



**T.C.**  
**KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**



**Akyokuş-Çal Dağı (Konya) çevresindeki Geç  
Triyas-Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu  
karbonatlarının jeokimyasal özelliklerinin  
incelenmesi**

**Emre ASLAN**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Mayıs-2022**  
**KONYA**  
**Her Hakkı Saklıdır**

## TEZ KABUL VE ONAYI

Emre ASLAN tarafından hazırlanan “Akyokuş-Çal Dağı (Konya) çevresindeki Geç Triyas–Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu karbonatlarının jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi” adlı tez çalışması 30/05/2022 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

### Jüri Üyeleri

### İmza

#### Başkan

Prof. Dr. Şuayip KÜPELİ

.....

#### Danışman

Doç. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

.....

#### Üye

Prof. Dr. Ahmet KOÇAK

.....

Yukarıdaki sonucu onaylıyorum.

Prof. Dr. Saadettin Erhan KESEN  
Enstitü Müdürü

Bu tez çalışması KTUN BAP Koordinatörlüğü tarafından 211007022 nolu proje ile desteklenmiştir.

## **TEZ BİLDİRİMİ**

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

## **DECLARATION PAGE**

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

İmza

Emre ASLAN  
Tarih:09.05.2022

## ÖZET

### YÜKSEK LİSANS

# AKYOKUŞ-ÇAL DAĞI (KONYA) ÇEVRESİNDEKİ GEÇ TRIYAS-ERKEN JURA YAŞLI KIZILÖREN FORMASYONU KARBONATLARININ JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Emre ASLAN

Konya Teknik Üniversitesi  
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

2022, 77 Sayfa

Jüri

Danışman: Doç. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

Üye: Prof. Dr. Şuayip KÜPELİ

Üye: Prof. Dr. Ahmet KOÇAK

Akyokuş-Çal Dağı (Konya) çevresinde dar bir alanı (~60km<sup>2</sup>) kapsayan inceleme alanında gerçekleştirilen çalışmada, Geç Triyas-Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu kireçtaşlarının elementsel jeokimyasal yaklaşımla paleo-ortam koşulları ile bunlarla ilişkili jeolojik olayların yorumlanması ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bölgede Kızılören formasyonu karbonatları, dolomitleşme gösterirken, inceleme alanımızda dolotaşı içermemekte ve sadece kireçtaşları şeklinde bulunmaktadır. Kızılören kireçtaş örneklerinin mikrofasiyes, majör ve iz element özellikleri, çok düşük diyajenetik alterasyonu ve çok düşük oranda terrijen katkısını belirtmekte olup, örneklerimiz birincil denizel özelliklerini korumuşlardır. Yine, Kızılören kireçtaşı örneklerinin K/Rb oranları oldukça düşük değerlerde olduğundan herhangi bir metamorfizma etkisini işaret etmemektedir. Kızılören kireçtaşı örneklerinin TNTE değerleri ile SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> arasındaki güçlü pozitif korelasyonlar, TNTE içeriğinin terrijen girdiden alındığını ifade etmektedir. Sr-Rb-Ba üçgen diyagramında Kızılören kireçtaşı örnekleri marjin ve açık denizel ortamı gösterirler. Ayrıca Kızılören kireçtaşı örneklerinin Sr/Ba-Sr/Rb diyagramındaki dağılımları ise, tamamen kontinental marjin ortamındaki çökelmeyi işaret ederler. İlave olarak, Kızılören formasyonu numuneleri Ce/Ce\*’ye karşı Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> grafiğinde depolanma ortamı bakımından karasal marjin ve açık denizel ortamı gösterirler. Kızılören kireçtaşı örneklerindeki karasal girdinin kaynağı, kurak iklim bölgesini göstermekte ve Al/Ti oranları karasal girdinin akarsudan ziyade eoliyen olduğunu vurgulamaktadır. Ayrıca, Kızılören kireçtaşı örneklerindeki karasal girdi karışık provenansı (mafik-felsik) sergilemektedir. Kızılören formasyonu numunelerinin seryum değerleri, denizel su özelliğini, transgresif depolanmayı ve bazı evrelerde oksik olmakla birlikte, daha çok anoksik ortamdaki çökelmeyi işaret etmektedir. Kızılören formasyonu numunelerinin Y/Ho değerleri, depolanma sürecinde tatlı su asılı yük ve/veya eoliyen detritiklerinin düşük oranda da olsa karıştığını ve su seviyesindeki bir miktar dalgalanmayı yansıtmaktadır. Kızılören formasyonu kireçtaşları, nadir toprak elementlerince PAAS’a göre fakirleşmeyi ve hidrotermal sıvılardan etkilenmemeyi göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Akyokuş, Çal Dağı, Diyajenez, Elementsel jeokimya, Kontinental marjin

**ABSTRACT****MS THESIS****INVESTIGATION OF THE GEOCHEMICAL PROPERTIES OF THE LATE TRIASSIC–EARLY JURA AGE KIZILÖREN FORMATION CARBONATES AROUND AKYOKUŞ-ÇAL DAĞI (KONYA)****Emre ASLAN****Konya Technical University  
Institute of Graduate Studies  
Department of Geological Engineering****Advisor: Assoc. Prof. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN****2022, 77 Pages****Jury****Advisor: Assoc. Prof. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN****Member: Prof. Dr. Şuayip KÜPELİ****Member: Prof. Dr. Ahmet KOÇAK**

The aim of the study, which was carried out in a narrow area (~60 km<sup>2</sup>) covering a narrow area around Akyokuş-Çal Mountain (Konya), was to interpret the paleo-environmental conditions and related geological events and to reveal the geochemical properties of the Late Triassic-Early Jurassic Kızılören Formation limestones with an elemental geochemical approach. While the Kızılören Formation carbonates in the region show dolomitization, they do not contain dolostones in our study area and are only found in the form of limestones. Microfacies, major and trace element properties of Kızılören limestone samples indicate very low diagenetic alteration and very low terrigenous contribution, and our samples preserved their primary marine characteristics. Again, since the K/Rb ratios of Kızılören limestone samples are quite low, they do not indicate any metamorphism effect. The strong positive correlations between the TNTE values of Kızılören limestone samples and SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> indicate that the TNTE content is taken from the terrigenous input. In the Sr-Rb-Ba triangular diagram, Kızılören limestone samples show a marginal and open marine environment. In addition, the distribution of the Kızılören limestone samples in the Sr/Ba–Sr/Rb diagram indicates the deposition in a completely continental margin environment. In addition, Kızılören Formation samples show terrestrial margin and offshore environment in terms of storage environment in the Ce/Ce\* versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> graph. The source of the terrestrial input in the Kızılören limestone samples shows the arid climate region and the Al/Ti ratios emphasize that the terrestrial input is eolian rather than fluvial. In addition, the terrestrial input in the Kızılören limestone samples exhibits mixed provenance (mafic-felsic). The cerium values of the Kızılören Formation samples indicate marine water characteristics, transgressive deposition, and precipitation in anoxic environment, although oxic in some phases. Y/Ho values of the Kızılören Formation samples reflect that the freshwater suspended load and/or eolian detrital were mixed at a low rate during the deposition process and some fluctuations in the water level. The limestones of the Kızılören Formation show that the rare earth elements are impoverished according to PAAS and are not affected by hydrothermal fluids.

**Keywords:** Akyokuş, Çal Dağı, Diagenesis, Elemental geochemistry, Continental margin

## ÖNSÖZ

Bu çalışmada Konya ilinin batısında yer alan Akyokuş-Çal Dağı çevresinde yüzlek veren Geç Triyas–Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu karbonatlarının ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılarak, birimlerin jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu çalışmamda bana arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarında destek veren danışmanım Doç. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN'a çok teşekkür ederim. Bu çalışma Konya Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğünce 211007022 no'lu projeye desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı KTUN BAP Koordinatörlüğüne teşekkür ederim. Ayrıca bana her zaman moral veren, maddi-manevi desteğini esirgemeyen değerli aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Emre ASLAN  
KONYA-2022

## İÇİNDEKİLER

<b>ÖZET .....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>2</b>
<b>ÖNSÖZ .....</b>	<b>3</b>
<b>İÇİNDEKİLER .....</b>	<b>4</b>
<b>SİMGELER VE KISALTMALAR .....</b>	<b>5</b>
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>8</b>
1.1. Çalışmanın Amacı.....	8
<b>2. KAYNAK ARAŞTIRMASI .....</b>	<b>10</b>
<b>3. MATERYAL VE YÖNTEM.....</b>	<b>15</b>
<b>4. STRATİGRAFİ.....</b>	<b>16</b>
<b>6. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA.....</b>	<b>34</b>
<b>6.1. JEOKİMYA .....</b>	<b>34</b>
<b>6.2. TARTIŞMA.....</b>	<b>43</b>
<b>7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER .....</b>	<b>66</b>
<b>7.1. Sonuçlar .....</b>	<b>66</b>
<b>KAYNAKLAR .....</b>	<b>68</b>

## SİMGELER VE KISALTMALAR

### Simgeler

Al : Alüminyum  
Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : Alüminyum oksit  
As : Arsenik  
Ba : Baryum  
Be : Berilyum  
Bi : Bizmut  
Ca: Kalsiyum  
CaO : Kalsiyum oksit  
 $\delta^{13}\text{C}$  : Karbon izotop  
Cd : Kadmiyum  
Ce : Seryum  
Ce/Ce\* : Seryum anomalisi  
Co : Kobalt  
Cr : Krom  
Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : Krom oksit  
Cs : Sezyum  
Cu : Bakır  
Dy : Disprosyum  
Er : Erbiyum  
Eu : Evropiyum  
Eu/Eu\* : Yuropiyum anomalisi  
Fe : Demir  
Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : Demir oksit  
Ga : Galyum  
Gd : Gadolinyum  
Hf : Hafniyum  
Hg : Civa  
Ho :Holmiyum  
K : Potasyum  
K<sub>2</sub>O : Potasyum oksit  
La : Lantanyum  
La/La\* : Lantanyum anomalisi  
Lu : Lutesyum  
Mg : Magnezyum  
MgO : Magnezyum oksit  
Mn : Mangan  
MnO : Mangan oksit  
Mo : Molibden  
Na : Sodyum  
Na<sub>2</sub>O : Sodyum oksit  
Nb : Niyobyum  
Nd : Neodimyum  
Ni : Nikel  
P : Fosfor  
P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : Fosfor oksit  
Pb : Kurşun  
Pr : Praseodimyum  
Pr/Pr\* : Praseodimyum anomalisi



$\delta^{18}\text{O}$  : Oksijen izotop  
Rb : Rubidyum  
Sb : Antimon  
Sc : Skandiyum  
Se : Selenyum  
Si : Silisyum  
 $\text{SiO}_2$  : Silisyum dioksit  
Sm : Samaryum  
Sn : Kalay  
Sr : Stronsiyum  
Ta : Tantal  
Tb : Terbiyum  
Th : Toryum  
Ti : Titanyum  
 $\text{TiO}_2$  : Titanyum oksit  
Tl : Talyum  
Tm : Tulyum  
U : Uranyum  
V : Vanadyum  
Y : İtiryum  
Yb : İterbiyum  
Zn : Çinko  
Zr : Zirkon  
> : Büyük  
< : Küçük  
 $\Sigma$  : Toplam  
C : İklim göstergesi  
 $R^2/r$  : Korelasyon katsayısı

### **Kısaltmalar**

BAP : Bilimsel Araştırma Projeleri  
GT : granülit trendi  
KTUN : Konya Teknik Üniversitesi  
LOI : Ateş kaybı  
N : Normalize  
NTE : Nadir toprak element  
OT : Okyanus sırt granit trendi  
ÖSK : Ölçülü stratigrafi kesiti  
PAAS : Arkeen sonrası Avustralyan Şeyl  
Ppb : Milyarda bir  
Ppm : Milyonda bir  
SUM : Toplam  
T.C. : Türkiye Cumhuriyeti  
TNTE : Toplam nadir toprak element

## ŞEKİLLER VE ÇİZELGELER LİSTESİ

### Şekiller

Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası .....	9
Şekil 4.1. İnceleme alanının jeoloji haritası .....	18
Şekil 4.2. İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti .....	19
Şekil 4.3. Kızılören formasyonu kireçtaşlarının saha ve ince kesit tarama görünümü (Köstenliktepe ölçülü stratigrafi kesiti) .....	20
Şekil 4.4. Kızılören formasyonu kireçtaşlarının saha ve ince kesit tarama görünümü (Çaldağı ölçülü stratigrafi kesiti) .....	21
Şekil 5.1. Köstenliktepe (ÖSK-A) ölçülü stratigrafik kesiti .....	27
Şekil 5.2. Kızılören formasyonu Köstenliktepe ölçülü stratigrafik kesiti örneklerinin mikroskopik resimleri .....	28
Şekil 5.3. Kızılören formasyonu Köstenliktepe ölçülü stratigrafik kesiti örneklerinin mikroskopik resimleri .....	29
Şekil 5.4. Çaldağı (ÖSK-B) ölçülü stratigrafik kesiti .....	31
Şekil 5.5. Kızılören formasyonu Çaldağı ölçülü stratigrafik kesiti örneklerinin mikroskopik resimleri ...	32
Şekil 5.6. Kızılören formasyonu Çaldağı ölçülü stratigrafik kesiti örneklerinin mikroskopik resimleri ...	33
Şekil 6.1.1.1. Kızılören formasyonu örneklerinin Arkeen Sonrası Avustralyan Şeyl'ine göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı .....	36
Şekil 6.1.1.2. Kızılören kireçtaşlarındaki Zr içeriği .....	36
Şekil 6.1.1.3. % SiO <sub>2</sub> 'ye karşı Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O diyagramı .....	37
Şekil 6.1.3.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Mg/Ca – Mn/Sr arasındaki ilişki .....	39
Şekil 6.1.3.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin V/Cr'ye karşı Ni/Co diyagramı .....	39
Şekil 6.1.4.1. Kızılören kireçtaşı örnekleri için Ce/Ce* ve Pr/Pr* arasındaki ilişki diyagramı .....	42
Şekil 6.1.4.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin şeyle normalize (PAAS) NTE+Y diyagramı .....	43
Şekil 6.2.1.1. Kızılören kireçtaşlarının Y/Ho'ya karşı Eu/Sm diyagramı .....	45
Şekil 6.2.1.2. Ce/Ce* ile (La/Sm) <sub>N</sub> arasındaki korelasyon diyagramı .....	46
Şekil 6.2.1.3. Kızılören kireçtaşı örneklerinin K <sub>2</sub> O-Rb diyagramları .....	47
Şekil 6.2.2.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin SiO <sub>2</sub> -Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -CaO üçgen diyagramı .....	48
Şekil 6.2.2.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin SiO <sub>2</sub> -Zr diyagramı .....	48
Şekil 6.2.2.3. Kızılören kireçtaşlarının Zr'ye karşı Th/U diyagramı .....	50
Şekil 6.2.2.4. Kızılören kireçtaşlarının Zr'ye karşı Eu/Eu* diyagramı .....	50
Şekil 6.2.2.5. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Rb-Sr-Ba üçgen diyagramı .....	51
Şekil 6.2.2.6. Kızılören kireçtaşlarının Sr/Ba'ya karşı Sr/Rb diyagramı .....	52
Şekil 6.2.2.7. Kızılören kireçtaşlarının Sr'a karşı Ba diyagramı .....	52
Şekil 6.2.2.8. Kızılören kireçtaşlarının %SiO <sub>2</sub> 'ye karşı K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O diyagramı .....	53
Şekil 6.2.2.9. Kızılören kireçtaşı örneklerinin paleoklimsel şartlarını gösterir diyagram .....	54
Şekil 6.2.2.10. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ga/Rb'a karşı Sr/Cu diyagramı .....	55
Şekil 6.2.3.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ce/Ce* ye karşı Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ve Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> diyagramı .....	57
Şekil 6.2.3.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Er'ye karşı Nd diyagramı .....	58
Şekil 6.2.3.3. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ce/Ce* ye karşı TREE+Y ve Eu/Eu* diyagramı .....	58
Şekil 6.2.3.1.1. Kızılören kireçtaşlarının Ce/Ce* karşı Nd diyagramı .....	59
Şekil 6.2.3.2.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ce/Ce*'a karşı Eu/Eu* diyagramı .....	61
Şekil 6.2.3.3.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Y/Ho'ya karşı TNTE diyagramı .....	62
Şekil 6.2.3.3.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Y/Ho ile %Fe, %Al, Zr (ppm) ve %K diyagramı .....	63
Şekil 6.4.1. Kızılören kireçtaşı örnekleri için La'ya karşı Th diyagramı .....	65
Şekil 6.4.2. Kızılören kireçtaşı örnekleri için Th/Co'ya karşı La/Sc diyagramı .....	66

### Çizelgeler

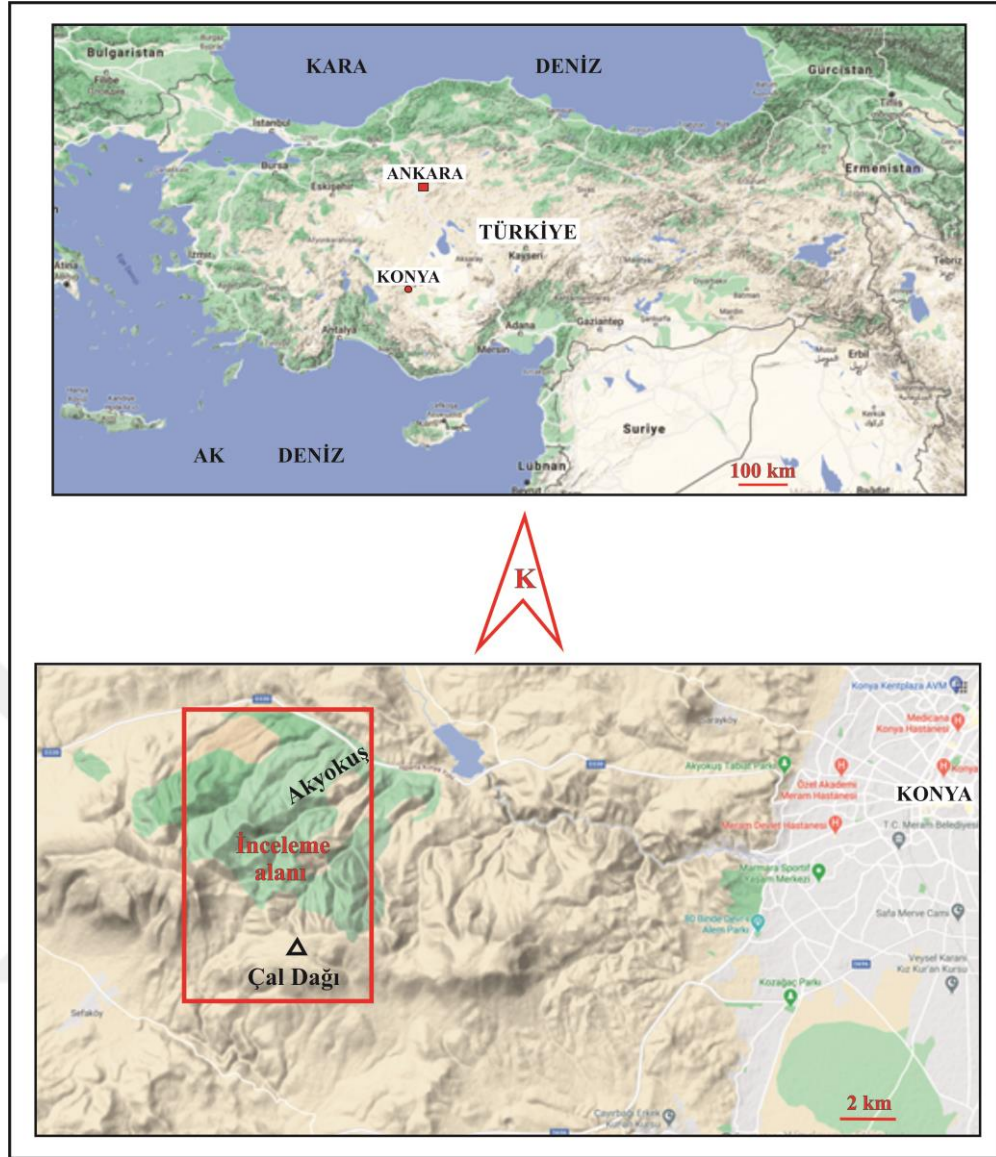
Çizelge 6.1.1.1. Kızılören kireçtaşlarının ana element (%) konsantrasyonları .....	34
Çizelge 6.1.1.2. Kızılören kireçtaşlarının iz element (ppm) konsantrasyonları .....	34
Çizelge 6.1.1.3. Kızılören kireçtaşlarının nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları .....	35
Çizelge 6.1.2.1. Kızılören kireçtaşlarının majör ve iz element korelasyonları .....	37
Çizelge 6.1.3.1. Paleoredoks şartlarını değerlendirmede kullanılan bazı element konsantrasyonları .....	40
Çizelge 6.1.3.2. Kızılören formasyonu kireçtaşı örneklerinin redoks duyarlılık iz element konsantrasyonları ve jeokimyasal oranları .....	40

## 1. GİRİŞ

### 1.1. Çalışmanın Amacı

Fanerozoik sürecinde gerçekleşen iklimsel değişimler, günümüzde küresel ölçekte ilgi odağı olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu konu bizim de ilgimizi çektiğinden, inceleme alanımızda (Şekil 1) bulunan Geç Triyas-Erken Jura zaman aralığında gelişen Kızılören formasyonu kireçtaşlarının tarihçesinin saptanması için elementsel (majör, iz ve nadir toprak) jeokimyasal verilerin kullanılmasıyla sonuca varılması amaçlanmıştır.

Akyokuş-Çal Dağı (Konya) çevresinde seçilen iki adet ölçülü stratigrafi kesiti (Köstenliktepe ÖSK ve Çaldağı ÖSK) güzergahından alınan Kızılören formasyonu numunelerinin, majör, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmış ve jeokimyasal karakteristikleri belirlenmiştir. Kızılören formasyonuna ait kireçtaşlarının depolandığı ortamsal şartların (anoksik-oksik) saptanması, depolanma sürecinde havzaya terrijen detritiklerin girdisinin olup olmadığı, havzada hidrotermal bir etkinin olup olmadığı, karbonat safhasına ait birincil karakteristiklerin korunup korunmadığı, terrijen girdi olmuşsa bu detritiklerin kaynak kaya (felsik, mafik ya da karışık) çeşitlerinin saptanması, kireçtaşı numunelerinin diyajenez sürecinde etkilenme dereceleri, numunelerde metamorfizma etkisinin olup olmadığı ve Geç Triyas-Erken Jura zaman aralığında paleoiklim koşullarındaki değişimlerin ortaya çıkarılmasına çalışılmıştır.



