyısına yakın kısımlarda yamaç molozu akması ile tanımlanırken, havza içerisine doğru akarsu çökeltileri olarak yorumlanmıştır. Birimin yaşı Pleyistosen olarak belirlenmiştir (Akay ve Uysal, 1985).



Şekil 10. a) Pleyistosen yaşlı Düzağaç Formasyonu'nundaki konglomera-kumtaşı ardalanmasını gösterir saha görüntüsü, b) Pleyistosen yaşlı Düzağaç Konglomerası ile Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu arasındaki açısal uyumsuzluk, c) Havzanın batı sınırında Düzağaç Formasyonu ile temel birimler (Antalya Napları) arasındaki nonkonformiteye ait saha görüntüsü.

Figure 10. a) Field view of the conglomerate-sandstone alternation of the Pleistocene Düzağaç Conglomerate, b) The angular unconformity between Pleistocene Düzağaç Conglomerate and Langhian-Tortonian Karpuzçay Formations, c) Field view showing nonconformity between the Düzağaç Conglomerate and basement units in the western part of the basin.

Çamlık Traverteni (ÇT)

Çamlık Traverteni ilk olarak Şenel (1997) tarafından tanımlanmıştır. Traverten çökelleri Aksu Havzasının kuzeyinde batı sınırı boyunca farklı lokasyonlarda kendini göstermektedir (Şekil 1c). Birim krem-sütlü kahverenkli traverten (karbonat) oluşumları ile kendini göstermektedir. Çamlık Traverteni altta Düzağaç Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla bulunmaktadır. Birimin yaşı, stratigrafik istifteki konumu itibarıyla Pleistosen olarak benimsenmiştir. Traverten oluşumu, karbonata aşırı doymuş kaynak suyu çıkışları ile ilişkilendirilmiştir.

Güneyde yüzeylenen Kuvaterner yaşı birimler Antalya Traverteni

Antalya Traverteni Aksu Havzası'nın güneyinde oldukça geniş bir alanda kendini göstermektedir (Şekil 1c). İlk olarak Poisson (1977) tarafından tanımlanan birim, daha sonra ise Akay vd. (1985) tarafından çalışılmış ve kalınlığının 300 m civarında olduğu rapor edilmiştir. Birim sütlü kahverenkli traverten oluşumları ile karakterize edilmektedir. Birim, Kurşunlu Formasyonu'nun üzerine açısız uyumsuz olarak gelmektedir.

Akay vd. (1985), birimin fosil içeriğinde *Condora* sp.'nin varlığına işaret ederek, birime Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşı verilmiştir. Koşun (2012) tarafından yapılan çalışmada, ¹³C, ¹⁸O ve ¹⁴C izotoplarına dayanarak birimin yaşı Kuvaterner olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada ise stratigrafik ilişkiler göz önüne alınarak Kuvaterner yaşı benimsenmiştir.

Belkıs Konglomerası (BK)

Belkıs Konglomerası ilk olarak Blumenthal (1951) tarafından tanımlanmıştır. Genel olarak Aksu Havzası'nın güneyinde yer alan birim açısız uyumsuz olarak Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını üzerlemektedir (Şekil 1c). Birim

çapraz tabakalı konglomeratik seviyeler ile tanımlanmaktadır.

Konglomera seviyeleri genel olarak tane desteklidir. Taneler ise yarı-yuvarlak ve yuvarlak karakterde olup, taneler büyük oranda (%80) beyaz-bej renkli kireçtaşından ve kırmızı-kahverenkli çörtlerden (%20) kaynaklanmaktadır. Konglomeratik seviyelerde belli bir boyanma görülmemekle birlikte, tabaka içerisinde yukarıya doğru tane boyunun küçüldüğünü söylemek mümkündür. Tane boyu genel olarak 2-20 cm arasında değişir. Tabaka kalınlıkları ise 1,5 m'ye kadar ulaşabilmektedir. Konglomeratik seviyelerde ve kumlu seviyelerde çapraz tabakalanma oldukça belirgindir.

Belkıs Konglomerası Aksu Havzası dolgununun en genç üyesidir. Çapraz tabakalanma, birimin akarsu ortamında çökeldiğini göstermektedir. Birim Kuvaterner yaşlıdır.

YAPISAL JEOLJİ

Aksu havzasında gözlenen yapısal unsurlar, havzanın doğu sınırını kontrol eden büyük ölçekli bindirme fayından, genellikle birkaç metreden fazla olmayan çok sayıda bindirme veyahut normal karakterli mezoskopik faylardan ve asimetric kıvrımlardan oluşmaktadır. Havzadaki pek çok yapı, öncelikli olarak uzaktan algılama teknikleri kullanılarak haritalanmış, sonrasında ise saha çalışmaları ile doğrulanmıştır.

Uydu Görüntülerinden Çizgiselliklerin Belirlenmesi

Uydu görüntülerinde çizgisellikler iki farklı kökene bağlıdır. Bunlarda ilki, jeolojik kökenli olan çizgiselliklerdir. Bu tip çizgisellikler genel olarak faylara, eklemlere ve/veya litolojik sınırlara karşılık gelmektedir. Diğer çizgisellik türleri ise, karayolları, demiryolları, tarla sınırları veya arazi kullanım düzeninde insan etkisi ile meydana gelen

her türlü değişikliği içermektedir. Bu çalışma kapsamında, çizgiselliklerin belirlenmesinde ve karakterizasyonunda Terra-ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) ve Google Earth (Quickbird) görüntüleri kullanılmıştır. Kullanılan ASTER görüntülerinin özellikler Çizelge 1’de verilmiştir.

Uzaktan algılama yöntemi ile çizgiselliklerin belirlenmesi karmaşık bir işlemdir ve konumsal çözünürlük ve görüntülerin spektral karakteristikleri çizgiselliklerin belirlenmesinde doğrudan etkiye sahiptir. Bu nedenle, uydu görüntüsünün yorumlanabilirliğini arttırmak maksadı ile kontrast iyileştirmesi, renk kombinasyonları, temel bileşen analizi (TBA) ve dekorelasyon gemesi (DG) gibi çeşitli görüntü iyileştirme yöntemleri ve işleme teknikleri kullanılmıştır. Bu işlemlerden geçen görüntüler, Google Earth’ten sağlanan yüksek çözünürlüklü dijital yükseklik modeline giydirilerek 3-boyutlu görsel efekt kazandırılmıştır (Şekil 11).

Çizgiselliklerin uydu görüntüsü üzerinde belirlenmesi elle yapılmıştır. Bunun nedeni uzman algısının jeolojik verileri kolayca okuyabilmesi, yorumlayabilmesi ve yapay çizgisellikleri (yollar, tren yolları, tarım arazisi sınırları vb.) tektonik olanlardan kolayca ayırt edebilmesidir. Elde edilen çizgisellik haritası ve uzunluk ağırlıklı gül diyagramı Şekil 11’de verilmiştir.

Elde edilen çizgisellik haritası, hem literatürden derlenen (1:100.000 ölçekli MTA

haritası, Şenel vd., 1992) hem de arazi gözlemleri ile elde edilen fayları içermektedir. Şekil 11’de verilen gül diyagramı da aynı şekilde hem çizgisellik hem de fay bilgisini içermektedir. Elde edilen gül diyagramı, baskın çizgisellik yöneliminin KB-GD yönünde olduğunu göstermektedir. Belirlenen bu yön, Aksu Havzası’nın doğu sınırını belirleyen Aksu Fayı’na ait doğrultu yönü ile uyumludur. Bu durum ise, çalışma alanındaki deformasyonun esas olarak Aksu Fayı etkisinde geliştiğini göstermektedir.

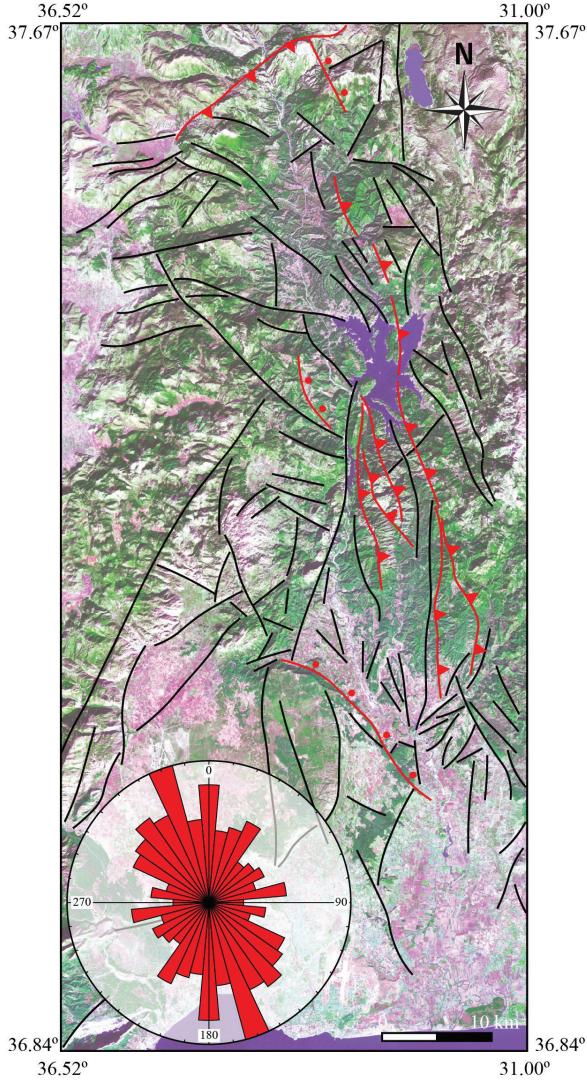
Arazi Gözlemleri

Aksu Havzası, K-G doğrultusunda uzamış (yaklaşık 90 km) bir havza niteliğindedir (Şekil 1c). Morfolojik olarak, havzanın kuzeyini ve doğusunu kontrol eden yaklaşık olarak birbirine dik gelişmiş iki farklı tektonik yapı -Aksu ve Kapıkaya Bindirme fayları- dikkati çekmektedir. Bu faylar genel olarak temel birimler ve havza dolgusunu birbirinden ayıran keskin ve çizgisel/eğrisel hatlar olarak tanımlanırlar. Bu ana fay sistemleri, aynı zamanda, havza dolgusu içerisinde hem sedimantasyonla eş zamanlı hem de sedimantasyon sonrası pek çok mezoskopik ölçekli fayın gelişimine neden olmuşlardır. Bu fay sistemlerine ek olarak, havza dolgusu çok sayıda sıkı ve asimetrik kıvrım sistemleri ile de deforme olmuştur (Şekil 1c).

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan ASTER görüntülerine ait katalog bilgisi.

Table 1. Catalog information about ASTER images that are used in this study.

Görüntü No	Görüntü Türü	Görüntü Kodu	Elde Edilme Tarihi
a	ASTER Level 1T	AST_L1T_00307312004085113_20150505113804_43483	2004/07/31
b	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310222005085039_20150511155945_55554	2005/10/22
c	ASTER Level 1T	AST_L1T_00305152005085114_20150509121148_113296	2005/05/15
d	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310222005085047_20150511155956_56256	2005/10/22
e	ASTER Level 1T	AST_L1T_00305152005085123_20150509121148_113300	2005/05/15
f	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310222005085056_20150511155956_56257	2005/10/22



Şekil 11. Aksu Havzası'na ait ASTER uydu görüntülerinden elde edilen çizgisellik haritası. Gül diyagramı (uzunluk-ağırlıklı) belirlenen çizgiselliklere (mavi çizgiler) ve faylara (kırmızı çizgiler) aittir. Arka planda verilen mozaik yapılmış görüntüde 742 (RGB) band kombinasyonu kullanılmıştır. Görüntüye sayısal yükseklik modeli (DEM) giydirilerek röliyef gölgelendirmesi yapılmıştır.

Figure 11. Lineament map of the Aksu Basin produced from the ASTER images. Rose diagram (length-weighted) is prepared from delineated lineaments (blue lines) and faults (red lines). 742 (in RGB) band combination is used in the mosaic background image with shaded relief of Digital Elevation Model (DEM).

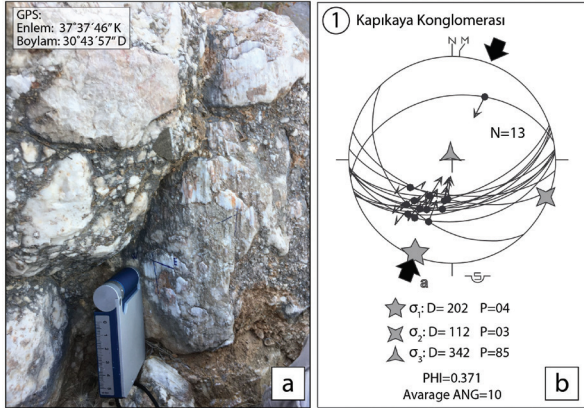
Faylar

Miyosen havza dolgusu içerisinde yaklaşık KD-GB ve K-G olarak belirlenen iki ana fay yönelimi belirlenmiştir. Tüm bu fayların karakteri bindirme fayı olarak tanımlanmıştır. Bindirme faylarına ek olarak, yaklaşık doğrultusu KB-GD olan ve genç havza dolgusunu (genel olarak Pliyosen-Pleyistosen yaşlı) deforme eden normal fayların varlığı kaydedilmiştir. Bahsi geçen fayların özellikleri aşağıda detaylıca anlatılmıştır.

Kapıkaya Bindirme Fayı (KBF)

Kapıkaya Fayı yaklaşık 15 km uzunluğunda, KD-GB doğrultulu, arazide açıkça gözlemlenen bindirme karakterli bir faydır (Şekil 5c ve d) ve Aksu Havzası'nın kuzey kenarını kontrol etmektedir (Şekil 1c). Aksu Havzasına ait Miyosen dolgusu (Kapıkaya Konglomerası), Jura-Kretase yaşlı Likya Napları'nın kalıntısı olan ve Kapıkaya Fayı ile kontrol edilen bindirme diliminin sırtında gelişmiştir (Şekil 5c ve d). Topoğrafyadaki ani kırıklık, fayın varlığına morfolojik kanıt sağlamaktadır. Kapıkaya Fayı'nın batıdaki devamını Hisar Mahallesi'nin güneydoğusuna kadar net bir şekilde takip etmek mümkündür. Sonrasında ise fay hattı alçak Kuvaterner topoğrafyası içerisinde kaybolmaktadır. Fay, doğuda Güneyce Mahallesi'ne kadar takip edilebilmekte, sonrasında ise Güneyce Mahallesi'nin güneyinde topoğrafyadaki ani kırılma ile kendini gösteren yaklaşık K-G doğrultulu normal fay tarafından kesilerek kaybolmaktadır (Şekil 1c).

Antalya-Isparta yolu Kapıkaya Fayı'nı dik bir şekilde kesmektedir ki burada Aksu Havzası'na ait Miyosen birimlerin Kapıkaya Bindirmesi'nin sırtında çökeldiği gözlenmektedir. Bu nedenle, Miyosen birimler herhangi bir yer değiştirme veyahut ötelenmeye maruz kalmamışlardır (Şekil 1c ve 5d). Ancak, Kapıkaya Konglomerası içerisinde sedimantasyonla eş zamanlı gelişen mesozkopik ölçekte süreksiz faylar bulunmaktadır (Şekil 12a).



Şekil 12. a) Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomerası içerisinde gelişen ters faylanmaya ait indikatörler ve **b)** paleogerilim yapılandırmasına ait sonuçlar verilmiştir. σ_1 : Maximum asal gerilim eksen, σ_2 : Orta asal gerilim eksen, σ_3 : Minimum asal gerilim eksen, ϕ (phi): şekil parametresi. (Eş alan, alt yarım küre projeksiyonudur. Angelier's (1989) ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Fayın sedimentasyon ile aynı yaşlı olması nedeni ile tabaka düzeltmesi uygulanmıştır.)

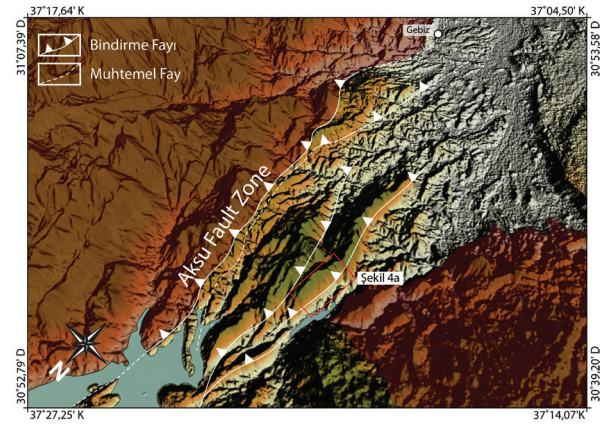
Figure 12. a) Indications of reverse fault that are observed in the Serravalian-Tortonian Kapıkaya Conglomerate and **b)** Result of constructed paleostress configuration based on the collected fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. (Equal area, lower hemisphere projection. Angelier's (1989) Inverse Method was used to construct paleostress configuration. Bedding correction was applied to the data since the fault is syn-sedimentary).

Bu çalışmada, topoğrafyada meydana gelen ani yükseklik değişimleri, farklı litolojilerin yan yana gelmesi ve iyi gelişmiş fay kayma çiziklerinin gelişmiş olması, Kapıkaya Bindirmesi'nin belirlenmesinde kriter olarak kullanılmıştır. Fay aynasından toplanan fay kayma verileri ve hareket yönü göstergelerinden de anlaşılacağı gibi Kapıkaya Fayı bindirme karakterli bir faydır (Şekil 12b). Ters çözüm yöntemi (Angelier, 1989) ile elde edilen asal gerilme eksenleri $\sigma_1=202^\circ\text{K}/04^\circ$, $\sigma_2=112^\circ\text{K}/03^\circ$, $\sigma_3=342^\circ\text{K}/85^\circ$ olarak bulunmuştur ve σ_3 ekseninin düşeye yakın konumlanması sıkışmalı rejimi ifade etmektedir. Şekil parametresi

ya da diğer bir ifade ile gerilme oranı ise $\Phi=0,371$ olarak bulunmuştur. Bu oran saf sıkışmalı gerilim şartlarının sağlandığını göstermektedir (Angelier, 1989).

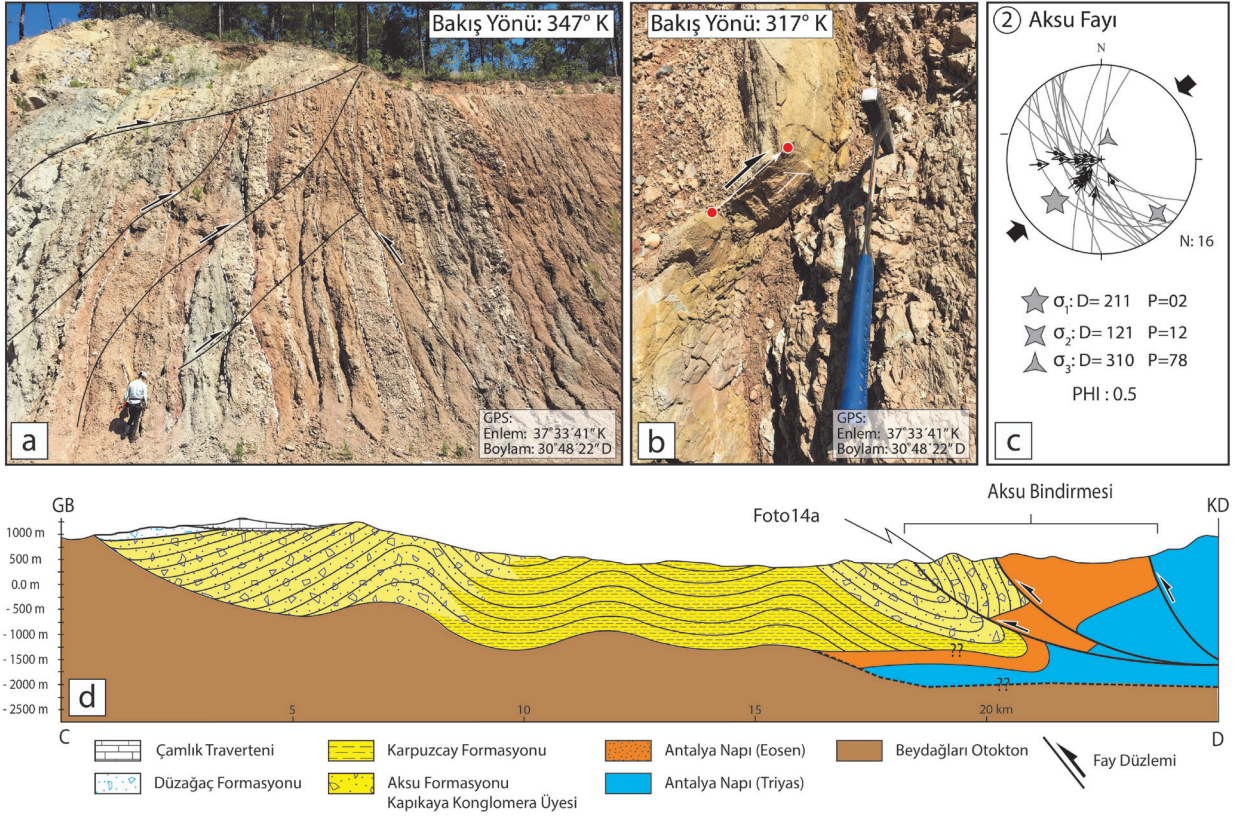
Aksu Bindirme Fayı (ABF)

Aksu Bindirme Fay Zonu, yaklaşık 60 km uzunluğunda ve 7 km genişliğinde birbirine paralel gelişen fay bölümlerinden oluşmaktadır. Yaklaşık K-G doğrultuya sahip olan Aksu Bindirmesi, Kargı Baraj Gölü'nün hemen kenarında 13 km uzunluğunda doğrusal bir morfolojik yükselti şeklinde kendini kolaylıkla açık eder (Şekil 13). Havza dolgusunu deforme eden en baskın tektonik yapıdır (Şekil 14a ve b).



Şekil 13. Aksu Havzası'nın doğu sınırını kontrol eden doğuya eğimli Aksu Bindirmesi'nin, 60x60 m uzamsal çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli ile elde edilmiş 3B görüntüsüdür. Kırmızı dikdörtgen ile ifade edilen alana ait arazi görüntüsü Şekil 4a'da verilmiştir.

Figure 13. Digital elevation model (DEM) with 60*60 m spatial resolution shows 3D view of the E dipping Aksu Thrust Fault at the eastern margin of the Aksu Basin. The field view of the rectangle area is given in Figure 4a.