**Şekil 1.1.** İnceleme alanı yer bulduru haritası (Google Maps:  
<https://www.google.com/maps/@38.0369777,32.4285516,11.25z/data=!5m1!1e4>)

## 2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Literatürde Kızılören formasyonu ile ilgili olarak inceleme alanı yakın çevresinde daha önce yapılmış jeokimyasal çalışmalar olmasına rağmen, inceleme alanında jeokimyasal çalışma yapılmamış, daha ziyade stratigrafik çalışmalar yapılmıştır.

Konya'nın batısında, Kızılören dolayında yaptıkları incelemede Göğer ve Kırıl (1969), Permian, Triyas, Liyas, Jura, Kretase, Neojen ve Kuvaterner yaşlı kaya stratigrafisi birimlerinin varlığını belirtirler. Genel olarak Permian-Geç Kretase boyunca neritik ortam koşullarının korunduğunu, Geç Kretase'de ortamın göreceli olarak derinleştiğini, yine Geç Kretase'de gelişen tektonik etkinlik sonucu Permian-Liyas çökelleri ile peridotitlerin, Üst Kretase çökellerinin de Bozkır Birliği (Özgül, 1971)'ne benzediğini söylemişlerdir. Araştırmacılar Pliosen'in görsel çökellerden oluştuğunu, Pliosen'de bölgenin yükselerek denizin yerini gölün aldığını, volkanik faaliyetlerin geliştiğini, volkanik gercin görsel çökeller içerisine karıştığını belirtmişlerdir.

Kızılören (Konya) çevresinde yaptığı çalışmada Görmüş (1984), temeli Aladağ formasyonu olarak tanımladığı kumtaşı, alacalı şeyl, kireçtaşı ve kuvarsit aralanmasından oluşan Ordovisiyen-Devoniyen yaşlı birimin oluşturduğunu, bu birim üzerine açılı uyumsuz olarak Permian-Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonunun geldiğini, bu birim üzerine yine uyumsuz olarak Geç Jura-Geç Kretase yaşlı Lorasdağı kireçtaşının geldiğini, Lorasdağı kireçtaşı üzerine de Neojen yaşlı Dilekçi formasyonu ve Erenlerdağı volkaniklerinin uyumsuz olarak geldiğini belirtmiştir.

Konya ilini de kapsayan bölgesel ölçekli çalışmalarında Özcan ve ark. (1988), "Kütahya-Bolkardağı Kuşağı" olarak adlandırdıkları Hersiniyen temelini Geç Paleozoyik'teki evrimini bir yay-ardı havzada tamamladığını, Triyas-Kretase yaşlı birimlerin bu Hersiniyen temelini post-tektonik olarak örttüğünü belirtmişlerdir. Yine, Özcan ve ark. (1990), Konya-Kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi konulu çalışmalarında, kıvrımlı-dilimli temel üzerinde Skitiyen yaşlı Ardıçlı formasyonunun açılı uyumsuzlukla yer aldığını, formasyonun alt bölümünün akarsu ve gelgit ortamı ürünü alacalı kırıntılarla temsil edildiğini, üst bölümünün ise sınırlı platformda çökelmiş karbonatlardan oluştuğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, Ardıçlı formasyonunun üste doğru Anisiyen-Geç Jura yaşlı Loras kireçtaşına geçtiğini, bu birimin üzerindeki çörtlü kireçtaşları, pelajik radyolaryalı mikritik kireçtaşı ve kalsitüriditlerden yapılmış kayaçların Midostepe formasyonunu oluşturduğunu vurgulamışlardır. Araştırmacılar,

Orta-Geç Maastrichtiyen-Erken Paleosen yaşlı, yer yer olistostromal özellikli Hatıp ofiyolitli karışığının Midostepe formasyonu üzerinde geçişli olduğunu ve Çayırbağı ofiyoliti tarafından üzerlendiğini; Neojen birimlerinin ise volkanik ara katkılı (Erenlerdağı volkanik karmaşığı) göl ve akarsu çökelleri (Dilekçi formasyonu) ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

“Bozdağlar masifi”nde çalışma yapan Eren (1996), Bozdağlar masifinde birden fazla tektonostratigrafik birliklerin bulunduğunu, masifteki otokton birliğin sığ denizel özellikli karbonatlar ve detritiklerden ibaret olan, Üst Permiyen–Kretase Gökçeyurt grubundan oluştuğunu ifade etmiştir.

İnceleme alanı ve çevresini kapsayan çalışmasında Karakoç (1996), temeli Geç Permiyen yaşlı gri-siyah renkli rekristalize kireçtaşı, dolotaşı ve fillitten oluşan Derbent formasyonunun oluşturduğunu, Derbent formasyonu üzerine uyumlu olarak Geç Permiyen-Geç Triyas yaşlı kırmızı, yeşil, sarı renkli çamurtaşı, kuvarsit, konglomera, sleyt, fillit ile gri-koyu gri renkli kristalize kireçtaşından oluşan Aladağ formasyonunun geldiğini, Aladağ formasyonu üzerine uyumlu olarak Geç Triyas-Erken Jura yaşlı koyu gri-siyah renkli dolotaşı, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan Kızılören formasyonunun geldiğini, Kızılören formasyonu üzerine uyumlu olarak Jura-Kretase yaşlı açık gri-gri renkli kristalize kireçtaşından oluşan Lorasdağı formasyonunun geldiğini, Lorasdağı formasyonu üzerine yine uyumlu dokanakla Geç Kretase yaşlı koyu pembe renkli killi kireçtaşı, gri renkli ve çört yumrulu-bantlı pelajik kireçtaşı ile radyolarit ve kırıntılılardan oluşan Midostepe formasyonunun geldiğini ifade etmiştir. Araştırmacı, Midostepe formasyonu üzerine tektonik dokanakla Geç Kretase yaşlı değişik kireçtaşı olistolitleri, çamurtaşı, kumtaşı, serpantinit, volkanik ve metamorfik kayaç blokları içeren ofiyolitik melanjdan yapıllı Hatıp ofiyolitli karışığının geldiğini, Hatıp ofiyolitli karışığı üzerine tektonik dokanakla Geç Kretase yaşlı koyu yeşil-kahve renkli serpantinleşmiş peridodit ve piroksenit, dunit, harzburjit ve gabrodan yapıllı Çayırbağı ofiyolitinin geldiğini, Çayırbağı ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kahverengi-kırmızı renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Sille formasyonunun geldiğini, Sille formasyonu üzerine uyumlu dokanakla Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı açık kahve-kirli sarı renkli killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşından oluşan Ulumuhsine formasyonunun geldiğini, Ulumuhsine formasyonu üzerine uyumlu dokanakla Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı tuf, tüfit, ignimbirit, volkanik breş ve aglomeradan oluşan Küçükmuhsine formasyonunun geldiğini, Küçükmuhsine formasyonu üzerine uyumlu dokanakla Geç Miyosen-Erken Pliyosen

yaşlı kahverengi, siyahımsı gri renkli lav akıntıları ya da bacalar şeklinde andezit, bazalt ve dasitten oluşan Erenlerdağı volkanitlerinin geldiğini belirtmiştir. Araştırmacı, Erenlerdağı volkanitleri üzerine uyumsuz olarak Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çakıl, kum ve çamur ile bunların taşlaşmasından oluşan çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Topraklı formasyonunun geldiğini vurgulamıştır.

İnceleme alanı ve çevresini kapsayan çalışmasında Özkan (1998), Neojen çökellerinin stratigrafisi ve sedimentolojisini inceleyerek, inceleme alanının temelini Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaçların oluşturduğunu ifade etmiştir. Araştırmacı, bu temel üzerine açılı uyumsuzlukla Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Sille formasyonu (konglomera, kumtaşı, çamurtaşı), Yalıtepe formasyonu (stromatolitik kireçtaşı), Ulumuhsine formasyonu (kireçtaşı, çamurtaşı, marn), Küçükmuhsine formasyonu (volkanik breş, aglomera, tüf, tüfit), Sulutas volkanikleri (dasit, andezit, bazalt), Erken Pliyosen yaşlı Yürükler formasyonu (konglomera, kumtaşı, çamurtaşı), Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı Topraklı formasyonunun (konglomera, kumtaşı, çamurtaşı) geldiğini belirtmiştir.

Beyşehir (Konya) yöresinde yaptıkları “microtextural characteristics and origin of dolomites in the Tepearası Formation” konulu çalışmalarında Tekin ve Sarı (2002), Geyikdağı Grubuna ait Dogger yaşlı, egemen olarak masif kireçtaşı ve grimsi dolotaşlarından oluşan litolojileri petrografik olarak; homojen, benekli (sadle kristalin) ve çatlak dolgusu dolomitlerin erken ve geç diyajenetik olarak iki farklı safhada oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, erken diyajenetik dolomitlerin aşırı tuzlu (Mg’ca zengin) ve tatlı su karışım zonu kontrolünde oluştuğunu, geç diyajenetik dolomitlerin ise kısmen tektonik etki kontrolünde geliştiğini ifade etmişlerdir.

“Petrographic and Geochemical Characteristics of the Kızılören Formation (Upper Triassic-Lower Jurassic) in the Akpınar (Konya, Turkey) Area” isimli yaptıkları çalışmada Özkan ve Elmas (2012), Kızılören formasyonu dolomitlerinin kalsiyumca zengin non-stoikiyometrik dolomitler olduğunu ve erken diyajenetik dolomitlerin karışım zonunda geliştiğini, geç diyajenetik dolomitlerin ise sığ–derin gömülme ortamında havzasal tuzlu sulardan geliştiğini ifade etmişlerdir.

İnceleme alanı kuzeyinde Ardıçlı (Konya) güneyinde yaptığı çalışmada Kibar (2015), Kızılören formasyonu dolotaşlarının sedimentolojik ve jeokimyasal incelenmesi konulu çalışmasında, Kızılören formasyonunun dolotaşı, kalsitik dolotaşı, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluştuğunu, dolomit tiplerinin petrografik olarak: (1) unimodal, çok ince–ince kristalin planar-s (subhedral) mozayik dolomit, (2) orta–iri

kristalli planar-e (öhdral) mozayik dolomit, (3) orta kristalli planar-e (öhdral) replase dolomit, (4) unimodal, orta–iri kristalli non-planar-s-a (subhdral-anhdral) mozayik dolomit, (5) ince kristalli planar-e-s (öhdral-subhdral) mozayik dolomit, (6) polimodal planar-e-s (öhdral-subhdral) mozayik dolomit, (7) iri–çok iri kristalli non-planar-c (çimento) sadle dolomit ve (8) mikrobreşik dolomit şeklinde olduğunu belirtmiştir.

Kızılören formasyonu proje konusunda yapılmış, “Petrography, geochemistry and stable isotopes of carbonate rocks, Lower Cretaceous Alisitos Formation, Los Torotes section, Baja California, Mexico” konulu çalışmalarında Madhavaraju ve ark. (2017) petrografik olarak çamurtaşı, vaketaşı ve istifasının gözlendiğini, Alisitos Formasyonu kireçtaşlarının  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinde önemli farklılıklar gösterdiğini (sırasıyla ‰+4.13 ila + 5.26; ‰-14.17 ila -6.84) ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, Üye C'den (MC) gelen kireçtaşlarının, Alisitos Formasyonunun Üye E'sinden (ME) ( $11 \pm 5.5$ ,  $n = 9$ ) daha yüksek TNTE içeriği ( $23 \pm 17$ ,  $n = 10$ ) gösterdiğini ve bu kalkerlerdeki TNTE içeriğinde gözlenen farklılıkların, içlerinde bulunan kırıntılı malzeme miktarından kaynaklandığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, ME'den gelen kireçtaşlarının deniz suyu benzeri NTE+Y desenlerini kaydederken, MC, deniz suyu benzeri olmayan işaretleri kaydettiğini (yani, orta nadir toprak elementlerinin önemli ölçüde zenginleşmesi: ONTE) vurgulamışlardır. Araştırmacılar ayrıca, Alisitos Formasyonundan analiz edilen örneklerin çoğunun negatif Ce anomalileri gösterdiğini ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ : 0.67-0.99,  $n=17$ ) ve kireçtaşlarının hem negatif hem de pozitif Eu anomalileri gösterdiğini ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ : 0.58-2.91,  $n=19$ ) belirtmişlerdir. Araştırmacılar, çoğu örnekte tespit edilen pozitif Eu anomalilerinin, hidrotermal sıvıların etkisinden veya hidrotermal Fe-sülfidin birlikte çökmesinden kaynaklanıyor olabileceğini ifade etmişlerdir.

Konya-Isparta dolayında Alt-Orta Kambriyen Çaltepe kireçtaşlarının  $\delta\text{O}^{18}$ ,  $\delta\text{C}^{13}$ ,  $\delta\text{Sr}^{87/86}$  izotop ve nadir toprak element jeokimyası konulu çalışmada Özkan ve Küpeli (2017), Çaltepe karbonatlarının kemostratigrafisini belirlemek istemişlerdir. Araştırmacılar Çaltepe kireçtaşlarının çökelişi sürecinde ortama terrijen detritiklerin katıldığını, bu detritiklerin karışık provenanstan sağlandığını saptamışlardır. Araştırmacılar, Çaltepe kireçtaşlarının denizel sudaki çökeliş özelliklerini kısmen muhafaza ettiklerini, nispeten yüksek NTE kapsadıklarını ve hidrotermal sıvılar tarafından da alterasyona uğradıklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar ayrıca, Çaltepe kireçtaşlarının depolanmasının muhtemelen Baykonuriyen Buzul dönemine ait buzulların erimesi ile oluşan akarsu akış girdilerinin gerçekleştiği, oksik-anoksik şartlarında olduğunu vurgulamışlardır.



Söğütözü-Ladik (Konya/Turkey) çevresindeki Bozdağ formasyonu dolomitlerinin nadir toprak elementlerinin jeokimyasal özellikleri konulu çalışmasında Özkan (2019), Bozdağ dolotaşlarında da Bozdağ kireçtaşlarında olduğu gibi nadir toprak elementçe fakirleşme gözlemlendiğini ve dolotaşı örneklerinin günümüz sıg deniz suyundan daha düşük Ce/Ce\* ve Pr/Pr\* oranını gösterdiğini, bunun da dolomitleşmenin, geç diyajenez sırasında, değişmiş deniz suyundan orta ve derin gömülme ortamında oluştuğunu ifade ettiğini belirtmiştir. Araştırmacı, Bozdağ dolotaşlarının Y/Ho değerlerinin 5-50 arasında değiştiğini ve bu değerlerin denizelden ziyade karasal girdiden kaynaklandığını vurgulamıştır. Araştırmacı yine, Bozdağ dolotaşı örneklerinin Eu/Eu\* ve Ce/Ce\* değerleri arasında negatif bir korelasyon gözlemlendiğini, bu durumda nadir toprak elementlerinin karasal girdiden sağlandığını gösterdiğini ifade etmiştir.

Kızılören formasyonu proje konusunda yapılmış “Doğu Sibirya, Kuzey-Batı Rusya ve Pamirlerin Erken Prekambriyen ve Fanerozoik Metamorfik Komplekslerindeki Karbonat Kayaçlarının Jeokimyası” konulu çalışmalarında Levitskiy ve ark. (2019) Erken Prekambriyen ve Fanerozoik metamorfik komplekslerindeki karbonat kayaçlarının jeokimyasal incelemesi yapmışlar ve farklılıklarını ortaya çıkarmışlardır. Araştırmacılar, Fanerozoik kayaçlarla karşılaştırıldığında, Prekambriyen karbonat kayalarının Fe, Mn bakımından zenginleştiğini, nadir toprak element içeriğinin ve Sr ile Ba'un fakirleştiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Fe ve Mn'daki zenginleşmenin kaynak bölgelerdeki bazik ve ultrabazik kayaçların baskın olmasından kaynaklandığını vurgulamışlardır.

“Hanönü (Akpınar güneyi, Konya) çevresindeki Üst Triyasik–Alt Jurasik Kızılören formasyonu bitümlü kireçtaşlarının kaynak kayaç özelliklerinin incelemesi” konulu projelerinde Özkan ve Gündüz (2020), Geç Triyas-Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu karbonatlarının kaynak kayaç özelliği taşıyıp taşımadığının belirlenmesini çalışmışlardır. Araştırmacılar, kaya-evil piroliz sonuçlarına göre Kızılören formasyonu örneklerinin toplam organik karbon içeriğinin çok düşük (<5%) olduğunu ve zayıf kaynak kaya özelliği gösterdiğini ifade etmişlerdir. Araştırmacılar bu durumun, Kızılören formasyonu örneklerinin S2 değerlerinin de çok düşük (<2.5 mg/g) olması ile de desteklendiğini, Kızılören formasyonunun inceleme alanlarındaki kısmında toplam organik karbon miktarının çok düşük olması (<5%), çökelme ortamı şartlarının organik madde birikimi için pek uygun olmadığını gösterdiğini, dolayısıyla Kızılören formasyonunun çökeldiği ortamın sıg denizel ve oksijen açısından zengin bir ortam olduğunu belirtmişlerdir.

### 3. MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanındaki materyali Kızılören formasyonuna ait kireçtaşı numuneleri temsil etmektedir. İnceleme alanının jeolojik haritası Karakoç (1996)'dan alınmış ve değiştirilerek kullanılmıştır. Arazi çalışmasında Kızılören formasyonuna ait kireçtaşlarının en iyi yüzlek verdiği iki alandan ölçülü stratigrafi kesiti boyunca sistematik 20 adet örnek alınarak, bu seviyelerin fotoğrafı çekilmiştir. Toplanan numunelerin ince kesit yapımı, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde gerçekleştirilmiştir. Numunelerin ince kesitlerinde, olması muhtemel dolomit minerali ve kalsit mineralini ayırd etmede alizarin kırmızısı kullanılmıştır. Seçilen 11 numune jeokimyasal analiz için Kanada ülkesindeki Acme analitik laboratuvarına gönderilmiş ve ICP-ES/ICP-MS cihazlarında okumaları gerçekleştirilmiştir.

Arazi gözlemleri ve laboratuvar incelemeleri ile sağlanan tüm veriler, literatür katkıları da kullanılarak rapor edilmiştir.

## 4. STRATİGRAFİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Karakoç (1996) tarafından ayrıntılı stratigrafi çalışması yapılmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2). Karakoç (1996) inceleme alanında, Geç Permian-Geç Triyas yaşlı kırmızı, yeşil, sarı renkli çamurtaşı, kuvarsit, konglomera, sleyt, fillit ile gri-koyu gri renkli kristalize kireçtaşıdan oluşan Aladağ formasyonunun temeli oluşturduğunu, Aladağ formasyonu üzerine uyumlu olarak Geç Triyas-Erken Jura yaşlı koyu gri-siyah renkli dolotaşı, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşıdan oluşan Kızılören formasyonunun geldiğini, Kızılören formasyonu üzerine uyumlu olarak Jura-Kretase yaşlı açık gri-gri renkli kristalize kireçtaşıdan oluşan Lorasdağı formasyonunun geldiğini, Lorasdağı formasyonu üzerine uyumsuz olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kahverengi-kırmızı renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşıdan oluşan Sille formasyonunun geldiğini, Sille formasyonu üzerine uyumlu dokanakla Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı açık kahve-kirli sarı renkli killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşıdan oluşan Ulumuhsine formasyonunun geldiğini belirtmiştir (Şekil 4.2).

### 4.1. Aladağ Formasyonu (P<sub>1</sub>fa)

Kireçtaşı mercekli, sleyt, fillit, metakuvarsit-kuvarsit, metakonglomera-konglomera birimlerinden oluşan istif, ilk kez Göğer ve Kıral (1969) tarafından Aladağ formasyonu adı altında tanımlanmış ve isimlendirilmiştir. Birim, bu çalışmada da Aladağ formasyonu olarak incelenmiştir. Aladağ formasyonu inceleme alanının güney ve kuzeyinde orta genişlikte yayılım göstermektedir (Şekil 4.2).

Aladağ formasyonu kuvarsitleri, açık kahve ve koyu sarı renkli, belirgin tabakalanmalı olup, kireçtaşı mercekleri ile yanal ve düşey geçiş gösterirler (Karakoç, 1996). İnce kesitlerde kuvarsitler, %90-95 oranında kuvars, %2-3 oranında opak mineraller ve %5 oranında silis çimento içermekte ve Dott (1964)'a göre kuvars arenit olarak adlandırılmışlardır (Karakoç, 1996). Bazı örneklerdeki kuvars tanelerinin kenetlenmeli ve yönlenmeli olmalarından dolayı bu seviyeler Karakoç (1996) tarafından metakuvarsit olarak değerlendirilmiştir. Formasyonun diğer önemli bileşenini oluşturan fillit ve sleytler, mor ve yeşil renkli, yapraklanmalı ve kıvrımlanmalıdırlar (Karakoç, 1996). Bu litolojiler, konglomeralara yanal geçiş gösterirler ve konglomeraların çakılları siyah renkli dolotaşı, gri renkli kireçtaşı, çört ve kuvarsitlerden oluşmaktadır (Karakoç, 1996). Bu çakıllarda da yer yer yönlenmeler gözlenmekte ve çimentosunu karbonatlar oluşturmaktadır (Karakoç, 1996). Konglomeralar, ince-blok boyutlu çakıllar kapsamaktadır. Formasyonun bir diğer bileşeni

olan şeyller, pembe ve vişne renkli, yapraklanmalı olup, kumtaşı ve kireçtaşı ile ardalanma sunmaktadırlar (Karakoç, 1996). Merceksi kireçtaşları, gri renkli, ince tabakalı kesimlerde çamurtaşları ile ardalanmalı ve bazı seviyelerde iz (vermes tüpü benzeri) fosillidirler (Karakoç, 1996). Kireçtaşlarının ince kesitlerinde %65-70 intraklast, %10-15 fosil, %10-15 sparit çimento gözlenmiş ve kayaç biyointraspelit (Folk, 1959) olarak adlandırılmıştır (Karakoç, 1996).

Aladağ formasyonunun tabanı inceleme alanında gözlenmemekte, üstten ise Kızılören formasyonu ile uyumlu, Ulumuhsine, Yürükler ve Topraklı formasyonları ile açılı uyumsuzdur (Şekil 4.1 ve 4.2). Formasyonun kalınlığı Görmüş (1984)'e göre 400- 600 m arasında değişmektedir.