Şekil 14. a) Aksu Havzası'nın güneydoğusunda bulunan Aksu Fay Zonu içerisindeki ters faylanmanın saha görüntüsü, **b)** Fay düzlemi üzerinde gözlemlenen fay-kayma çiziklerine ait yakın plan görüntüsü ve **c)** paleogerilim çalışmalarından elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri. σ_1 : Maximum asal gerilim eksenini, σ_2 : Orta asal gerilim eksenini, σ_3 : Minimum asal gerilim eksenini, ϕ (phi): şekil parametresi. (Eş alan, alt yarım küre projeksiyonu). Paleostress ters çözümünde Žalohar ve Vrabc (2007) tarafından geliştirilen T-Tecto programı kullanılmıştır, **d)** Aksu Havzası'nın kuzeydoğusunda Aksu Fay hattını dik kesecek şekilde alınan C-D kesiti (Kesitlerin konumları Şekil 1c'de verilmiştir).

Figure 14. a) Field view of the reverse fault within the Aksu Fault Zone in the southeastern part of the Aksu Basin, **b)** close-up view of the fault surface with slickenlines and **c)** constructed paleostress configuration of the fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. (Equal area, lower hemisphere projection), T-Tecto software developed by Žalohar and Vrabc (2007) was used to construct paleostress inverse solution. **d)** C-D cross-section which is perpendicular to the Aksu Fault Zone in the northeastern part of the Aksu Basin (see the Figure 1c for the location of the cross-section line).

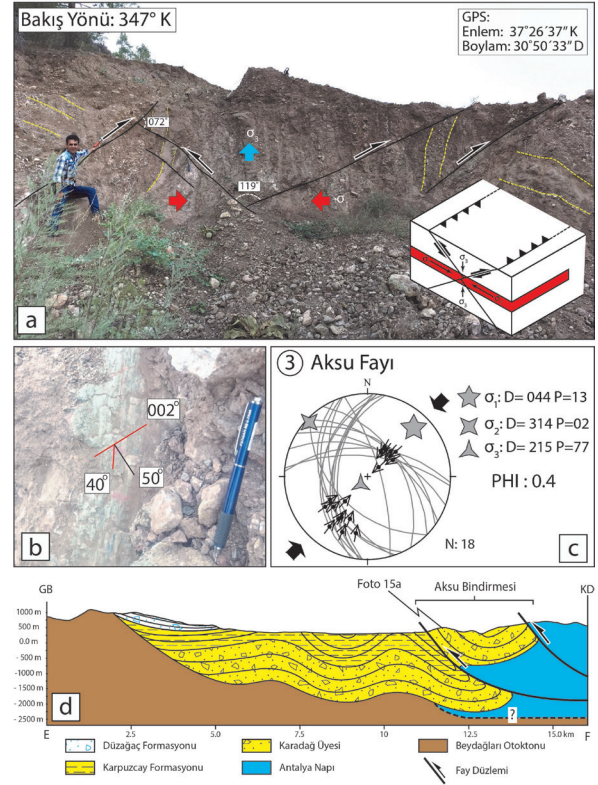
Aksu Bindirmesi'ne ait ana fay düzleminin eğimi doğuya doğrudur (Şekil 14d) ve 31-88° arasında değişen bir eğim değerine sahiptir (Şekil 14c). Ana fay hattı, kuzeyde Çukurköy civarından güneyde Gebiz bölgesine kadar uzanmaktadır. Morfolojik olarak hattın kuzeye doğru ilerleyişini uydu görüntüleri ve sayısal yükseklik modelini

kullanarak takip etmek mümkündür. Ancak güneye doğru gidildikçe, Gebiz ilçesinin güneyinde yükseklik farkının dereceli olarak azalmasına bağlı olarak, fay hattı açıkça izlenememektedir (Şekil 1c ve 13). Aksu Bindirmesi'nin ana hattı boyunca, Aksu Havzası'na ait Miyosen dolgusu (Karpuzçay Formasyonu ve Aksu Konglomerası

dahil) ile genel olarak Antalya Napları'na ait Triyas karbonatlarından meydana gelen temel kayalar yan yana gelmektedir. Morfolojik kanıtlara ek olarak, arazi gözlemleri esnasında, fay zonu içerisinde iyi gelişmiş fay düzlemlerinin varlığı belirlenmiştir (Şekil 14b ve c). Bu düzlemler üzerinde gelişmiş olan fay-kayma çiziklerinden alınan ölçümler de Aksu Fayı'nı tanımlamada kriter olarak kullanılmıştır. Şekil 14c'de verilen fay-kayma verilerinin ters çözüm sonuçlarının stereografik gösterimi (Schmidt alt yarım küre gösterimi) de Aksu Bindirmesi'nin ortalama 60°'lik eğime sahip, az oranda sağ ya da sol doğrultu bileşenli bindirme fayı karakterinde olduğunu göstermektedir.

Aksu Havzası'nın kuzeydoğusunda, Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomerası'ndan da fay-kayma verileri toplanmıştır. Ters çözüm yöntemi ile elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri $\sigma_1=211^\circ\text{K}/02^\circ$, $\sigma_2=121^\circ\text{K}/12^\circ$, $\sigma_3=310^\circ\text{K}/78^\circ$ olarak bulunmuştur. $\Phi=0,5$ olarak bulunan şekil parametresi de dikkate alındığında, sıkışmalı bir rejimin etkinliğini ifade etmektedir (Delvaux vd., 1997) (Şekil 14c).

Kuzeyden güneye doğru Aksu Fayı'nın geometrisinin ve karakteristiğinin belirlenmesi maksadı ile 5 adet kesit hattı belirlenmiştir (Şekil 1c). Bu kesit hatlarından E-F hattının (Şekil 15d) yakınılarından ve Langiyen-Serravaliyen Karadağ Konglomerası'nın içerisinden (Şekil 15a) alınan fay-kayma verilerine (Şekil 15b) uygulanan paleogerilim analizi sonucunda elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri $\sigma_1=044^\circ\text{K}/13^\circ$, $\sigma_2=314^\circ\text{K}/02^\circ$ ve $\sigma_3=215^\circ\text{K}/77^\circ$ olarak bulunmuştur (Şekil 15c). Yine bu verilerin sonucunda, gerilme rejimi sıkışmalı olarak bulunmuştur. Gerilme oranı ise $\Phi=0,4$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 15. a) Karacaören Baraj Gölü'nün kuzeyinde, Aksu Fay hattına ait saha görüntüsü, **b)** Aksu Fay hattı içerisinde gelişen fay düzlemlerinin ve üzerinde gelişen fay-kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü, **c)** Fay-kayma verilerinin paleo-gerilim yapılandırması. σ_1 : Maximum asal gerilim eksen, σ_2 : Orta asal gerilim eksen, σ_3 : Minimum asal gerilim eksen, ϕ (phi): şekil parametresi. Paleostress ters çözümünde Zalohar ve Vrabec (2007) tarafından geliştirilen T-Tecto programı kullanılmıştır, (Eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **d)** E-F enine jeolojik kesiti (kesit hattı için Şekil 1c'ye bakınız).

Figure 15. a) Field view of the Aksu Fault Zone at the north of the Karacaören Dam Lake, **b)** close-up view of the fault surface with slickenlines and **c)** constructed paleostress configuration of the fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. T-Tecto software developed by Zalohar and Vrabec (2007) was used to construct paleostress inverse solution. (Equal area, lower hemisphere projection), **d)** constructed cross-section along the E-F line (see Figure 1c).

Aksu Fay Zonu, birkaç bindirme hattı boyunca stratigrafik düzende tekrarlanmalar ile de kendini göstermektedir (Şekil 13). Bu tekrarlanmaları en iyi ifade eden yapı, Aksu Havzası'nın merkezinde kendini gösteren Kargı Fay setidir (Şekil 16d). Karpuzçay Formasyonu (Langiyen-Tortoniyen) ve Karadağ Konglomerası (Langiyen-Serravaliyen) bu fay setleri tarafından yoğun bir şekilde deforme edilmiştir. Bu birimlere ek olarak, tüm Aksu Havzası'nın boyutları düşünüldüğünde çok küçük bir alanda yüzlek veren ve Çiner vd. (2008) tarafından Kargı Konglomerası'nın da bahsi geçen fay setinin etkisinde deforme olduğu belirtilmiştir (Çiner vd., 2008). Aynı çalışmada Kargı Konglomerası'nın yaşı Tortoniyen olarak belirlenmiştir.

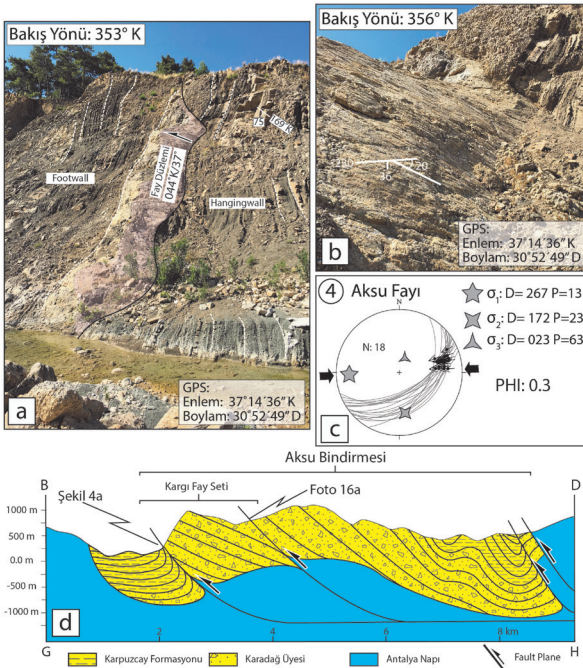
Paleostress ters çözümünde Zalohar ve Vrabec (2007) tarafından geliştirilen T-Tecto programı kullanılmıştır. (Eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **d**) G-H hattı boyunca alınan jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1c'ye bakınız).

Figure 16. a) Field view of the Kargı Fault Set at the north-central part of the Aksu Basin, **b)** close-up view of the fault surface with slickenline in the Kargı Fault set, **c)** Constructed paleostress configuration from the fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. T-Tecto software developed by Zalohar and Vrabec (2007) was used to construct paleostress inverse solution. (Equal area, lower hemisphere projection), **d)** Geological cross-section along the G-H line (see Figure 1c) is shown.

Aksu Bindirmesi'nin deforme ettiği Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan fay-kayma verileri (Şekil 16a ve b) benzer şekilde ters çözüm yöntemi ile analiz edilmiştir. Elde edilen asal gerilme eksenlerinin yönleri $\sigma_1=267^\circ\text{K}/13^\circ$, $\sigma_2=172^\circ\text{K}/23^\circ$ ve $\sigma_3=023^\circ\text{K}/63^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 16c). Gerilme oranı ise $\Phi=0,3$ olarak belirlenmiştir ve bu durum iyi gelişmiş sıkışmalı bir gerilim koşulunu tanımlamaktadır.

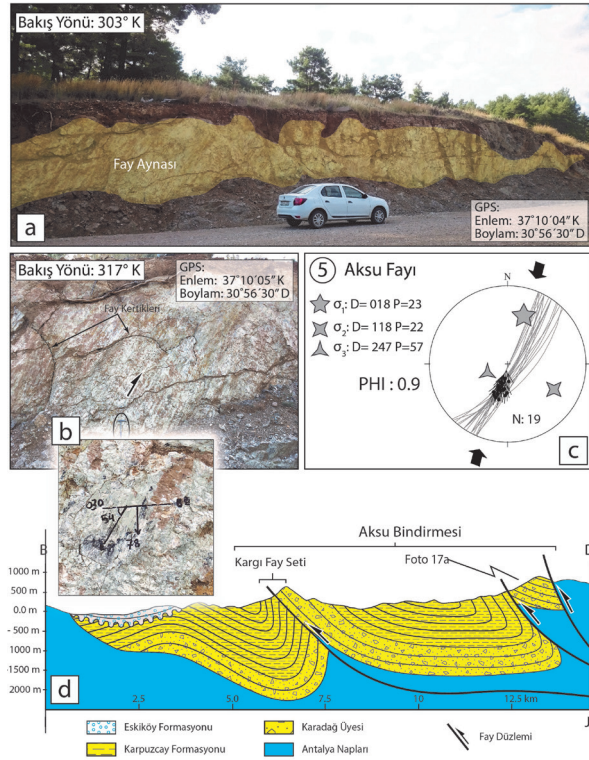
Aksu Havzası'nın güneyinde Karadağ Konglomerası içerisinde (Şekil 17a ve b) alınan fay-kayma verilerinin ters çözümü, asal gerilim eksenlerinin yönelimini $\sigma_1=018^\circ\text{K}/23^\circ$, $\sigma_2=118^\circ\text{K}/22^\circ$, $\sigma_3=247^\circ\text{K}/57^\circ$ olarak asal gerilim eksenlerinin yönlerini vermektedir (Şekil 17c). Elde edilen sonuçlara göre, Aksu Bindirmesi'nin bu kısmında sıkışma yönü KKD-GGB olarak belirlenmiştir. Gerilme oranının $\Phi=0,9$ olarak belirlenmesi, σ_1 ile σ_2 'nin büyüklüklerinin birbirlerine çok yakın olduğu ve gerilim boşalmalarına bağlı olarak zaman zaman birbirleri ile yer değiştirebileceği anlamına gelmektedir. Bu durum ise radyal sıkışmalı gerilim koşullarını yansıtmaktadır.

Aksu Bindirmesi'nin havzanın güneyindeki geometrisini anlamak maksadı ile oluşturulan



Şekil 16. a) Aksu Havzası'nın merkezinde yer alan Kargı Fay setine ait saha görüntüsü, **b)** Kargı Fay seti içerisinde gelişen fay düzlemlerinin ve üzerinde gelişen fay-kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü ve **c)** paleo-gerilim yapılandırması. σ_1 : Maximum asal gerilim eksen, σ_2 :Orta asal gerilim eksen, σ_3 : Minimum asal gerilim eksen, ϕ (phi): şekil parametresi.

jeolojik kesit Şekil 17d’de verilmiştir. Kesitte, Karpuzçay Formasyonu’nu üzerine yerleşen Eski köy Formasyonu’nun Aksu Bindirmesi’nden fazla etkilenmediği, hafifçe eğim kazandığı görülmektedir. Bu görüntü Aksu Bindirmesi’nin etkinliğinin Pliyosen’e kadar devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 17. a) Aksu Havzası’nın güneyinde yer alan Aksu Bindirmesi’ne ait iyi gelişmiş fay aynasının saha görüntüsü, **b)** Şekil 17a’da verilen fay düzlemlerinin ve üzerinde gelişen fay-kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü, **c)** Fay-kayma verilerinin ters çözüm ile elde edilen paleo-gerilim yapılandırması (eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **d)** I-J hattı boyunca alınan jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1c’ye bakınız).

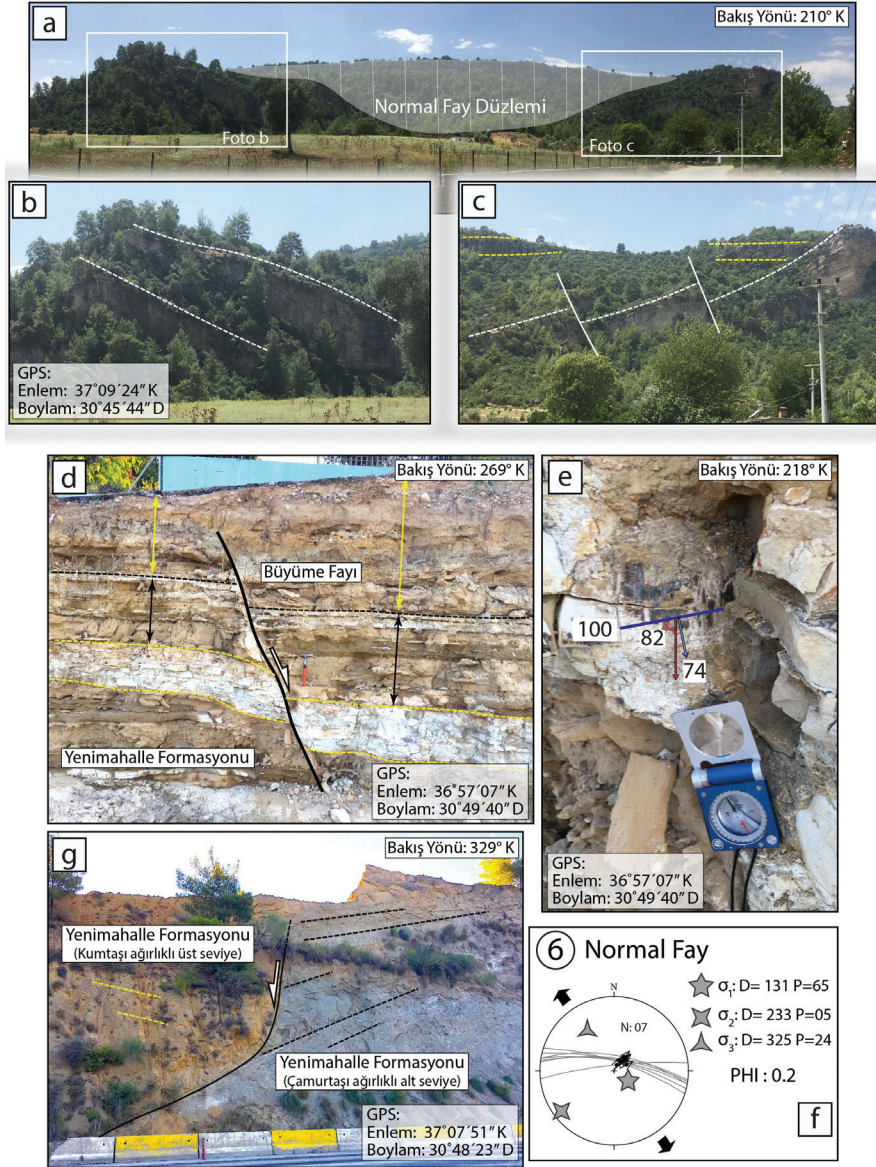
Figure 17. a) Well-developed fault surface of the Aksu Thrust in the southern part of the Aksu Basin is shown, **b)** Close-up view of the fault surface and well-developed slickenside on the surface, **c)** Constructed paleostress configuration based on the collected fault-slip data (equal area, lower hemisphere projection), **d)** Cross-section along the I-J line (see Figure 1c) interprets the Aksu Fault zone at the southern part of the Aksu Basin.

Morfolojideki ani değişiklikler, farklı tür ve yaşlarda litolojilerin yan yana bulunması ve iyi gelişmiş fay düzlemleri ve bu düzlemlerin üzerinde gelişen fay-kayma çizikleri (kertikleri) varlığı, bu çalışmada Aksu Bindirmesi’ni tanımlamakta kullanılan kriterlerdir.

Normal Faylar (Miyosen Sonrası)

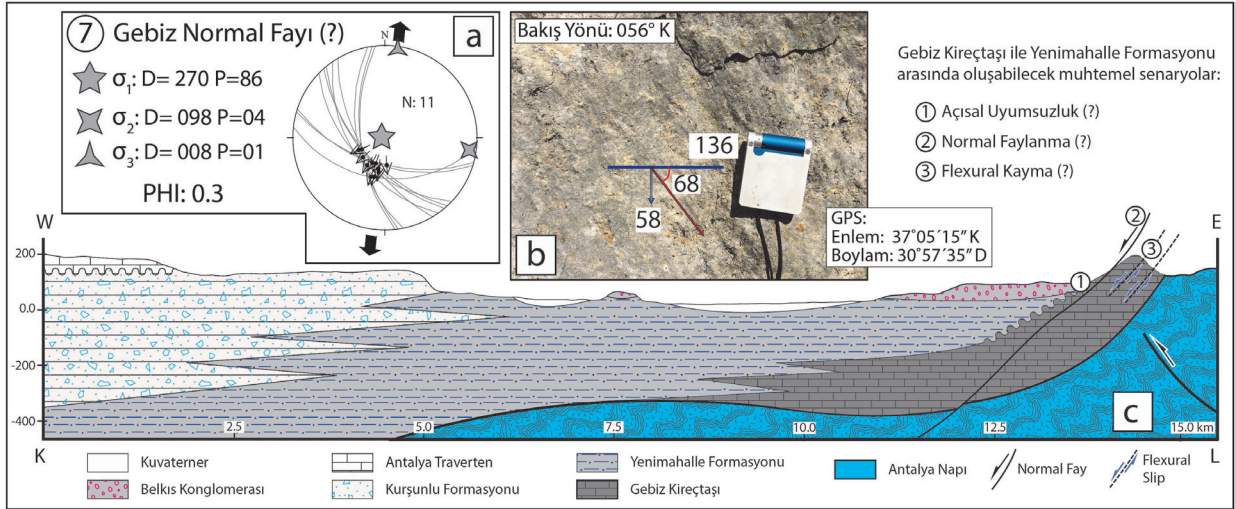
Aksu Havzası’nın deformasyonu genel olarak bindirme fayları tarafından kontrol edilirken, diğer taraftan havzanın güneyinde nispeten genç birimleri etkileyen küçük ölçekli (maksimum 5 km uzunluğunda) normal fayların varlığı dikkati çekmektedir. Bu faylardan en iyi gözlenenlerden biri Hatipler Mahallesi’nin kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 18a, b ve c). Yaklaşık D-B doğrultulu olan bu normal fay, Pliyosen Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını kesmektedir. Ne yazık ki, bu fay hattı üzerinde iyi korunmuş fay düzlemlerinin bulunamaması nedeni ile fay-kayma verileri toplanamamıştır.

Mesozkopik ölçekte ve iyi gelişmiş fay-kayma çizilerine sahip diğer bir normal fay düzlemi Antalya-Isparta ana yolu üzerinde ve Yenimahalle Formasyonu içerisinde gözlemlenmektedir (Şekil 18d ve e). Bu fay düzleminde elde edilen fay-kayma verilerinin (Şekil 18f) analizi sonucunda elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimi $\sigma_1=131^\circ\text{K}/65^\circ$, $\sigma_2=233^\circ\text{K}/05^\circ$ ve $\sigma_3=325^\circ\text{K}/24^\circ$ olarak bulunmuştur. Gerilim oranı ise $\Phi=0,2$ olarak belirlenmiştir. Bu oran ise radyal açılmalı gerilim koşullarını temsil etmektedir. Yine burada σ_2 ve σ_3 birbirine çok yakındır ve zaman içerisinde yer değiştirmeleri çok muhtemeldir.



Şekil 18. a) Aksu Havzasının güneyinde Hatipler mevkiinde Pliyosen Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını kesen ve güncel tektonik evreyi yansıtan normal faya ait saha görüntüsü, **b)** Normal fayın güney kanadının ve **c)** kuzey kanadının yakın plan görüntüsü, **d)** Yenimahalle Formasyonu içerisinde gözlemlenen sedimantasyon ile yaşıt normal faya ait saha görüntüsü, **e)** Aynı faya ait fay düzlemi üzerinde görülen fay-kayma çiziklerine ait yakın plan görüntüsü, **f)** Şekil 18a'da verilen normal faya ait paleo-gerilim yapılandırmasıdır (eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **g)** Yenimahalle Formasyonu içerisinde gözlemlenen listrik karakterdeki normal faya ait saha görüntüsü.

Figure 18. a) Field view of the normal fault cutting the Yenimahalle and Kurşunlu Formations in the south of the Aksu Basin, which reflects the recent tectonic phase **b)** close-up views from the southern, and **c)** northern tips of the fault, **d)** Field view of the syn-sedimentary normal fault observed in the Yenimahalle Formations, **e)** Close-up view of the fault surfaces with slickenline, **f)** Constructed paleostress configuration (equal area, lower hemisphere projection) based on the collected fault-slip data collected from the fault surfaces that is given in Figure 18a, **g)** Another normal fault with listric character in the Yenimahalle Formations.



Şekil 19. a) Yenimahalle Formasyonu ile Gebiz Kireçtaşı arasındaki olası (?) tektonik dokanak ve bu dokanaktan toplanan çok güvenilir olmayan fay-kayma verilerinin ters çözüm yöntemi ile yeniden yapılandırılmış gerilim asal eksen yönleri, **b)** Fay-kayma çizgilerinin yakın plan görüntüsü, **c)** K-L hattı boyunca alınan jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1c'ye bakınız).

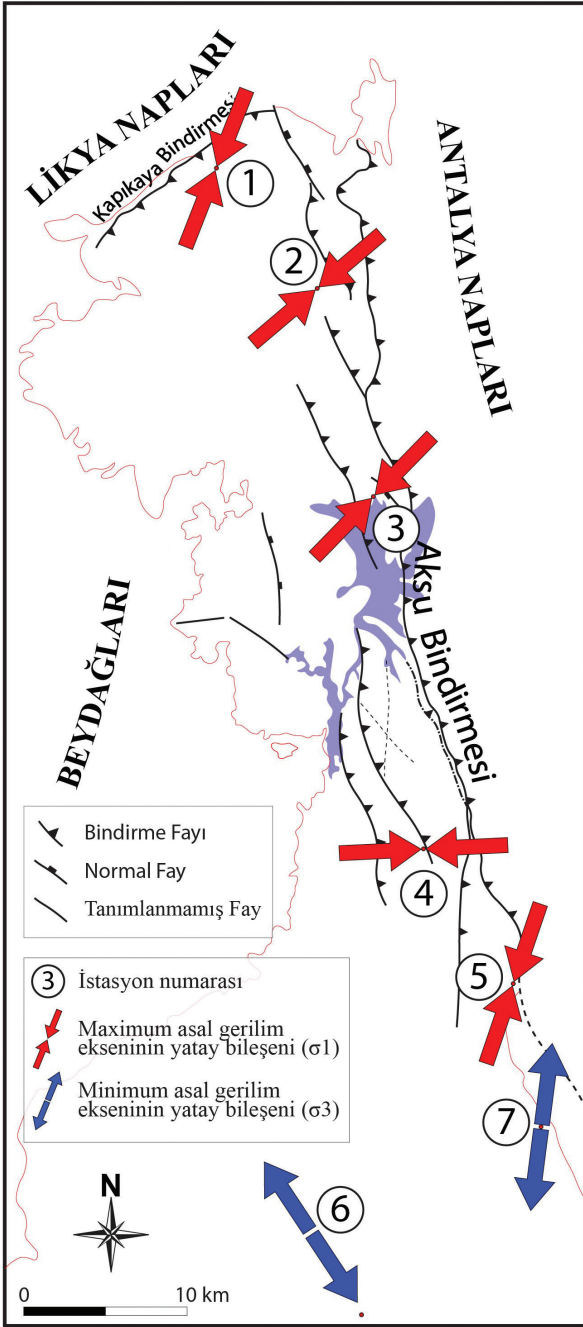
Figure 19. a) Constructed paleostress configuration of **b)** fault-slip data collected from the probable tectonic contact between Yenimahalle Formation and Gebiz Limestone are shown, **c)** Cross-section (K-L) represents the interpretation of the normal fault within the Gebiz Limestone (See the Figure 1c for the location of the cross-section line).

Yine Şekil 19'te verilen jeolojik kesit (K-L hattının konumu için Şekil 1c'ye bakınız), hat boyunca Gebiz Kireçtaşı'nı, Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını, Antalya Travertenini ve Belkis Konglomerasını kesmektedir. Bu kesitte açıkça görülmektedir ki, Messiniyen-Erken Pliyosen yaşlı Gebiz Kireçtaşı'nın kuzey ucu, Aksu Fayının etkisi ile 60-70° eğim kazanırken (Şekil 9b), üzerine gelen Kurşunlu ve Yenimahalle formasyonları (Erken Pliyosen) genel olarak normal fay sistemi ile deforme olmuştur (Şekil 19). Gebiz Kireçtaşı'nın güney ucunda kaydedilen eğim miktarı ise 10-15°'lere kadar düşmektedir. Bu durum, Gebiz Kireçtaşı'nın maruz kaldığı deformasyonun, Aksu Bindirmesi'nin son aktivasyon fazı ile ilişkili olabileceğini göstermektedir.

Topoğrafya'da gözlemlenen ani kırılmalar, farklı litolojik özelliklere ve yaşlara sahip

olan birimlerin yan yana gelmesi, çok yaygın olmasa da fay düzlemlerinde görülen fay-kayma çiziklerinin gelişmesi ve doğrudan mezoskopik ölçekte gözlemlenen faylar, genç havza birimlerini (Kurşunlu ve Yenimahalle formasyonları) deforme eden fayların tanımlanmasında kriter olarak kullanılmıştır. Genel gözlemler ise, yaklaşık K-G yönlü bir açılmalı tektonik rejimin varlığını işaret etmektedir.

Bu incelemede elde edilen paleogerilim sonuçları Şekil 20'de verilen harita üzerinde özetlenmiştir. Verilen haritada Kapıkaya (istasyon 1) ve Aksu bindirmelerini (istasyon 2, 3, 4, 5) meydana getiren gerilim koşullarını gösteren maximum asal gerilim eksenlerinin (σ_1) yatay bileşenleri gösterilmiştir. Aynı şekilde normal faylanmaya neden olan stres koşullarını temsil eden minimum asal gerilim eksenlerinin (σ_3) yatay bileşenleri de aynı harita üzerinde verilmiştir.



Şekil 20. Paleogerilim asal eksenlerinin konumsal dağılımı. Ana sıkışma yönü (σ_1) kırmızı okla gösterilirken, ana genişleme yönü (σ_3) mavi oklar ile gösterilmiştir.

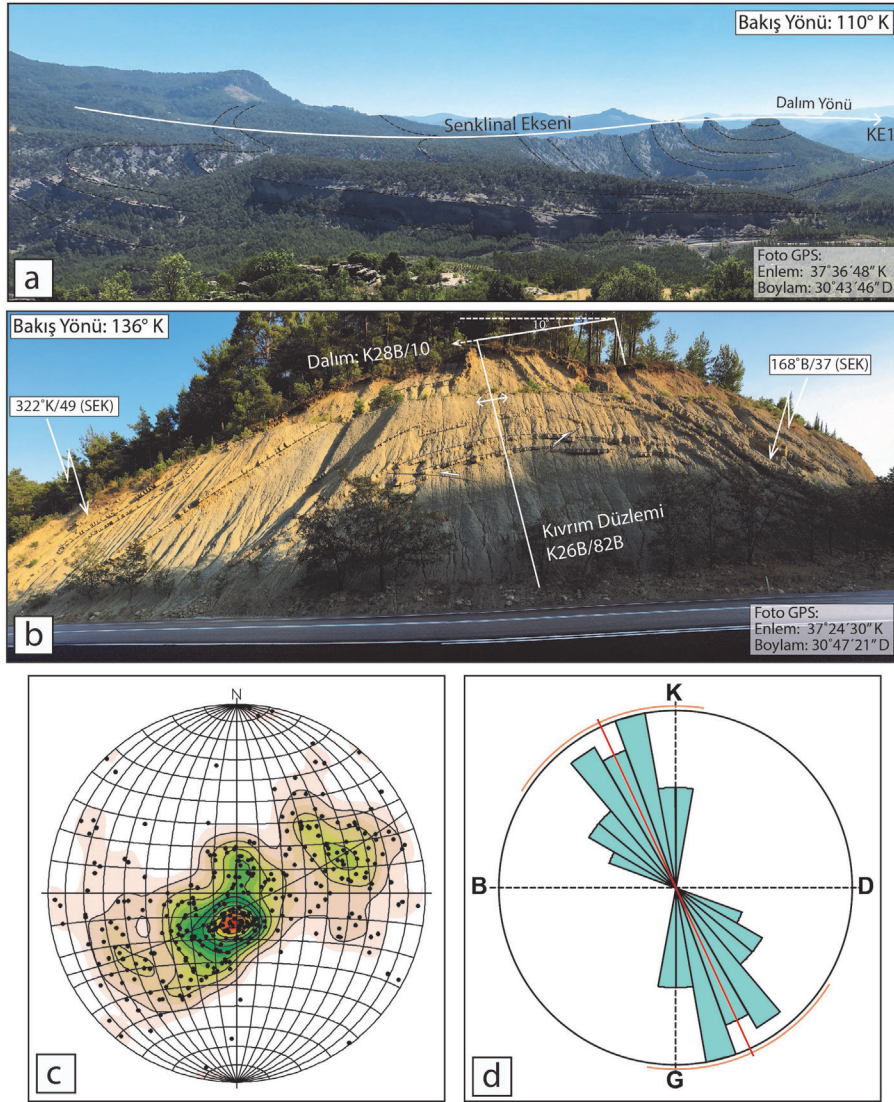
Figure 20. Spatial distribution of the principal paleostress axes. While red arrows refer to the principal compressional axis (σ_1), blue arrows indicate the principal extensional axis (σ_3).

Kıvrımlar

Aksu Havzası'na ait havza dolgusu iyi gelişmiş tabaka düzlemlerine sahiptir ve arazi çalışmaları esnasında tabakalardan alınan ölçümler, havza dolgusu içerisinde gelişen yapısal unsurların ortaya konulmasında kullanılmıştır. Bu yapılardan biri de kıvrımlardır ve bu çalışma kapsamında havza dolgusunu yoğun bir şekilde deforme eden antiklinallerin ve senklinallerin varlığı raporlanmıştır (Şekil 1c).

Havzada gözlemlenen kıvrımlardan en belirgin olanı, Aksu Havzası'nın kuzeyinde ve Kapıkaya Fayı'na yakın bir bölgede gözlemlenmektedir (Şekil 21a). Aynı zamanda, Karpuzçay Formasyonu içerisinde de iyi gelişmiş, küçük ölçekli kıvrımlar gözlemlenmektedir. Şekil 21b'da verilen antiklinal kanatlarından alınan ölçümlerden elde edilen kıvrım düzlemi ve eksenleri sırasıyla K26B/82B ve K28B/10° olarak bulunmuştur. Kıvrım kanatları arasındaki açı 101° olarak bulunmuş ve açık-asimetrik kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

Havza dolgusunu oluşturan Kapıkaya, Karadağ Konglomeraları ve Karpuzçay Formasyonu'na ait tortul istif içerisinde tabaka ölçümleri ile ortaya çıkarılan pek çok kıvrımın varlığı belirlenmiştir (Şekil 1c ve 19a). Genel olarak kıvrım kanatlarının eğimleri yüksektir ve yer yer 90°'ye varan eğim değerlerine rastlamak mümkündür. Bu kıvrımların analizini yapabilmek maksadı ile, kıvrım kanatlarını tanımlayan tabaka düzlemlerinin kutupları (pole) Schmidt alt yarımküre projeksiyon ağı üzerine işaretlenmiştir (Şekil 21c). Ortalama kıvrım düzlemi ise 328°K/70°KD olarak belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar ışığında genel olarak kıvrım karakteri asimetrik-sıkı (tight) olarak tanımlanmıştır.



Şekil 21. a) Aksu Havzası'nın kuzeyinde, Kapıkaya Fayı'nın yakınında Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomera Üyesi içerisinde gelişen senklinalin saha görüntüsü, **b)** Aksu Havzası'nın merkezinde, Karacaören Baraj Gölü'nün doğusunda yer alan açık-asimetrik (101°) karakterdeki antiklinalin saha görüntüsü. Tabaka ölçümleri sağ el kuralına (SEK) göre verilmiştir, **c)** Havzanın kuzeyinde C-D en kesiti boyunca ölçülen tüm kıvrım kanatlarına ait tabaka ölçümlerinin kutuplarının Schmidt alt yarım küre projeksiyon sistemi ağı üzerindeki gösterimi **d)** Bu çalışmada toplanan tabaka konumu ölçümlerinden elde edilen kıvrımların eksen doğrultularını içeren gül diyagramı. Kıvrımların konumları Şekil 1c'de verilen haritada gösterilmiştir.

Figure 20. a) Field view of the syncline which is located at the north of the Aksu Basin, close to the Kapıkaya Fault, **b)** Field view of the open-type asymmetric anticline (with 101° interlimb angle) which is located at the center of the Aksu Basin, east of the Karacaören Dam Lake, Bedding orientations are given in Right Hand Rule (RHR), **c)** Stereographic projection (Schmidt equal area, lower hemisphere) of the pole of the bedding measurements that belong to the fold limbs recorded in the north of the basin along the C-D cross-section, **d)** Rose diagram is produced from the strike of the fold axes determined during the field work. The locations of these folds are indicated on the geological map given in Figure 1c.

Ayrıca, arazi çalışmaları ile tanımlanan ve Şekil 1c'de verilen harita üzerine işlenen kıvrımların kıvrım eksenlerinin doğrultuları gül diyagramı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 21d). Bu diyagramdan elde edilen ortalama kıvrım eksenini doğrultusu KKB-GGD doğrultulu Aksu Bindirmesi'ne ait ana fay hattının doğrultusu ile uyumludur.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

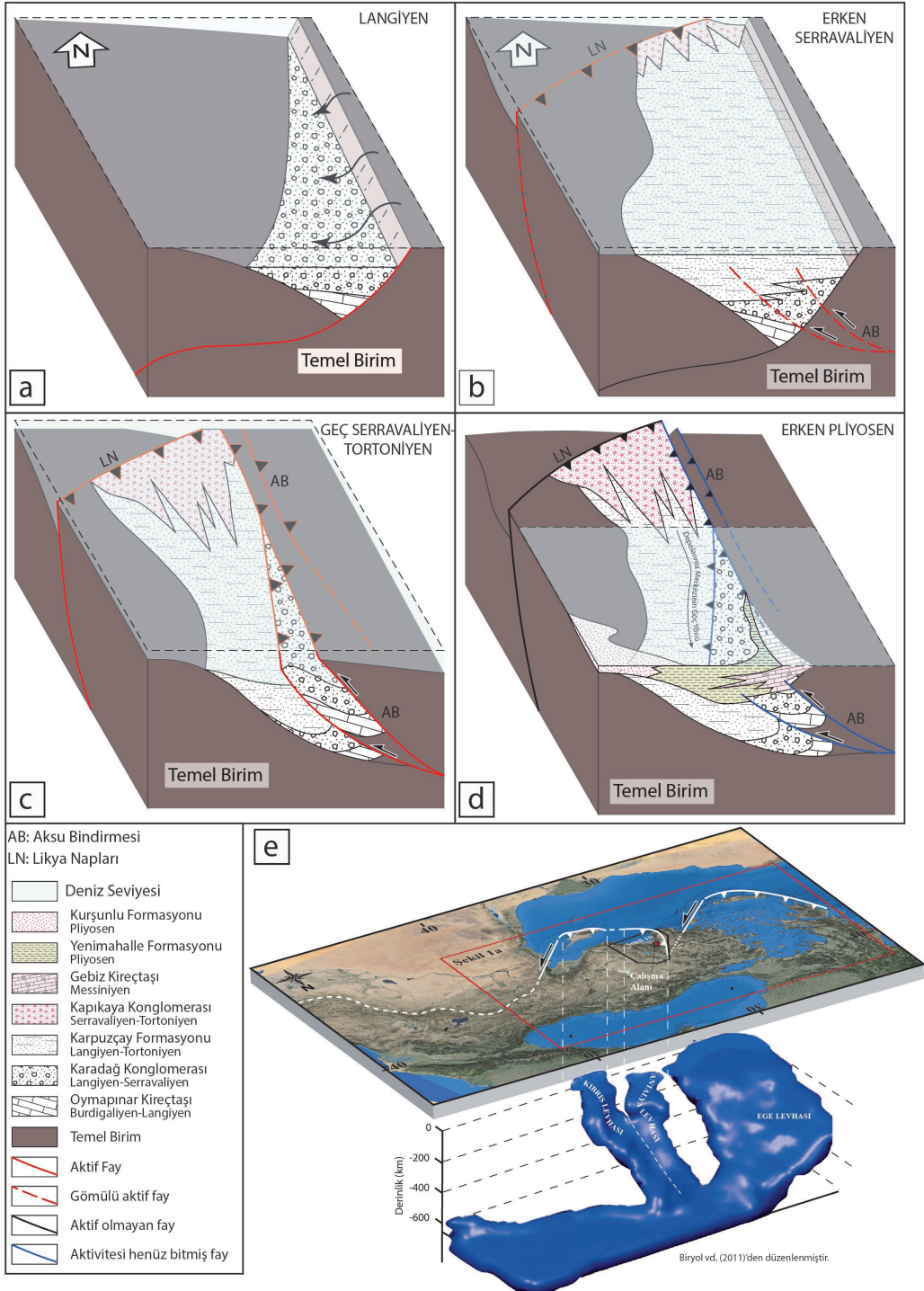
Aksu Havzası'na Dair Çıkarımlar

Aksu Havzası, Beydağları Otoktonu ve Geç Kretase'den Oligosen'e kadar aktif olan dalma-batma ve sonrasında çarpışma etkisi ile gelişmiş olan Antalya Napları'nın üzerinde uyumsuz olarak gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Collins ve Robertson, 2003). Havzadaki sedimantasyonun başlangıç zamanı kesin olarak bilinmemekle birlikte, Antalya Havza Kompleksi'ni oluşturan Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzalarının tümünde ortak litostratigrafik birim olan Oymapınar Kireçtaşı'ndan elde edilen yaş verilerine dayanarak Geç Burdigaliyen veya öncesinde başlamış olduğu düşünülebilir.

Aksu Havzası'nın kuzey ve batı kenarları paleo-sınır özelliği taşıırken, doğu sınırı, çökeltme sonrası gelişen Aksu Bindirmesi ile belirlenir. Havzanın doğu sınırı boyunca Aksu Bindirmesi'nin etkisinde yüzeye getirilen kaba taneli kırıntılı Karadağ Konglomerası'nın (Langiyen-Serravaliyen) fan-delta ortamında çökeldiği bu çalışmada ve önceki çalışmalarda (Üner vd., 2018; Flecker, 1995) tanımlanmıştır (Şekil 22a). Karadağ Konglomerası içerisinde çeşitli seviyelerden toplanan paleo-akıntı yönü verileri genel olarak KD'dan GB'ya doğru bulunmuştur. Kargı Barajı yakınında Karpuzçay Formasyonu'nun hemen temel kireçtaşı birimi üzerine aşmalı olarak gelmesi (Şekil 6d), Langiyen-Serravaliyen döneminde tane boyunun doğudan (fan-delta proximal alanı) batıya (fan-delta distal alanı) doğru incelendiği anlamına gelmektedir. Havza içerisinde gözlenen bu tane boyu dağılımı, beslenme yönünün

havzanın doğusunda bulunması gerektiğine işaret etmektedir. Bu çalışmada elde edilen akış yönleri (KD'dan GB'ya) de bu durumu desteklemektedir. Karpuzçay Formasyonu ise havzanın birikim için gerekli boşluğun (İng. accommodation space) en yüksek olduğu Langiyen-Serravaliyen dönemine ait jeolojik kayıtları tutmaktadır (Şekil 22b). Genel olarak, Karpuzçay Formasyonu'nda üst seviyelere (Tortoniyen) doğru çıkıldıkça, tane boyunda belirgin bir kabalaşma görülmektedir. İstifteki bu özellik, Aksu Havzası'nın Geç Serravaliyen-Tortoniyen döneminde artık kapanmaya başladığı şeklinde yorumlanmaktadır (Şekil 22c). Aksu Havzası'nın kuzeyinde, Kapıkaya Konglomerası doğrudan temel üzerine aşmalı olarak gelmektedir. Kuzeydoğu-Güneybatı uzanımlı bir yayılıma sahip olan birim, Aksu Havzası'nın kuzey sınırını kontrol eden Kapıkaya Fayı'nın sırtında, muhtemelen bindirme diliminin topografik olarak yükselmesine bağlı olarak gelişmiştir (Şekil 22b ve c).

Yapılan arazi çalışmaları ile ortaya konulduğu üzere, havzanın kuzeyi ve güneyi arasında stratigrafik, sedimantolojik, tektonik ve havza evrimi açılarından belirgin farklılıklar mevcuttur. Bu farklılıklardan en belirgin olanı, Kapıkaya Konglomerası'nın Aksu Havzası'nın kuzeyinde Miyosen dönemine ait en genç birim olmasıdır ki Messiniyen-Pliyosen dönemine ait birimler istifte eksiktir (Şekil 2). Buna karşın, havzanın güneyinde, eksik olan bu zaman diliminde sedimantasyon devam etmektedir. Gebiz Kireçtaşı'nın, Eskişehir, Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarının depolanması bu zaman aralığında gerçekleşmiştir. Bu durum ise, Aksu Havzası'nın depolanma merkezinin Messiniyen'de kuzeyden güneye göç ettiğini düşündürmektedir (Şekil 22d). Bu göç, Messiniyen krizi ile ilişkili olarak iklimsel olabilirken, diğer taraftan kuzeydeki Kapıkaya Bindirmesi'ne bağlı tektonik bir yükselme ile bağlantılı olabilir. Ancak, bu iki mekanizmanın birlikte çalışması, depolanma merkezinin kuzeyden güneye hareket etmesinin en muhtemel açıklaması gibi gözükmektedir.