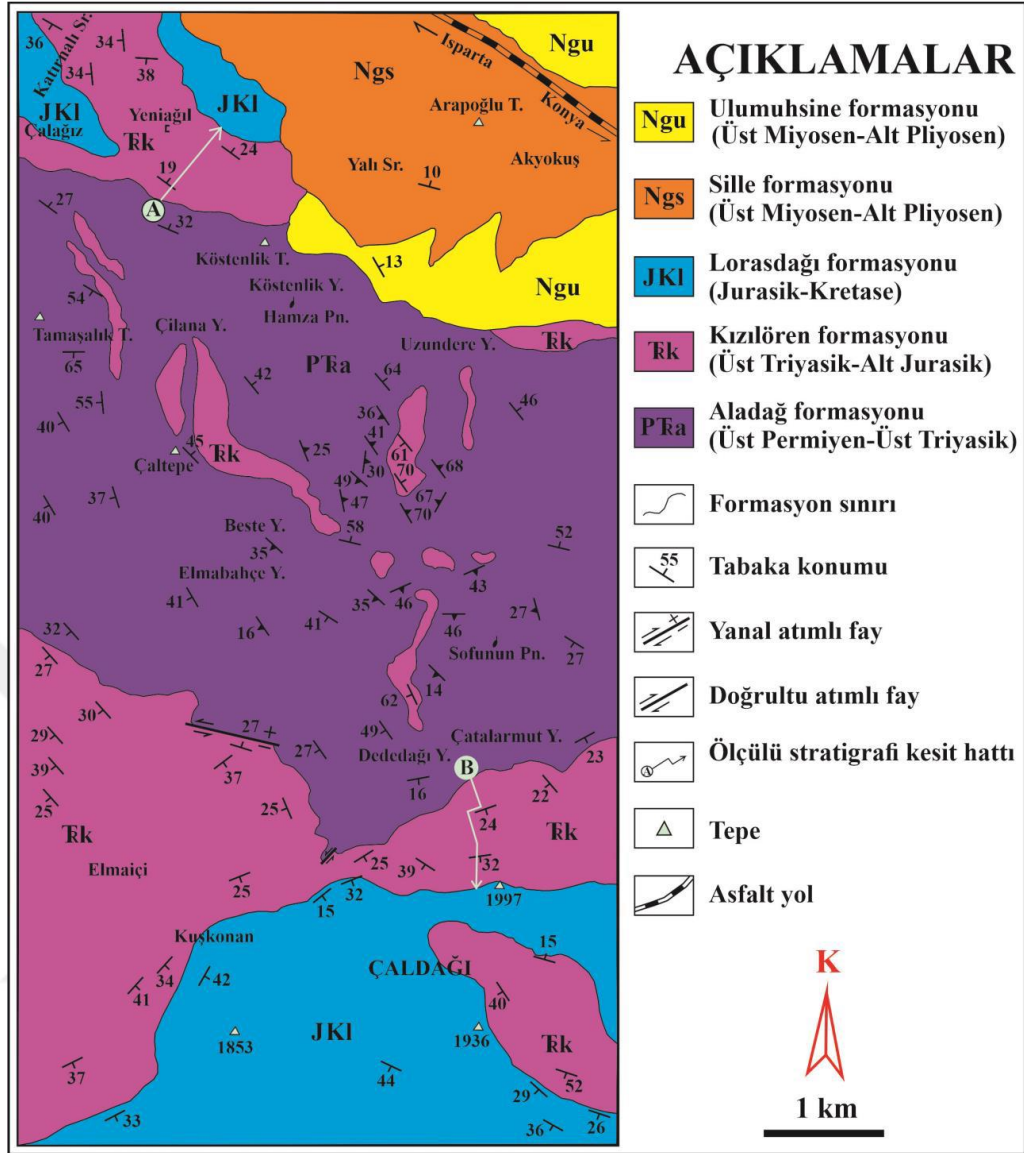
Formasyonun yaşı, Eren (1993) tarafından Geç Permiyen-Geç Triyas olarak verilmiş, bu çalışmada da bu yaş kullanılmıştır.

Formasyon, karışık kıyı özelliğindeki sığ denizel ortamda çökelmiştir (Karakoç, 1996).

#### **4.2. Kızılören Formasyonu (KJK)**

Kireçtaşı ve dolotaşlarından oluşan birimi ilk olarak Görmüş (1984) Kızılören çevresinde yaptığı yüksek lisans çalışmasında Kızılören formasyonu olarak tanımlamış ve adlandırmıştır. Bu çalışmada da Kızılören formasyonu adı altında incelenmiştir. İnceleme alanında geniş yayımlı olarak gözlenen Kızılören formasyonu, Çal Dağı doğusu, kuzeyi ve batısında, Çaltepe çevresinde, Tamaşalık Tepe çevresinde, Köstenlik Tepe kuzeybatısında yüzlek verir (Şekil 4.2).

Formasyon, gri, koyu gri, siyah renkli, orta-kalın tabakalı (Şekil 4.3 ve 4.4), bazı seviyelerde stromatolitik özellikte, laminalanmalı dolotaşı, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşur (Özkan ve Elmas, 2012). Kızılören formasyonu tabanında yaygın olarak gözlenen dolotaşları, ince-iri kristalli, dolomikrit, dolosparit, kirli ve berrak sadle dolomit, boşluk ve çatlak dolgusu dolomit ile replasif özellikte dolomit seviyeleri şeklinde gözlenirler (Özkan ve Elmas, 2012). Kızılören formasyonu dolomitleri, mimetik ve mimetik olmayan şekildedirler. İnceleme alanımızda kireçtaşları şeklinde gözlenen Kızılören formasyonu, koyu gri, gri renkli, ince-kalın tabakalı (Şekil 4.3 ve 4.4) seviyeler sunmaktadır. Kireçtaşları, bol çatlaklı ve damarlı, bazı seviyelerde breşik (Şekil 4.3A-5 ve 4.4B-1), bazı seviyelerde laminalıdır (Şekil 4.3A-24). İnce kesit incelemesine göre kayaç çamurtaşı, vaketaşı ve istiftaşı (Dunham, 1962) olarak adlandırılmıştır.

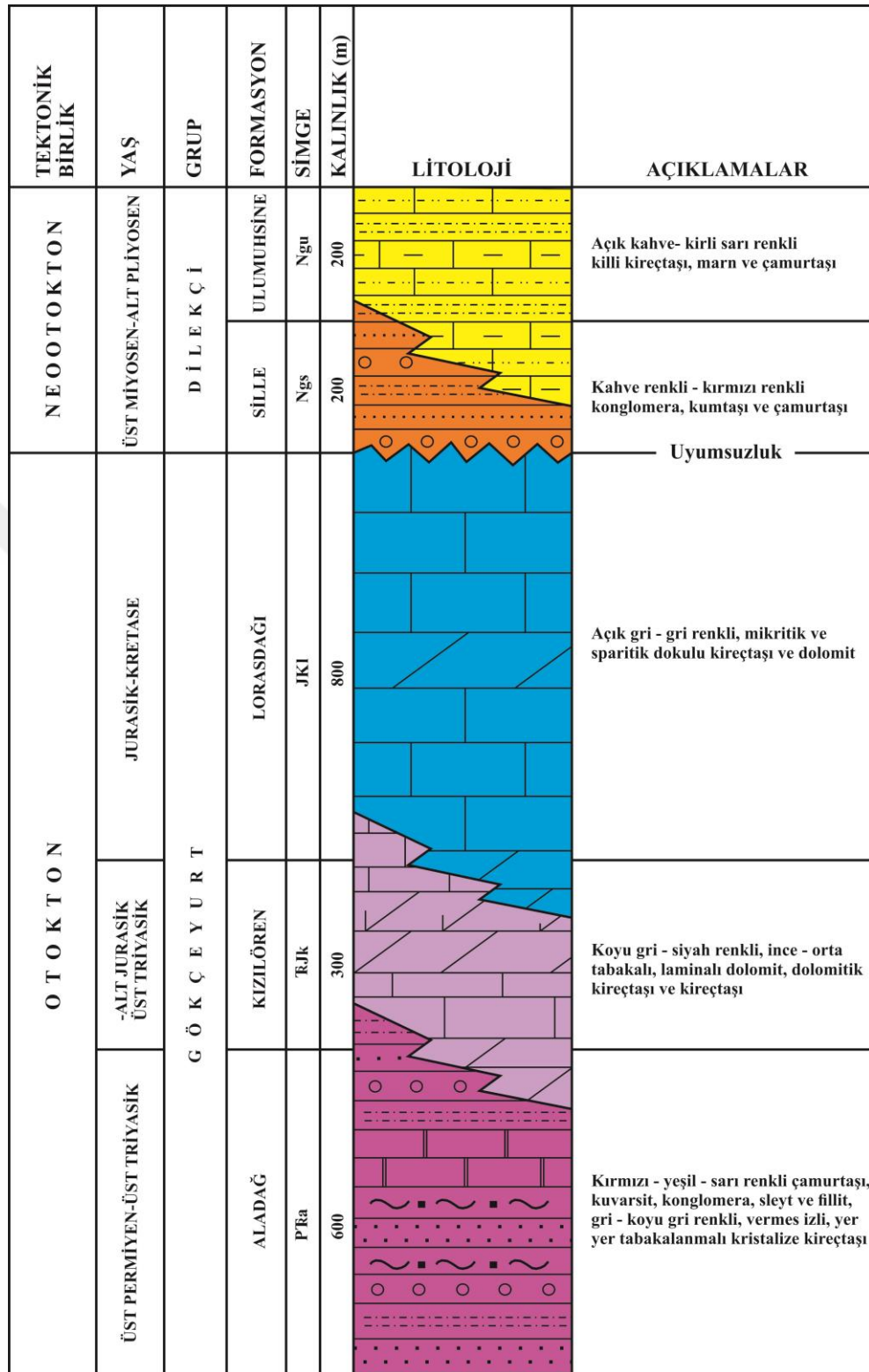


Şekil 4.1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Karakoç, 1996'dan değiştirilerek)

Formasyon alttan Aladağ formasyonu üzerine uyumlu dokanakla gelirken, üstten Lorasdağı formasyonu tarafından uyumlu dokanaklı, Sille ve Ulumuhsine formasyonları ile açılı uyumsuz dokanaklıdır (Şekil 4.1 ve 4.2). Formasyonun kalınlığı, ölçülü stratigrafi kesitlerine göre 92m (ÖSK-A) ve 116m (ÖSK-B) arasında değişirken, Karakoç (1996) tarafından 300 m kalınlıkta olduğu belirtilmiştir.

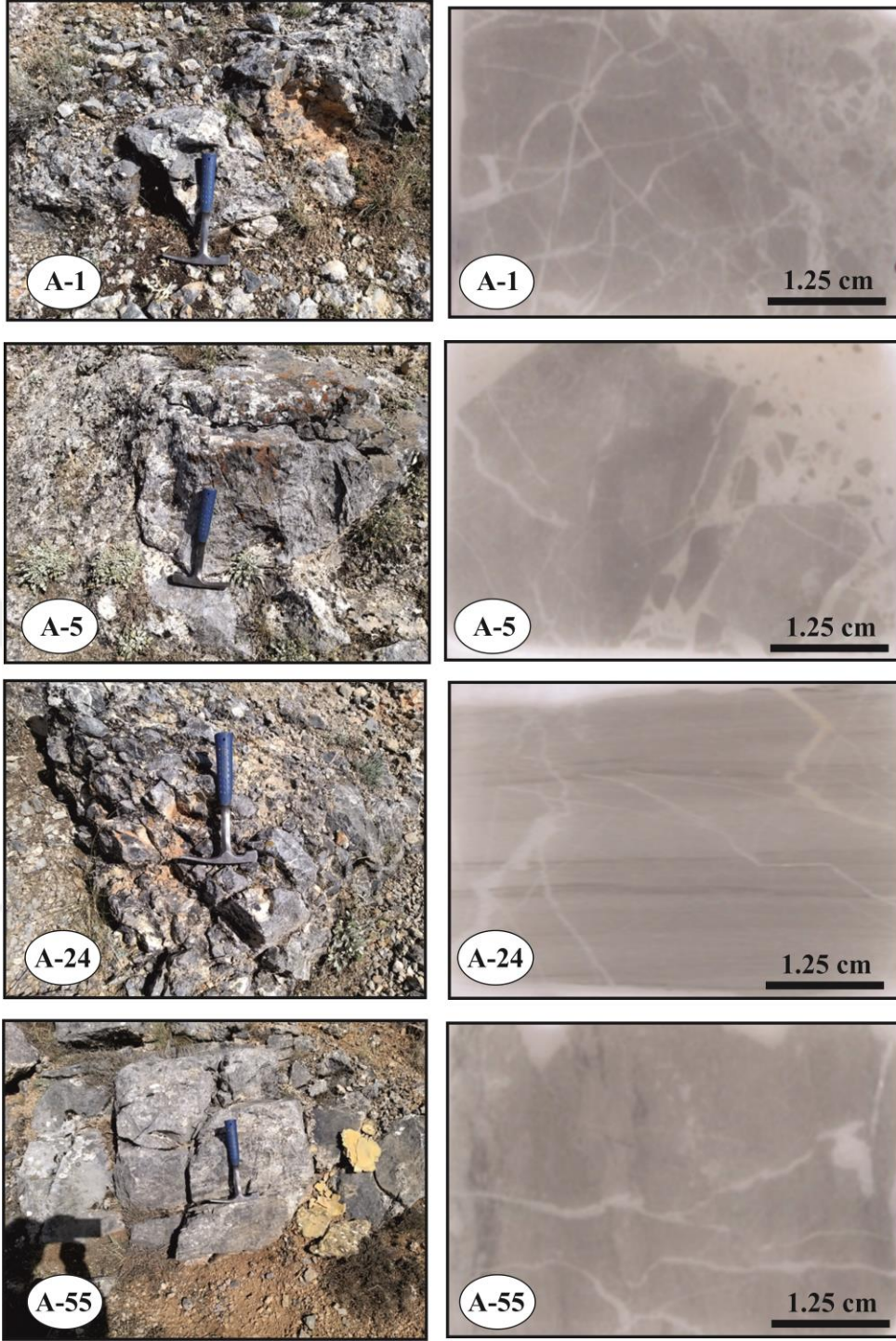
Kızılören formasyonunun yaşı Karakoç (1996) tarafından Geç Triyas-Erken Jura olarak belirlenmiş olup, bu çalışmada da birimin yaşı Geç Triyas-Erken Jura olarak değerlendirilmiştir.

Kızılören formasyonu sedimantolojik ve paleontolojik özelliklerine göre sığ denizel ortamda çökelmiştir.

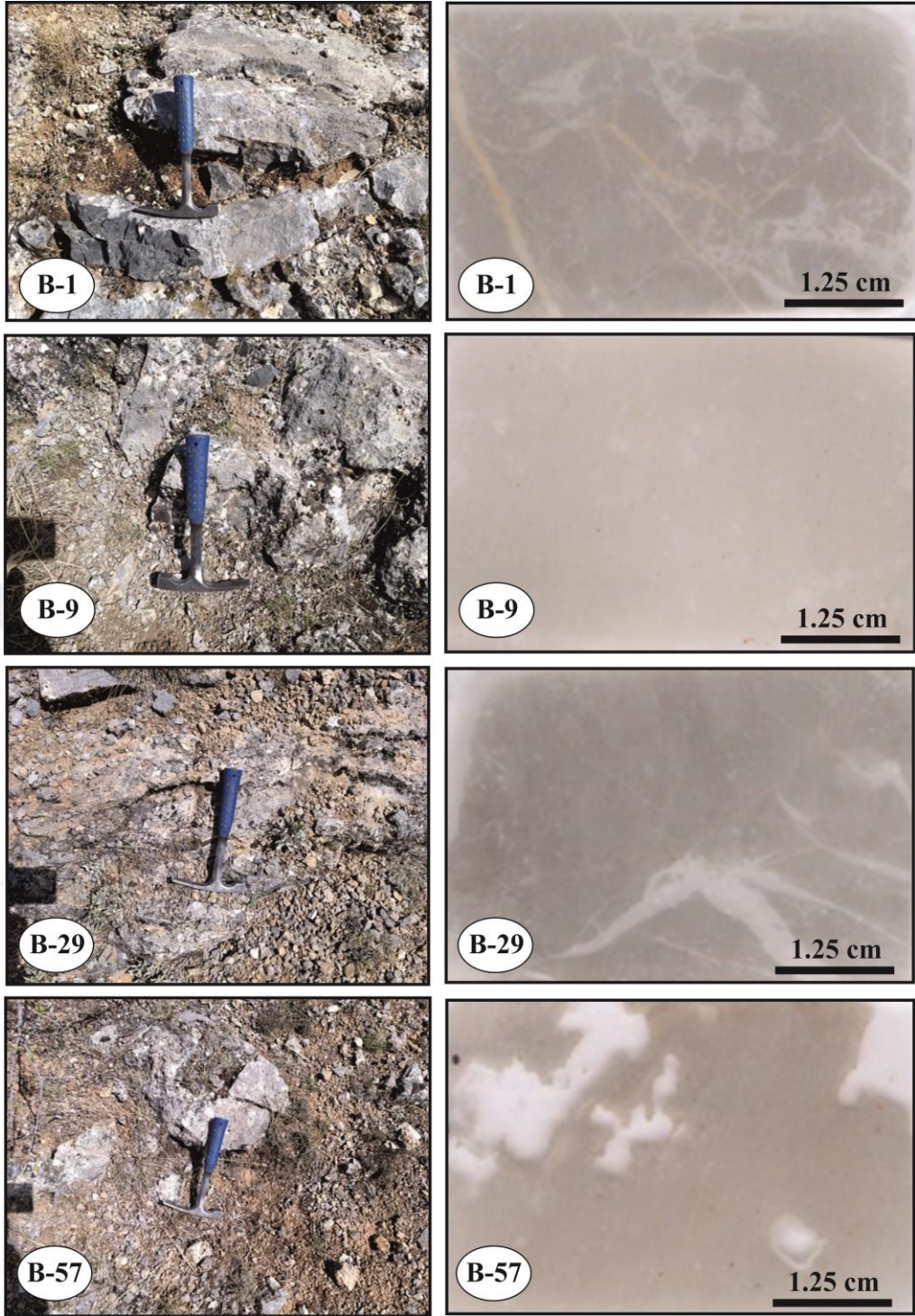


Şekil 4.2. İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz; Karakoç, 1996'dan değiştirilerek)





Şekil 4.3. Kızılören formasyonu kireçtaşlarının saha ve ince kesit tarama görünümü (Köstenliktepe ölçülü stratigrafi kesiti).



Şekil 4.4. Kızıllören formasyonu kireçtaşlarının saha ve ince kesit tarama görünümü (Çaldağı ölçülü stratigrafi kesiti).



### 4.3. Lorasdağı Formasyonu (JKI)

Birimin adı, ilk kez Göğler ve Kral (1969) tarafından, Konya batısında Doğu-Batı gidişli önemli bir yükselti olan Loras Dağı'na atfen Lorasdağı kireçtaşı şeklinde kullanılmıştır. Daha sonra Konya çevresinde çalışan birçok yerbilimci, bu adın değişik versiyonlarını aynı litostratigrafi birimi için kullanmışlardır (Loras kireçtaşı, Özcan ve ark.,1990; Loras formasyonu, Hakyemez ve ark.,1992; Lorasdağı formasyonu, Eren, 1993 gibi). Bu çalışmada da Eren (1993) adlaması kabul edilerek Lorasdağı formasyonu şeklinde kullanılmıştır. Formasyon inceleme alanında Çal Dağı çevresinde ve Köstenlik Tepe kuzeybatısında dar yayılımlı olarak yüzlek verir (Şekil 4.1).

Gri renkler sunan, orta-kalın katmanlı, yoğun eklemli ve kalsit damarlı kireçtaşları ile başlayan Lorasdağı formasyonu, alt ve orta kesimlerde çok ince çört yumru ve bantları içeren mikritik düzeyleri de içerir (Turan, 2010). Lorasdağı formasyonu orta-üst seviyelerde gri-açık gri renkli, bol çatlaklı, bazı seviyelerde rekristalize olmuş veya dolomitleşmiş, orta-kalın katmanlı karbonatlar şeklindedir. Lorasdağı formasyonu alt seviyelerinden alınan kireçtaşı numuneleri Folk (1959)'a göre biyopelintramikrit olarak adlandırılmıştır (Turan, 2010).

Birimin orta düzeylerine ait örnekler yer yer rekristalizasyon gösteren karbonat çamuru ile bağlanmış fosilli intramikritler şeklindedir. En üst seviyelerde ise, 0.3 mm genişlikte, birbirlerine dik gelişmiş kılcal nitelikli yoğun kalsit damarlı ve kataklastik etki sonucu breşleşmeler gösteren ve foraminifer ile makro kavkı parçaları içeren fosilli mikritler yer almaktadır (Turan, 2010).

Lorasdağı formasyonu, alt sınırında Geç Triyas-Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu ile uyumlu olup, üstten Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Sille formasyonu ile uyumsuz dokanaklıdır (Şekil 4.2). Lorasdağı formasyonunun kalınlığı, Karakoç (1996) tarafından 800 m olarak belirtilmiştir.

Turan (2010) Lorasdağı formasyonu örneklerinin paleontolojik determinasyonlarında alglerden; *Paleodacyclatus mediterraneus*, *Paleodacyclatus* sp., *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella* sp. ve foraminiferlerden; *Valvulina* sp., *Sphovalvulina* sp., *Mesoendothyra* sp., *Ophtalmidium* sp. gibi cins ve türlere göre, birimin alt-orta bölümü için Jura yaşını önermiştir. Karakoç (1996) ise formasyonun yaşını Jura-Kretase olarak değerlendirmiştir. Bu çalışmada da formasyonun yaşı Jura-Kretase olarak kullanılmıştır.

Lorasdağı kireçtaşının litolojik gelişimi ve kapsadığı algli, neritik foramlı, pelloidli, intraklastlı mikritik mirofasiyesler, çökeltme alanının genel anlamda ılık ve

düşük enerji koşullarında şekillenmiş sığ bir karbonat şelfi olduğunu gösterir (Turan, 2010).

#### 4.4. Sille Formasyonu (Ngs)

Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı formasyonlar üzerinde uyumsuzlukla yer alan, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşından oluşan birim, formasyon mertebesinde ilk kez Eren (1993) tarafından tanımlanmıştır. Tip yeri Konya'nın 8 km kuzeybatısındaki Sille yöresinde (Eren, 1993) olan Sille formasyonu, inceleme alanının kuzeyinde Akyokuş, Yalı Sırtı ve Arapoğlu Tepe dolayında dar yayımlı olarak yüzlek verir (Şekil 4.1).

Sille formasyonunu oluşturan egemen litoloji kırmızı-kahve, koyu sarı renkli, kalın tabakalı, polijenik çakıltaşlarıdır. Çakıltaşları arasında 30-40 cm kalınlıklı tabakalardan oluşan, kötü boylanmış, köşeli-az yuvarlak kum taneleri kapsayan litik kumtaşları gözlenir. Yine aynı istif içinde 10-15 cm kalınlıklı tabakalar halinde 2-5 mm çapında az oranda çakıl ve kum içeren çamurtaşları gözlenmiştir (Turan, 2010).

İnceleme alanında alttan Kızılören ve Lorasdağı formasyonları üzerine uyumsuzlukla gelen Sille formasyonu, üstten yanal ve düşey geçişli olarak Ulumuhsine formasyonu tarafından uyumlu dokanakla örtülmektedir (Şekil 4.1 ve 4.3). Sille formasyonunun kalınlığı, Karakoç (1996) tarafından 200 m olarak ifade edilmiştir.