Aksu Havzası'nın ilk oluşumuna dair farklı görüşler bulunmaktadır. Poisson vd. (2011) Aksu Havzası'nın K-G yönelimini Neojen öncesi coğrafyaya bağlamaktadır. Aynı çalışmada, derinlerde yerleşmiş olan bindirme faylarının, gelecekteki Neojen fayları için zayıf zonlar oluşturduğu öne sürülmüştür. Bu çalışmada da Poisson vd. (2011) tarafından önerilen oluşum mekanizması benimsenmiştir. Havzada birikim için gerekli boşluğun oluşmasına neden olan normal fayların, Neojen öncesi dönemden miras kalan zayıf hatlar üzerinde geliştiği düşünülmektedir (Şekil 22a). Bu fikri destekleyen en önemli verilerden biri Karpuzçay Formasyonu ve Karadağ Konglomerası içerisinde gözlemlenen sedimantasyonla yaşıtlı normal fayların bulunmasıdır (Wasoo, 2019). Flecker (1995) ise çalışmasında, benzer bir mekanizmayı Manavgat Havzası için önermiştir. Manavgat Havzası'nın, Geceleme Formasyonu'nun çökmesinden önce KKB-GGD doğrultulu faylarla kontrol edilen açılmalı bir gerilim sistemi altında geliştiği öne sürülmüştür ki Oymapınar Kireçtaşı'nın tüm Antalya Havzası'nda (Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları) görülen ortak bir lithostratigrafik birim olduğu düşünüldüğünde, benzer paleogerilim koşullarının Aksu Havzası'nın oluşumunda etkin olması mümkün gözükmemektedir. Diğer taraftan bazı araştırmacılar (Flecker, 1995; Flecker vd., 1998; Glover ve Robertson, 1998b), Likya Napları'nın güneydoğuya doğru hareketi nedeniyle meydana gelen KB-GD sıkışmalı gerilimin Aksu Havzası'nın oluşumunu kontrol eden ilk aşama olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ancak bu model Karpuzçay Formasyonu ve Karadağ Konglomerası içerisinde gözlemlenen büyüme faylarından elde edilen D-B yönlü açılmalı paleogerilim eksenini açıklamakta yetersiz kalmaktadır (Wasoo, 2019).

Aksu Havzası'nın batı sınırında yapılan arazi çalışmaları, bu sınırın fay kontrollü olmayıp, havza dolgusunun doğrudan temel birim üzerine yerleştiğini göstermektedir. Buna karşın,

havzanın doğusu kabaca KKD-GGB doğrultulu Aksu Bindirmesi ile sınırlandırılmaktadır. Aksu Havzası'nın muhtemelen KKD-GGB yönelimli yarı-graben olarak geliştiği düşünülmektedir. Ancak, Karadağ Konglomerası çökmeden önce Aksu Havzası kendi depolanma merkezi ve fay sınırları olan lokal bir havza karakterine sahip değildir. Bu karakterini Oymapınar Kireçtaşı çökeldikten sonra ve kabaca şimdi Aksu Bindirmesi ile aynı konum ve yönelime sahip olan bir normal fay gelişimi ile kazandığı düşünülmektedir (Şekil 22a). Köprüçay ve Manavgat havzalarının, Aksu Havzası ile benzer lithostratigrafik özelliklere sahip olduğu önceki çalışmalarda (Flecker, 1995; Karabıyıklı vd., 2000; Deynoux vd., 2005; Çiner vd., 2008) belirtilmişti. Ancak, Karadağ Konglomerası'nın, Oymapınar Kireçtaşı üzerine gelmesi, buna karşın Manavgat ve Köprüçay havzalarındaki taban konglomerası birimlerinin stratigrafik olarak Oymapınar Kireçtaşı'nın altında yer alması (Çiner vd., 2008), Aksu Havzası'nın oluşumunun, Köprüçay-Manavgat Havzası'ndan daha sonra gerçekleştiğini göstermektedir.

Koç vd. (2016a) tarafından yapılan ve esasen paleomanyetizma içerikli çalışmada, Miyosen'de Köprüçay Havzası'nın 20-30° saat yönünde, Manavgat Havzası'nın ise 25-30° saatin tersi yönünde düşey eksenli rotasyona maruz kaldığı belirlenmiştir. Köprüçay ve Manavgat havzalarını rotasyon öncesi şekline geri getirdiğimizde ise, elde edilen yeni havza geometrisinin Aksu Havzası'na paralel konumlandığı görülmüştür (Koç vd., 2016a). Aksu Havzası'nın Miyosen'den günümüze herhangi bir rotasyona maruz kalmadığı dikkate alındığında, Aksu Havzası'nın güncel konumu ve yönelimi aynı zamanda havzanın ilksel konumunu yansıtmaktadır. Bu durumda, Aksu ve Köprüçay-Manavgat havzalarının Erken Neojen coğrafyası, birbirine paralel gelişen yarı-graben havza geometrisini yansıtmaktadır (Şekil 22a).

Aksu Havzası'ndan elde edilen sonuçlar, havzanın ilk çökmesini kontrol eden açılmalı tektoniğin havzanın evrimi boyunca aktif

kalmadığını, Serravaliyen’de tektonik rejimin değişerek (Şekil 22a ve b), K-G yönlü Likya Fazı olarak adlandırılan sıkışmalı bir gerilme fazına geçildiğini göstermektedir. Kapıkaya Fayı olarak adlandırılan ve Aksu Havzası’nı kuzeyden sınırlayan bindirme fayı bu sistemin ürünü olarak ortaya çıkmıştır. Kapıkaya Fayı’nın ilk etkinlik yaşı, Kapıkaya Konglomerası’nın yaşı ve birim içerisinde gözlemlenen büyüme faylarından elde edilen asal gerilim eksenleri dikkate alındığında Geç Langiyen-Erken Serravaliyen olarak belirlenmiştir. Diğer çalışmalarda (Flecker, 1995; Flecker vd., 1998) raporlanan kinematik veriler de benzer tektonik evrelerin varlığını belirlenmiştir; ancak bu tektonik evrenin Aksu Havzası’nın oluşumunu kontrol eden ilk tektonik evre olduğu iddia edilmiştir. Likya Evresi’nin üst yaş sınırı ise Tortoniyen olarak belirlenmiştir.

Aksu Havzası’nda etkin olan üçüncü tektonik evre, D-B yönelimli sıkışma gerilimi ile ilgilidir ve K-G doğrultulu Aksu Bindirmesi bu faz etkisinde gelişmiştir. Stratigrafik, yapısal ve kinematik veriler dikkate alındığında, Aksu Evresi’nin etkin olduğu dönem Serravaliyen-erken Pliyosen olarak belirlenmiştir (Şekil 22b, c ve d). Bu bağlamda, Likya ve Aksu tektonik evreleri, Serravaliyen’den Tortoniyen’e kadar muhtemelen birlikte çalışmışlardır. Karadağ Konglomerası ve Karpuzçay Formasyonu içerisinde gözlemlenen asimetrik kapalı (kanatlar arası açı 60°) kıvrımların gelişimi ancak sıkışmalı gerilim koşullarında mümkün olmaktadır. Belirlenen antiklinal ve senklinal eksenleri KKB-GGD doğrultulu Aksu Bindirmesi’ne paralel ya da paralele yakın konumlanmıştır.

Bu çalışma kapsamında yapılan gözlemler ve kinematik veriler, son dönemde Aksu Havzası’nda kabaca K-G yönlü açılmalı bir tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir. Üner vd. (2015) Aksu Havzası’daki en genç tektonik evrenin KD-GB doğrultulu açılmalı gerilim olarak tanımlarken, Poisson vd. (2011), son tektonik evreyi K-G doğrultulu açılmalı bir sistem ile ilişkilendirmiştir.

Poisson vd. (2011) tarafından raporlanan veriler, bu çalışmada elde edilen veriler ile örtüşmektedir. Bu güncel tektonik rejimi tetikleyen hareketin sebebi ise havzanın hemen güneyinde bulunan ve Kıbrıs Yayı boyunca dalan levhanın geriye çekilmesi (İng. slab retreat) olarak yorumlanmıştır. Ancak, bahsi geçen açılmanın çalışma alanının hemen altında bulunan Antalya Levhası ile ilişkili olabileceği de dikkate alınmalıdır.

Bölgesel Çıkarımlar

Bu incelemede elde edilen sonuçlar değerlendirildiğinde, Aksu Bindirmesi boyunca Isparta Büklümü’nün merkezinde (Poisson, 1977; Poisson vd., 2003a ve 2011) ve açık denizdeki karşılığı olan Antalya Körfezi’nde (Hall vd., 2014) meydana gelen D-B yönlü kısalma ilginç bir tartışmanın kaynağını oluşturmaktadır. Isparta Büklümü’nün merkezinde, Serravaliyen’den Erken Pliyosen’e kadar etkinliğini sürdüren D-B yönlü bir kısalmanın varlığı, Afrika ve Avrasya’nın K-G yakınsamasına bağlı levha tektoniği çerçevesinde dikkate alındığında ilginçtir. Poisson vd. (2011) çalışmasında, Aksu Bindirmesi’nin, Anadolu’nun Kuzey Anadolu Fayı boyunca batıya doğru kaçışından kaynaklandığını ileri sürmüştür. Bu düşünce, Arabistan ile Avrasya arasındaki çarpışma için öne sürülen jeolojik zaman (~12 My) ile bindirmenin yaşının birbirine yakın olmasından kaynaklanıyor olabilir (Şengör vd., 2003; Keskin, 2003 ve Faccenna vd., 2014).

Koç vd. (2016a ve 2016b) tarafından yapılan çalışmada, bu mekanizmanın geçerliliği konusundaki şüphelere yer verilmiştir. Isparta Büklümü’nün doğu kanadında raporlanan Miyosen yaşlı çok yönlü açılmalı gerilim koşullarının varlığı bu şüpheleri tetiklemiştir. Bu durumda, “Anadolu’nun batıya doğru hareketi, Isparta Büklümü’nün doğu kanadında herhangi bir kısalma yaratmaksızın nasıl olur da merkezinde kısalmaya neden olabilir?” sorusunun cevaplanması gerekmektedir. Bununla birlikte,

Isparta Büklümü'nün doğu kanadında gözlemlenen bu açılmanın, Ege Bölgesi'ndeki açılmalı gerilim koşulları ile ilgisi yoktur, çünkü bu bölgeden elde edilen jeolojik kayıtlar, burada K-G yönlü bir açılmalı sistemin varlığını işaret etmektedir (van Hinsbergen vd. 2010a; Kaymakçı vd., 2018). Aynı zamanda, Isparta Büklümü'nün doğu kanadındaki açılmalı gerilimin zamanı, Likya Naplarını Beydağları Platformu'nun üzerine taşıyan tektonik sistem ile eş zamanlıdır (Hayward, 1984; van Hinsbergen vd., 2010a). Likya Napları'nın en son yerleşim zamanı, Hayward (1984) tarafından 15 Ma olarak belirlenmiştir ki bu yaş da yine çalışma alanımızdaki tektonik tarihten çok daha öncedir. Bu çalışmada kabaca oluşturulan paleogerilim stratigrafisi verilerine göre Likya deformasyonunun son evresi ~11 Ma civarında gerçekleşmiş olmalıdır. Bu zamanlama doğu kanatta yer alan Yalvaç, Altınapa ve Ilgın karasal havzalarını kontrol eden açılmalı gerilim koşulları ile de eş zamanlıdır (Alçiçek vd., 2019; Alçiçek ve ten Veen, 2008).

Sırasıyla Isparta Büklümü'nün batısında ve merkezinde gözlemlenen KB-GD ve D-B yönlü kısalma ve hemen ~100 km doğusunda gelişen açılma, Isparta Büklümü ölçeğinde dinamik bir açıklamayı gerektirmektedir. Van Hinsbergen vd. (2010a), batıdaki KB-GD yönlü kısalmanın olası nedenini gravitasyonel kayma (~15 Ma) olarak açıklamıştır. Flecker vd. (2005) ise Isparta Büklümü'nün doğu kanadında meydana gelen açılmanın olası nedenini dalan Kıbrıs Levhası'nın güneye doğru geri çekilmesine bağlamıştır. Her ne kadar bu mekanizma Yalvaç, Altınapa ve Ilgın havzalarında (Koç vd., 2012, 2016a ve 2017) bulunan D-B yönlü uzama bileşenini açıklayabilse de diğer etkin bileşen olan D-B yönlü açılmayı açıklamakta çok başarılı değildir.

Aksu Bindirmesi boyunca gelişen D-B yönlü kısalmayı van Hinsbergen vd. (2010a, 2010b) tartışmış ve kısalma için olası bir neden olarak Kırkkavak ve Aksu fayları boyunca sıkışmalı deformasyon paylaşımını (İng. strain

partitioning of transpression) önermiştir. Yine bu mekanizma da Isparta Büklümü'nün ortasındaki kısalmayı açıklasa da, doğu kolda gelişen açılmalı mekanizmayı açıklamakta yetersizdir (Koç vd., 2016a).

De Boorder vd. (1998) tarafından yayımlanan Isparta Büklümü'nün hemen altındaki mantoya ait sismik tomografi görüntüleri ve sonrasında Biryol vd. (2011) tarafından yapılan daha detaylı sismik görüntülemeler ve ayrıca Kalyoncuoğlu vd. (2011) tarafından yapılan deprem odak (İng. Hypocenter) çalışmaları ile son olarak Köprüçay ve Manavgat havzalarındaki düşey eksenli rotasyonlardan yansıyan dağ zinciri ölçekli (İng. Oroclinal) bükülmenin varlığına işaret eden Koç vd. (2016a) tarafından yapılan çalışmalar, Isparta Büklümü'nün altında iki ayrı dalan levha parçasının varlığına işaret etmişlerdir (Şekil 22e). Bu levhalardan ilki Kıbrıs Yayı boyunca Kıbrıs'ın altına (kuzeye doğru) dalan bir dalma-batma zonu iken, diğeri ise Isparta Büklümü ve Antalya Körfezi'nin hemen altındaki beniof zonu ile ilişkili ve K-G doğrultulu, doğuya doğru eğimli Antalya Levhası olarak adlandırılan (Koç vd., 2016a ve 2016b) dalma-batma zonudur. Antalya Levhası'nın, Kıbrıs Levhası ile olan bağlantısı bir STEP (İng. Subduction Transform-Edge Propagator (STEP) Fault) fayı (Govers ve Wortel, 2005) boyunca kesilmiştir. Biryol vd. (2011) ve Schildgen vd. (2012), Antalya Levhası'nın, Kıbrıs Levhası'nın bir parçası olduğunu ve bir nedenden dolayı Antalya Levhası olarak adlandırılan parçanın K-G doğrultusu kazandığını öne sürmüşlerdir. Diğer taraftan, Koç vd. (2016a) çalışmasında Antalya Levhası'nın K-G doğrultulu, doğuya dalımlı, en azından Pliyosen'e kadar yüzeye bağlı/kopmamış bir levha olduğunu önermişlerdir. Bu dar levha parçasının batıya doğru geri kaçışı ise Koç vd. (2012, 2016b ve 2017) tarafından tanımlanan havza açılmalarına, Köprüçay ve Manavgat havzalarında (Koç vd., 2016a) görülen oroklinal bükülmeye ve Aksu Havzası'ndaki kısalmaya neden olmuştur.

Günümüzde Aksu Havzası'nda aktif olan açılmalı rejimin varlığı son dönemdeki sismik aktivite kayıtları ile gösterilmiştir (Kalyancuoğlu vd., 2011 ve Schildgen vd., 2012). Güney Anadolu'nun son Miyosen ve Pliyosen dönemlerindeki yükselme geçmişi son zamanlarda büyük ilgi görmüştür (Cosentino vd., 2012; Schildgen vd., 2012, 2014; Koç vd., 2012; Öğretmen vd., 2018; Meijers vd., 2018) ve bu yükselimin oluşum mekanizması ise Aksu Havzası'nda hüküm süren güncel açılma geriliminin nedeni olabilir. Bazı çalışmalarda ise Ege, Antalya ve Kıbrıs segmentleri arasına giren astenoferek akışın dinamik topografik etkilere yol açabileceği vurgulanmıştır (Cosentino vd., 2012; Schildgen vd., 2012, 2014). Sismik tomografi görüntülerinden Antalya Levhası'nın yüzeyle bir bağlantısının bulunmadığını çıkarsamak mümkündür (Biryol vd., 2011). Eğer Antalya Levhası'nı yüzeyle olan bağlantısı kopmuş ise, bu olayın yakın zaman içerisinde gerçekleşmiş olması beklenmektedir. Böylece dalan Antalya Levhası hala Beniof zonu yaratması mümkün olacak ve ayrıca sismik tomografide belirgin bir boşluk da yaratmayacaktır (Koç vd., 2016a). Bu durumda, Isparta Büklümü'nün Mio-Pliyosen ve hatta modern dönemdeki evriminde ve Toroslarn yükselişinde, Antalya Levhası'nın önemli bir katkısının olabileceği düşünülmelidir.

KATKI BELİRTME

Bu makale, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü'nün FBA-2016-5153 no'lu projesi kapsamında desteklenmiştir. Aynı zamanda, bu makalede sunulan veriler Muhammad Harbi Wasoo tarafından Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yapılan yüksek lisans tezinin bir bölümünü kapsamaktadır.

EXTENDED SUMMARY

The Tauride fold and thrusts belt formed during ~N-S convergence between Africa and Eurasia since Cretaceous time. The western end of the central Taurides strikes NW-SE, highly oblique to the overall convergence direction, and is connected to the NE-SW Beydağları-Lycian Nappe flank of the western Taurides, forming the so-called 'Isparta Angle' (Figure 1b). In Neogene time, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by Neogene sedimentary basins including Manavgat, Köprüçay, and Aksu, characterized by marine clastics and carbonates. Aksu Basin, which is one of these marine basins, is located in the center of the Isparta Angle (Figure 1c).

The sedimentary infill of the Aksu basin is mainly characterized by marine clastics with more than 1 km thick from Miocene to Pliocene. The onset of the sedimentation in the sedimentation is not known precisely, but must have occurred during Late Burdigalian, which is the oldest age obtained from the Oymapınar Limestone in the whole Antalya Basin (including Aksu, Köprüçay and Manavgat basins). Sedimentary sequence of the Aksu Basin starts with 1) Oymapınar Limestone (Late Burdigalian-Langhian) which unconformably overlies the basement unit. The sequence continues upwards with 2) Karadağ Konglomerate (Langhian-Serravalian) and 3) Karpuzçay Formation (Serravalian-Tortonian) which is the most widespread unit in the Aksu Basin. The lithostratigraphy in the north of the basin is different from that of the south. 4) Kapıkaya Conglomerate (Serravalian-Tortonian) which is characterized by reddish conglomerate and coarse sandstone intercalation is the youngest Miocene unit in the north of the basin. In the north of the basin there is time gap between Tortonian and Pleistocene sediments while the sequence is more complete in the south (Figure 3). Locally developed (5) Gebiz Limestone (Messinian-Early Pliocene) is reefal carbonates that grades

vertically and laterally into Early Pliocene (6) Eskiköy and (7) Yenimahalle Formations. (8) Kurşunlu Formation which is grain supported sub-aquatic conglomerates transitionally overlies the Yenimahalle Formation. In the south of the basin, the Quaternary Antalya Travertine and Belkis Conglomerate delimit the upper boundary of the Pliocene sedimentation. The overall basin-fill shows a coarsening upwards character, with the clearest depo-center represented by the fine-grained marine sediments of the Karpuzçay Formation.

In addition to lithostratigraphic features, the structural elements which were formed the Aksu Basin are also carried out in this study. Based on the field observations, the major structures controlling the Aksu Basin are determined as thrust faults, namely Kapıkaya Fault in the north and Aksu Fault in the east. Kapıkaya Thrust Fault (KTF) is a well-exposed structure comprising approximately 15 km long, ENE-WSW trending thrust fault and controls the northern boundary of the Aksu Basin (Figure 1c). An abrupt change in topography and juxtaposition of different lithologies provides morphological evidence for the Kapıkaya Thrust Fault. The stereographic plot of fault-slip data collected from Kapıkaya Conglomerate which occurs at the back-side of the Kapıkaya Thrust sheet is used to infer principal stress axes and the stress ratio. Aksu Thrust Fault (ATF) is approximately 60 km long and 50 km wide structure that is composed of several parallel fault segments. Approximately N-S trending Aksu Thrust is morphologically easily recognized as a linear mountain front rising steeply in the eastern margin of the Aksu Basin (Figure 13). Along the Aksu Thrust, fault-slip data were collected from different lithologies and analyzed by using inverse paleostress method.

The major structures controlling the Aksu Basin are generally thrust/reverse faults. On the other hand, there are small-scale normal faults (max. 5 km long) deforming relatively young basin



infill in the southern part of the Aksu Basin. The well-exposed ~E-W-trending normal faults are located in the north of the Hatipler (Figure 18). This normal fault cuts Pliocene Yenimahalle and Kurşunlu formations. Unfortunately, it has been not possible to collect fault-slip data from this fault since we could not find well-preserved slickensided surfaces. Another mesoscopic scale normal fault with well-developed slickenline occur within the Yenimahalle Formation along the Antalya-Isparta main road (Figure 18d). The stereographic plot of fault-slip data (Figure 28d) show the orientation of the inferred principal stresses as $\sigma_1 = 131^\circ\text{N}/65^\circ$, $\sigma_2 = 233^\circ\text{N}/05^\circ$ and $\sigma_3 = 325^\circ\text{N}/24^\circ$. The stress ratio is found as $R=0.2$, which represents radial extension stress conditions since σ_2 and σ_3 are very close to each other (Figure 18f).

Field observations and results obtained from the kinematic measurements along the key structural zones show that Aksu Basin developed under four different tectonic phases; 1) ~E-W extensional phase (it is related to opening of the basin, 2) ~N-S compressional (Lycian) phase, 3) ~E-W compressional (Aksu) phase and 4) ~N-S extensional (Recent) phase. Under these stress conditions, the basin-infill is also deformed by numerous tight-asymmetric fold structures that are documented in this study (Figures 21). One of them is located in the north of the basin close to Kapıkaya Fault (Figure 21a). The long axis of the syncline is oriented in approximately N-S direction. The syncline deforms the Karpuzçay Formation and Kapıkaya Conglomerate. The poles of the bedding planes that are collected from the limbs of the folds during the fieldwork are plotted on the Schmidt lower hemisphere net (Figure 21ca). The overall fold plane is determined $328^\circ\text{N}/70\text{NE}$. This fold can be defined as asymmetric-tight fold. The strikes of the fold axes determined during the fieldwork (Figure 1c) are evaluated using a rose diagram (Figure 21d). The rose diagram indicates that the axes of the anticline and syncline display parallel-subparallel pattern with NNW-SSE

direction, which corresponds to the major trend of Aksu Fault.

This study contains detailed information about the stratigraphy, sedimentology and structural features of the Miocene Aksu Basin located at the southern center of the Isparta Angle. Under the light of these whole data, presence of the E-W shortening which was active between Serravalian and Early Pliocene in the center of the Isparta Angle is interesting given the plate tectonic setting driven by N-S convergence of the Africa and Eurasia. The seismic tomography images of the mantle below the Isparta Angle indicates that there are two separate slab segments (Cyprus and Antalya slabs). Therefore, an important contribution of the Antalya slab should be expected in the Mio-Pliocene and even modern evolution of the Isparta Angle and the uplift of the Taurides.