Sille formasyonu içerisinde Görmüş (1984) tarafından Kızılören Mahallesi (Konya batısı) dalayında *Protorxy carolinae*, *Gazella deperdita*, *Sus erymanthius*, *Tragocerus amaltheus*, *Prostrepticerus rothundicordis*, *Ouis* sp., *Hiparion* sp., *Ictitherium* sp. gibi bazı omurgalı fosilleri bulunarak birime Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı verilmiştir. Bu çalışmada da birim Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

Sille formasyonu Eren (1993) tarafından Orta-Geç Miyosen geçişinde etkin olan blok faylanmalara bağlı olarak yükseltelerin eteklerinde çamur ve moloz akmaları, geçici örgülü akarsu çökelleri ile karakterize olan flüvyal ve alüvyal yelpaze çökelleri şeklinde gelişmiştir.

#### 4.5. Ulumuhsine Formasyonu (Ngu)

Kireçtaşı, stromatolitik kireçtaşı, çamurtaşı, marn araldanmasından oluşan bu istife Eren (1993) tarafından Ulumuhsine formasyonu adı verilmiştir. Bu çalışmada da bu adlama benimsenmiştir. Birim, çalışma alanının kuzeydoğusunda dar yayılım gösterir (şekil 4.2).

Formasyon, altta bej, krem renkli kireçtaşı ile başlar ve beyaz, krem renkli killi kireçtaşı, krem, yeşilimsi gri marn, krem ve beyaz renkli çamurtaşı araldanması ile devam eder (zkan, 1998). Bej renkli kireçtaşları bazı seviyelerde bej, krem renkli çört bant ve yumruları içerir. Ayrıca formasyon, beyaz, pembe renkli tüfit, gri, sarı renkli konglomera, bej, kahverengi renkli stromatolitik kireçtaşı ve kömürlü siyah renkli çamurtaşı ara katkıları da içermektedir (zkan, 1998). Ulumuhsine formasyonu bazı seviyelerde, beyaz, krem renkli dolotaşı içerir. Üst bölümlere doğru killi kireçtaşı-çamurtaşı araldanmasının yaygın olarak görüldüğü bölümlerde türbiditik konglomeralar, kumtaşları ve kalsiruditler gözlenmektedir. Ayrıca formasyon, volkaniklerle (Küçükmuhsine formasyonu) olan dokanağında da az yayılımlı ve az kalınlıkta çört (silis sinter) seviyesi içermektedir (zkan, 1998).

Formasyonun baskın litolojisini oluşturan kireçtaşları krem, bej renkli olup genellikle ince-orta tabakalı ve laminalı özelliktedir (zkan, 1998). Bu kireçtaşları, bol miktarda gastropod, bivalv, ostrakod, iz fosil ve az miktarda bitki parçası içerir. Yer yer kuruma çatlaklarının gözlendiği birimde, türbiditik sualtı dağıtıcı kanal dolgularını temsil eden gri renkli konglomeratik seviyeler bulunur (zkan, 1998). Bazı seviyelerde stromatolit ve onkolit çakıllarından oluşan kalsiruditler ile akarsu okelleri gözlenir. Akarsu okelleri, çoğunlukla konglomeralardan ve daha az olarak kumtaşlarından oluşurlar ve kaba ters derecelenme, kama şekilli çapraz tabakalanma içerirler (zkan, 1998). Ayrıca kireçtaşları, çamurtaşı, marn, tüfit, stromatolitik kireçtaşı arakatıkları da içerir. Bu kireçtaşlarının bir seviyesinde de götit oluşumları gözlenmiştir. İlaveten bu kireçtaşları, bol miktarda organik madde içeriği nedeniyle bazı seviyelerde koyu gri-siyah renkli gözlenmektedir (zkan, 1998). Bu kireçtaşları, Dunham (1962)'a göre çamurtaşı, vaketaşı, istiftaşı ve tanetaşı şeklinde adlandırılmışlardır (zkan, 1998).

Killi kireçtaşları krem, bej renkli, ince-orta tabakalı, iyi gelişmiş laminalı, ostrakod, bivalv, gastropod, iz fosilli ve çrtleşmiş kök kalıplıdır (zkan, 1998). Bazı seviyelerde kuruma çatlakları içeren killi kireçtaşlarında, türbiditik kanal dolguları şeklinde yeşil renkli masif kumtaşları da gözlenir. Bu killi kireçtaşları bazı seviyelerde intraklast ve ooid içeren kireçtaşı özelliğindedir (zkan, 1998). Formasyonun bir başka baskın litolojisini oluşturan killi kireçtaşı-çamurtaşı araldanması, krem, bej renkli, killi kireçtaşları ince tabakalı ve laminalı özellik sunarken, çamurtaşları ince-çok kalın tabakalanmalıdır (zkan, 1998).

Formasyonun diğerk litolojisini oluşturan yüksek kalsiyumlu (protodolomit) dolotaşlar beyaz, bej renkli ve orta kalın tabakalanmalı olup, çoğunlukla yumuşak karbonat çamurtaşı şeklindedir (Özkan, 1998).

Formasyonun bir diğerk baskın litolojisini oluşturan çamurtaşları krem, bej renkli, ince-çok kalın tabakalı ve çoğunlukla masiftir (Özkan, 1998). Çamurtaşları, bazı seviyelerde indirgen ve yükseltgen ortam şartlarını belirten kırmızı-yeşil renk ardalanmaları gösterirler. Bazı seviyelerde, killi kireçtaşı-marn ardalanması sunarlar ve slamp yapısı içerirler (Özkan, 1998).

Formasyon alttan Aladağ ve Kızılören formasyonları ile açılı uyumsuz, Sille formasyonu ile uyumlu dokanaklıdır (Şekil 4.1 ve 4.2). Birimin kalınlığı 800 m'ye ulaşmaktadır (Özkan, 1998). Ancak Karakoç (1996) inceleme alanında formasyonun kalınlığını 200 m olarak belirtmiştir.


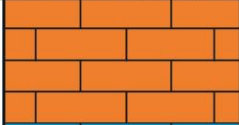
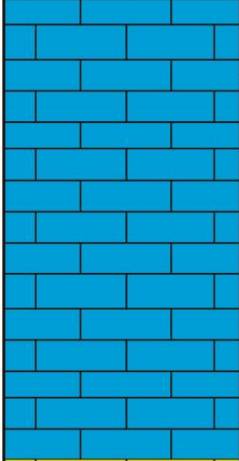
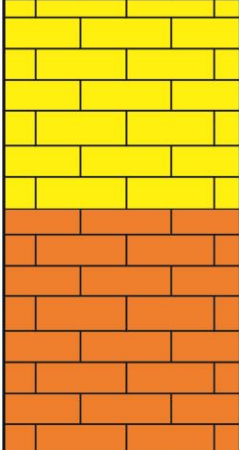
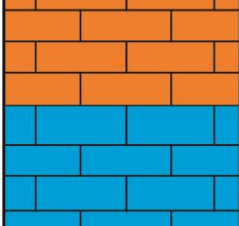
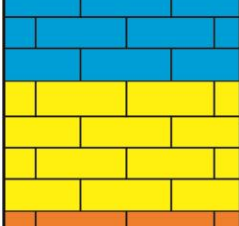
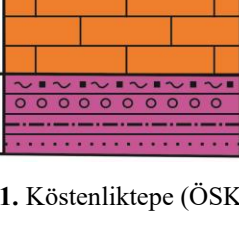


Eren (1993) Formasyonun yaşını Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak değerlendirmiştir. Bu çalışmada da bu yaş benimsenmiştir.

Ulumuhsine formasyonu, çoğunlukla gölsel (sığ-derin) bir ortamda ve daha az olarak da akarsu ortamında çökelmiştir (Özkan, 1998).

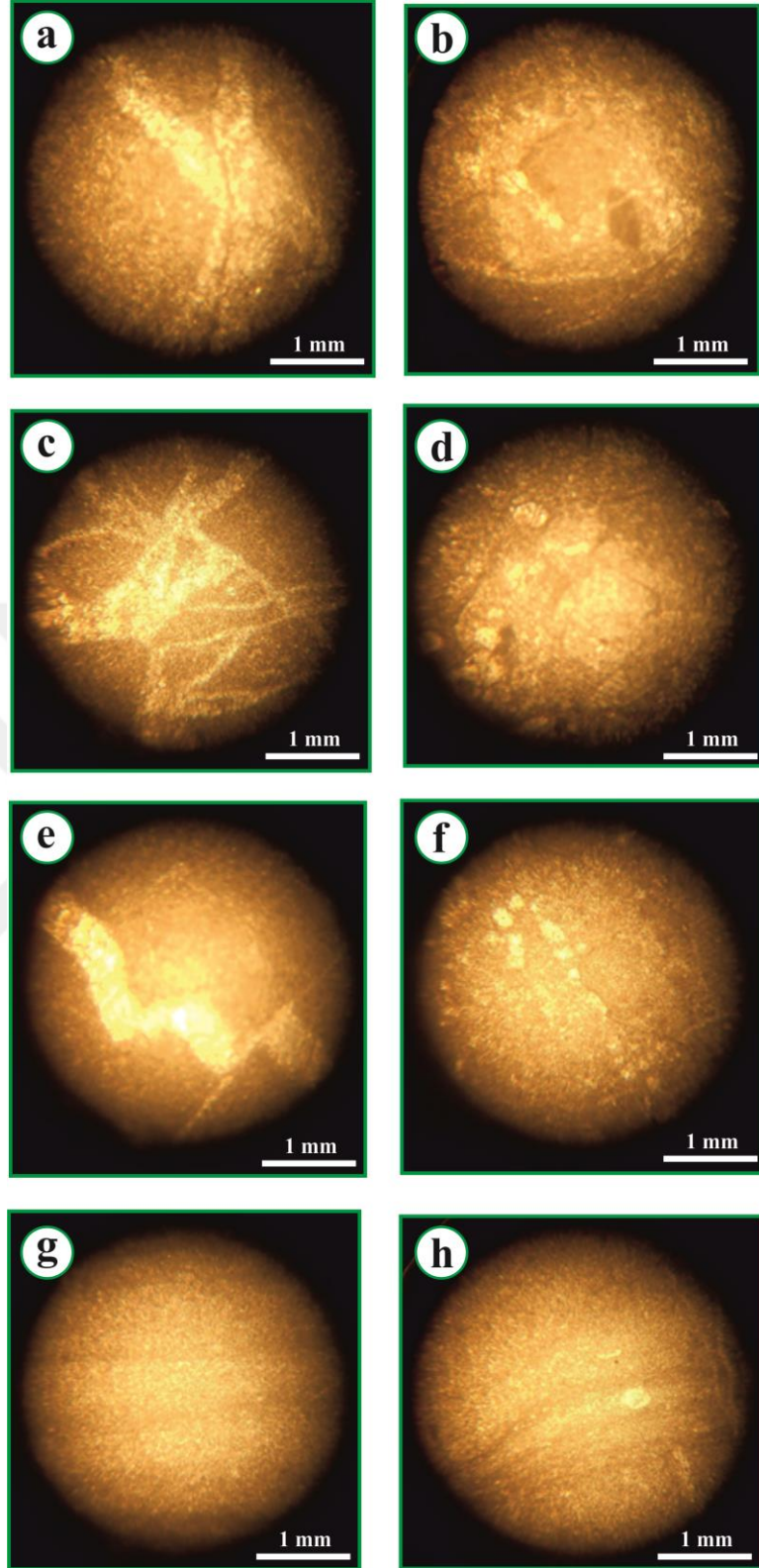
## 5. KIZILÖREN FORMASYONUNUN PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

### 5.1. Köstenliktepe (ÖSK-A) Ölçülü Stratigrafi Kesiti Örneklerinin Petrografisi

Kızılören formasyonu Köstenliktepe ölçülü stratigrafi kesitinden (Şekil 5.1) alınan örneklerin mikroskopik incelemesine göre, Kızılören formasyonu tabanda (örnek: A-1) çamurtaşı (Şekil 5.2a) şeklinde gözlenir. Bu seviyeden alınan örnekte, %8 fosil, %91 mikrit, %1 porozite ile sparikalsitik damarlar (Şekil 5.2a) gözlenmiştir. Ayrıca bu örnekte neomorfik mikrospar gelişimli alanlar da bulunmaktadır. Kızılören formasyonu A-5 örneği, istiftaşı (Şekil 5.2b) özelliğinde olup, %15 fosil, %20 intraklast, %65 mikrit, ile sparikalsitik damarlar içermekte ve breşik (Şekil 4.3 A-5) bir doku da sunmaktadır. Kızılören formasyonu A-8 örneği, vaketaşı (Şekil 5.2c-e) özelliğinde olup, %12 fosil, %81 mikrit, %5 sparikalsitik çimento ve %2 porozite kapsamakta olup, sparikalsitik damarlar (Şekil 5.2c), mikro faylanma (Şekil 5.2e), sitilolit ve sitilolitik porozite gözlenmektedir. Kızılören formasyonu A-12 örneği, yine vaketaşı (Şekil 5.2f) özelliğinde olup, %25 fosil, %3 dolomit, %68 mikrit, %4 sparikalsitik çimento içermektedir. Bu örnekteki dolomitler çok ince kristalli ve ksenotopik şekilli olup, yer yer sitilolit gelişimi de gözlenmiştir. Kızılören formasyonu A-18 örneği, çamurtaşı (Şekil 5.2g,h) özelliğinde olup, %3 fosil, %5 dolomit, %91 mikrit, %1 porozite kapsamaktadır. Bazı seviyelerde laminalanmalı (Şekil 5.2g,h) ve yoğun sparikalsitik damarlıdır. Dolomitler, çok ince kristalli ve ksenotopik şekildedir. Kızılören formasyonu A-24 örneği, yine çamurtaşı (Şekil 5.3a) özelliğinde olup, %5 fosil, %1 opak mineral, %1 dolomit, %93 mikrit kapsamaktadır. Laminalı çamurtaşı (Şekil 4.3 A-24) özeliğindeki bu seviyede çadır yapısı (Şekil 5.3a) da gözlenmiştir. Bu örnekteki dolomitler de çok ince kristalli ve ksenotopik dokuludur. Kızılören formasyonu A-30 örneği, istiftaşı (Şekil 5.3b,c) özelliğinde olup, %38 fosil, %57 mikrit, %5 sparikalsitik çimento gözlenmiştir. Kızılören formasyonu A-38 örneği vaketaşı özelliğinde olup, %14 fosil, %81 mikrit, %4 sparikalsitik çimento, %1 opak mineral (Şekil 5.3d) gözlenmiştir. Bu seviyede sparikalsitik damarlar (Şekil 5.3d,e) da görülmektedir. Kızılören formasyonu A-47 örneği vaketaşı özelliğinde olup, %15 fosil, %66 mikrit, %7 sparikalsitik çimento, %12 porozite gözlenmiştir. Kızılören formasyonu A-55 örneği çamurtaşı (Şekil 4.3 A-55; Şekil 5.3f) özelliğinde olup, %8 fosil, %86 mikrit, %5 sparit ve %1 porozite kapsamaktadır. Bu örnekte kesişen sitilolitler ve tanımlanamayan fosiller (Şekil 5.3f) gözlenmiştir.

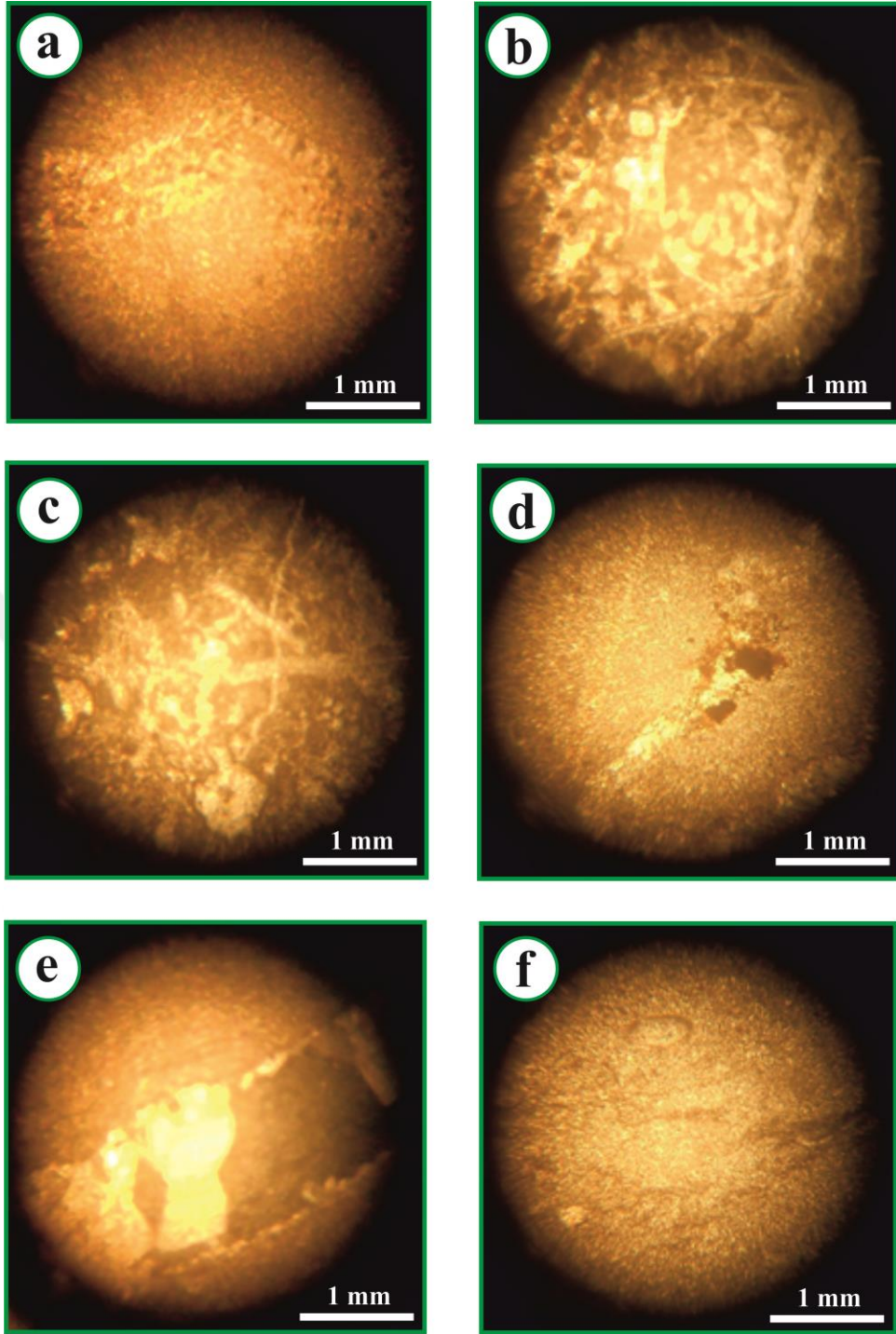
YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	AÇIKLAMALAR	ÖRNEK
Kretase Jura-	Lorasdağı		800	Dolotaşı, kireçtaşı	
Geç Triyas-Erken Jura	Kızılören		90	Çamurtaşı	A-55
			80	Vaketaşı	A-47
			70	Vaketaşı	A-38
			60	İstiftaşı	A-30
			50	İstiftaşı	A-24
			40	Çamurtaşı	A-18
			30	Vaketaşı	A-12
			20	Vaketaşı	A-8
			10	İstiftaşı	A-5
			Çamurtaşı	A-1	
Geç Triyas Geç Permisyen	Aladağ		600	Çamurtaşı, kuvarsit, konglomera sleyt, fillit	

Şekil 5.1. Köstenliktepe (ÖSK-A) ölçülü stratigrafi kesiti



**Şekil 5.2.** Kızılören formasyonu Köstenliktepe ölçülü stratigrafi kesiti örneklerinin mikroskopik fotoğrafları. **a)** mikrit ve kesişen sparikalsitik damarlar T.N. (A-1). **b)** fosil, intraklast, mikrit, sparikalsitik damar T.N. (A-5). **c)** mikrit ve kesişen sparikalsitik damarlar, T.N. (A-8). **d)** fosiller, mikrit, T.N. (A-8). **e)** fosil, mikrit, sparikalsitik mikro-faylı damar T.N. (A-8). **f)** bol miktarda fosil, mikrit T.N. (A-8). **g)** fosilli ve laminalı mikrit T.N. (A-18). **h)** fosilli ve laminalı mikrit T.N. (A-18).





**Şekil 5.3.** Kızıllören formasyonu Köstenliktepe ölçülü stratigrafi kesiti örneklerinin mikroskopik fotoğrafları. **a)** çadır yapısı, mikrit T.N. (A-24). **b)** fosil, pellet, mikrit, sparikalsitik damar T.N. (A-30). **c)** fosil, pellet, mikrit, sparikalsitik damar T.N. (A-30). **d)** fosil, opak mineral, mikrit, sparikalsitik damar T.N. (A-38). **e)** mikrit, sparikalsitik damar Ç.N. (A-38). **f)** fosil, mikrit, kesişen silitolitler T.N. (A-55).

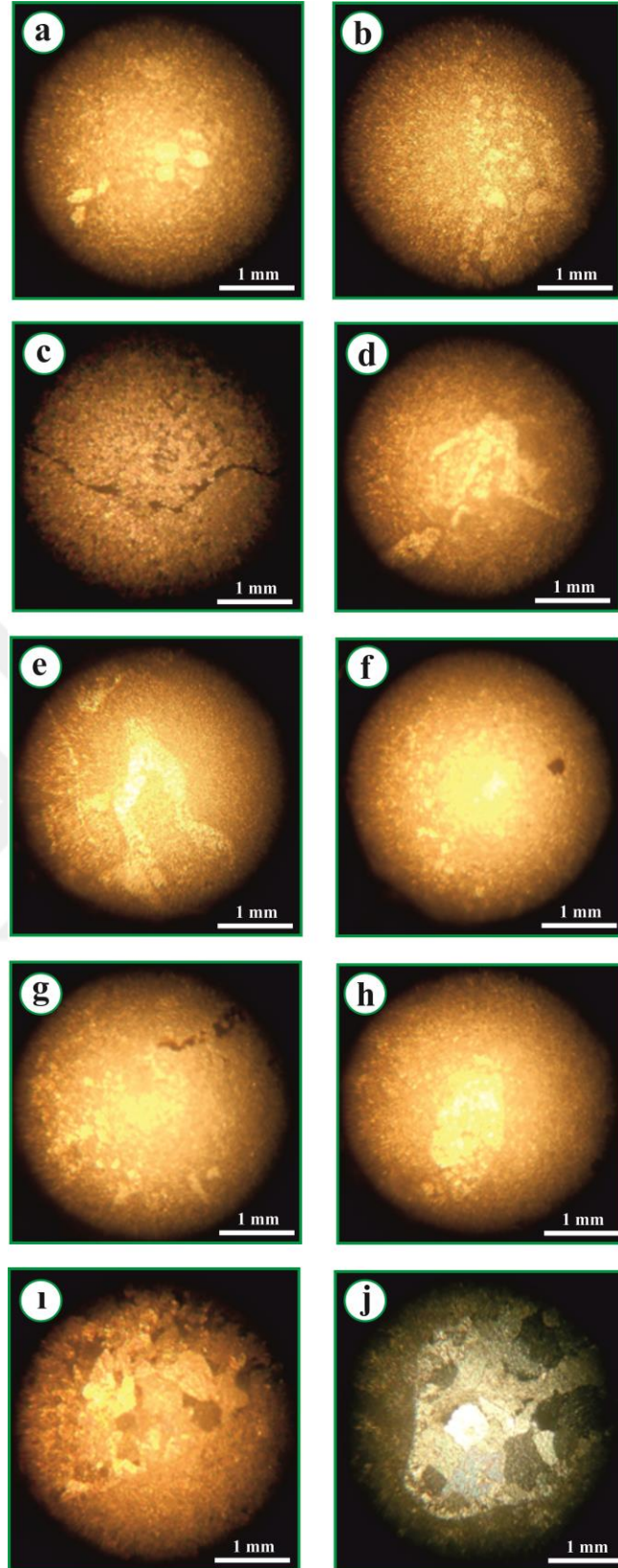


## 5.2. Çaldağı (ÖSK-B) Ölçülü Stratigrafi Kesiti Örneklerinin Petrografisi

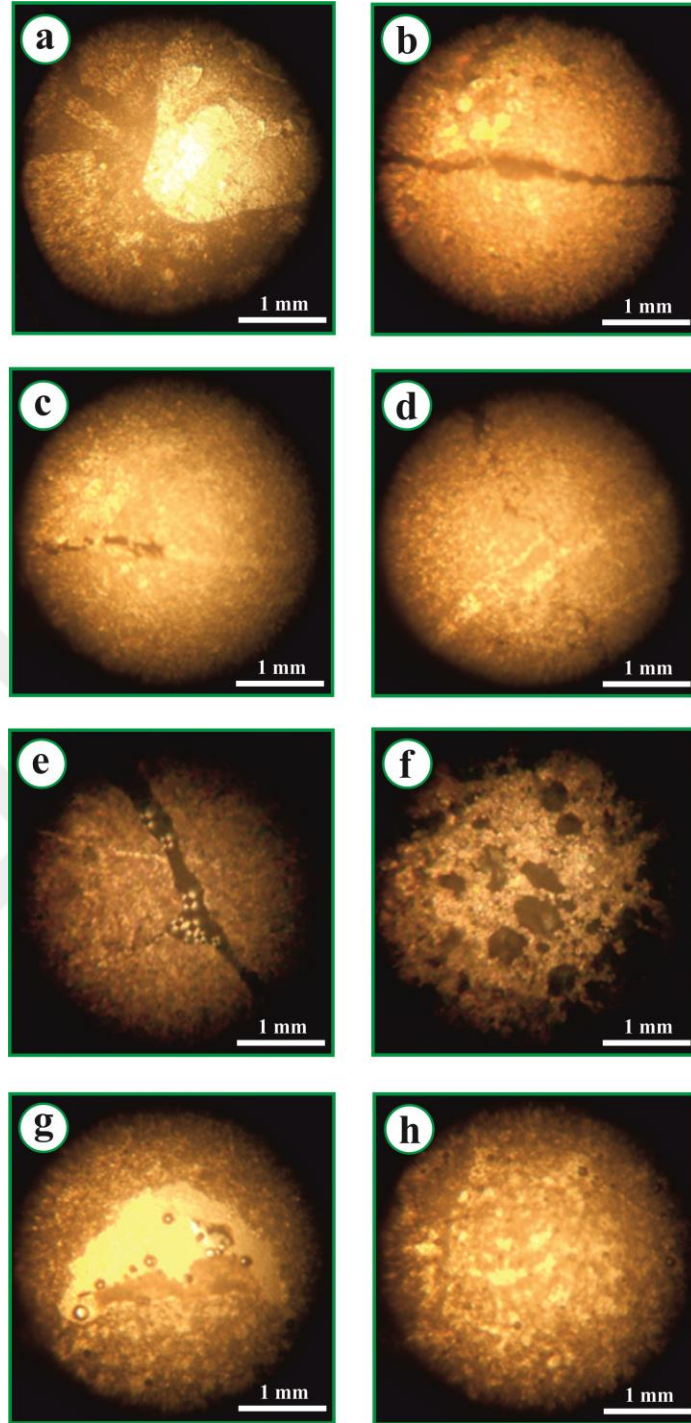
Kızılören formasyonu Çaldağı ölçülü stratigrafi kesitinden (Şekil 5.4) alınan örneklerin mikroskobik incelemesine göre, Kızılören formasyonu tabanda (örnek: B-1) çamurtaşı (Şekil 5.5a,b) özelliğinde başlar ve %5 fosil, %90 mikrit, %4 sparikalsitik çimento, %1 porozite içermektedir. Kızılören formasyonu B-6 örneği vaketaşı (Şekil 5.5c-e) özelliğinde olup, %12 fosil, %84 mikrit, %2 sparikalsitik çimento, %2 porozite kapsamaktadır. Örnekte sitilolitik porozite ve iz (ghost) fosil (Şekil 5.5c), fosil-biyoklast (Şekil 5.5d,e) da gözlenmiştir. Kızılören formasyonu B-9 örneği vaketaşı (Şekil 5.5f,g) özelliğinde olup, %15 fosil, %74 mikrit, %8 dolomit, %1 sparikalsitik çimento, %2 porozite kapsamaktadır. Kızılören formasyonu B-14 örneği vaketaşı (Şekil 5.5h,ı) özelliğinde olup, %14 fosil (Şekil 5.5h), %77 mikrit, %3 sparikalsitik çimento (Şekil 5.5ı), %4 dolomit, %2 porozite içermektedir. Kızılören formasyonu B-21 örneği istifası (Şekil 5.5j ve 5.6a) özelliğinde olup, %38 fosil, %57 mikrit, %3 dolomit, %2 porozite kapsamaktadır. Kızılören formasyonu B-29 örneği çamurtaşı (Şekil 5.6b,c) özelliğinde olup, %8 fosil, %80 mikrit, %10 sparikalsitik çimento, %2 porozite ve sparikalsitik ve opak mineral dolgulu damar (Şekil 5.6b,c) içermektedir. Kızılören formasyonu B-37 örneği vaketaşı (Şekil 5.6d,e) özelliğinde olup, %5 fosil, %18 pellet, %71 mikrit, %3 sparikalsitik çimento, %1 opak mineral, %2 porozite kapsamaktadır. Örnekte, sitilolit ve sparikalsitik damar (Şekil 5.6d) ve iz (ghost) fosil ile çaklak porozitesi (Şekil 5.6e) gözlenmiştir. Kızılören formasyonu B-48 örneği çamurtaşı (Şekil 5.6f) özelliğinde olup, %85 mikrit, %15 porozite içermektedir. Örnekte neomorfik mikrospartik (Şekil 5.6f) alanlar da gözlenmiştir. Kızılören formasyonu B-57 örneği çamurtaşı (Şekil 5.6g,h) özelliğinde olup, %9 fosil, %72 mikrit, %19 porozite kapsamaktadır. Kızılören formasyonu B-69 örneği çamurtaşı özelliğinde olup, %88 mikrit, %12 porozite ve neomorfik mikrospartik alanlar da kapsamaktadır.

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	AÇIKLAMALAR	ÖRNEK		
Kretase Jura-	Lorasdağı		800	Dolotaşı, kireçtaşı			
Geç Triyas-Erken Jura	Kızılören				● B-69		
			100	Çamurtaşı	● B-57		
			80		● B-48		
			60	Vaketaşı	● B-37		
				Çamurtaşı	● B-29		
			40	İstiftaşı	● B-21		
			20	Vaketaşı	● B-14 ● B-9 ● B-6		
				Çamurtaşı	● B-1		
		Geç Triyas Geç Permian	Aladağ		600	Çamurtaşı, kuvarsit, konglomera sleyt, fillit	

Şekil 5.4. Çaldağı (ÖSK-B) ölçülü stratigrafi kesiti



**Şekil 5.5.** Kızılören formasyonu Çaldağı ölçülü stratigrafi kesiti örneklerinin mikroskopik fotoğrafları. **a)** fosil, mikrit, mikrospar T.N. (B-1). **b)** fosil, mikrit, mikrospar T.N. (B-1). **c)** iz (ghost) fosil, mikrit, sitilolitik porozite T.N. (B-6). **d)** fosil-biyoklast, mikrit T.N. (B-6). **e)** fosil, mikrit, sparikalsitik damar T.N. (B-6). **f)** fosil-biyoklast, opak mineral, mikrit T.N. (B-9). **g)** fosil, opak mineral, mikrit T.N. (B-9). **h)** fosil, mikrit T.N. (B-14). **ı)** boşluk dolgusu sparikalsitik çimento, mikrit Ç.N. (B-14). **j)** fosil, mikrit Ç.N. (B-21).



**Şekil 5.6.** Kızılören formasyonu Çaldağı ölçülü stratigrafi kesiti örneklerinin mikroskopik fotoğrafları. **a)** fosil, mikrit T.N. (B-21). **b)** fosil-biyoklast, mikrit, bir kısmı opak mineral-bir kısmı sparikalsit dolgulu sitilolit Ç.N. (B-29). **c)** fosil-biyoklast, mikrit, bir kısmı opak mineral-bir kısmı sparikalsit dolgulu sitilolit T.N. (B-29). **d)** pellet, mikrit, sitilolit T.N. (B-37). **e)** fosil, pellet, çatlak porozitesi, mikrit, sparikalsitik damar Ç.N. (B-37). **f)** porozite, mikrit, neomorfik mikrosparikalsit Ç.N. (B-48). **g)** porozite, mikrit, neomorfik mikrosparikalsit T.N. (B-57). **h)** fosil, porozite, mikrit, neomorfik mikrosparikalsit T.N. (B-57).

## 6. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA

### 6.1. JEOKİMYA

#### 6.1.1. Litojeokimya

Kızılören kireçtaşı numunelerinin litojeokimyasal sonuçları Çizelge 6.1.1.1, 6.1.1.2 ve 6.1.1.3'te sunulmuştur. Numunelerin bazılarındaki çok düşük veya limit değerler altındaki gözlenen element değerleri, bu elementlerin kil minerallerine adsorbe olmasından kaynaklanmış olabilir. Yine numunelerin bir kısmı Kuchenbecker ve ark. (2016)'nın ifade ettiği gibi, düşük Na/K oranı kil mineralojisiyle ilişkili işaret etmektedir. Çizelge 6.1.1.1'de bütün numunelerde P, Mn ve Cr değerleri, limit değerlerin altındadır. Çizelge 6.1.1.2'de bütün örneklerde V, Sc, Co, Ga, Be, Ta, Sn, Tl, Se, Bi ve Cd değerleri, limit değerlerin altındadır. Çizelge 6.1.1.3'de bütün örneklerde Tm değerleri, limit değerlerin altındadır. Dolayısıyla, limit değer altındaki elementler, bu çalışmada limit değerleri alınarak kullanılmışlardır.

**Çizelge 6.1.1.1.** Kızılören kireçtaşlarının ana element (%) konsantrasyonları

Örnek	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	SUM
Limit	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	-5.1	
A-55	0.29	0.04	<0.04	0.63	54.80	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.1	99.90
A-47	0.14	0.04	0.06	6.26	48.77	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.6	99.88
A-38	0.13	0.03	0.05	0.32	55.29	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.1	99.90
A-30	0.40	0.14	0.09	0.54	54.61	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.1	99.94
A-24	0.48	0.19	0.06	0.31	54.93	0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	43.8	99.87
A-18	0.43	0.19	0.07	0.34	54.90	0.02	0.05	0.01	<0.01	<0.01	<0.002	43.9	99.87
A-12	0.23	0.09	<0.04	0.30	55.17	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.0	99.82
A-8	0.27	0.12	0.06	0.28	55.02	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.1	99.90
A-5	0.39	0.14	0.08	0.41	54.62	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.2	99.90
A-1	0.77	0.22	0.14	0.32	54.81	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.002	43.6	99.86
B-1	0.16	0.02	<0.04	0.35	55.15	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	44.2	99.92

**Çizelge 6.1.1.2.** Kızılören kireçtaşlarının iz element (ppm) konsantrasyonları

Örnek	Ba	Rb	Sr	Zr	U	V	Th	Mo	Cu	Ni	Pb	Zn	Sc	Co
Limit	1	0.1	0.5	0.1	0.1	8	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	1	1	0.2
A-55	<1	0.2	675.7	5.7	2.7	<8	<0.2	0.3	0.9	2.1	0.8	3	<1	<0.2
A-47	5	<0.1	79.0	4.1	0.9	<8	<0.2	0.2	0.9	2.0	0.7	4	<1	<0.2
A-38	6	0.2	713.5	2.4	2.1	<8	<0.2	<0.1	1.1	1.8	0.8	<1	<1	<0.2
A-30	6	1.2	352.5	3.4	2.4	<8	<0.2	0.1	1.2	2.1	1.2	2	<1	<0.2
A-24	5	1.4	1008.1	4.4	2.6	<8	<0.2	0.2	1.2	2.3	1.2	1	<1	<0.2
A-18	5	1.7	966.2	3.9	2.4	<8	<0.2	<0.1	1.1	0.7	1.3	2	<1	<0.2
A-12	3	0.6	1409.6	4.1	2.3	<8	<0.2	<0.1	0.9	1.3	1.1	2	<1	<0.2
A-8	5	<0.1	796.9	3.7	2.0	<8	<0.2	<0.1	1.8	1.3	1.6	2	<1	<0.2
A-5	6	0.6	709.3	6.3	1.8	<8	<0.2	<0.1	2.1	2.1	2.0	3	<1	<0.2
A-1	5	0.1	1101.2	5.7	1.2	<8	0.3	0.1	3.1	1.6	2.6	2	<1	<0.2
B-1	4	<0.1	610.1	4.7	2.0	<8	<0.2	0.1	0.6	2.3	0.8	1	<1	<0.2

**Çizelge 6.1.1.2. devamı**

Örnek	Cs	Ga	Be	Hf	Nb	Ta	Sn	Hg	As	Tl	Se	Bi	Sb	Cd
Limit	0.1	0.5	1	0.1	0.1	0.1	1	0.01	0.5	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
A-55	<0.1	<0.5	<1	0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.01	0.7	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-47	<0.1	<0.5	<1	<0.1	0.2	<0.1	<1	<0.01	1.3	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-38	<0.1	<0.5	<1	<0.1	0.1	<0.1	<1	0.03	0.8	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-30	0.1	<0.5	<1	<0.1	0.1	<0.1	<1	<0.01	2.0	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-24	0.1	<0.5	<1	0.1	0.2	<0.1	<1	0.01	1.3	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-18	0.2	<0.5	<1	<0.1	0.3	<0.1	<1	<0.01	1.5	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-12	<0.1	<0.5	<1	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.01	0.6	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-8	<0.1	<0.5	<1	<0.1	0.1	<0.1	<1	<0.01	2.1	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
A-5	<0.1	<0.5	<1	0.2	0.1	<0.1	<1	<0.01	2.5	<0.1	<0.5	<0.1	0.1	<0.1
A-1	<0.1	<0.5	<1	0.1	0.4	<0.1	<1	0.02	1.5	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
B-1	<0.1	<0.5	<1	0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.01	1.3	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1

**Çizelge 6.1.1.3. Kızılören kireçtaşlarının nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları**

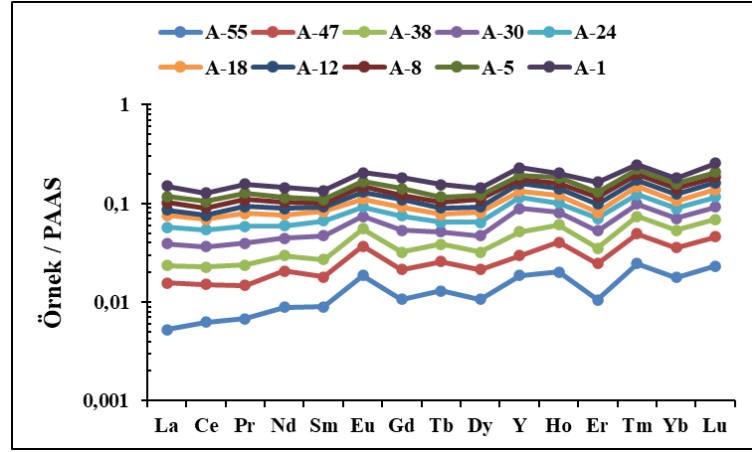
Örnek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TREE+ Y
Limit	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	0.01	0.05	0.1	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	
A-55	0.2	0.5	0.06	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	<0.05	0.1	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	1,86
A-47	0.4	0.7	0.07	0.4	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	0.05	0.3	<0.02	0.04	<0.01	<0.05	<0.01	2,18
A-38	0.3	0.6	0.08	0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	0.05	0.6	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	2,18
A-30	0.6	1.1	0.14	0.5	0.11	0.02	0.10	0.01	0.07	1.0	<0.02	0.05	<0.01	<0.05	<0.01	3,79
A-24	0.7	1.4	0.17	0.5	0.11	0.02	0.10	0.01	0.08	0.7	<0.02	0.05	<0.01	<0.05	<0.01	3,93
A-18	0.7	1.2	0.08	0.6	0.09	0.02	0.08	0.01	0.08	0.5	0.02	0.03	<0.01	<0.05	<0.01	3,58
A-12	0.4	0.5	0.02	0.4	<0.05	<0.02	0.08	0.01	<0.05	0.7	<0.02	0.05	<0.01	<0.05	<0.01	2,47
A-8	0.6	1.2	0.15	0.5	<0.05	0.02	0.06	0.01	0.08	0.4	<0.02	0.05	<0.01	<0.05	<0.01	3,21
A-5	0.6	1.1	0.15	0.4	<0.05	<0.02	0.09	0.01	0.06	0.5	<0.02	0.04	<0.01	<0.05	<0.01	3,11
A-1	1.2	1.8	0.27	1.0	0.14	0.04	0.19	0.03	0.10	1.0	0.02	0.10	<0.01	0.06	0.02	5,98
B-1	0.4	0.6	0.06	0.4	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	<0.05	0.4	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	2,32

Karbonat fraksiyonu ve karasal detritik içeriğinin nispi bolluğu Rb/Sr oranlarınca yansıtılmaktadır. Rb/Sr oranları, Kızılören numunelerinde çok düşük (0.00009-0.00339; ortalama 0.00098) değerlerde olup, ortalama üst kabuk değerine (0.32) kıyasla çok düşük değerler sergilemektedir.

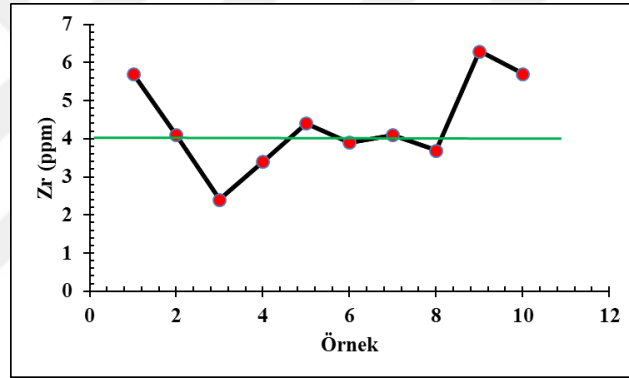
Kızılören kireçtaşı numunelerinin REE+Y değerleri denizel ortam değerlerini belirtmektedir (Şekil 6.1.1.1). Kızılören kireçtaşı numunelerinin Zr değerleri, 6 numunede zenginleşme göstermesi (ör. Frimmel, 2009), depolanma sürecinde ortama az miktarda terrijen girdiyi yansıtmaktadır (Şekil 6.1.1.2). Ayrıca, Kızılören numunelerinin TNTE miktarı (1.86-5.98 ppm), standart Post-Arkeen Avustralyan Şeyl değerinden (184.8 ppm) çok düşük miktardadır.

Kızılören numunelerindeki terrijen girdi, tümüyle kurak iklim bölgesini ve kimyasal açıdan olgunlaşmamayı göstermektedir (Şekil 6.1.1.3).

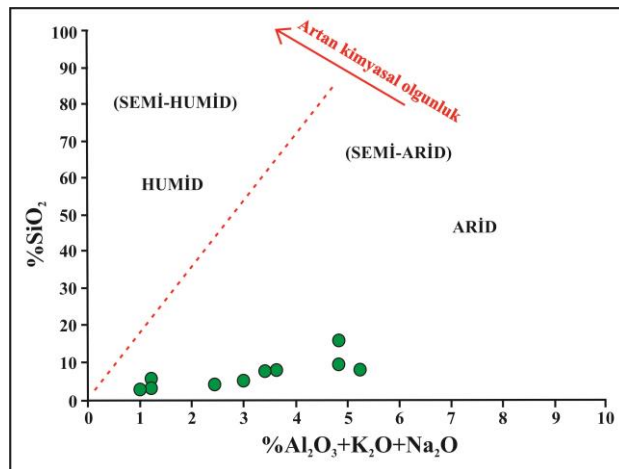




Şekil 6.1.1.1. Kızılören formasyonu örneklerinin Arkeen Sonrası Avustralyan Şeyl'ine (PAAS: Post Archean Australian Shale; McLennan, 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı



Şekil 6.1.1.2. Kızılören kireçtaşı numularının Zr içeriği



Şekil 6.1.1.3. % SiO<sub>2</sub>'ye karşı Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O diyagramı (diyagram Suttner ve Dutta, 1986'dan alınmıştır)

### 6.1.2. Ana Element Jeokimyası

Kızılören formasyonu numunelerinin ana element kompozisyonu Çizelge 6.1.1.1'de verilmiştir. Kızılören numuneleri, %0.13-0.77 SiO<sub>2</sub>, %0.03-0.22 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, %0.04-0.14 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, %0.01-0.05 K<sub>2</sub>O, %0.01 ve limit altı TiO<sub>2</sub>, <0.01 limit altı P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, <0.01 limit altı MnO, %0.01-0.02 Na<sub>2</sub>O, %48.77-55.29 CaO ve %0.28-6.26 MgO değerlerini göstermektedir (Çizelge 6.1.1.1).

Kızılören numunelerinde SiO<sub>2</sub> ile Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TREE+Y arasında güçlü pozitif korelasyon, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, CaO ile zayıf pozitif korelasyon, MgO ile zayıf negatif korelasyon sergilemekte, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO ve Na<sub>2</sub>O ile korelasyon sergilememektedir (Çizelge 6.1.2.1).