ORCID

Muhammad Harbi Wasoo  <https://orcid.org/0000-0001-7642-6444>
Ayten Koç  <https://orcid.org/0000-0002-8296-0093>

KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. & Muller, C. (1985). Stratigraphy of the Antalya Neogene Basin. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 28(2), 105-119.
- Akay, E., ve Uysal, S. (1985). *Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimantolojisi ve yapısal jeolojisi* (Rapor No:7799). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Alçıçek, M.C., & ten Veen, J.H. (2008). The late Early Miocene Acıpayam piggy-back basin: Refining the last stages of Lycian nappe emplacement in SW Turkey. *Sedimentary Geology* 208(3-4), 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.003>
- Alçıçek, M.C., Mayda, S., ten Veen, J.H., Boulton, S.J., Neubauer, T.A., Alçıçek, H., Tesakov, A.S., Saraç, G., Hakyemez, H.Y., Gökaş, F., Murray, A.M., Titov, V. V., Jiménez-Moreno, G., Büyükmeriç, Y., Wesselingh, F.P., Bouchal, J.M., Demirel, F.A., Kaya, T.T., Halaçlar, K., Bilgin, M., van den Hoek Ostende, L.W. (2019). Reconciling the stratigraphy and depositional history of the Lycian orogen-top basins, SW Anatolia. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 99, 551-570. <https://doi.org/10.1007/s12549-019-00394-3>
- Andrew, T., & Robertson, A.H.F. (2002). The Beyşehir–Hoyran–Hadım Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 529-543.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 37-50.
- Barrier, E., & Vrielynck, B. (2008). *Atlas MEBE - Paleotectonic maps of the Middle East*. Atlas of 14 maps.
- Biryol, C. B., C., Beck, S. L., Zandt, G., & Özacar, A.A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1037-1057.
- Blumenthal, M. (1951). *Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya*. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Publications, no. D5, 134, 1955.
- Blumenthal, M. (1963). *Le système structural du Taurus sud-anatolien*. In Livre à mémoire du Professeur P. Fallot. Mem. Soc. Geol. Fr. hors, 2, 611-662.
- Colby, B. R. (1963). *Fluvial Sediments: A Summary of Source, Transportation, Deposition, and Measurement of Sediment Discharge* (No. 1181). US Government Printing Office.
- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (1997). Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25(3), 255-258.
- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (1998). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 759-772.

- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (2003). Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the western Anatolide belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38(3-4), 295-310.
- Cosentino, D., Schildgen, T.F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudáčková, N. & Strecker, M.R. (2012). Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey. *GSA Bulletin*, 124(1-2), 133-145.
- Çiner, A., Karabıyıkoglu, M. & Monod, O. (2008). Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(1), 1-41.
- De Boorder, H., Spakman, W., White, S.H. & Wortel, M.J.R. (1998). Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3-4), 569-575.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38.
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıkoglu, M., Manatschal, G. & Tuzcu, S. (2005). Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 315-343.
- Dewey, J. F. & Şengör, A.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
- Dumont, J.-F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. & Poisson, A. (1972). Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien: un nouveau domain a ophiolites a la marge externe de la chaine taurique. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 123, 385-409.
- Dumont, J.F. & Kerey, K. (1975). Basement geological study in the south of Egirdir lake. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 18(2), 169-174.
- Eroskay, S. O. (1968). *Köprüçay-Beşkonak Rezervuarı Jeolojik İncelemesi* (Rapor no: II-06-5). Elektrik İşleri Etüt İdaresi, Ankara.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. & Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1-2), 85-97.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.B., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F. & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Flecker, R. (1995). *Miocene basin evolution of the Isparta Angle, Southern Turkey* [Unpublished doctoral dissertation]. University of Edinburgh.
- Flecker, R., Ellam, R.M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A.H.F., & Turner, J. (1998). Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey. *Tectonophysics*, 298(1-3), 83-101.
- Flecker, R., Poisson, A. & Robertson, A.H.F. (2005). Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 277-314.
- Gans, C.R., Beck, S.L., Zandt, G., Biryol, C.B. & Ozacar, A.A. (2009). Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high-resolution Pn tomography results. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1566-1572.
- Glover, C. & Robertson, A.H.F. (1998a). Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298(1-3), 103-132.
- Glover, C.P. & Robertson, A.H.F. (1998b). Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(2), 365-387.

- Govers, R. & Wortel, M.J.R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 505- 523.
- Göncüoğlu, M.C. & Dirik, K. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38(9), 807-817.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. & Kozlu, H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. In *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Gutnic, M. (1979). *Géologie des Taurides Occidentales (Turquie)* (No. 137). Société géologique de France.
- Hall, J., Aksu, A.E., King, H., Gogacz, A., Yaltrak, C. & Çifçi, G. (2014). Miocene– Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 349, 1-23.
- Hayward, A.B. (1984). Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 287-300.
- Hüsing, S.K., Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J., Krijgsman, W., Inceöz, M., Harzhauser, M. & Kroh, A. (2009). Oligocene–Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 107-132.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264.
- Kalyoncuoğlu, Ü.Y., Elitok, Ö., Dolmaz, M.N., & Anadolu, N. C. (2011). Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 52(1), 70-82.
- Karabıyıköğlu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S., & Örcen, S. (2000). Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey. In E. Bozkurt, J.A. Winchester & J.D.A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (Vol. 173, pp. 271-294). Geological Society, London, Special Publication. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.14>
- Karabıyıköğlu, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örcen, S. & Hakyemez, A. (2005). Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late- orogenic fill of the Antalya Basin, western Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 345-371.
- Kaymakci, N., Inceöz, M., Ertepinar, P. & Koç, A. (2010). Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, V. Starostenko & F. Bergerat, F. (Eds.), *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol:340, pp. 409-435) Geological Society London Special Issue. <https://doi.org/10.1144/SP340.18>
- Kaymakçı, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A.A., Gülyüz, E., Uzel, B. & Sözbilir, H. (2018). Paleomagnetic evidence for upper plate response to a STEP fault, SW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 101-115.
- Kempler, D. & Ben-Avraham, Z., 1987. The tectonic evolution of the Cyprean Arc. *Annales Tectonicae*, 1, 58-71
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Khair, K. & Tsokas, G.N. (1999). Nature of the Levantine (eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B11), 25469-25478.
- Kissel, C. & Laj, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146(1-4), 183-201.
- Koç, A., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D.J., Kuiper, K.F. & Vissers, R.L. (2012). Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle

- Miocene Altınapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey. *Tectonophysics*, 532, 134-155.
- Koç, A., van Hinsbergen, D.J., Kaymakçı, N. & Langereis, C.G. (2016a). Late Neogene oroclinal bending in the central Taurides: A record of terminal eastward subduction in southern Turkey?. *Earth and Planetary Science Letters*, 434, 75-90.
- Koç, A., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D.J., & Vissers, R.L. (2016b). A Miocene onset of the modern extensional regime in the Isparta Angle: constraints from the Yalvaç Basin (southwest Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 369-398.
- Koç, A., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D.J. & Kuiper, K.F. (2017). Miocene tectonic history of the Central Tauride intramontane basins, and the paleogeographic evolution of the Central Anatolian Plateau. *Global and Planetary Change*, 158, 83- 102.
- Koçyiğit, A. & Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 405-421.
- Koşun, E. (2012). Facies characteristics and depositional environments of Quaternary tufa deposits, Antalya, SW Turkey. *Carbonates and evaporites*, 27(3-4), 269-289.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- McKenzie, D.P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25-32.
- Meijers, M. J., Peynircioğlu, A.A., Cosca, M.A., Brocard, G.Y., Whitney, D.L., Langereis, C.G. & Mulch, A. (2018). Climate stability in central Anatolia during the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 498, 53-67.
- Mercier, J.L., Sorel, D. & Vergely, P. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.
- Monod, O. (1977). *Recherches Geologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie)* [Unpublished doctoral dissertation]. Université Paris Sud (Orsay).
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Candan, O. & Okay, A.I. (2012). Dating subduction events in east Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(1), 1-17.
- Okay, A.I. (1986). High-Pressure/low-Temperature Metamorphic Rocks of Turkey. In B.W. Evans, E.H. Brown (Eds.), *Blueschists and Eclogites*. Geological Society of America Memoir 164. <https://doi.org/10.1130/MEM164-p333>
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R. & Akyuz, H.S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In A.Yin & T.M. Harrison (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia* (pp.420-441). Cambridge University Press.
- Okay, A.I., Zattin, M. & Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38(1), 35-38.
- Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Öğretmen, N., Cipollari, P., Frezza, V., Faranda, C., Karanika, K., Gliozzi, E., Radeff, G. & Cosentino, D. (2018). Evidence for 1.5 km of uplift of the Central Anatolian Plateau's southern margin in the last 450 kyr and implications for its multiphased uplift history. *Tectonics*, 37(1), 359-390.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 19(1), 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurus. In O. Tekeli & M.C. Göncüoğlu, (Eds.), *Geology of the Taurus Belt* (pp. 77-90). MTA, Ankara..
- Papadopoulos, G.A., Kondopoulou, D.P., Leventakis, G.A. & Pavlides, S.B. (1986). Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, 124(1-2), 67-84.

- Papazachos, B.C. & Papaioannou, C.A. (1999). Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area. *Tectonophysics*, 308(1-2), 193-204.
- Poisson, A. (1977). *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)* [Unpublished doctoral dissertation]. Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Poisson, A., Wernli, R., Sağular, E. K., & Temiz, H. (2003a). New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38(3-4), 311-327.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. & Şentürk, M., (2003b). New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). *Geological Journal*, 38(3-4), 257-282.
- Poisson, A., Orszag-Sperber, F., Kosun, E., Bassetti, M.A., Müller, C., Wernli, R. & Rouchy, J.M., 2011. The Late Cenozoic evolution of the Aksu basin (Isparta Angle; SW Turkey). New insights. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(2), 133-148.
- Pourteau, A., Candan, O. & Oberhänsli, R. (2010). High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, 29(5), Article TC5004. <https://doi.org/10.1029/2009TC002650>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H. Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, Article B05411, 1-26. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. & Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488(1-4), 22-30.
- Robertson, A.H.F. (2000). Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 97-138.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. & Jones, G. (1991). Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 289-343.
- Robertson, A.H.F. & Dixon, J.E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 1-74.
- Robertson, A.H.F. & Ustaömer, T. (2009). Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 473(1-2), 113-148.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T. & Dixon, J. E. (2004). Testing models of Late Palaeozoic-Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society*, 161(3), 501-511.
- Robertson, A.H.F. & Mountrakis, D. (2006). Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 1-9.
- Robertson, A.H.F. & Woodcock, N.H. (1982). Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75(3), 517-562.
- Robertson, A.H.F. & Woodcock, N.H. (1984). The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 251-271.
- Schildgen, T.F., Cosentino, D., Caruso, A., Buchwaldt, R., Yildirim, C., Bowering, S.A. & Strecker, M.R. (2012). Surface expression of eastern Mediterranean slab dynamics: Neogene

- topographic and structural evolution of the southwest margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 31 Article TC2005, 1-21
- Schildgen, T.F., Yıldıırım, C., Cosentino, D. & Strecker, M.R. (2014). Linking slab break-off, Hellenic trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian plateaus. *Earth-Science Reviews*, 128, 147-168.
- Seyitoğlu, G., Scon, B. & Rundle, C.C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of Geological Society, London*, 149(4), 533-538. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0533>
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. C. (1996). Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31(1), 1-11.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2), 17-33.
- Storetvedt, K.M. (1990). The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega- elements in a new global tectonic system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62(1-2), 141-184.
- Şenel, M. (1997). *1:250.000 Scale Geological Maps of Turkey, No: 4, Isparta Sheet; N°3, Antalya Sheet*. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication, Ankara.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bolukbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Uguz, F., Korucu, M. ve Özgül, N. (1992). *1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Isparta J11 paftası*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayınları No:14.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Metin, S., Esentürk, K. ve Özgül, N. (1998). Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi, Türkiye. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 120, 171-198.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In K.T. Biddle & N.Christie-Blick (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society for Sedimentary Geology.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T. & Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8045.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J. (1991). Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106(3), 537-550.
- Tuzcu S. ve Karabıyıkoglu M. (2001). *Batu Toros Kuşağı Miyosen Mercan Resiflerinin Paleontolojisi Stratigrafisi Fasiyesleri ve Çökme Ortamları*. (Rapor No:10438). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Üner, S., Özsayın, E., Kutluay, A. & Dirik, K. (2015). Polyphase tectonic evolution of the Aksu Basin, Isparta Angle (Southern Turkey). *Geologica Carpathica*, 66(2), 157-169.
- Üner, S., Özsayın, E., Dirik, R.K., Çiner, T.A. & Karabıyıkoglu, M. (2018). Reconstructing the sedimentary evolution of Miocene Aksu Basin based on fan delta development (eastern Mediterranean-Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 27, 32-48. <https://doi.org/10.3906/yer-1705-21>
- Van Hinsbergen, D.J., Dekkers, M.J., Bozkurt, E. & Koopman, M. (2010a). Exhumation with a twist: Paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Tectonics*, 29(3), Article TC3009. <https://doi.org/10.1029/2009TC002596>
- Van Hinsbergen, D.J., Dekkers, M.J. & Koç, A. (2010b). Testing Miocene remagnetization of Bey Dağları: Timing and amount of Neogene rotations in SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2), 123-156.
- Wasoo, M. H. (2019). *Comparison of strain ellipsoid shape based on the results of the magnetic susceptibility anisotropy and paleostress methods: case study of Aksu Basin (Antalya, SW Turkey)* [Yayımlanmamış yüksek lisans tezi]. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105(2), 251-2

Žalohar, J., & Vrabec, M. (2007). Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29(11), 1798-1810.



Geochemical and Petrological Studies of Permo-Carboniferous Sandstones from the Rangit Pebble-Slate Formation, Sikkim Lesser Himalaya, India: Implication for Provenance, Tectonic Setting, and Paleoclimate

Raj Kumar Priya^{1*}, **Vinod Chandra Tewari¹**, **Rakesh Kumar Ranjan¹**

¹ Department of Geology, Sikkim University, Gangtok, Sikkim, India 737102

• Geliş/Received: 03.05.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 15.09.2020

• Kabul/Accepted: 16.09.2020

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 08.12.2020

• Baskı/Printed: 15.01.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: The Permo-Carboniferous depositional sequence of Lower Gondwana in Sikkim Lesser Himalaya was investigated through an integrated approach of lithological, petrological, and geochemical studies. Lithologically, it is characterized by glacial diamictite at the base and shale-sandstone facies at the top of a sequence which is interpreted as a glaciomarine deposit. Coarser sandstone and massive diamictite composed of quartz, feldspar, muscovite, zircon, and other lithic fragments are observed in thin section. Geochemistry of all studied samples from the Rangit Pebble Slate Formation shows the dominance of silicon dioxide compared to other elemental oxides. The tectonic discrimination diagram positively infers passive margin sedimentation from a felsic-rich provenance. Chemical Index of Alteration was used to depict the weathering trends of all studied samples which reflect paleo-sedimentation under humid to sub-humid climatic conditions.

Keywords: Gondwana, Geochemistry, Paleoclimate, Rangit Pebble Slate Formation, Sikkim Lesser Himalaya.

INTRODUCTION

Permo-Carboniferous Gondwana sequences of Peninsular India have been well studied and categorized mainly into three major basins, i.e. Son-Mahanadi basin, Pranhita-Godavari basin and Damodar basin. Simultaneously, equivalent sedimentary sequences from the Permo-Carboniferous were also deposited around the periphery as peri-Gondwana sequences which are well preserved and exposed in Extra-Peninsular India, i.e. Kashmir, Sikkim and Arunachal Pradesh. The Rangit Pebble Slate (RPS) Formation occurs in the Lesser Himalaya of Sikkim in the zone of the Rangit window. Rangit Pebble Slate Formation is considered to be Upper Carboniferous to Lower Permian in age on the basis of similar lithofacies and fossil correlations with the peninsular

Gondwana basin in India (Priya et al., 2019). The presence of marine fossils like *Eurydesma* and glacial diamictite with large boulders and dropstones embedded in the coarser sandstone clearly indicates the influence of glaciomarine environments (Acharyya and Ray, 1977; Raichaudhari, 2002; Priya et al., 2019). Despite having global significance, this area has not been well studied due to poor exposure of its outcrop in hilly terrain. This is our first attempt to unravel the geological history of Rangit Pebble Slate Formation through the combined approaches of lithostratigraphy, petrography, and geochemistry. Additionally, we also documented the detailed lithofacies description of this Formation. The Rangit Pebble Slate Formation unconformably overlies the Proterozoic Buxa Formation (Gupta and Roy, 1981; Roy, 1973; Priya et al., 2019). The

*Yazışma/Correspondence: rajkumarpriya16@gmail.com

strata of the RPS Formation are scanty, folded and metamorphosed in some places and it was always considered to be equivalent to the Talchir Formation of Peninsular India. Many significant lithological features like diamictite, pebble- slate and coarser-medium sandstone facies with marine fossils occur at the base of the RPS Formation which suggests the influence of glaciomarine environment during sedimentation (Raichaudhari, 2002; Priya et al., 2019). The alternate beds of fine sandstone and olive-green shale at the top of the sequence indicate shallow marine transgressive deposition (Priya et al., 2019). The combined approach of both petrological and geochemical studies helped to effectively understand the tectonic setting, provenance history, weathering trends and paleoclimatic conditions of sediment deposition.

METHODS AND MATERIALS

Samples of sandstone and massive diamictite were collected from the study area for petrographic and geochemical study. Modal analysis of sandstone samples were completed with a Leica microscope (Leica DM-2700P) by using point counting methods to determine the quantitative mineralogical aspects. Geochemical analyses including major elements in sandstone samples were analyzed at Birbal Sahni Institute of Palaeosciences (BSIP), Lucknow, India. Major oxides (i.e. SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) were detected by X-Ray Fluorescence (PANalytical, Axios).

All the standard procedures were followed for sample preparation (Takahashi, 2015). The loss on ignition (LOI) was calculated by weight difference after ignition at 1000 °C. We studied the texture and major composition of sandstones using thin sections with optical microscopy while normalized major element oxides were used for the interpretation of tectonic setting, provenance, and paleoenvironment of sedimentation. The Chemical Index of Alteration (CIA) was also used as a tool for paleoclimatic reconstruction on the basis of chemical weathering.

GEOLOGICAL SETTING OF THE STUDY AREA

The present study area falls within the Rangit window zone in the Sikkim Lesser Himalaya which is comprised of mainly two lithostructural units, i.e. Daling and Gondwana Group (Ray and Neogi, 2011; GSI, 2012), given in Table 1. The Rangit Pebble Slate Formation stratigraphically belongs to the Lower Gondwana group and is considered equivalent to the Talchir Formation of Peninsular India. Gondwana group of rocks are only exposed within the Rangit window of Sikkim Lesser Himalaya, while the Daling group rocks are exposed within and outside the Rangit window (Figure 1).

Daling Group

The Daling Group can be classified into three major Formations viz. Gorubathan, Reyong, and Buxa Formations. The Gorubathan Formation consists of green slate, phyllite, and fine-grained cherty quartzite, while the Reyong Formation consists of quartzites, variegated slates, and phyllites. It also incorporates persistent bands of carbonates (GSI, 2012). The Buxa Formation occurs below the horizon of the Rangit Pebble Slate Formation as discontinuous patches and is well exposed near Tatopani and Mamley areas in South Sikkim. It is essentially comprised of dolostone, cherty quartzite, limestone, and variegated slate. Dolostone is characterized by the presence of laminated to massive grey to pink beds and stromatolites, filamentous and coccoidal cyanobacterial microfossils and algal mat facies which were assigned Lower to Middle Riphean (Neoproterozoic) age by previous workers (Ray, 1976; Acharyya, 1971; Tewari, 2011). Ray and Neogi (2011) mapped a new Formation, i.e. Phong La Formation around the Rangit window (RW) which is siliciclastic in composition and was assigned to the Buxa Formation (Figure 1).

Table 1. General stratigraphic sequence of Sikkim Lesser Himalaya (after Acharyya and Ray, 1977; GSI, 2012; Priya et al., 2019)

Era	Period	Formation	Lithology
PALAEOZOIC	Carboniferous-Permian	Damuda Formation	Fossiliferous sandstone, siltstone, shale, carbonaceous slate, coal
		Rangit pebble slate Formation	Diamictite, Pebble-slate, shale quartzite, siltstone, sandstone, dark claystones
PRECAMBRIAN	Proterozoic (Undifferentiated)	Buxa Formation	Dolomite, Stromatolite bearing limestone, cherty quartzite, variegated slate
		Reyong Formation	Green slate, phyllite, cherty quartzite
		Gorubathan Formation	Quartzite, variegated slate, phyllite
		Central crystalline gneiss complex (Kanchenjunga gneiss)	Banded migmatite, augen bearing biotite gneiss, mica schist, sillimnite granite gneiss

Gondwana Group

The youngest stratigraphic unit in the Sikkim-Lesser Himalaya consists of the Lower Gondwana Group. Further, the Lower Gondwana Group is distinctly subdivided into Upper and Lower sequences. The upper sequences of Lower Gondwana are designated as Damuda Formation, while the lower sequence is represented by the Rangit Pebble Slate Formation, as given in Figure 1. The Damuda Formation is mainly composed of sandstone, shale, and coal with Gondwana plant fossils (Gupta and Roy, 1981; Roy, 1973; Priya et al., 2019). Alternate bands of sandstone, carbonaceous shale and coal are well exposed along the Rangit River on the Jorethang- Reshi road. Coal seams are exposed discontinuously in a narrow strip of variable thickness around Namchi, Reshi and Jorethang areas. Carbonaceous shale and sandstone are occasionally dominated by plant fossils like *Glossopteris* and *Vertebraria* (GSI, 2012). The Lower Gondwana sequence is distinctly recognized by the Rangit Pebble Slate Formation which comprises a diamictite unit, sandstone, shale, dark grey micaceous slate, and

para conglomerate (GSI, 2012; Priya et al., 2019). The outcrops of the Rangit Pebble Slate Formation are scanty in nature and poorly exposed near Tatopani and along the Namchi-Wak-Sikkip road. The presence of Cryogenic diamictites and marine *Eurydesma* fauna in the lower unit of Gondwana Sikkim-Lesser Himalaya clearly indicates the influence of a glaciomarine environment during the Permo-Carboniferous Period (Acharyya and Ray, 1977; Priya et al., 2019).

LITHOFACIES OF RANGIT PEBBLE-SLATE FORMATION

Detailed lithofacies of the Rangit Pebble Slate Formation in the Lower Gondwana unit of Sikkim reveals three major facies associations, viz., diamictite-sandstone facies, sandstone-shale facies and siltstone-shale facies as shown in Figure 2a. The contacts between all three major facies are conformable. They are easily detectable and markable in outcrop sections. The massive conglomerate-sandstone facies are exposed near Tatopani and along with Namchi-Wak-Sikkip

road. The diamictite-sandstone facies is considered one of the important marker strata for the Permo-Carboniferous Lower Gondwana sequence and is equivalent to the Talchir Formation in the Indian Peninsular Gondwana (Priya et al. 2019). The massive diamictite-bearing facies are poorly sorted and composed of various sub-angular clasts of quartz, chert, dolomite and other lithic fragments with the matrix as shown in Figure 3a, b & c. We also recorded many large sized stromatolite boulders, dropstones, and pebble grains of slate, carbonate, and quartzite embedded in the consolidated diamictite beds, which infers cryogenic sedimentation as shown in Figure 3a, b & e). Dropstones are one of the most significant sedimentary structures which indicates glacial

environment of deposition in Figure 3b & e. The pebbly sandstone-siltstone-shale facies occurs just above the diamictite facies with erosional and gradational contact as shown in Figure 3c & d. It is mostly composed of coarser quartz grains which are moderately to well sorted, and sub-rounded to rounded in texture. The sandstone-shale lithofacies is mainly composed of massive and horizontally-stratified sandstone with interbedded shales as shown in Figure 3e & f. Fine sandstone is mostly arenitic in nature, while the interbedded layers of olive-green shale are slaty in nature. The alternating sequences of the above facies is designated as the Rangit Pebble Slate Formation as shown in Figure 2a. The complete litho-stratigraphic unit shows upward-fining sequences.