Çizelge 6.1.2.1. Kızılören kireçtaşlarının majör ve iz element korelasyonları

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba	Rb	Sr	Zr	U	Th	Mo	Cu	Ni	Pb	Zn	TREEY	
SiO <sub>2</sub>																				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.888																			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.840	0.700																		
MgO	-0.4	-0.428	-0.112																	
CaO	0.339	0.362	0.05	-0.996																
Na <sub>2</sub> O	-0.008	0.269	-0.071	-0.187	0.18															
K <sub>2</sub> O	0.283	0.581	0.003	-0.272	0.243	0.327														
Ba	0.135	0.341	0.448	0.04	-0.078	0.101	0.21													
Rb	0.262	0.545	-0.005	-0.302	0.274	0.245	0.989	0.219												
Sr	0.384	0.44	0.033	0.683	0.692	0.14	0.227	-0.264	0.186											
Zr	0.516	0.30	0.344	-0.06	0.011	-0.251	-0.133	-0.343	-0.156	0.153										
U	-0.084	0.022	-0.486	-0.653	0.680	0.143	0.501	-0.358	0.555	0.338	-0.166									
Th	0.776	0.512	0.843	-0.123	0.093	-0.167	-0.267	0.067	-0.303	0.298	0.39	-0.499								
Mo	-0.178	-0.394	-0.408	0.337	-0.315	-0.302	-0.154	0.690	-0.153	-0.289	0.321	0.199	-0.201							
Cu	0.754	0.608	0.852	-0.278	0.224	0.015	-0.252	0.328	-0.284	0.246	0.505	-0.48	0.826	-0.407						
Ni	-0.045	-0.242	-0.013	0.218	-0.229	0.768	-0.265	0.027	-0.179	-0.469	0.253	-0.02	-0.091	0.501	-0.043					
Pb	0.813	0.746	0.829	-0.389	0.326	0.106	-0.043	0.309	-0.076	0.382	0.548	-0.345	0.751	-0.486	0.961	-0.16				
Zn	-0.228	-0.352	-0.033	0.714	0.732	-0.115	-0.35	-0.262	-0.369	-0.558	0.471	-0.507	-0.076	0.38	-0.061	0.154	-0.094			
TREEY	0.936	0.899	0.902	-0.322	0.263	0.072	0.238	0.374	0.215	0.328	0.268	-0.238	0.799	-0.406	0.793	-0.126	0.827	-0.324		



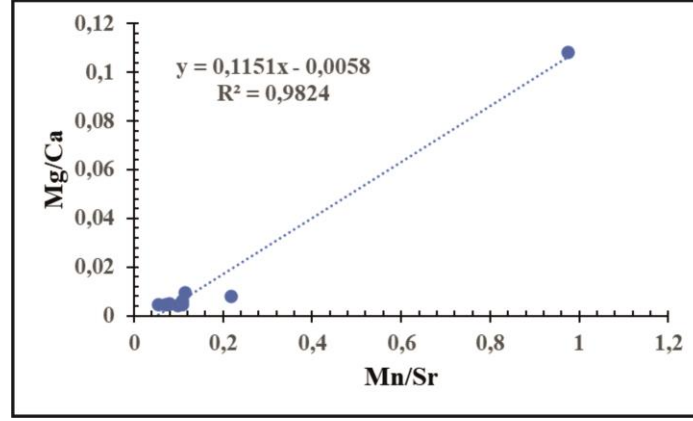
### 6.1.3. İz Element Jeokimyası

Çizelge 6.1.1.2'de sunulan Kızıllören numunelerinin iz element sonuçları: Sr 79-1410 ppm, Rb 0.1-1.7 ppm, Ba 1-6 ppm, Zr 2.4-6.3 ppm, U 0.9-2.7 ppm, V <8 (limit değer altı), Mo 0.1-0.3 ppm, Ni 0.7-2.3 ppm, Co <0.2 (limit değer altı), Th 0.2-0.3 ppm, Zn 1-4 ppm, Pb 0.7-2.6 ppm, Cu 0.9-3.1 ppm, Hf 0.1-0.2 ppm, Nb 0.1-0.4 ppm, Cs 0.1-0.2 ppm ve Ga <0.5 (limit değer altı) şeklindedir.

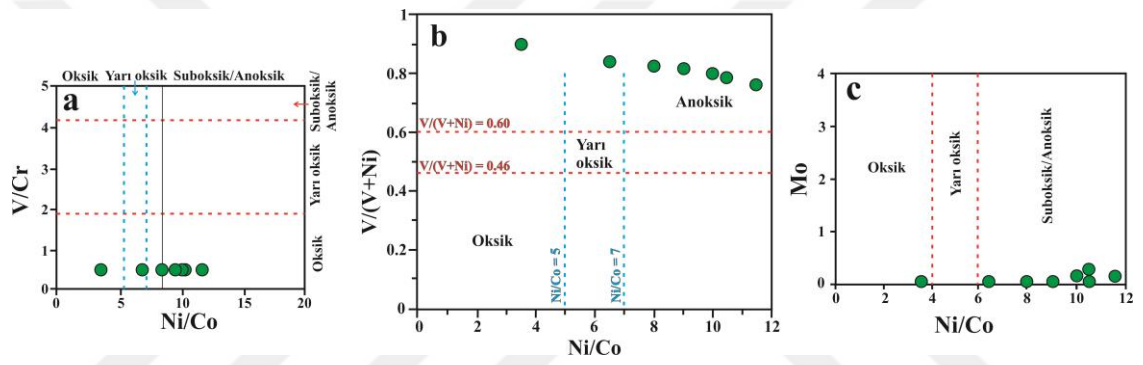
Kızıllören kireçtaşı örneklerinde, Rb ile  $K_2O$  ( $R=0.99$ ) arasında güçlü pozitif korelasyon,  $SiO_2$  ve  $Al_2O_3$  ile Rb ( $R=0.26$ ;  $R=0.55$ ) arasında sırasıyla çok zayıf ve zayıf pozitif korelasyon, Sr ( $R=0.39$ ;  $R=0.43$ ) arasında zayıf pozitif korelasyon, Ba ( $R=0.14$ ;  $R=0.35$ ) arasında sırasıyla çok zayıf ve zayıf pozitif korelasyon, Zr ( $R=0.52$ ;  $R=0.30$ ) arasında zayıf ve çok zayıf pozitif korelasyon, V ( $R=0.0$ ;  $R=0.0$ ) arasında korelasyon gözlenmemekte, Sc ( $R=0.0$ ;  $R=0.0$ ) arasında korelasyon gözlenmemekte, Th ( $R=0.77$ ;  $R=0.51$ ) arasında sırasıyla güçlü ve zayıf pozitif korelasyon gözlenmektedir (Çizelge 6.1.2.1). Kızıllören numunelerindeki  $K_2O$  ve  $TiO_2$  ile Rb ( $R=0.99$ ;  $R=0.0$ ) arasında sırasıyla çok güçlü pozitif ve ilişkisiz korelasyon, Sr ( $R=0.22$ ;  $R=0.0$ ) arasında çok zayıf pozitif ve ilişkisiz korelasyon, Ba ( $R=0.20$ ;  $R=0.0$ ) arasında çok zayıf pozitif ve ilişkisiz korelasyon, Zr ( $-R=0.14$ ;  $R=0.0$ ) arasında çok zayıf negatif ve ilişkisiz korelasyon, V ( $R=0.0$ ;  $R=0.0$ ) arasında korelasyon yok, Sc ( $R=0.0$ ;  $R=0.0$ ) arasında korelasyon yok, Th ( $-R=0.26$ ;  $R=0.0$ ) arasında çok zayıf negatif ve ilişkisiz korelasyon vardır (Çizelge 6.1.2.1). İlaveten, CaO ile Rb ( $R=0.26$ ) arasında çok zayıf pozitif korelasyon, Sr ( $R=0.69$ ) arasında orta pozitif korelasyon, Ba ( $-R=0.08$ ) arasında çok zayıf negatif korelasyon, Zr ( $R=0.0$ ) arasında korelasyon yok, V ( $R=0.0$ ) arasında korelasyon yok, Sc ( $R=0.0$ ) arasında korelasyon yok ve Th ( $R=0.09$ ) arasında çok zayıf pozitif korelasyon bulunmaktadır (Çizelge 6.1.2.1).

Kızıllören numunelerinin Mg/Ca oranları ile Mn/Sr oranları arasında çok güçlü ( $R=0.99$ ) pozitif ilişki gözlenmiştir (Şekil 6.1.3.1).

Mo/U, V/Cr, Ni/Co, U/Th ve V/(V+Ni) gibi bazı elementsel oranlar redoks koşullarını saptamada (ör. Hatch ve Leventhal, 1992; Jones ve Manning, 1994) kullanılmaktadır (Çizelge 6.1.3.1). Kızıllören numunelerinin Mo/U, V/Cr, Ni/Co, U/Th ve V/(V+Ni) oranları sırasıyla, 0.04-0.22 (ortalama 0.08), 0.57, 3.5-11.5 (ortalama 8.65), 4-13.5 (ortalama 10) ve 0.77-0.92 (ortalama 0.82) arasında değişmektedir (Çizelge 6.1.3.2; Şekil 6.1.3.2).



Şekil 6.1.3.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Mg/Ca – Mn/Sr arasındaki ilişki



Şekil 6.1.3.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin V/Cr'ye karşı Ni/Co diyagramı (a), V/(V+Ni)'ye karşı Ni/Co (b), Mo'e karşı Ni/Co diyagramı (c)

Ayrıca, Kızılören numunelerinin Mn/Sr oranları  $\ll 3$  (0.05-0.97; ortalama 0.19) olduğundan maruz kaldıkları diyajenetik alterasyonun önemsiz olduğunu ifade etmektedir (Çizelge 6.1.3.2).

Çizelge 6.1.3.1. Paleoredoks şartlarını değerlendirmede kullanılan bazı element konsantrasyonları

Element oranı	Oksik	Dioksik	Anoksik	Öksinik	Yazarlar
Ni/Co	<5	5-7	>7		Jones ve Manning (1994)
V/Cr	<2	2-4.5	>4.5		
U/Th	<0.75	0.75-1.25	>1.25		Hatch ve Leventhal (1992)
V/(V+Ni)	<0.46	0.46-0.60	0.54-0.82	>0.84	

**Çizelge 6.1.3.2.** Kızılören formasyonu numunelerinin redoks duyarlılık iz element konsantrasyonları ve jeokimyasal oranları

Örnek	Mo/U	V/ Cr	Ni/ Co	U/ Th	V/(V +Ni)	Mn/ Sr	K/ Rb	Si/Al	Al/ Ti	Ce/ Ce*	Eu/ Eu*	Pr/Pr*	La/ La*	La <sub>N</sub> / Sm <sub>N</sub>	Dy <sub>N</sub> / Sm <sub>N</sub>
A-55	0,11	0,57	10,5	13,5	0,79	0,11	0,041	6,39	4	1,04	1,88	0,90	0,36	0,58	1,19
A-47	0,22	0,57	10	4,5	0,80	0,97	0,083	3,08	4	0,96	1,88	0,77	0,66	1,16	1,19
A-38	0,05	0,57	9	10,5	0,82	0,11	0,041	3,82	3	0,89	1,88	1,11	0,51	0,87	1,19
A-30	0,04	0,57	10,5	12	0,79	0,22	0,021	2,52	14	0,88	0,90	1,11	0,85	0,79	0,75
A-24	0,08	0,57	11,5	13	0,78	0,08	0,024	2,23	19	0,94	0,90	1,19	0,90	0,92	0,86
A-18	0,04	0,57	3,5	12	0,92	0,08	0,024	1,99	19	0,78	1,11	1,24	0,96	1,13	1,05
A-12	0,04	0,57	6,5	11,5	0,86	0,05	0,028	2,26	9	0,52	1,41	1,50	0,71	1,16	1,19
A-8	0,05	0,57	6,5	10	0,86	0,10	0,083	1,99	12	0,92	1,69	1,14	0,82	1,74	1,90
A-5	0,06	0,57	10,5	9	0,79	0,11	0,028	2,46	14	0,85	1,31	1,33	0,85	1,74	1,42
A-1	0,08	0,57	8	4	0,83	0,07	0,083	3,09	22	0,73	1,12	1,17	0,91	1,24	0,85

**Çizelge 6.1.3.2. devamı**

Örnek	Y/ Ho	Er/ Nd	Nd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Eu/ Sm	Rb/Sr	Sr/ Ba	Sr/Rb	Ga/Rb	Sr/ Cu	Th/ Co	La/ Sc	Mg/ Ca	Fe/ Al	K/ Na
A-55	25	1,189	0,499	0,40	0,00029	676	3380	2,5	751	1	0,2	0,0097	1,32	1,12
A-47	15	1,189	0,665	0,40	0,00126	15,8	790	5	87,7	1	0,4	0,1083	1,98	1,12
A-38	30	1,189	0,499	0,40	0,00028	119	3570	2,5	649	1	0,3	0,0048	2,2	1,12
A-30	50	1,189	0,832	0,18	0,00339	58,8	294	0,42	294	1	0,6	0,0082	0,85	3,36
A-24	35	1,189	0,832	0,18	0,00138	202	720	0,36	840	1	0,7	0,0048	0,42	4,49
A-18	25	0,595	0,998	0,22	0,00175	193	568	0,29	878	1	0,7	0,0051	0,49	2,8
A-12	35	1,487	0,665	0,40	0,00042	470	2350	0,83	1567	1	0,4	0,0046	0,59	2,24
A-8	20	1,189	0,832	0,40	0,00012	159	7970	5	443	1	0,6	0,0043	0,66	0,56
A-5	25	1,189	0,665	0,40	0,00084	118	1182	0,83	338	1	0,6	0,0064	0,75	2,24
A-1	50	1,189	1,386	0,28	0,00009	220	11010	5	355	1,5	1,2	0,0048	0,84	1,12

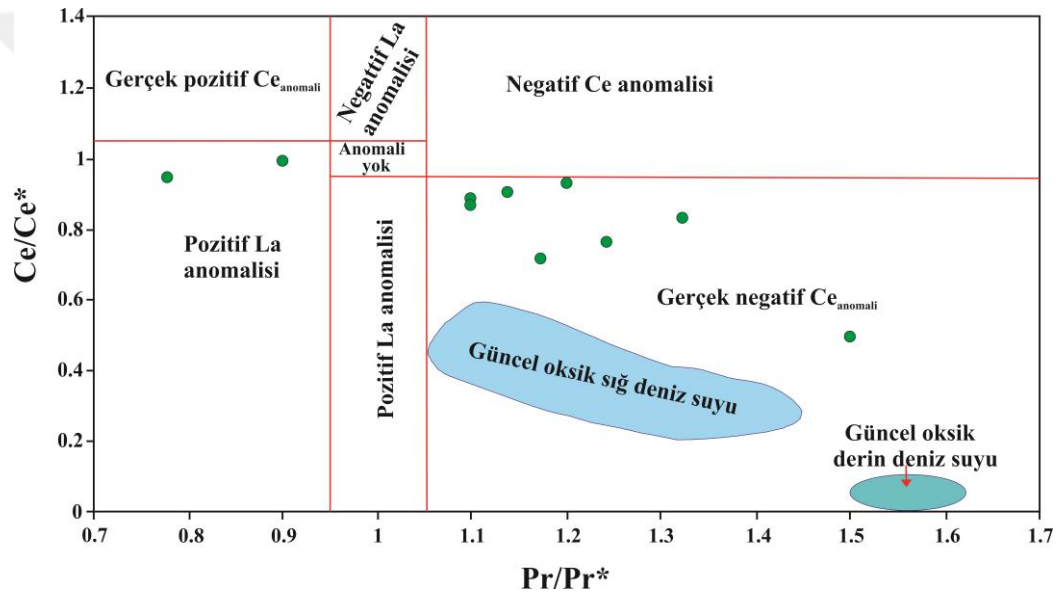
#### 6.1.4. Nadir Toprak Element Jeokimyası

Kızılören formasyonu numunelerinin TNTE+Y değerleri, Çizelge 6.1.1.3'te verilmiştir. Kızılören numunelerinin TNTE değerleri 1.86-5.98 ppm (ortalama 3.23 ppm) olup, günümüz denizel sedimentler ve Arkeen Sonrası Ortalama Avustralyan Şeyl'ine (PAAS) göre çok düşüktür. Kızılören numunelerinin Arkeen Sonrası Avustralyan Şeyl'ine (McLennan, 1989) normalize edilen değerleri, tüm numunelerde fakirleşme ve orta pozitif Y anomalisi sergilemektedir (Şekil 6.1.1.1). İlaveten, TNTE fakirleşmesi, Çizelge 6.1.3.2'de sunulan (Nd/Yb)<sub>N</sub> değerleriyle (0.49-1.38; ortalama 0.79) de uyumludur.

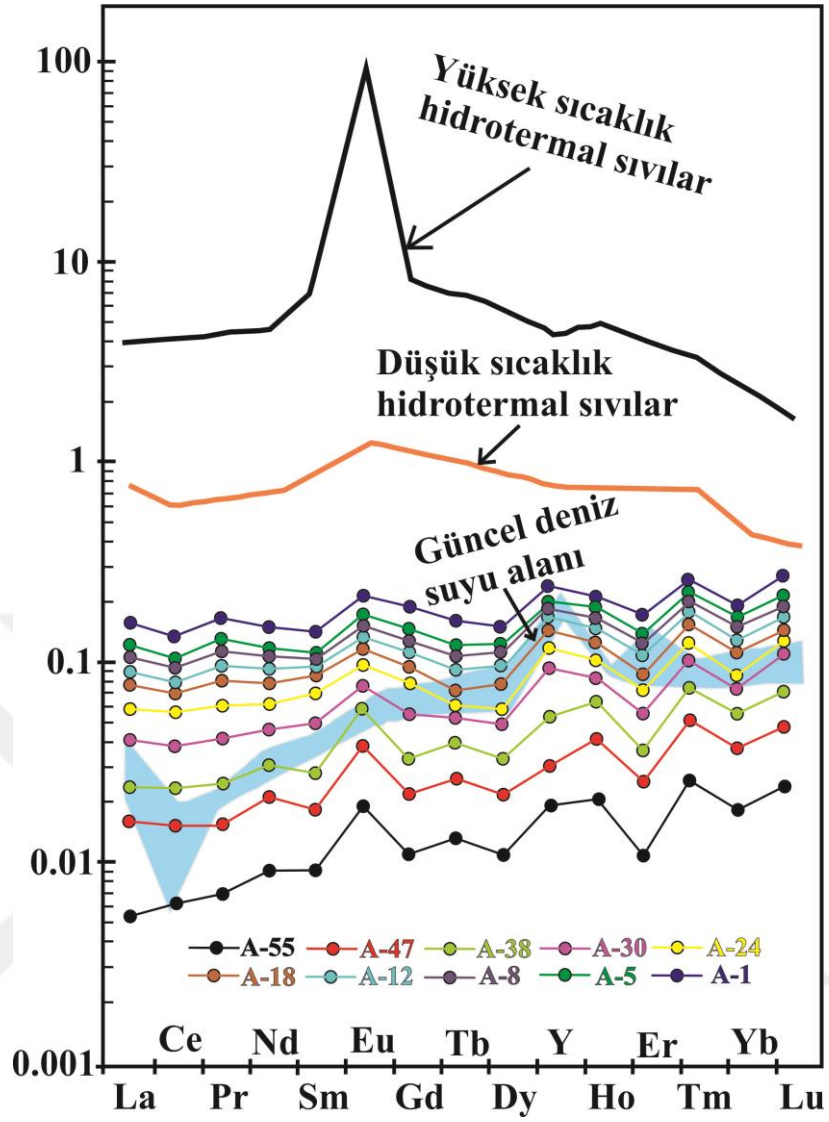
Şekil 6.1.4.1'de numunelerin 2 tanesinin (n: 10) pozitif La ve 8 tanesinin (n: 10) gerçek negatif Ce anomalileri (sırasıyla La/La\*=0.36-0.96; Ce/Ce\*=0.52-1.04; Pr/Pr\*=0.77-1.50) sergilediği gözlenmiştir. Ayrıca, Kızılören kireçtaşı numunelerinin Arkeen Sonrası Avustralyan Şeyline göre normalize NTE+Y değerleri, numunelerin az bir kısmının güncel deniz suyu özelliğini, çoğunun (7 numune) hafif nadir toprak elementlerince güncel deniz suyundan yüksek ve az sayıda numunenin de güncel deniz

suyundan düşük değerler sergilemektedir (Şekil 6.1.4.2). Yine, Şekil 6.1.4.2’de Kızılören numunelerinin herhangi bir hidrotermal sıvı etkine maruz kalmadıklarını ve orta derecede pozitif Eu anomalisi ile pozitif Y anomalisi sunduklarını görmekteyiz.

Kızılören kireçtaşlarının TREE+Y içerikleri, Si, Al, Fe, Th, Pb ve Na ile çok güçlü ve güçlü pozitif korelasyon, K, Sr, Rb, Ba, Zr ve Ca ile zayıf ve çok zayıf pozitif korelasyon sergilerken, Mg, Mo, Zn, U ve Ni ile zayıf ve çok zayıf negatif korelasyon sunmakta, Ti, P, Mn, V, Co, Sc ve Cr ile korelasyon göstermemektedir (Çizelge 6.1.2.1).



Şekil 6.1.4.1. Kızılören kireçtaşı örnekleri için  $Ce/Ce^*$  ve  $Pr/Pr^*$  arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram (Bau ve ark., 1997'nin yöntemi kullanılmıştır)



Şekil 6.1.4.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin şeyle normalize (PAAS) NTE+Y diyagramı. Mavi renkli alan güncümüz deniz suyunu belirtmektedir

## 6.2. TARTIŞMA

### 6.2.1. Örnek Korunmanın Değerlendirmesi

Diyajenez sürecinde, bazı elementler zenginleşirken, bazıları da fakirleşme sergilemekte, dolayısıyla numunelerimizin uğradıkları değişimin derecesinin belirlenmesi gerekmektedir. Bu değişimin belirlenmesinde bazı testler kullanılmaktadır.

Karbonat kayaçlarda gerçekleşen dokusal değişim çoğunlukla duraysız minerallerin duraylı olana dönüşümü şeklinde (ör. Brand ve Veizer, 1980; Wang ve ark., 2017) gelişmektedir. Diyajenetik alterasyon sonucunda mikritik ve/veya sparitik kalsit minerali neomorfik iri sparikalsite dönüşebilmektedir. Kızılören kireçtaşı numuneleri mikritik çamurtaşı şeklinde çökelmelerine rağmen, diyajenetik değişim sürecinde mikrosparitik ve sparitik kireçtaşına neomorfize olmuş fakat çoğu örnekte ilksel dokunun korunduğu gözlemlenmiştir (Şekil 5.2, 5.3, 5.5, 5.6).

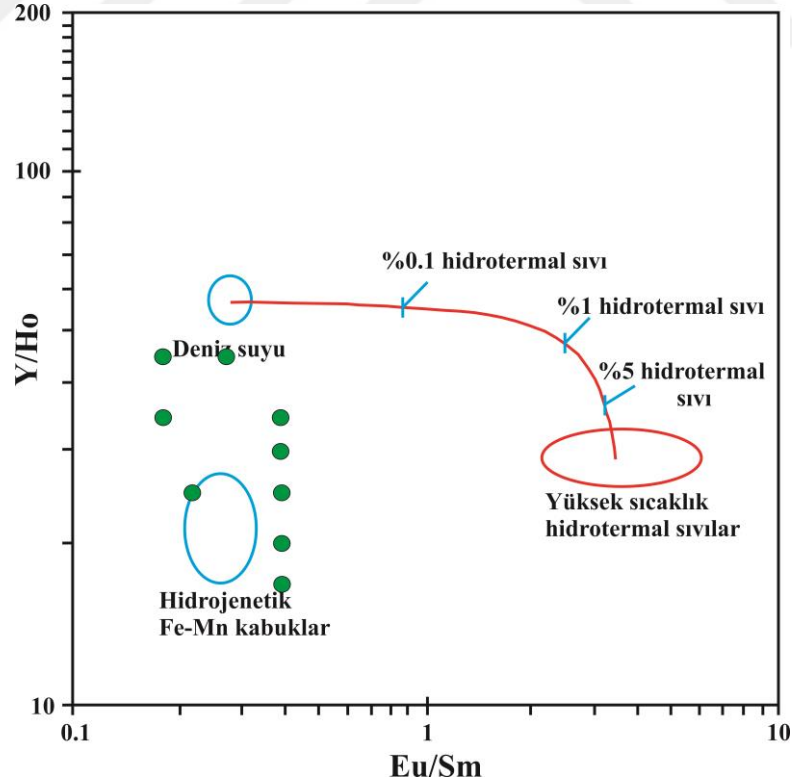
Bazı element iyonları (ör. Sr, Mg, Fe ve Mn), kalsit mineral kafeslerine katılabilmektedirler. Meteorik sular, bünyelerinde düşük  $Sr^{+2}$ , ama yüksek  $Fe^{+2}$  ve  $Mn^{+2}$  elementlerini kapsamaktadırlar (ör. Brand ve Veizer, 1980; Wang ve ark., 2017). Dolayısıyla diyajenetik alterasyon sürecinde,  $Fe^{+2}$  ve  $Mn^{+2}$  kapsamında artış,  $Sr^{+2}$  kapsamında düşüş yaşanırken,  $Mg^{+2}$  kapsamında birincil karbonat mineralinin özelliğine bağlı olarak düşüş ya da artış gelişebilecektir (Brand ve Veizer, 1980; Wang ve ark., 2017). Buradan, iz elementlerin değişimlerinin önemli belirteçler olduğunu ve depolanma sonrasında gerçekleşen diyajenetik alterasyonunun derecesini (ör. Wang ve ark., 2017) yansıtılabildiğini söyleyebiliriz.

Biz yine söyleyebilmekteyizki, Wang ve ark. (2017)'nin belirttiği gibi Sr ve Mn, diyajenetik alterasyonun önemli elemanlarıdır. Meteorik diyajenez,  $Sr^{+2}$ 'u karbonat mineral bünyesinden uzaklaştırabilirken,  $Mn^{+2}$ 'nin karbonat minerali bünyesine katılımını (ör. Brand ve Veizer, 1980; Gilleaudeau ve Kah, 2013; Wang ve ark., 2017) sağlayabilmektedir. Dolayısıyla biz söyleyebilmekteyizki, Sr ve Mn elementlerinin birbirine ters düşen özellikleri nedeniyle Mn/Sr değerlerinin karbonat kayaçların diyajenetik alterasyonunu belirlemede çok kullanışlı belirteçtir.

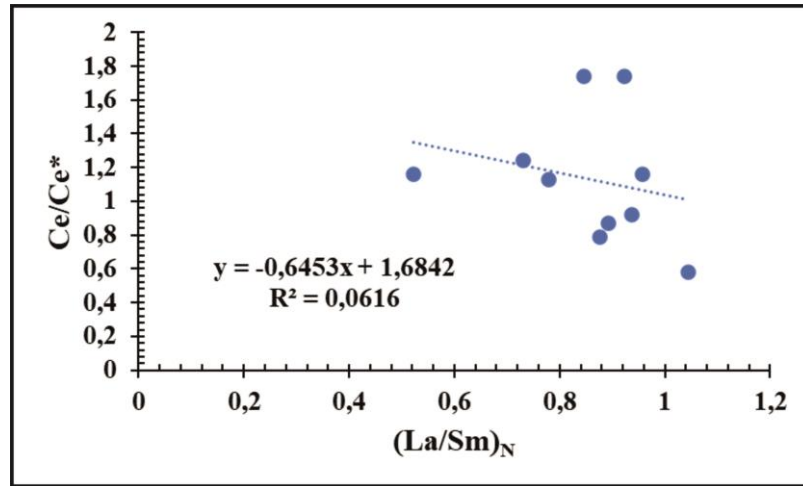
Mn/Sr değerleri, 3'ten küçük ise kayacın birincil depolanma özelliğinin korunduğunu, 3-10 arasında ise düşük diyajenetik alterasyona uğradığını ve >10 ise şiddetli alterasyonu işaret etmektedir (Kaufman ve Knoll, 1995; Wang ve ark., 2017). Kızılören numunelerinin Mn/Sr değerleri, 0.05 ile 0.22 arasında olup birincil depolanma

karakteristiklerini koruduklarını söyleyebiliriz. Hidrotermal etkilerin, pozitif Eu ve yüksek Ba değerleri gösterdiği bilinmekle birlikte, Kızılören kireçtaşı örneklerinde pozitif Eu (Şekil 6.1.4.2) ve düşük Ba değerleri gözlenmekte olup, pozitif Eu değerlerinin terrijen feldispatlardan kaynaklandığını ifade edebiliriz. Zira, Şekil 6.1.4.2 ve 6.2.1.1’de örneklerimizde herhangi bir hidrotermal etki görülmemektedir.

Kızılören kireçtaşı numunelerindeki Ce anomali değerleri 0.52 ile 1.04 arasında (ortalama 0.85) değişen değerler sunmaktadır (Çizelge 6.1.3.2). Okyanusal sularda Ce/Ce\* değerleri <0.1 ile 0.4 (ör. Elderfield ve Greaves 1982, Piepgras ve Jacobsen 1992) arasında değişen oranlarda ve ortalama şekilde ise 1 civarında olmaktadır (Murray ve ark. 1991). Ayrıca, Kızılören kireçtaşı örneklerinin (La/Sm)<sub>N</sub> oranının >0.87 (0.58-1.74; ortalama 1.13) olması (Çizelge 6.1.3.2), Ce/Ce\* ile La/Sm arasında önemli bir ilişki gözlenmemesi ( $r = -0.25$ ; Şekil 6.2.1.2) Chen ve ark. (2012) tarafından da vurgulandığı gibi, Ce anomali değerlerinin diyajenetik alterasyondan etkilenmediğini işaret etmektedir. Yani, Kızılören numunelerinin negatif Ce anomalilerinin okyanusal depolanma özelliğini koruduğunu belirtmektedir.



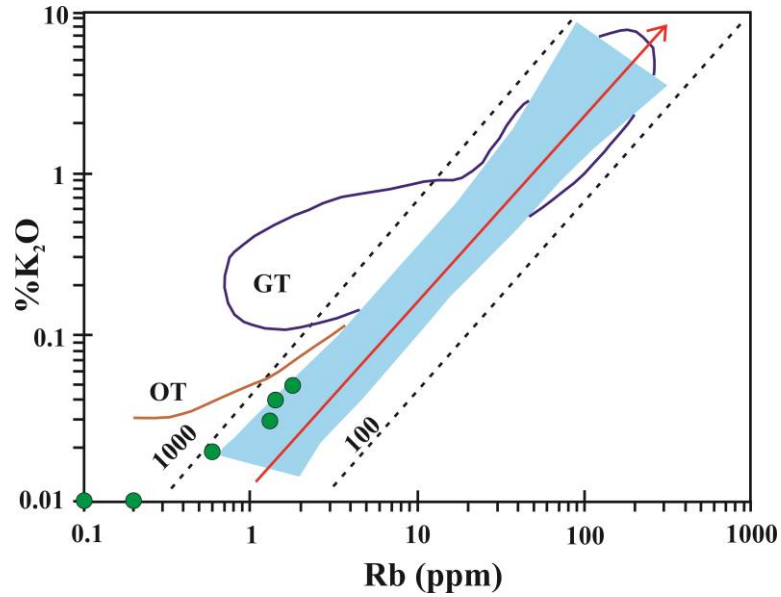
Şekil 6.2.1.1. Kızılören kireçtaşlarının Y/Ho'ya karşı Eu/Sm diyagramı



Şekil 6.2.1.2. Ce/Ce\* ile (La/Sm)<sub>N</sub> arasındaki korelasyon diyagramı

K/Rb değerleri, yüksek derecede metamorfizmaya uğramış kayalarda yüksek değerlerde ( $\geq 500$ ), metamorfizmaya uğramamış magmatik kayalarda 230 (okyanusal toleyitler hariç) ve şeyllerde 200 ölçü Rudnick ve ark. (1985) ve Bauernhofer ve ark. (2009) tarafından ifade edilmiştir. Kızılören numunelerinin K/Rb değerleri 0.021-0.083 değiştiğinden, metamorfizmaya uğramadıklarını söyleyebiliriz. Potasyum ve rubidyumun hem taşınma hem diyajenez hem de metamorfizma süreçlerinde mobil elementler olmalarına rağmen, bu elementlerin oranlarının provenans çalışmalarında kullanışlı olduğu Shaw (1968), Long ve ark. (2008) ve El-Bialy (2013) gibi araştırmacılarca ifade edilmiştir. İlaveten, K<sub>2</sub>O-Rb grafiğinde (Şekil 6.2.1.3) Kızılören numunelerinin büyük ölçüde magmatik kayaç eğilim bölgesine düşmesi, birincil depolanma karakteristiklerinin korunup, bir miktar diyajenetik alterasyon maruziyetlerini işaret etmektedir. Buradan, Kızılören numunelerinin paleoortamsal yorumlamada kullanılabileceğini söyleyebiliriz.





**Şekil 6.2.1.3.** Kızılören kireçtaşı örneklerinin K<sub>2</sub>O-Rb diyagramları üzerindeki konumları. OT: okyanus sırt granit trendi, GT: granülit trendi, mavi renkli alan magmatik kayaç trendi (diyagram Shaw, 1968; Rudnick ve ark., 1985; Maity ve Indares, 2018'den değiştirilerek alınmıştır)

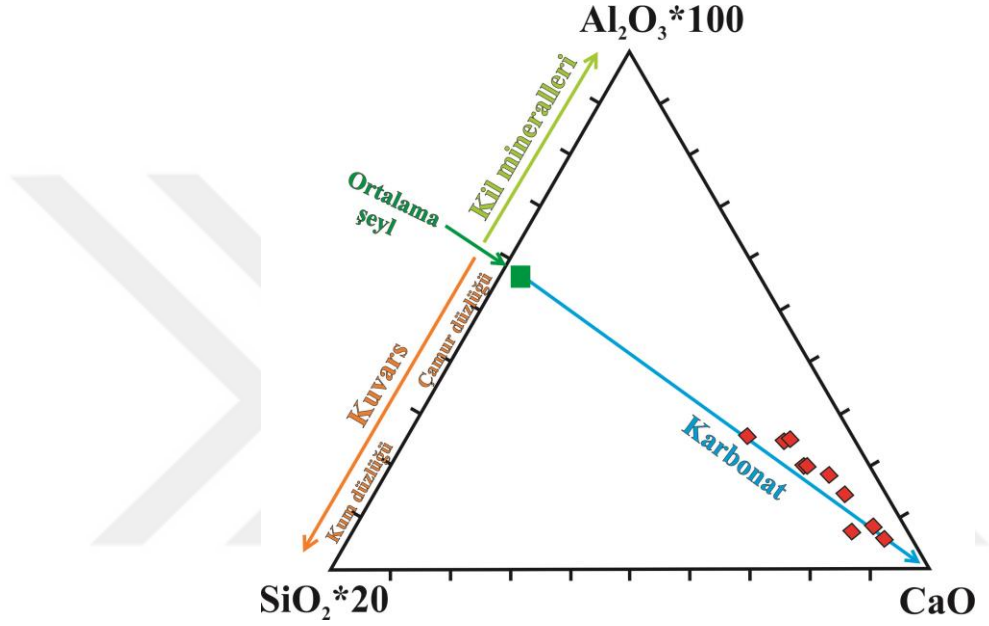
## 6.2.2. Kızılören Formasyonu Kireçtaşlarının Ana ve İz Element Değerlendirmesi

İz elementlerin davranışlarının, ayrışma, fiziksel boylanma, adsorpsiyon, provenans, diyajenez ve metamorfizma gibi süreçlere bağlı olarak karmaşık olduğu Garrels ve Mackenzie (1971), Nesbitt ve ark. (1980), Taylor ve McLennan (1985), Wronkiewicz ve Condie (1990) gibi birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir.

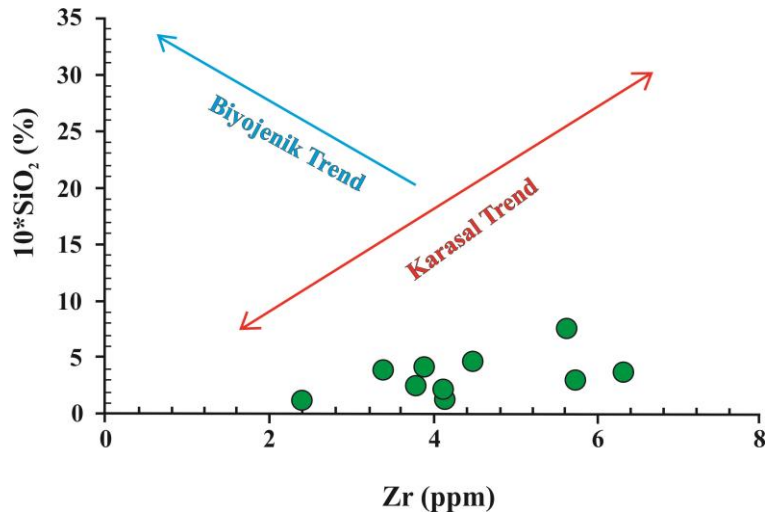
Kireçtaşlarında kapsanan majör ve iz elementlerin, terrijen katkıdan büyük ölçüde etkilendikleri bilinmektedir (ör. Kuchenbecker ve ark., 2016). Kızılören numunelerindeki Si, K, Al, Ti, Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Th, U, NTE'lerinin terrijen katkının gerçekleştiği bazı safhalarda da düşük miktarda gözlenmektedirler (Çizelge 6.1.1.1-6.1.1.3; Şekil 6.2.2.1). Yine Si'ye karşı Zr diyagramındaki Kızılören kireçtaşı numunelerinin dağılımı, Si'nin biyojenikten ziyade bütünüyle karasal kökenli olduğunu göstermektedir (Şekil 6.2.2.2).

Kalsiyum, egemen olarak biyojenik oluşumludur ve hemen hemen diğer majör ve iz elementlerle güçlü negatif korelasyonlu olup, Zhang ve ark. (2017)'nce de ifade edildiği gibi diğer bileşenlerin seyrelticisi olarak işlev görür. Bu durum, Kızılören numunelerinin SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO diyagramında da karbonat eğilimi şeklinde açık olarak

gözlenmektedir (Çizelge 6.1.2.1; Şekil 6.2.2.1).  $Al_2O_3$  değerleri, Kızılören numunelerinde MnO ile ilişki göstermezken ( $R=0.0$ ),  $Fe_2O_3$  ile pozitif korelasyon ( $R=0.7$ ) göstermesi,  $Fe_2O_3$ 'ün bir kısmının kil minerallerince sağlandığını işaret eder. Kızılören numunelerinin  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  ve MnO hiçbir majör ve iz element ile korelasyon ilişkisi sunmazken,  $K_2O$ ,  $SiO_2$  ( $R=0.28$ ) ve  $Al_2O_3$  ( $R=0,58$ ) ile zayıf ve orta pozitif korelasyonlu (Çizelge 6.1.2.1) olması  $K_2O$ 'ün kısmen de olsa killerden alındığını işaret eder.



Şekil 6.2.2.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin  $SiO_2$ - $Al_2O_3$ - $CaO$  üçgen diyagramı (diyagram Brumsack, 1989'dan alınmıştır)



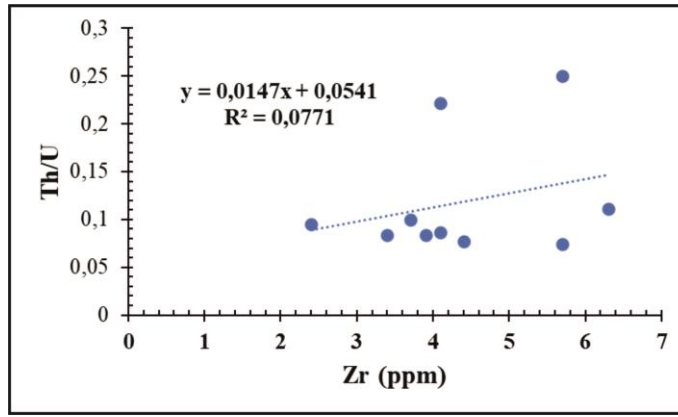
Şekil 6.2.2.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin  $SiO_2$ -Zr diyagramı

Kızılören kireçtaşı örneklerindeki bazı majör elementler, birbirleriyle güçlü pozitif, bazıları güçlü negatif, bazılarında çok zayıf pozitif ve negatif korelasyon gösterirken, bazıları ise herhangi bir korelasyon sergilemezler (Çizelge 6.1.2.1).

Rb/Sr oranlarının terrijen içeriğinin ve karbonat fraksiyonunun nispi bolluğunu yansıttığı (ör. Kuchenbecker ve ark., 2016) ifade edilmiştir. Kızılören formasyonu numunelerinin Rb/Sr değerleri 0.00009-0.0034 (ortalama 0.00099) şeklinde olup (Çizelge 6.3.1.2), diyajenetik alterasyon sonucu bir miktar Sr kaybının gerçekleştiğini işaret etmektedir. Çünkü Kuchenbecker ve ark. (2016)'nın ifade ettiği karbonat kayalarda beklenen 0.0008 Rb/Sr değerinden bir miktar yüksek değerdedir. Kızılören numunelerinin düşük miktardaki iz elemen kapsamı, depolanma esnasındaki terrijen girdinin az miktarda olduğunu ifade eder. Zira, karbonatlardaki 4'ten büyük Zr değerlerinin terrijen kirlenmeyi gösterdiği (ör. Frimmel, 2009) belirtilmiştir. Kızılören kireçtaşı örneklerinde 5 örnek 4'ten büyük olup, terrijen kirlenmenin az olduğunu ifade etmektedir (Çizelge 6.1.1.2 ve Şekil 6.1.1.2).

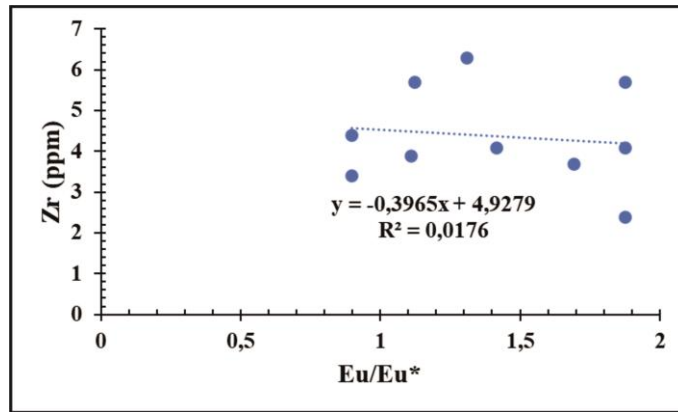
Kimyasal sedimanter kayalardaki kirlenmenin provenansının saptanmasında Th/U değerlerinin çok kullanışlı belirteç olduğu vurgulanmaktadır. Kimyasal olarak oluşan sedimanter kayalar, volkanik kül, detritik malzeme ve fosfat gibi kırıntıları bulundurabilmektedirler (ör. Thurston ve ark., 2011).

Thurston ve ark. (2011) tarafından kimyasal kayalardaki fosfat kirliliği oranının  $Th/U > 5$  değerine sahip olduğunda gerçekleştiğini, diğer kirlenmelerin 3-5 arasındaki Th/U değerleri ile temsil edildiği (Condie, 1993; Thurston ve ark., 2011) vurgulanmıştır. Kızılören numunelerinde gözlenen Th/U değerleri 0.07-0.25 arasında değiştiğinden fosfat kirlenmesinin olmadığını işaret etmektedir. Ayrıca, Kızılören numunelerinde Zr'ye karşı Th/U diyagramında gözlemlenen çok zayıf ( $R=0.28$ ) pozitif korelasyon (Şekil 6.2.2.3) kirlenmenin düşük miktarda olduğunu göstermektedir.



Şekil 6.2.2.3. Kızılören kireçtaşlarının Zr'ye karşı Th/U diyagramı

Frimmel (2009) tarafından vurgulandığı gibi, toplam  $Fe_2O_3$  içeriği yükseldikçe Eu anomalileri düşmekte, bu da demirin büyük oranda terrijen kaynaklı olduğunu belirtmekte ve artan terrijen malzeme girdisi nedeniyle negatif Eu anomalisinin azaldığı gözlenmektedir. Bu düşünce, terrijen detritiklerin önemli göstergesi olan Zr kapsamı arttıkça, Eu anomalilerinin düşmesi ile de Kızılören kireçtaşı numuneleriyle doğrulanmıştır (Şekil 6.2.2.4).