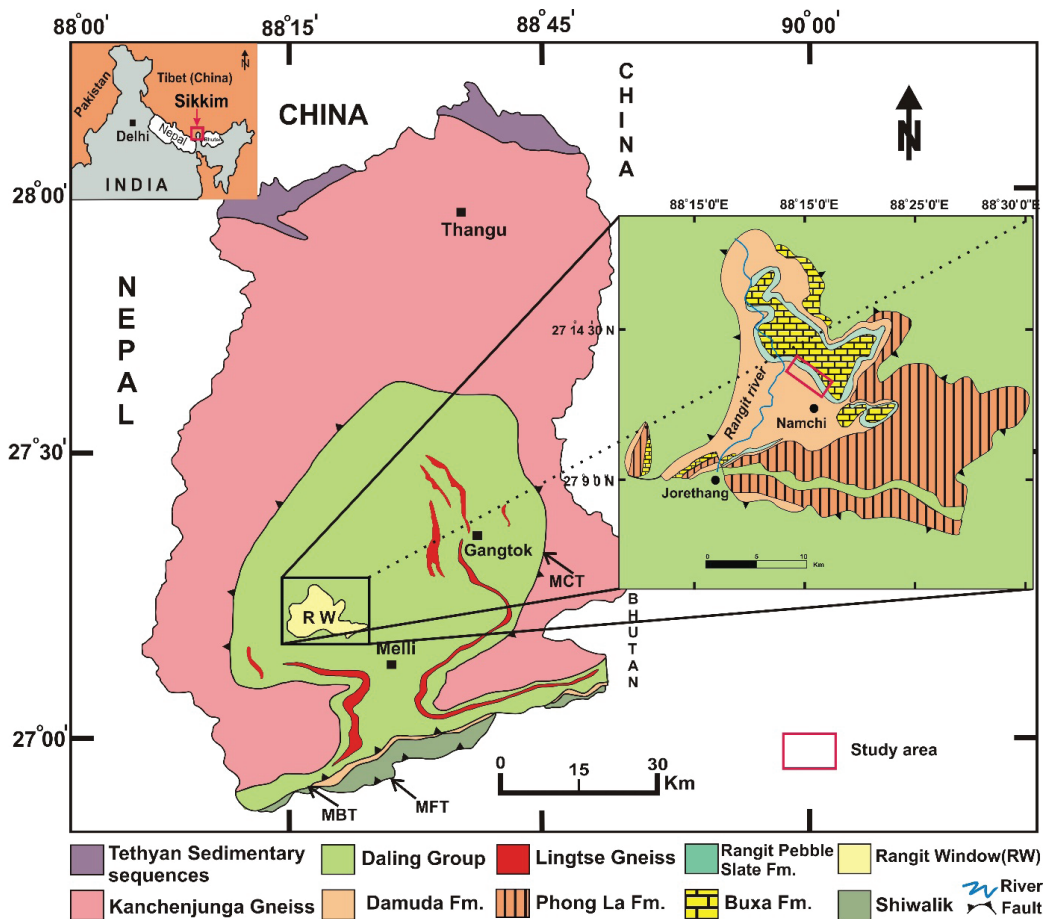


Figure 1. Geological map of Sikkim Himalaya and the study area (modified after Ray and Neogi, 2011; GSI, 2012; Chakarborty et al., 2016)

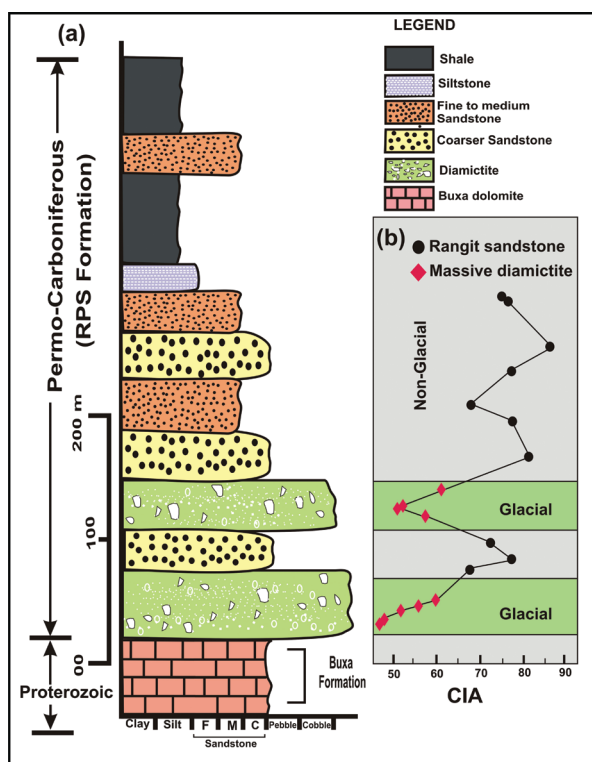


Figure 2. a) Lithostratigraphic section of the RPS Formation, Sikkim Lesser Himalaya. b) Chemical Index of Alteration (CIA) for massive diamictite (glacial) and sandstone (non-glacial).

PETROGRAPHIC STUDIES

The petrographic investigation of Permo-Carboniferous sandstone and massive diamictite from Lesser Himalaya of Sikkim shows wide variation in its texture and sorting. Thin section samples of Rangit massive diamictite and sandstone were made for petrographic analysis which include mineral composition, texture and other diagenetic features. The grains were identified in each thin section by the Dickinson point counting method and normalized into QFL percentages for modal analysis (Table 2). Further, the relationships between sandstone composition and tectonic setting were depicted on the QFL

ternary plot given by Dickinson and Suczek (1979) and Dickinson et al. (1983). Massive diamictite and sandstones from Rangit Pebble Slate Formation are predominantly composed of quartz grains with rounded to subrounded texture. Matrix-supported diamictite is mostly subangular to subrounded in texture. Monocrystalline quartz grains with undulose extinction, as shown in Figure 4a & b, are relatively more abundant (> 76%) than polycrystalline quartz in thin sections of RPS sandstone and massive diamictite. The subhedral grains of plagioclase with albite twinning and microcline as K-feldspar are prominently present in thin sections, as shown in Figure 4a, b, c & e. Other accessory minerals like muscovite, zircon, and lithic fragments were also observed in thin section as shown in Figure 4b, d & f, which are metamorphosed to some extent perhaps due to tectonic events. Fine sandstone of the RPS Formation is mineralogically mature and belongs to arenite sandstone. On triangular diagrams with end members of quartz (Q), feldspar (F) and lithic fragments (L), samples mainly plotted into three important fields, i.e. continental block, magmatic arc, and recycled orogeny as given in Figure 5b. RPS Formation massive diamictite and coarser sandstone samples are mainly enriched with monocrystalline quartz grains, undegraded feldspar grains and lithic fragments.

Unaltered feldspar grains in massive diamictite suggest cold environment of deposition. It is evident from the QFL plot that most of the sandstone samples fall in the field of quartz arenites, while massive diamictite samples occupied the field of subarkose and sublithic arenites as shown in Figure 5a. Tectonically, it falls in the fields of continental block and recycled orogen which indicates that these sediments may have been derived from stable plutonic craton and meta-sedimentary rocks as given in Figure 5b.



Figure 3. Field photographs of RPS Fm. stratigraphic section which depicts massive diamictite (a-c) with alternate beds of coarser-fine sandstone (d-e) and shale (f), Sikkim Lesser Himalaya, NE, India.

GEOCHEMISTRY OF RANGIT PEBBLE SLATE FORMATION SANDSTONE

The geochemical characteristics of sedimentary rock are one of the useful tools in determining the depositional setting and its associated provenance. It does not only help us to understand its whole

geological history but also provides deep insight into the source of sediments, tectonic setting, and paleoclimate of sedimentation in detail. Major elements in rocks play a vital role to decipher the composition, tectonic setting and provenance of any sedimentary basin (Bhatia, 1983).

Table 2. Chemical composition (Major Oxide) of RPS Formation sandstone (Rsd 1-10) and massive diamictite (RMD11-18); Sikkim lower Lesser Himalaya, NE, India.

Samples	Rsd1	Rsd2	Rsd3	Rsd4	Rsd5	Rsd6	Rsd7	Rsd8	Rsd9	Rsd10	Rsd11	Rsd12	Rsd13	Rsd14	Rsd15	Rsd16	Rsd17	Rsd18	
Major Oxide (wt%)																			
SiO ₂	81.39	83.13	88.17	81.21	86.61	82.67	90.06	82.97	85.12	79.98	78.17	73.21	76.61	74.67	76.06	74.97	75.12	77.98	
Al ₂ O ₃	9.37	11.01	7.34	12.03	10.01	10.12	6.18	9.07	10.08	9.06	6.14	5.16	6.01	4.82	6.58	6.07	7.08	4.31	
TiO ₂	0.34	0.41	0.25	0.44	0.36	0.33	0.21	0.51	0.48	0.41	0.23	0.27	0.13	0.2	0.31	0.16	0.11	0.19	
Fe ₂ O ₃	1.23	1.21	0.88	0.82	0.53	1.12	0.39	0.87	0.72	1.32	0.76	0.68	0.72	0.46	0.41	0.74	0.41	0.69	
MnO	0.07	0.05	0.04	0.075	0.05	0.055	0.08	0.07	0.06	0.058	0.04	0.06	0.05	0.01	0.03	0.025	0.04	0.02	
MgO	0.31	0.45	0.69	0.71	0.51	0.75	0.42	0.58	0.58	0.67	0.75	0.67	0.41	0.82	0.24	0.76	0.38	0.24	
CaO	0.21	0.14	0.17	0.19	0.12	0.27	0.13	0.18	0.19	0.35	0.21	0.15	0.16	0.29	0.14	0.18	0.17	0.27	
Na ₂ O	0.41	0.21	0.34	0.23	0.21	0.32	0.31	0.53	0.39	0.71	0.89	0.58	0.96	0.73	0.98	0.91	0.33	0.27	
K ₂ O	2.31	1.59	2.02	1.09	1.17	1.41	1.86	1.93	2.01	2.87	3.02	2.89	1.89	3.16	1.99	1.83	3.69	0.54	
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.04	0.09	0.11	0.14	0.06	0.19	0.12	0.58	0.11	0.04	0.12	0.43	0.86	0.06	0.19	2.71	
LOI	4.82	3.32	0.45	3.82	0.76	3.19	0.91	2.89	1.11	4.81	9.86	15.95	12.96	14.76	13.97	13.97	13.19	0.12	
Total	100.5	101.6	100.3	100.7	100.44	100.3	100.61	99.79	100.8	100.8	100.1	99.66	100.02	100.3	100.7	99.68	100.7	100.18	
K ₂ O/Na ₂ O	5.63	7.57	5.94	4.74	5.57	4.41	6.00	3.64	5.15	4.04	3.39	4.98	1.97	4.33	2.03	2.01	11.18	5.02	
Fe ₂ O ₃ +MgO	1.54	1.66	1.57	1.53	1.04	1.87	0.81	1.45	1.30	1.99	1.51	1.35	1.13	1.28	0.65	1.50	0.79	0.93	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.115	0.132	0.08	0.148	0.116	0.122	0.069	0.109	0.12	0.11	0.079	0.070	0.078	0.065	0.087	0.081	0.094	0.06	
Al ₂ O ₃ ⁺ K ₂ O+Na ₂ O	12.09	12.81	9.70	13.35	11.39	11.85	8.35	11.53	12.48	12.64	10.05	8.63	8.86	8.71	9.55	8.81	11.10	7.56	
CIA	72.	83	71	86	85	80	69	73	76	65	55	54	61	48	62	61	65	47	
Q (%)	76.78	82.13	85.13	72.06	78.23	81.63	82.75	78.42	82.38	91.01	89.13	86.22	84.16	88.03	75.82	87.04	92.01	85.14	
F (%)	12.76	13.08	9.66	19.53	12.08	8.71	12.13	11.45	9.21	5.78	7.29	8.14	5.12	6.14	13.45	9.13	5.86	7.85	
L (%)	10.46	4.79	5.21	8.41	9.69	9.66	5.12	10.13	8.41	3.21	3.58	5.64	10.72	5.83	10.73	3.83	2.13	7.01	

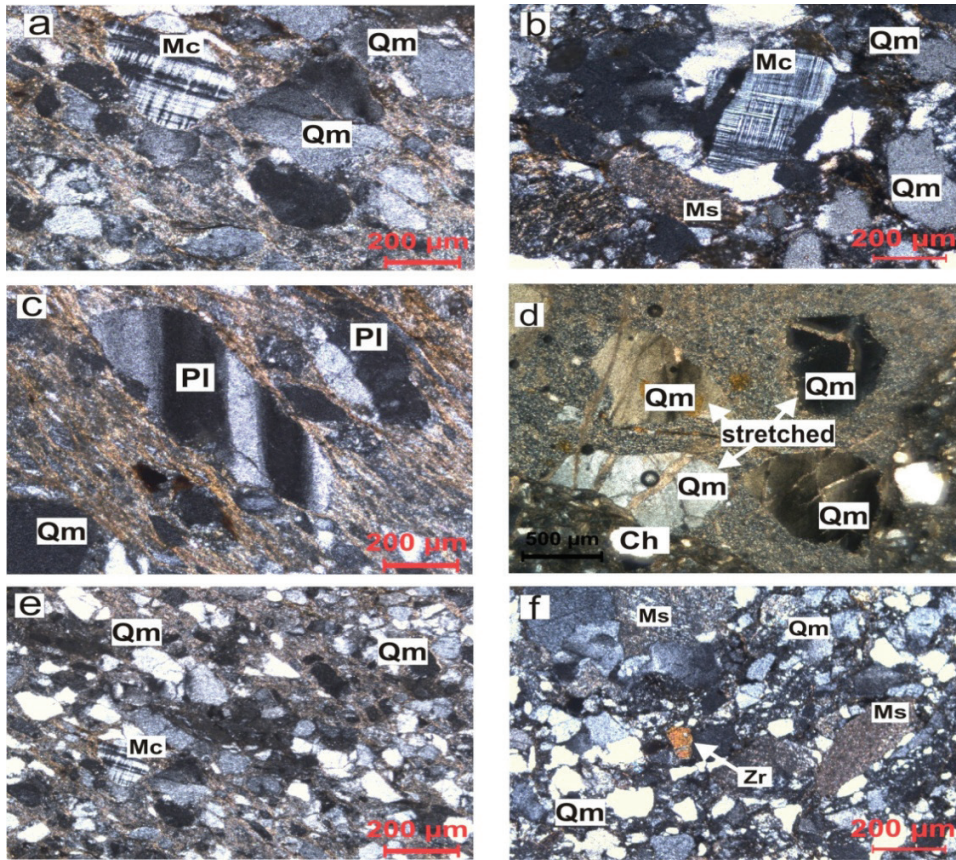


Figure 4. Photomicrograph of the RPS Fm. diamictite (a-d) and sandstone (e-f), Sikkim Lesser Himalaya. (a-d) show monocrystalline quartz grains (Qm) with subangular to subrounded texture with sedimentary fragment such as microcline (Mc), chert (Ch), muscovite (Ms) and plagioclase (Pl) embedded in a matrix. (d-e) show the dominance of quartz grains (Qm) with the presence of muscovite (Ms), microcline (Mc) and zircon (Zr) in fine-grained sandstone.

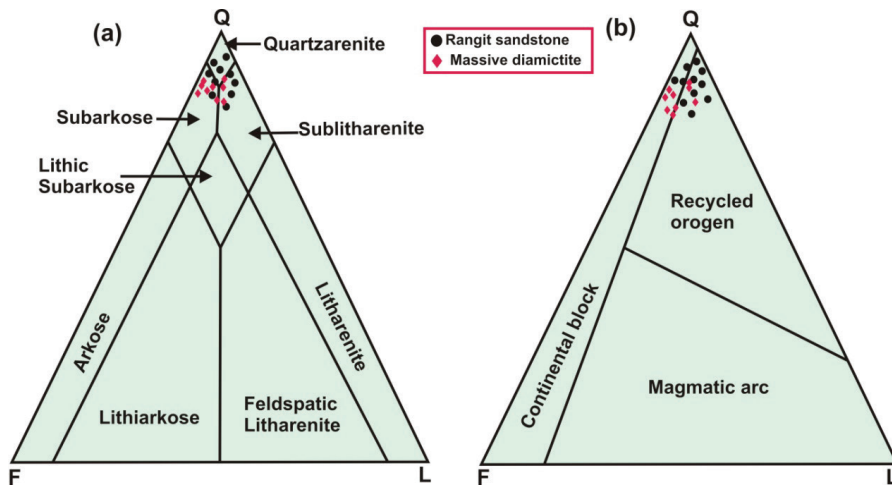


Figure 5. (a) Classification of RPS Formation sandstones and massive diamictite on the basis of QFL (Q- quartz, F- feldspar, L- lithic fragments). (b) Triangular QFL plot showing provenance fields for the RPS sandstone and massive diamictite (Dickinson and Suczek, 1979).

Rangit Pebble Slate Formation is composed of coarser to fine sandstone in the lithostratigraphy which is enriched with quartz grains. Geochemically, all studied samples were enriched in SiO_2 content, which ranges from 73.21-90.06 percent by weight (Table 2) Compositional variation in the major elemental oxides in the RPS

sandstone are represented on Harker diagrams as shown in Figure 6 which basically plots major oxides against SiO_2 . The negative correlation between SiO_2 and other major oxides (i.e. CaO , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , and Fe_2O_3) confirms the enrichment of quartz in all samples.

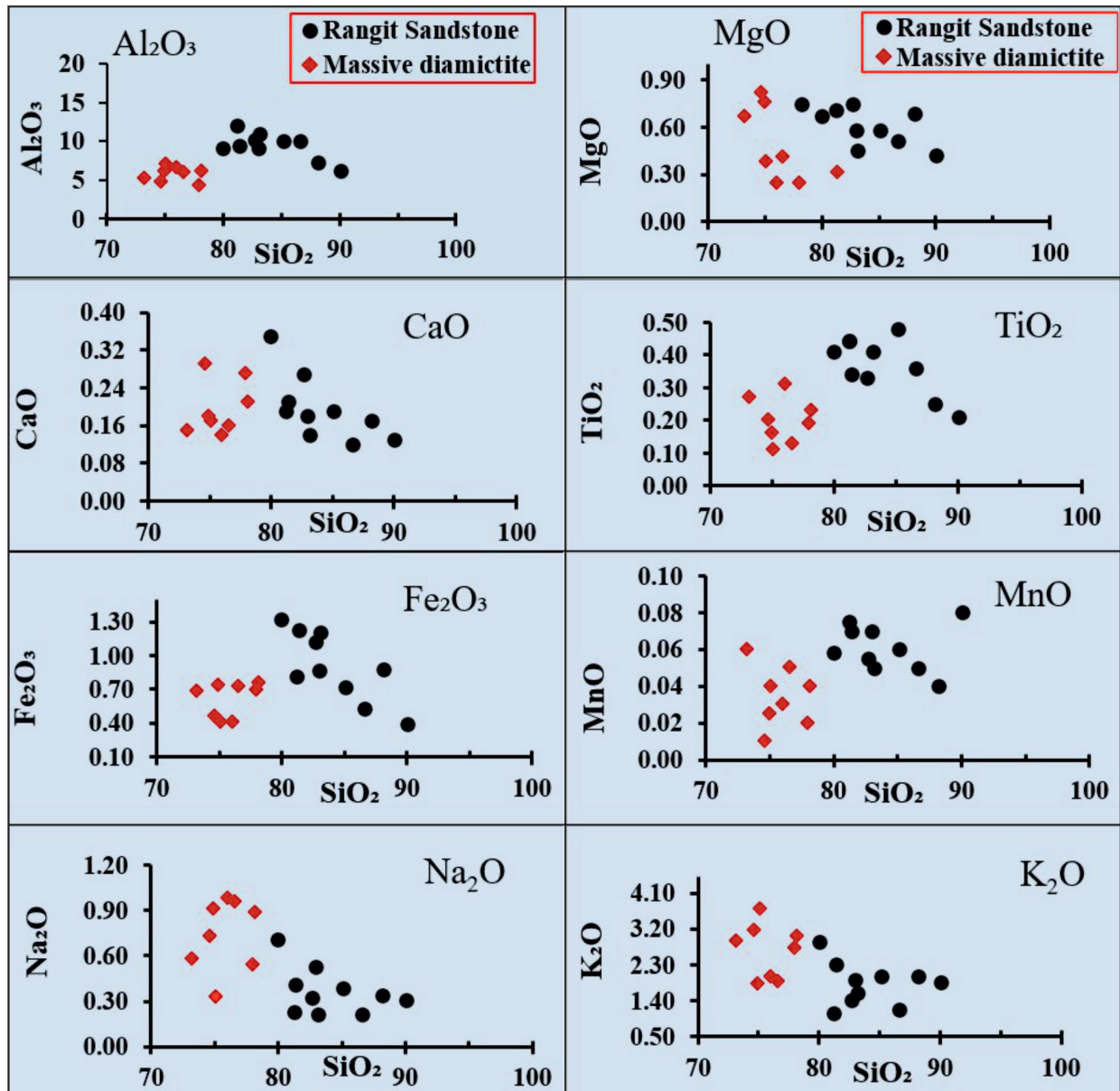


Figure 6. Binary Harker variation diagrams for RPS Formation sandstone and massive diamictite of Sikkim Lesser Himalaya, NE, India.

It is well known that the concentration of feldspar in sedimentary rock is mainly controlled by Ca, Na and K elements (Bhatia, 1983). The depletion trend of K_2O , CaO , and Na_2O infers the depletion of feldspar mineral (Crook, 1974; Bhatia, 1983; Dabard 1990). The samples from the RPS Fm. sandstone displayed strong depletion of K_2O and Na_2O which may be due to lower concentrations of feldspar remaining in the deposited sediment after intense weathering during transportation.

The values of K_2O and Na_2O in massive diamictite are relatively higher than sandstone which might be a consequence of undegraded feldspar grains in cold environment remaining unaltered in the sample, as given in Table 2. The elemental oxides of Na_2O showed greater depletion relative to K_2O in all samples, which implies the dominance of K-feldspar over plagioclase feldspar. The presence of aluminum silicate minerals like muscovite is significantly reflected through higher values of Al_2O_3 and Fe_2O_3 in all studied samples.

PROVENANCE AND TECTONIC SETTING

Geochemical discrimination is the most reliable and successful tool for determining provenance and tectonic setting. A number of plots have been used to describe different types of tectonic settings and provenance. For this study, plots (Bhatia and Crook, 1986; Roser and Korsch, 1986) were chosen to classify distinct tectonic setting and provenance. The plot given by Bhatia and Crook (1986) of major elemental oxides ($K_2O - Na_2O$) was used to calculate the richness of quartz in the studied samples which indicates their derivation from quartz-rich provenance as shown in Figure 7. A geochemical model produced by Roser and Korsch (1986) were used to distinguish different tectonic areas/settings, i.e. active continental margin (ACM), oceanic island arc margin (ARC) and passive margin (PM), which is based on K_2O/Na_2O ratio and SiO_2 content. The maximum number of the studied samples falls under the

boundary of passive margin (PM) as shown in Figure 8. This tectonic characterization strongly suggests that all studied sediments in the RPS Formation were accumulated and deposited on a passive margin.

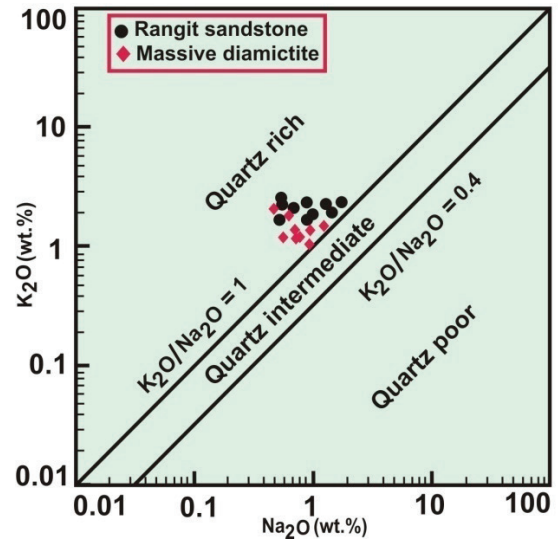


Figure 7. Plot of $K_2O - Na_2O$ to analyze the abundances of quartz in the studied samples from the RPS Fm. sandstone and massive diamictite (after Bhatia and Crook, 1986)

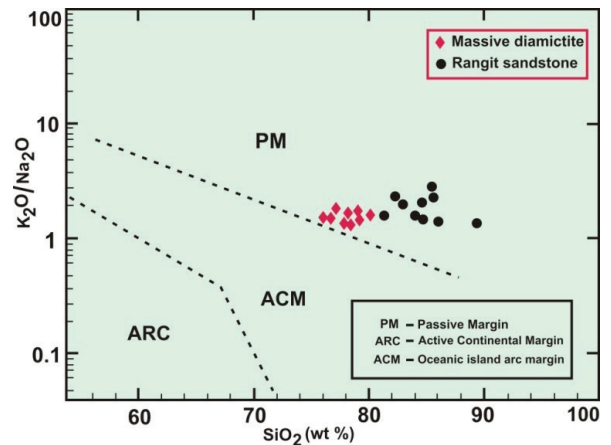


Figure 8: Plot of tectonic discrimination for RPS Fm. (Roser & Korsch 1986).

WEATHERING AND PALEOCLIMATE

Weathering trends and paleoclimate proxies provide clues to unravel the composition and paleoclimatic conditions of the parent source

rock and depositional environment. The Chemical Index of Alteration (CIA), A-CN-K plot and SiO_2 vs. $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ plot were used to depict the intensity of weathering and paleoclimate environment. An equation formulated by Nesbitt and Young (1982) allows calculation of the intensity of weathering as follows: $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$

In the formula, the major oxides of an element (Al_2O_3 , Na_2O and K_2O) are expressed in molar proportions, while the remaining content of CaO^* is incorporated into the silicate fraction of samples (McLennan et al., 1993). The CIA value was widely applied for both glacial deposits (Condie et al., 2001; Scheffler et al., 2003; Dobrzinski et al., 2004) and non-glacial deposits (Aristizabal et al., 2005; Kahmann et al., 2008). The index value of the CIA is combined with alternate diamictite and sandstone facies to display and reconstruct the variation in the paleoclimatic conditions during sedimentation as shown in Figure 2b. The CIA value of the studied RPS Fm. Sandstone, as given in Table 2, ranges from 71 to 86 which infers low to moderate chemical weathering while the Rangit massive diamictite has values of 47 to 65 which reflects lowest chemical weathering due to cold and semi-humid conditions. Alternately, the A-CN-K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) triangular plot given by Nesbitt and Young (1982) was also used to demonstrate the variable intensity of chemical weathering as shown in Figure 9.

The samples of RPS Fm. diamictite plotted close to K-feldspar and illite-muscovite minerals which suggests low grade weathering due to glacial environment. Mostly sandstone samples plotted along the $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^*$ (A) and Na_2O (K) line as shown in Figure 9, indicating the derivation of K and Ca minerals from feldspar due to progressive weathering of meta-sedimentary and granite-like source rocks. Further, a plot between elemental oxides of SiO_2 and $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ provides a unique way to depict and discriminate paleoclimate environment of deposition (Suttner and Dutta 1986). The studied diamictite samples

fall in the area of humid climatic conditions, while sandstones occupied a semi-humid area as shown in Figure 10. Therefore, CIA values and SiO_2 vs. $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ plots clearly suggest and indicate that the massive diamictite of the RPS formation were deposited in a glacial environment, whereas the upper RPS sandstone was accumulated under semi-humid conditions.

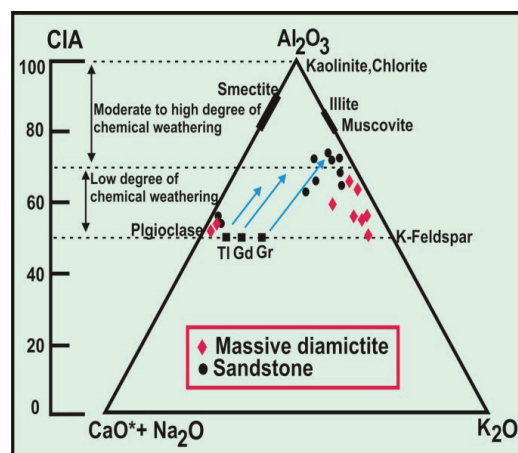


Figure 9. A-CN-K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) ternary plot of Permo-Carboniferous RPS sandstone and massive diamictite associated with chemical index of alteration (CIA). Squares symbolize the average composition of granite (Gr), tonalite (Tl) and granodiorite (Gd) with other minerals (after Nesbitt and Young, 1982)

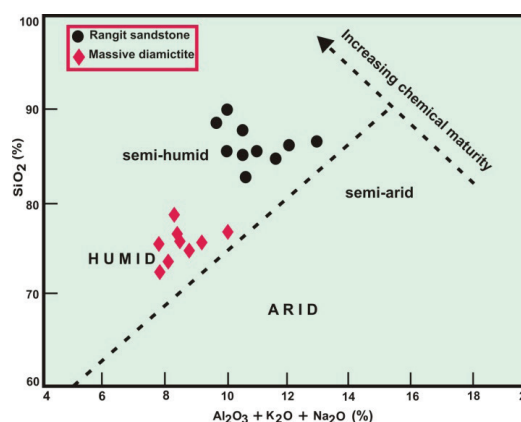


Figure 10. SiO_2 versus $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ paleoclimate discrimination diagram of Permo-Carboniferous RPS Fm sandstones and massive diamictite from Sikkim Lesser Himalaya (after Suttner and Dutta 1986).

DISCUSSION

The extra-peninsular Gondwana sequence of Sikkim Lesser Himalaya is considered in terms of its tectonic setting, provenance and paleoclimate study. The Gondwana sequence of Sikkim Lesser Himalaya is highly disturbed due to folding and thrusting episodes during the Himalayan Orogeny. As a result of collision of the Indian Plate and Eurasian Plate around 50 million years ago, the major tectonic events also disturbed the Sikkim Lesser Himalayan Daling and Gondwana Group of sediments exposed in the Rangit window. The integrated lithological, petrological, and geochemical approaches were used for evaluation of the Rangit Pebble Slate Formation of Sikkim Lesser Himalaya. Lithological associations of these peri-Gondwana sequences from Sikkim Lesser Himalaya include the diamictite facies at the base and the alternate sandstone-shale facies at the top of the sequence. The lowermost bed of the RPS Fm. is characteristically recognized by boulder beds and diamictite facies which suggests a glacial environment of deposition, while the upper beds of alternate sandstone and shale are considered to be the consequence of marine transgression. The undecomposed and unaltered mineral grains like quartz, feldspar, muscovite, zircon and other lithic fragments are predominantly observed in thin sections of massive diamictite, while the depletion of feldspar and enrichment of quartz grains show the mineralogical maturity of RPS Fm. sandstone in the upper part of the lithological sequence. Harker's variation diagram shows the dominance of SiO_2 against various oxides in all studied samples in Figure 6. The concentration of SiO_2 in massive diamictite and fine sandstone is moderate to high. The ternary QFL diagram, as shown in Figure 5, verified the composition and provenance of all studied samples, i.e. quartz-rich. The plot of major elements K_2O vs. Na_2O as shown in Figure 7 quantifies the richness of quartz in all studied samples indicating that these sediments were derived from quartz-rich provenance. The tectonic discrimination diagram between $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Vs SiO_2 shown in Figure 8 infers the area of a passive

margin. CIA values and SiO_2 vs. $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ plots as shown in Figure 2 (b) & 10 for the RPS Fm. suggests a glacial marine environment of deposition under humid to semi-humid climatic conditions.

CONCLUSION

The presently studied litho-facies sequence is composed of cryogenic sediments (diamictites) that are well preserved in the Sikkim Lesser Himalaya, NE India. The Rangit Pebble Slate Formation of the Himalayan Gondwana is equivalent to the Talchir Formation in the Peninsular Gondwana (Priya et al., 2019). The facies architecture within the studied area manifests upward fining and deepening trends with increasing thickness of shale and alternate silt-mudstone facies. Overall, the Gondwana sequences of Sikkim Lesser Himalaya (Extra-peninsular India) shows the similarity with Peninsular Indian Gondwana sequences in the pattern of sedimentation, depositional environment, and regional sources. The petrological and geochemical analysis of all studied samples shows close affinities with other peninsular Gondwana basins in terms of tectonic setting and provenance, i.e. passive tectonic setting and granitic source. This inference is further confirmed by different discrimination diagrams and/or plots of provenance and tectonic setting. In the Lesser Himalayan sequences of Kashmir, Himachal Pradesh, Arunachal Pradesh and Sikkim, Gondwana sedimentary deposits also have identical depositional environmental conditions (Raichaudhari, 2002; Rashid and Ganai, 2015; Priya et al., 2019; Mahanta et al., 2020). The combined results of both petrography and geochemistry (major oxides) indicates the felsic source might be derived from high-grade metamorphic rocks and plutonic igneous rock. The Chhtonagpur Granite Gneiss Complex (CGGC) and Shillong Plateau Gneissic Complex of the Indian shield lying to the southwest and east of Sikkim-Darjeeling Gondwana basin are composed of high grade migmatitic gneiss, khondalite,

quartzite, and basic igneous rock (Mukherjee et al., 2019). The massive diamictite and sandstone of Rangit Pebble Slate Formation may have been derived from the Precambrian shields of Chhotanagpur or Proterozoic Himalayan granite, Shillong Plateau Gneissic Complex and quartzose sedimentary rocks which are virtually adjacent to the Rangit basement. The diamictite facies, dropstones, marine fossils and CIA values clearly indicate a glacial environment of deposition, while the upper sequences may be consequences of marine transgression. This study particularly helps to join the dots in the lines of the paleogeographic map of late Paleozoic glaciations and paleo-Tethys realm during the Permo-Carboniferous period in Gondwanaland.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors are thankful to the Head of Department, Sikkim University for his constant support and provision of infrastructural facilities. We are also sincerely thankful to the Director of Birbal Sahni Institute of Palaeosciences, Lucknow, India for providing geochemical laboratory facilities. The authors also thank Dr. Nischal Wanjari for his advice and constructive suggestions for improving an earlier draft of this manuscript. We would also like to acknowledge the Forest department, Govt. of Sikkim for their permission to carry out the fieldwork in South Sikkim. R.K. Priya is grateful to Sikkim University for providing him with a Research Fellowship.

ORCID

Raj Kumar Priya  <https://orcid.org/0000-0003-0918-8663>

Vinod Chandra Tewari  <https://orcid.org/0000-0003-3392-1298>

Rakesh Kumar Ranjan  <https://orcid.org/0000-0001-8745-3923>

REFERENCES

- Acharyya, S.K. (1971). Rangit Pebble-Slate A New Formation from Darjeeling Foothills. *Indian Minerals, Geological Survey of India*, 25(1), 60-64.
- Acharyya, S.K., Ray, K.K. (1977). *Geology of the Darjeeling-Sikkim Himalaya, guide to excursion No.4*. 4th International Gondwana Symposium, India. 23 pp.
- Aristizabal, E., Roser, B. & Yokota, S. 2005. Tropical chemical weathering of hillslope deposits and bedrock source in the Aburra' Valley, northern Colombian Andes. *Engineering Geology*, 81, 389-406.
- Bhatia M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), 611-627.
- Bhatia M.R. & Crook K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Chakraborty, S., Anczkiewicz, R., Gaidies, F., Rubatto, D., Sorcar, N., Faak, K., Mukhopadhyay, D.K., Dasgupta, S. (2016). A review of thermal history and timescales of tectonometamorphic processes in Sikkim Himalaya (NE India) and implications for rates of metamorphic processes. *Journal of Metamorphic Geology* 34, 785-803. <https://doi.org/10.1111/jmg.12200>
- Condie, K.C., Marais, D.J.D., Abbott, D. (2001). Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes and paleoclimates. *Precambrian Research*, 106(3-4), 239-260. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00097-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00097-8)
- Crook, K.A.W. (1974). Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flyscharenites (graywackes), In: R.H. Dott, & R.H. Shaver, (Eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation* (pp304-310). SEPM Special Publication, V.:1 <https://doi.org/10.2110/pec.74.19.0304>
- Dabard, M.P. (1990). Lower Brioverian formations (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): Geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry. *Sedimentary Geology* 69(1-2), 45-58. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90100-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90100-8)
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A. 1979: Plate tectonics and sandstone compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12), 2164-2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>

- Dickinson, W.R., Beard L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bulletin*, 94(2), 222-235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222: PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222: PONAPS>2.0.CO;2)
- Dobrzinski, N., Bahlburg, H., Strauss, H. & Zhang, Q.R. (2004). Geochemical climate proxies applied to the Neoproterozoic glacial succession on the Yangtze Platform, South China. In: G. Jenkins, M. McMenamin, C.P. McKay & L. Sohl (Eds), *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry and Climate* (pp. 13-32). American Geophysical Union Monograph Series, 146.
- Geological Survey of India (GSI), (2012). *Geology and mineral resources of the state of India*. (Miscellaneous Publication No.30, Part-19), Sikkim, 19-21.
- Gupta, S.S & Roy, S.S. (1981). Pebble-Slates in parts of eastern Himalaya-evidence for Pre-Gondwana deformation in Himalayan rocks. *Journal Geological Society of India*, 122, 346-350.
- Kahmann, J. A., Seaman, J. III & Driese, S.G. (2008). Evaluating trace elements as paleoclimate indicators: multivariate statistical analysis of Late Mississippian Pennington Formation paleosols, Kentucky, U.S.A. *Journal of Geology*, 116(3) 254-268.
- Mahanta, Bashab N., Syngai, B.R., Sarmah, R.K. Goswami, T. K. & Kumar, A. (2020). Geochemical signatures of Lower Gondwana sandstones of eastern Arunachal Himalayas, India: Implications for tectonic setting, provenance and degree of weathering. *Russian Journal of Earth Sciences*, 20 (2), Article ES2003. <https://doi.org/10.2205/2020ES000698>
- McLennan, S.M., Hemming S., McDaniel, D.K. & Hanson, G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: M.J. Johnsson & A. Basu (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments* (21-40). Geological Society of America, Spec. Paper, 284. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Mukherjee, S., Dey, A., Snyal, S. & Sengupta, P. (2019). Proterozoic Crustal Evolution of the Chotanagpur Granite Gneissic Complex, Jharkhand-Bihar-West Bengal, India: Current Status and Future Prospect. In: S. Mukherjee (Ed), *Tectonics and Structural Geology: Indian Context*. Springer Geology.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Priya, R.K., Tewari V.C. & Ranjan, R.K. (2019): Permian Tethyan transgression in Sikkim-Darjeeling Himalaya with special reference to the Paleoclimatic event. *Bulletin of Nepal Geological Society*, (36), 233-240.
- Raichaudhri, A.K, (2002). Study of marine mega-invertebrates of the Permian rocks of Darjeeling-Sikkim Himalaya. *Rec., Geol. Surv. India, E.R, 133(3)*, 25-26.
- Rashid, S.A. & Ganai, J.A. (2015). Preservation of glacial and interglacial phases in Tethys Himalaya: evidence from geochemistry and petrography of Permo-Carboniferous sandstones from the Spiti region, Himachal Pradesh, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 9345-9363. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1877-5>
- Ray, S.K. & Neogi, S. (2011). Extent and analogues of the Rangit window in the Sikkim Himalaya. *Indian Journal of Geosciences* 65 (4), 275-286.
- Roser, B.P. & Korsch, R.J. 1986: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology* 94(5), 635-650. <https://doi.org/10.1086/629071>
- Roy, S.S. (1973). Gondwana Pebble Slate in the Rangit valley tectonic window, Darjeeling Himalayas and its significance. *Journal of Geological Society of India*, 14(1), 31-39.
- Scheffler, K., Hoernes, S. & Schwark, L. (2003). Global changes during carboniferous-Permian glaciation of Gondwana: linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. *Geology*, 31(7), 605-608. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0605:GCDCGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0605:GCDCGO>2.0.CO;2)
- Sutner, L.J. & Dutta, P.K. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Research* 56(3), 329-345. <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Takahashi, G. (2015). Sample preparation for X-ray fluorescence analysis III. Pressed and loose powder methods. *Rigaku Journal*, 31(1), 26-30.
- Tewari, V.C. (2011). Stromatolites, organic walled microorganisms, Laser Raman Spectroscopy and Confocal Laser Scanning Microscopy of the Meso-Neoproterozoic Buxa Formation, Ranjit Window, Sikkim Lesser Himalaya, NE India. In: V.C. Tewari & J. Seckbach (Eds.), *Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments, Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology*, 18 (pp. 495- 524), Springer Science Business B.V. 2011.



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

AMAÇ ve KAPSAM

Türkiye Jeoloji Bülteni (*Türkiye Jeol. Bül.*) 1947 yılından beri yayınlanan, Türkiye'nin en eski ve en çok tanınan dergilerinden biridir. Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO) tarafından yılda üç sayı olarak yayınlanmaktadır. Dergi mühendislik jeolojisi dışındaki yerbilimleri konularında yayın kabul etmektedir. Bilhassa jeoloji, tektonik, yapısal jeoloji, jeokronoloji, jeokimya, sedimantoloji, biyostratigrafi, paleontoloji, mineraloji, magmatik ve metamorfik petroloji, maden yatakları, jeofizik, jeomorfoloji yanı sıra Çevre ve Kent Jeolojisi ile Ekonomik Jeoloji öncelikli konulardır. Bu konularda güncel bilim düzeyinde hem Türkçe hem de İngilizce dillerinde yayın kabul edilmektedir. Yayınlar da öncelik Türkiye ve çevresi, Doğu Akdeniz, Orta Doğu, Balkanlar, Karadeniz ve Hazar Denizi çevresi olmakla birlikte Dünya'nın diğer tüm kritik bölgelerinde yapılan düzeyli yayınlara da açıktır. Bu kapsamda yapılan araştırmaların bilimsel düzeyi yüksek sonuçlarını içeren makaleler hiçbir ücret almadan yayınlanmaktadır. Açık erişimli bir dergidir. Derginin hedef okuyucu kitlesi bu konu ve kapsamla ilgili tüm yerbilimcilerdir. Dergide daha çok orijinal araştırma makaleleri ve daha az sayıda derleme ve diğer bilimsel nitelikli yayınlara yer verilmektedir. Türkiye Jeoloji Kongresi ve diğer Ulusal ve uluslararası toplantıların seçilen oturumları, hakemli yayın işlemlerinden sonra özel sayı(lar)da yayınlanabilmektedir.

YAZILARIN HAZIRLANMASI

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

MAKALE SUNUM SÜRECİ ve ETİK BİLDİRİMİ

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.

YAZIM KURALLARI

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 konusunu yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLECEK BELGELER (KAYNAKLAR BÖLÜMÜ)

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır.

A. Süreli yayınlar:

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

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

B. Bildiriler:

- Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editör(ler) varsa, Basımevi, Cilt/ Sayı No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa) Düzenlendiği Yerin Adı, sayfa numaraları.
- Ünal, E., Özkan, İ., Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 – Rock Characterization, Chester, UK., 14-17 September 1992, J. A. Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

C. Kitaplar:

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

D. Kitapta Bölüm ise:

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

E. Raporlar ve Tezler:

- Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa), Doktora veya Yüksek Lisans tezi, sayfa sayısı, (yayımlanıp yayımlanmadığı).
- Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji rezerv ön raporu. MTA Derleme No: 6234, 17 s., (yayımlanmamış).
- Sönmez, H., 1996. TKİ. ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 99 s., (yayımlanmamış).

F. Kişisel Görüşme:

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

G. İnternette İndirilen Bilgiler:

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

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

Eşitlikler ve Formüller

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

Burada; makaslama dayanımı, c kohezyon, normal gerilme ve içsel sürtünme açısıdır". Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; σ_1 , σ_2). Karekök işareti yerine

parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; $c_{mass}=s0.5$). Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; $y=5*10-3$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} 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 düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c:tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya yazılarak "Şekiller Dizini" başlığıyla verilmeli, ayrıca "Şekil 1" olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15,8 cm (Genişlik) x 22,5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Özellikle haritalar, arazi ile ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a,b,c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller levha olarak değerlendirilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem de İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

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

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ EDİTÖRÜ

Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-2130

e-posta: eyigitbas@comu.edu.tr

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

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

PROVA BASKILAR

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

TELİF HAKLARI

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

ETİK İLKELER VE YAYIN POLİTİKASI

Türkiye Jeoloji Bülteni (*Türkiye Jeol. Bül.*) yayıncı ve kullanıcıları (Baş Editör, editörler, alan editörleri, yazarlar, hakemler, okuyucular vb.) Yayın Etiği Komitesi (COPE) tarafından belirlenen etik kurallara ve sorumluluklara uymalıdır.

Dergi Politikası:

Açık Erişim Politikası: *Türkiye Jeol. Bül.* hakemli bir dergidir. Basılı ve elektronik ortamda çevrimiçi yayın yapmakta olup açık erişim sistemine sahiptir. Dergi sayıları Ocak, Nisan ve Ağustos aylarında yılda üç kez yayınlanır. Yayın süreçlerinde, bilimsel yöntemle özgürce ve yansız biçimde üretilen bilginin paylaşılması gözetilir. Makale değerlendirme sürecinde kör hakemlik sistemi uygulanır. *Türkiye Jeol. Bül.*'nin 1947 yılından itibaren yayınlanan tüm sayıları gerek yayıncı kuruluş olan Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO) tarafından basılı ve elektronik versiyonları ve TUBİTAK - DergiPark tarafından ise elektronik versiyonları arşivlenmektedir.

Ücret Politikası: *Türkiye Jeol. Bül.*'nin yayıncı kuruluşu JMO'dır. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.* derginin basılı ve elektronik versiyonları için herhangi bir ücret ya da abonelik bedeli, yazarlar için ise yayın ücreti ya da benzeri bir ödeme talep etmez.

Telif Hakkı Devri: JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*, yayımlanacak makalelerin telif haklarının alınması için yazarlardan yazılı onay alır. İlgili yazar, dergiye sunulan makalenin yazarı/sahibi olduğunu ve kendisi ve diğer yazar(lar) adına telif hakkını JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*'ne devreder. **Telif Hakkı Devri Formu**'nun doldurulması, makale sunumu esnasında dergi sistemine yüklenmesi zorunludur. Sorumlu yazar, gönderilen bu makalenin başka bir yerde benzer bir formda yayınlanmadığını, makalenin orijinal olduğunu ve yayınlanmak üzere başka bir yere gönderilmeyeceğini garanti etmelidir. Sunulan makalenin tüm yazarları, yazının tüm haklarını ve tüm telif haklarını imzalayarak JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*'ne devretmelidir. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*'nin, ilgili makalenin tamamını veya bir kısmını dersler/ders notları, raporlar ve ders kitapları/basılı kitaplar gibi gelecekteki eserlerinde herhangi bir ödeme yapmadan kullanma hakkı ve ilgili makalenin kendi kullanımı için kopyasını alma hakkı vardır. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*; ticari amaçlar dışında patent hakları gibi telif hakkı dışındaki tüm haklarını saklı tutar.

Makale sunumu: *Türkiye Jeol. Bült.*'ne değerlendirilmek üzere makale gönderecek yazar(lar), öncelikle DergiPark'a üye olmak zorundadır. Sorumlu yazar çalışmalarını (orijinal makale, derleme, vb) *Türkiye Jeol. Bült.*'ne Dergipark sistemi üzerinden göndermelidir.

İntihal Politikası: Makaleden sorumlu yazarın dergiye yeni makale gönderimi için "iThenticate İntihal Tespit Yazılımı" veya "Turnitin" veya eşdeğeri bir intihal programı kullanarak benzerlik raporu yanı sıra, imzalanan "**Telif Hakkı Devri Formu**" ve "**Etik Bildirim Formu**"nu DergiPark sistemine yüklemesi gerekmektedir. Gönderilen makalenin benzerlik endeksi oranı, referans listesi hariç, % 20'nin altında olmalıdır.

Yazar Katkısı Beyanı ve Çıkar Çatışması/Çakışması Beyanı: Makale yazarlarının her biri makaleye önemli bilimsel katkıda bulunmuş olması gerektiğinden her yazarın eşit etik sorumluluk taşıdığı kabul edilir. Makalenin tüm yazarları, hatalı durumlarda geri çekme veya düzeltme yapmakla yükümlüdür.

Yazarlar, yazılarını sisteme yükleme aşamasında gerek benzer konularda araştırma yapan diğer araştırmacılar bakımından ve gerekse potansiyel hakemlik konularında her türlü çıkar çatışmasını/çakışmasını açıkça belirtmelidir. Çıkar çatışması/çakışması bulunmadığını düşündüğü durumda ise bu husus açıkça belirtilmelidir.

Kör hakemlik: *Türkiye Jeol. Bült.*'nde tüm bilimsel yayınların objektif değerlendirilmesini sağlamak amacıyla kör hakemlik sistemi uygulanmaktadır. Makaleye hakem atama aşamasında hakem ve yazar(lar) arasında herhangi bir çıkar çatışması/çakışması bulunmamasına özen gösterilmektedir. Bu amaçla hakem ve yazar(lar) arasında bilhassa; a) Tez danışmanı/öğrenci ilişkisi olmaması, b) Yazar(lar) ve hakem arasında yakın geçmişte (son 2 yıl) ortak araştırma ve yayın yapılmış olması, c) Aynı kurumda görev yapıyor olmaması, d) Dergiye sunulan yazıya biçim ya da içerik yönünden katkı yapmamış olması, e) Yazar(lar) ve hakem arasında yargıya ya da etik kurullara intikal eden ihtilafların olmaması, f) Hakem ve yazar(lar) arasında akrabalık ilişkisinin olmaması g) Hakemin yazar(lar) hakkında kamuoyuna intikal etmiş önyargılarının bulunmaması, h) Hakem ve yazar(lar) arasında herhangi bir ticari ilişkisinin olmaması vb durumlar dikkate alınır. Dergi editörlüğünün gözünden kaçan durumların olması ihtimaline karşı hakemlerin de böyle bir durumda editörlüğü uyarması gerekir. Ayrıca hakemlerin;

- Sadece uzmanlık alanlarına giren makaleleri değerlendirmeleri,
- Değerlendirmeyi tarafsız, objektif ve gizlilik içinde yapmaları,
- Değerlendirmede milliyet, cinsiyet, dini inanç, siyasal düşünce, ticari kaygılar vb nedenlerle tarafsızlıklarını kaybetmemeleri,
- Görüş ve önerilerini akademik görgü kuralları içinde, yapıcı ve akademik bir dille yapmaları, kişisel polemik yaratacak üsluptan kaçınmaları,
- Yayın sürecini sebepsiz uzatacak şekilde değerlendirmelerini geciktirmemeleri istenir.

Değerlendirme İşlemi:

Ön Kontrol (Hakem değerlendirme öncesi) Süreci: *Türkiye Jeol. Bült.*'ne sunulan makale ilk olarak, Baş Editör tarafından dergi amaç ve kapsamına uygunluğu açısından gözden geçirilir. Gönderilen makale, derginin amaç ve kapsamına uymuyorsa en geç 15 gün içerisinde reddedilir ve yazara bilgi verilir. Amaç ve kapsamı uygun bulunan makale, yapılan hakem değerlendirmesi öncesi yazım kuralları, dil ve anlatım açısından ve çalışmanın planlanması açısından incelenir. Bu konularda eksiklikleri bulunan makalelerin yazar tarafından düzeltilmesi istenir. Değerlendirme sürecinde yazarlar editör ve hakemlerin görüş, öneri ve eleştirilerine cevap vermekle yükümlüdürler. Yazarlar, hakem görüşlerini dikkate alarak sorulan soruları cevaplamak, görüş ve önerileri değerlendirmek, eleştirilere karşı olumlu ya da olumsuz karşılık vererek bunlara dair kanıtlarını ayrıntılı bir mektupla editöre bildirmek zorundadır. Bu karşı mektupta akademik üslup kullanılmalı, kişisel tartışmalardan kaçınılmalıdır. Hakem görüşleri doğrultusunda düzeltilmesi istenen makalelerin düzeltilmiş kopyası geçerli bir neden olmaksızın 30 gün içerisinde tekrar editöre gönderilmediği takdirde editörün makaleyi reddetme hakkı vardır. Yeniden düzenleme sonrası, düzeltilmiş makale editör tarafından gerekirse yeniden hakem değerlendirmesine gönderilir veya editör tarafından doğrudan kabul veya reddedilir.

Hakem Değerlendirme Süreci: Makalelerin tüm bölüm içerikleri incelenip hakem değerlendirmesi için uygun bulunduğu makaleler hakem değerlendirmesine alınır. Ancak, herhangi bir nedenle hakem değerlendirmesine uygun bulunmayan makaleler, editörün değerlendirme raporuyla birlikte reddedilir. Yazara en geç 15 gün içerisinde bilgi verilir. Hakem değerlendirmesinde makaleler, editör tarafından içerik ve uzmanlık alanlarına göre dergi hakem havuzundan ve/veya havuz dışından olmak üzere, en az üç hakeme gönderilir. Makale hakemlerinin belirlenmesinde yukarıda açıklanan çıkar çatışması/çakışması hususlarına özen gösterilir. Hakemler değerlendirme süreciyle ilgili hiçbir kimseyle bilgi ve belge paylaşmayacaklarını garanti etmek zorundadır. Hakem değerlendirme süreci için hakemlere verilen süre 30 gündür. Hakemler veya editörden gelen düzeltme önerilerinin yazarlar tarafından 30 gün içerisinde tamamlanması zorunludur. Hakemler makale için düzeltmelerini inceleyerek uygunluğuna karar verebilir veya gerekliyse birden çok defa düzeltme talep edebilir. Değerlendirme sonucu, hakemlerden gelen görüşler, editör tarafından en geç 15 gün içerisinde incelenir. İnceleme sonucunda, editör makaleye ilişkin nihai kararını vererek yazara iletir. Ret kararı verilen makaleler arşivlenir.

Makale Geri Çekme: Değerlendirme aşamasındaki makalesini geri çekme isteğinde bulunan yazar(lar), konuyu içeren ıslak imzalı dilekçeyi dergi e-mail adresi tjbdergi@gmail.com üzerinden yayın kuruluna iletirler. Yayın Kurulu, geri çekme dilekçesini inceleyerek en geç 15 gün içerisinde cevap verir. Yayın Kurulu tarafından dilekçesi onaylanmayan bir makalenin yazar(lar)ı, makalelerini başka bir dergiye gönderemezler. Yazar(lar)ın yayınlanmış, erken görünüm veya değerlendirme aşamasındaki çalışmasıyla ilgili bir yanlış ya da hatayı fark etmesi durumunda, dergi editörüyle işbirliği yapma yükümlülüğü bulunmaktadır. Yazar(lar), bizzat kendilerine ait olmayan verileri kullanma hakkına sahip olduklarını, araştırma/analiz ile ilgili gerekli olabilecek izinleri gösteren belgelere sahip olmalıdır.

Editörler, derginin gelişimi ve yayınlanan çalışmaların kalitesini geliştirmeye yönelik süreçleri dikkatle takip eder. *Türkiye Jeol. Bült.* Yayın Kurulu basım aşamasında, değerlendirme aşamasında veya yayınlanmış bir makale için telif hakkı ve intihal şüphesi oluşması durumunda, makaleyle ilgili bir soruşturma başlatır. Yapılan soruşturma sonucunda, makalede telif hakkı ve intihal şüphesi tespit edilmesi durumunda, Yayın Kurulu makaleyi detaylı açıklama yaparak değerlendirme aşamasından geri çekme işlemini yazar(lar)a en geç 15 gün içerisinde bildirir.

Gizlilik: *Türkiye Jeol. Bült.* sistemindeki tüm kişisel bilgiler bilimsel amaçlarla kullanılmakta olup, üçüncü taraflarla paylaşılmamaktadır.

Sorumluluk Reddi: Baş Editör ve Yayın Kurulu üyeleri, yazarların görüşlerinden ve yazı içeriğinden sorumlu değildir. Yazarlar, yazılarındaki etik özgünlük ve olası hatalardan sorumludur. Son okuma (düzeltme okuması) öncesi ve sayfa düzenleme aşamasında oluşabilecek tüm hatalardan yazarlar sorumludurlar. Son okuma sonrası meydana gelen hatalar dergi yetkililerinin sorumluluğundadır.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

AIM and SCOPE

The Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) is one of the oldest and best-known journals in Turkey, published since 1947. It is published by the Chamber of Geological Engineers (CGE) with three issues every year. The journal accepts articles about earth science topics apart from engineering geology. Primary topics include geology, tectonics, structural geology, geochronology, geochemistry, sedimentology, biostratigraphy, paleontology, mineralogy, magmatic and metamorphic petrology, mineral deposits, geophysics and geomorphology, in addition to environmental and urban geology along with economic geology. Articles are accepted in both Turkish and English at current scientific levels in relation to these topics. Articles include primarily Turkey and surroundings, eastern Mediterranean, Middle East, Balkans, Black Sea and Caspian Sea areas, along with ranked articles from all other critical regions of the world. Articles including results with high scientific level from research completed within this scope are published without any fee. The journal is open access. The target audience for the journal is all earth scientists interested in these topics and this scope. The journal includes mainly original research articles and lower numbers of reviews and publications with other scientific qualities. Selected sessions at the Geological Congress of Turkey and other national and international meetings may later be published as special issues after reviewed publication processes.

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.

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

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 Etüdüler 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.

Keywords

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

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY

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

ACKNOWLEDGEMENTS

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

REFERENCES

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

A. Journals:

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

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

B. Proceedings and Abstracts:

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

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

C. Books:

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

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

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

D. Chapter in book:

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

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

E. Unpublished Reports and Thesis:

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

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

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

F. Personal Communications:

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

G. Information Downloaded from the Internet

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

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

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

Mathematical symbols and formulae should be typed. Equation numbers should appear in parentheses at the right-hand side of the equations and be numbered consecutively. For Greek or other non-Roman letters, identify the symbol in words in the left-hand margin just below the equation the first time it is used. In addition, the meaning of symbols used in equations should be given below the equations.

“Where is the shear strength, c is cohesion, σ is normal stress and, ϕ is internal friction angle.” Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g. I_d , x_2). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g. $y=5x^{0.5}$). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol “*” can be preferred (e.g. $y=5*10^{-3}$). Please use “/” for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca^{2+} and CO_3^{2-} instead of Ca^{++} and CO_3^{--} . In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

Tables

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

Illustrations

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

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

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

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

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

EDITOR IN-CHIEF

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-2130

e-mail: eyigitbas@comu.edu.tr

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

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

PROOFING

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

COPYRIGHT

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

ETHICAL PRINCIPLES AND PUBLICATION POLICY

The publisher and users (chief editor, editors, field editors, authors, reviewers, readers, etc.) of the Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) must abide by the ethical rules and responsibilities determined by the Committee of Publication Ethics (COPE).

Journal Policy:

Open Access Policy: The *Geol. Bull. Turkey* is a peer-reviewed journal. It publishes in print and online in the electronic environment and has an open-access system. Journal issues are published three times per year in the months of January, April and August. Publication processes ensure sharing of information produced freely and objectively with the scientific method. The review process for articles applies a blind review system. All issues of the *Geol. Bull. Turkey* published since 1947 are archived as both print and electronic versions by the publishing organization, the Chamber of Geological Engineers (CGE), and as electronic versions by TUBITAK – DergiPark.

Price Policy: The publishing organization of the *Geol. Bull. Turkey* is the CGE. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* do not demand any fee or subscription costs for printed and electronic versions of the journal or any publishing costs or similar from authors.

Copyright Transfer: The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive written permission from authors to obtain the copyrights of articles that will be published. The relevant authors, as writer/owner in their own name and the name of other authors, transfer copyright of the article offered to the journal to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. It is mandatory to complete the **Copyright Transfer Form** and upload it to the journal system when submitting the manuscript. The responsible author must guarantee that this manuscript has not been published in similar form in other places, that the manuscript is original and that it will not be sent for publication elsewhere. All authors of the submitted manuscript must sign and transfer all rights and all copyright for the article to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive the right to use all or part of the relevant article in future works like lessons/lesson notes, reports and textbooks/printed books without any payment and to copy the relevant manuscript for their own use. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* reserve all rights apart from copyright, such as patent rights, except for commercial purposes.

Article submission: The authors of articles submitted for assessment by *Geol. Bull. Turkey* must first be members of DergiPark. The corresponding author must submit the study (original article, review, etc.) to *Geol. Bull. Turkey* through the DergiPark system.

Plagiarism Policy: In addition to the corresponding author submitting the article to the journal, they must upload a similarity report using “iThenticate Plagiarism Detection Software” or “Turnitin” or equivalent plagiarism program, along with the signed **Copyright Transfer Form** and the **Ethics Report Form** to the DergiPark system. The similarity index rate for articles must be below 20%, excluding the reference list.

Author Contribution Statement and Conflict / Conflict of Interest Statement: Each of the authors need to have made significant scientific contributions to each article, so every author is accepted as carrying equal ethical responsibility. All authors of an article are obliged to recall or make corrections in situations involving mistakes.

The authors must clearly state all types of conflict/conflict of interest in relation to topics such as other researchers studying similar topics and potential reviewers. In situations where no conflict/conflict of interest is considered to exist, this must be clearly stated.

Blind review: *Geol. Bull. Turkey* applies a blind review system with the aim of ensuring objective assessment of all scientific publications. In the stage of assigning reviewers for an article, care is taken that there is no conflict/conflict of interest between reviewers and author(s). With this aim, care is taken that between reviewers and author(s) a) there are no thesis advisor/student relationships, b) no common research or publications between author(s) and reviewers in the recent past (last 2 years), c) they are not employed in the same organization, d) they have not contributed to the manuscript submitted to the journal in terms of form or content, e) author(s) and reviewer have no disputes that were referred to judiciary or ethical committees, f) there is no kinship between reviewer and author(s), g) no publicly stated prejudice of the reviewer toward the author(s), h) no commercial relationship between reviewer and author(s), etc. In case of situations missed by the journal editors, the reviewers must warn the editors of such a situation. Additionally, reviewers are requested;

- To only assess articles that are within their field of expertise,
- To perform assessments unbiased, objectively and confidentially,
- To avoid bias in assessments due to reasons such as nationality, sex, religious beliefs, political leanings, commercial concerns, etc.,
- To provide opinions and recommendations within academic etiquette, with constructive and academic language, avoiding language which will create personal polemic,
- To avoid delaying assessments in a way which lengthens the publication process without reason.

Evaluation Process:

Preliminary Check (before reviewer assessment): Firstly, manuscripts submitted to *Geol. Bull. Turkey* are reviewed by the chief editor for suitability in terms of the aims and scope of the journal. If manuscripts do not abide by the aim and scope of the journal, they are rejected within 15 days maximum and information is sent to the author. Manuscripts which are suitable for the aim and scope are first investigated for spelling, language and expression and study plan before reviewer assessment. Authors of manuscripts which are inadequate in this regard will be requested to revise the manuscript. During assessment, authors are responsible for responding to the opinions, recommendations and criticisms of the editor and reviewers. The authors must respond to questions asked based on reviewer opinions, assess opinions and recommendations, and provide positive or negative responses to criticisms with evidence in a detailed letter to the editor. Academic etiquette must be used in the letter, personal discussions should be avoided. If a corrected copy of manuscripts with revision requested in line with reviewer opinions is not received without a valid reason within 30 days, the editor reserves the right to reject the manuscript when it is re-submitted. After revisions, the revised manuscript may be sent by the editor for reviewer assessment again or may be directly accepted or rejected by the editor.

Peer Review Process: Manuscripts found suitable for peer review after investigating the content of all sections will be sent to the reviewers. However, articles that are not suitable for peer review for any reason will be rejected with the editor's assessment report. Information will be given to the authors within 15 days. Manuscripts sent for reviewer assessment will be sent to at least three reviewers by the editor from within or outside the journal pool according to content and area of expertise. Care will be taken about elements within the scope of conflict/conflict of interest mentioned above when determining reviewers for manuscripts. Reviewers must guarantee that they will not share any information or documents related to the review process with anyone. The duration for the review process is 30 days. Revision recommendations from the reviewers or editor must be completed by the authors within 30 days. Reviewers will investigate corrections on the article and decide on suitability or if necessary, request more revisions. The review result and opinions of reviewers will be investigated by the editor within maximum 15 days. As a result of the investigation, the editor will communicate the final decision about the manuscript to the author. Rejected manuscripts will be archived.

Article Withdrawal: Author(s) who wish to withdraw their manuscript during assessment must communicate a memo related to the topic with wet signature to the publication board via the journal email address tjbdergi@gmail.com. The Publication Board will investigate the withdrawal request and respond within maximum 15 days. Author(s) of manuscripts with request denied by the Publication Board will not be able to send their manuscript to another journal. If the author(s) become aware of any mistakes or errors related to the study after publication, in the early submission or review stages, they are obliged to cooperate with the journal editor. The author(s) must have the right to use any data which does not belong to themselves and must have documents showing necessary permissions related to the research/analysis.

The editors carefully manage processes to ensure development of the journal and increase the quality of published studies. In situations with suspicions raised about copyright or plagiarism for any manuscript in the publication stage, review stage or as unpublished manuscripts, the Publication Board of *Geol. Bull. Turkey* will begin an investigation related to the manuscript. If the investigation identifies copyright and plagiarism suspicions related to the manuscript, the Publication Board will withdraw the manuscript in the review stage making a detailed explanation and report to the author(s) within 15 days.

Confidentiality: All personal information in the *Geol. Bull. Turkey* system is used for scientific purposes and will not be shared with third parties.

Disclaimer: The chief editor and Publication Board members are not responsible for the opinions of authors or manuscript content. The authors are responsible for the ethical originality and possible errors in their manuscripts. The authors are responsible for all errors before final reading (proofreading) and that may occur when formatting pages. Errors occurring after final proofreading are the responsibility of the journal authorities.

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2021 Cilt 64 Sayı 1
January 2021 Volume 64 Issue 1

Muhittin Şenalp, Sema Tetiker

Stratigraphic Evolution of the Midyan Basin and its Hydrocarbon Potential (NW Saudi Arabia)
Midyan Havzası'nın Stratigrafik Evrimi ve Hidrokarbon Potansiyeli (KB Suudi Arabistan)..... 1

**Deniz Hozatlıoğlu, Ömer Bozkaya, Hüseyin Yalçın
Göksun, Afşin ve Ekinözü (Kahramanmaraş, Türkiye)**

Metamorfitlerdeki Fillosilikatların Jeokimyasal Özellikleri

*Geochemical Properties of Phyllosilicates in Göksun, Afşin and Ekinözü Metamorphites
(Kahramanmaraş, Turkey)..... 41*

Maan H. Abdullah Al-Majid

New Petrophysical Equations for the Tanuma-Ahmadi Interval in the East-Baghdad Oil Field

Doğu Bağdat Petrol Sahasında Tanuma-Ahmadi Aralığı için Yeni Petrofizik Denklemler 75

Muhammad Harbi Wasoo, Ayten Koç

Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen Stratigrafisi ve Yapısal Unsurları

Neogene Stratigraphy and Structural Elements of the Aksu Basin (Antalya, Turkey) 83

Raj Kumar Priya, Vinod Chandra Tewari, Rakesh Kumar Ranjan

**Geochemical and Petrological Studies of Permo-Carboniferous Sandstones from the Rangit
Pebble-Slate Formation, Sikkim Lesser Himalaya, India: Implication for Provenance, Tectonic
Setting, and Paleoclimate 129**

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özlere:

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

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

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

Yazışma Adresi

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

Corresponding Address

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