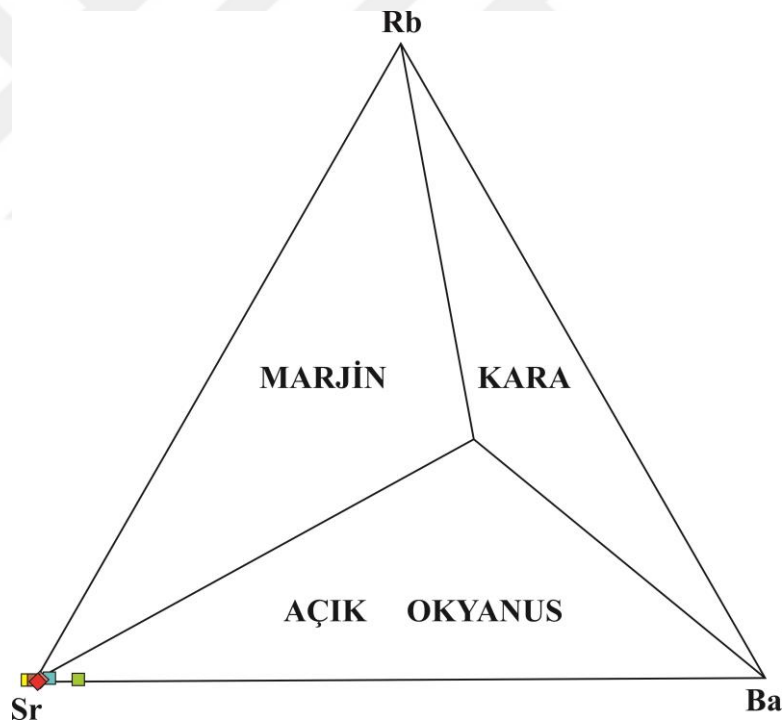


Şekil 6.2.2.4. Kızılören kireçtaşlarının Zr'ye karşı Eu/Eu\* diyagramı

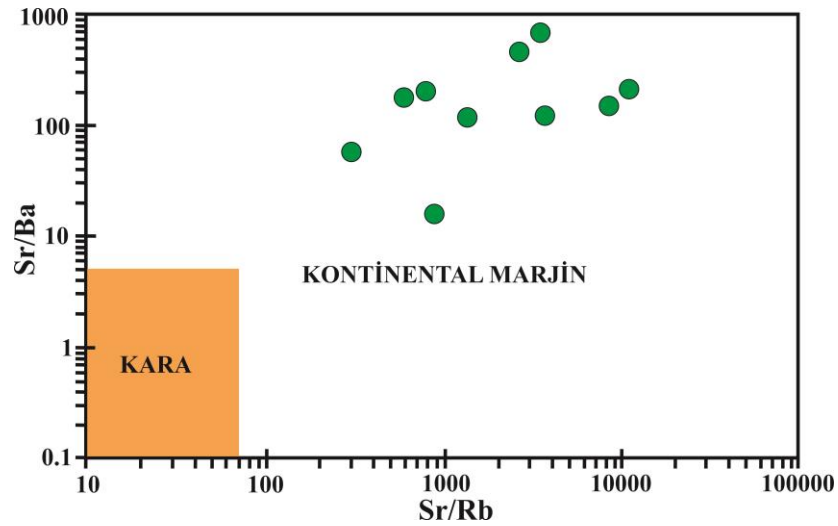
Kızılören numunelerinde  $Al_2O_3$  ile Zr ( $R=0.3$ ) ve Th ( $R=0.5$ ) arasında gözlenen pozitif ilişki, Northdurft ve ark. (2004)'nın belirttiği gibi, bu elementlerin terrijen kaynaklı olduğunu vurgular (Çizelge 6.1.2.1). Song ve ark. (2014) kireçtaşı numunelerinde NTE ile Zr ( $R=0.3$ ) ve Th ( $R=0.8$ ) arasında güçlü pozitif ilişki bulunmasının da terrijen kirletilmeyi işaret ettiğini söylemişlerdir.

CeO<sub>2</sub>, Mn-oksihidroksit ve Fe-oksihidroksitlerce absorbe edilerek depolanırsa, deniz suyunun ve bu suda depolanan kimyasal sedimentlerin negatif Ce anomalisi, Fe ve Mn'ca zengin deniz tabanındaki sedimentlerin ise pozitif Ce anomalisi gösterirler (Bau ve Dulski, 1996).

Zhang ve ark. (2017), Rb-Sr-Ba üçgen diyagramı kullanılarak, tatlı su kireçtaşları, sığ denizel kireçtaşları ve açık okyanus kireçtaşları arasında ayırım yapılabileceğini ifade etmişlerdir. Kızılören numuneleri için Rb-Sr-Ba üçgen diyagramı kullanıldığında numuneler sığ deniz ve açık deniz ortamını gösterirler (Şekil 6.2.2.5). Yine, Zhang ve ark. (2017) tarafından vurgulandığı gibi Sr/Ba'ya karşı Sr/Rb grafiği, tatlı suda depolanan kireçtaşları ile sığ denizel ortamda depolanan kireçtaşlarının ayırd edilmesinde kullanılabilir. Kızılören numunelerini Sr/Ba'ya karşı Sr/Rb grafiğine düşürdüğümüzde numunelerin hepsi sığ denizel (kontinental marjin) ortamdaki depolanmayı işaret etmişlerdir (Şekil 6.2.2.6).

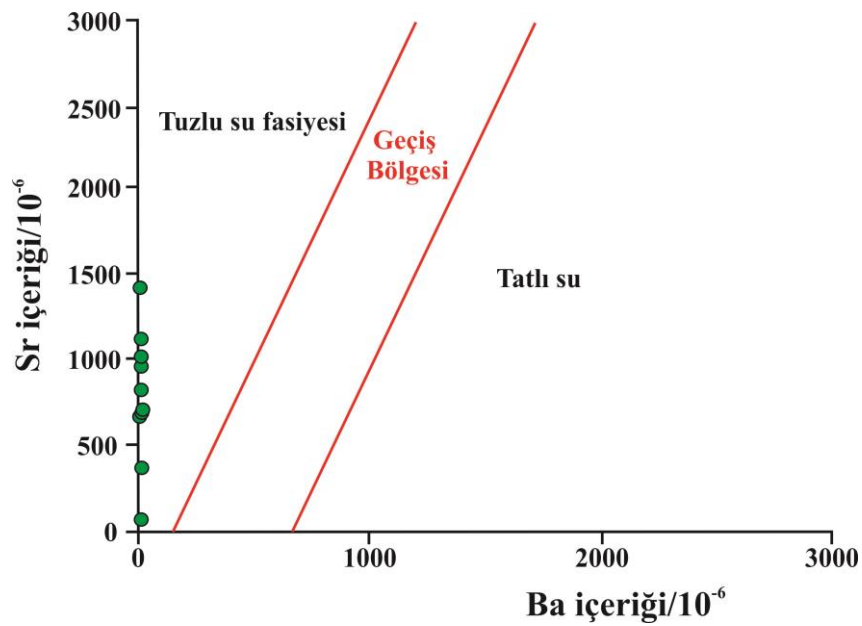


Şekil 6.2.2.5. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Rb-Sr-Ba üçgen diyagramı. Çeşitli kireçtaşı çökeltme ortamlarını gösteren diyagram Zhang ve ark. (2017)'dan alınmıştır



Şekil 6.2.2.6. Kızılören kireçtaşlarının Sr/Ba'ya karşı Sr/Rb diyagramı

Sr/Ba değerleri genellikle denizel ve karasal tortuları ayırt etmek için bir belirteç olarak kullanılmaktadır (Cunlei ve ark., 2020). Denizel fasiyeslerin Sr/Ba oranları  $>0.5$  ve karasal fasiyeslerin Sr/Ba oranları  $<1$  değerlerindedir. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Sr/Ba oranları  $\gg 1$  olduğundan denizel ortamdaki çökelimi işaret ederler. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Sr'a karşı Ba diyagramında, numunelerin hepsi tuzlu su fasiyes (denizel ortam) alanına düşmüştür (Şekil 6.2.2.7). Bu durum Kızılören formasyonunun denizel kökenli olduğunu destekleyen bir diğer belirteçtir.

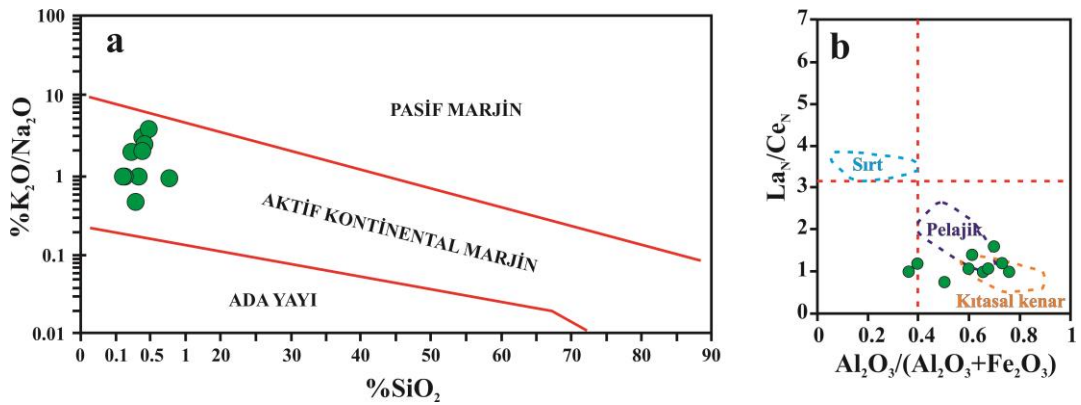


Şekil 6.2.2.7. Kızılören kireçtaşlarının Sr'a karşı Ba diyagramı

Kızılören kireçtaşı örneklerinin  $Al_2O_3$  ile  $Fe_2O_3$  korelasyonunun  $R=0.7$  olması, Fe'in kısmen denizel havzadan, kısmen de killerden kaynaklandığını ifade etmektedir (Çizelge 6.1.2.1). Zhang ve ark. (2017), tatlı su kireçtaşları ve sığ denizel kireçtaşlarındaki  $P_2O_5$  içeriklerinin,  $TiO_2$  ( $R=0.36-0.80$ ),  $Fe_2O_3$  ( $R=0.53-0.66$ ) ve  $K_2O$  ( $R=0.52-0.77$ ) ile iyi korelasyon gösterdiğini ve  $P_2O_5$  içeriklerinin biyojenik kökenli olmaktan ziyade terrijen kökenli olduğunu, çünkü  $TiO_2$  ve  $K_2O$ 'nun aluminosilikat klastiklerinden alınmayı işaret ettiğini vurgulamışlardır. Kızılören kireçtaşı örneklerinde,  $P_2O_5$  ile  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  ve  $CaO$  arasında korelasyon gözlenmemesi, limit değer altında olan ( $<0.01$ ) fosfatın, limit değeri kullanılarak yapılan korelasyon sonucunda R değerlerinin sıfır olması (Çizelge 6.1.2.1) Kızılören kireçtaşı fosfatlarının kökeninin belirlenmesine izin vermemiştir.

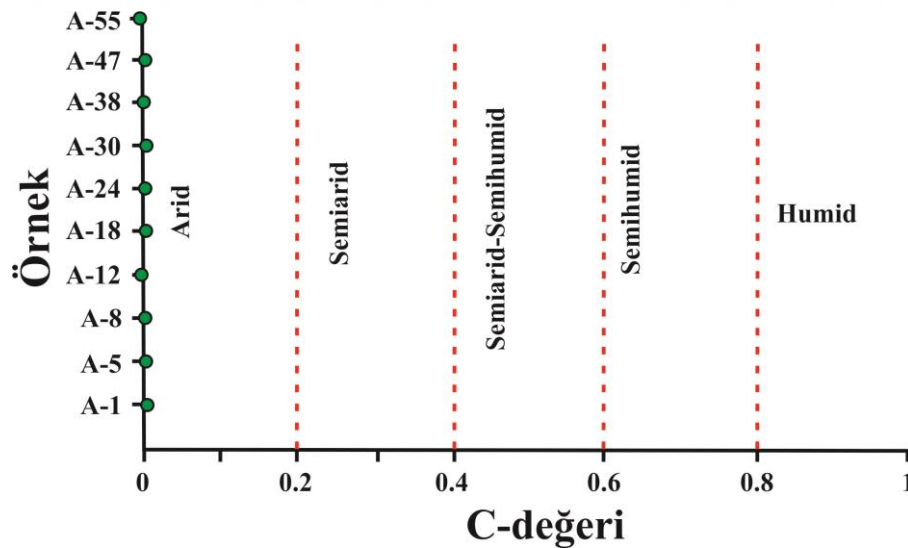
Roser ve Korsch (1986) tarafından  $K_2O/Na_2O$ 'ya karşı  $SiO_2$ 'i kullanılarak detritik kayaçların tektonik ortamını (pasif kontinental marjin, aktif kontinental marjin ve okyanusal ada yayı) saptamaya yarayan bir diyagram geliştirilmiştir (Şekil 6.2.2.8).

Kızılören formasyonu numunelerinin bu diyagrama düşürülmesiyle tektonik ortamlarının aktif kontinental marjin olduğu belirlenmiştir (Şekil 6.2.2.8a). Yine Kızılören kireçtaşı örnekleri,  $La_N/Ce_N$ 'a karşı  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  diyagramına yerleştirilerek, çökeltme ortamlarının kıtasal kenar ve pelajik alana düştüğü görülmüştür (Şekil 6.2.2.8b).



**Şekil 6.2.2.8.** Kızılören kireçtaşı örnekleri  $\%SiO_2$ 'ye karşı  $K_2O/Na_2O$  diyagramında aktif kontinental marjin alanına düşmektedir (diyagram Roser ve Korsch, 1986'dan alınmıştır) (a),  $La_N/Ce_N$ 'a karşı  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  diyagramında kıtasal kenar ve pelajik alana düşmektedir (b)

Daha önce yapılan çalışmalar, bazı majör ve iz elementlerin ince taneli kayalardaki dağılımı ve miktarlarının paleoklimsel şartları saptamada kullanılabileceğini (ör. Cao ve ark., 2012; Wang ve ark., 2017; Ding ve ark., 2018) göstermiştir. Fe, Mn, V, Cr, Co ve Ni gibi elementlerin nemli iklim koşullarında nispeten zenginleşme sergilediği birçok araştırmacılarca (ör. Cao ve ark., 2012; Wang ve ark., 2017; Ding ve ark., 2018) ifade edilmiştir. Ding ve ark. (2018)'nın söylediği gibi, arid iklim şartlarında gerçekleşen evaporasyondan dolayı sudaki alkaliliğinin artması sonucu, tuzlu minerallerin depolanmasında artış olmakta ve Ca, Mg, Na, K, Ba ve Sr gibi elementler yoğunlaşmaktadır. Bu iki farklı element grubunun jeokimyasal davranışları dikkate alınarak,  $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{Ni} + \text{V} + \text{Co}) / \Sigma(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Sr} + \text{Ba} + \text{K} + \text{Na})$  değerleri (C değeri) iklim belirteci şeklinde paleoklim çalışmalarında uygulama alanı bulmuştur (ör. Cao ve ark., 2012; Wang ve ark., 2017). Mei ve ark. (2005), Yang ve ark. (2015), Ding ve ark. (2018) gibi birçok araştırmacı tarafından 0–0.2, 0.2–0.4, 0.4–0.6, 0.6–0.8, 0.8–1.0 C-değerlerinin sırasıyla arid, semiarid, semiarid-semihumid, semihumid, humid iklimi belirttiği ifade edilmiştir. Kızılören formasyonu numunelerinin hesaplanan C-değerleri 0.000958-0.002734 (ortalama 0.00148) olması dolayısıyla arid iklimi belirtmektedir (Şekil 6.2.2.9).



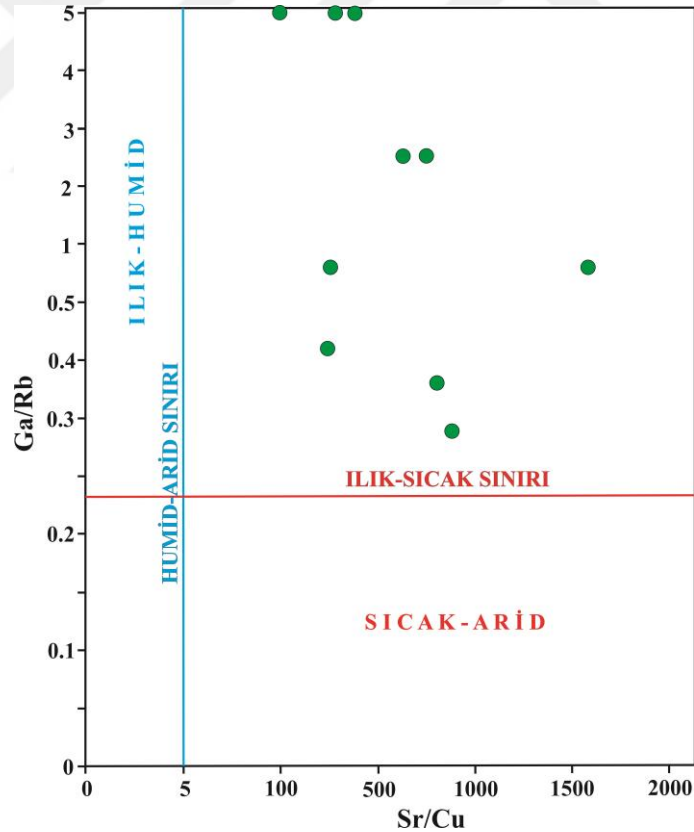
Şekil 6.2.2.9. Kızılören kireçtaşı örneklerinin C-değerleri kullanımı ile paleoklimsel şartlarını gösterir diyagram

Ayrıca, Roy ve Roser (2013), Yandoka ve ark. (2015), Xie ve ark. (2018), Ding ve ark. (2018), paleoklimi belirlemede Sr/Cu ile Ga/Rb değerlerinin de



kullanılabileceğini söylemişlerdir. Ga daha çok kil minerallerinde (özellikle kaolinit) zenginleşme gösterir ve ılık-humid iklimi işaret eder (Ding ve ark., 2018). Ding ve ark. (2018), Rb elementinin illit minerali ile yakın ilişkili olup, soğuk ve kurak iklimi yansıttığını vurgulamışlardır. Sedimentlerdeki Ga/Rb değerlerinin çok düşük olması iklimin soğuk ve kurak olduğunu belirtmektedir. Genellikle ılık ve nemli iklim şartlarında, ince taneli sedimanlar, düşük Sr/Cu değerleri ve yüksek Ga/Rb değerleri (Ding ve ark., 2018) sergilerler. Ding ve ark. (2018), 1.3-5 arasındaki Sr/Cu değerlerinin ılık nemli ortamı gösterdiğini, 5'in üzerindeki değerlerin ise sıcak-kurak iklim şartlarını işaret ettiğini vurgulamışlardır.

Şekil 6.2.2.10, Kızılören numunelerine ait Ga/Rb'a karşı Sr/Cu grafiğini göstermekte olup, Ga/Rb 0.29-5 (ortalama 2.3), Sr/Cu 294-1567 (ortalama 620) değerlerine sahiptir. Dolayısıyla, Kızılören numunelerinin Sr/Cu değerleri ılık-kurak iklim şartlarını işaret etmektedir.



Şekil 6.2.2.10. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ga/Rb'a karşı Sr/Cu diyagramı. Diyagram paleoklimsel şartları göstermektedir (diyagram Ding ve ark., 2018'den alınmıştır)

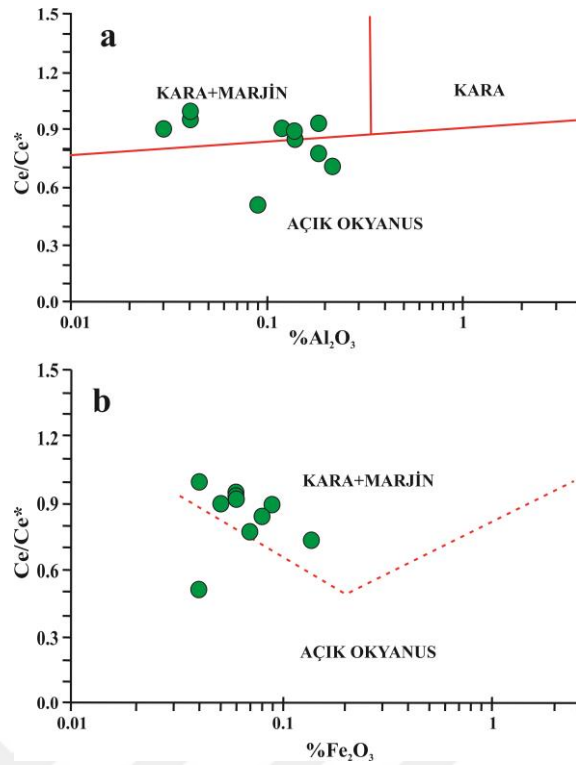
### 6.2.3. Kızılören Formasyonu Kireçtaşlarının Nadir Toprak Element Değerlendirmesi

Karbonatlarda nadir toprak elementlerinin mevcudiyeti birçok faktörden etkilenebilmektedir. (1) Havzaya terrijen detritiklerin girmesi (Piper, 1974; McLennan, 1989), (2) havzadaki su kolonundan biyojenik kaynaklı depolanma (Murphy ve Dymond, 1984) ve (3) havzadaki suyun derinliği, tuzluluğu ve oksijen içeriği ile ilgili etkileşim süreci (Elderfield, 1988; Piepgras ve Jacobsen, 1992; Bertram ve Elderfield, 1993; Greaves ve ark., 1999), (4) nadir toprak elementlerinin havzadaki su kolonundan ve erken diyajenezden dolayı ötijenik olarak uzaklaştırılması (Sholkovitz, 1988).

Deniz suyu, kimyasal sedimentlere çok az oranda NTE katkısı sağlar, ancak denizel su özelliği taşımayan sedimanlar, kimyasal filtreleme (leaching) sürecinde (Zhao ve ark., 2009) silikatlar, Fe-Mn oksitler, fosfatlar ve sülfidler gibi karbonat olmayan materyallerin kirletmesi sebebiyle çok yüksek NTE konsantrasyonları gösterirler (Nothdurft ve ark., 2004).

Karasal ve sığ denizel kireçtaşlarındaki TNT elementlerinin  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (sırasıyla  $R=0.62$ ,  $R=0.48$ ,  $R=0.67$ ,  $R=0.45$ ) ile pozitif korelasyon sergilemesi NTE'nin silisiklastik girdinin etkisinde kaldığını ifade eder (Zhang ve ark., 2017). Kızılören numunelerinin TNTE ile  $\text{SiO}_2$  ( $R=0.94$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $R=0.89$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $R=0$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $R=0.90$ ) arasındaki güçlü pozitif korelasyon (Çizelge 6.1.2.1) da NTE üzerinde silisiklastik girdinin etkisini işaret etmektedir.

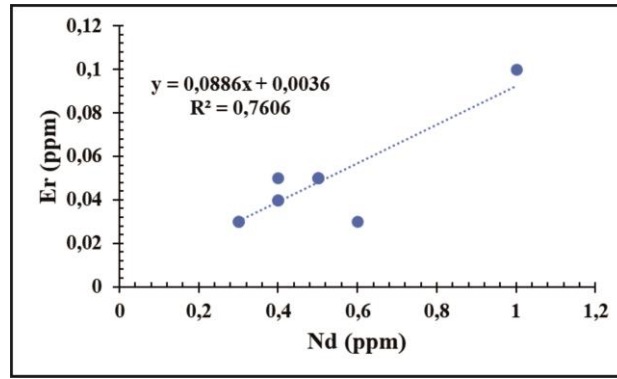
Zhang ve ark. (2017), kireçtaşlarının Ce anomalisinin büyüklüğünün yayılma sırtlarından kıtasal kıyı denizlerine doğru belirgin bir artış gösterdiğini ifade etmiştir. Ce/Ce\* anomalisine karşı  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  grafiğinde (Şekil 6.2.3.1a,b), Kızılören formasyonu numuneleri çoğunlukla karasal marjin, kısmen de açık deniz ortamını işaret etmektedir.



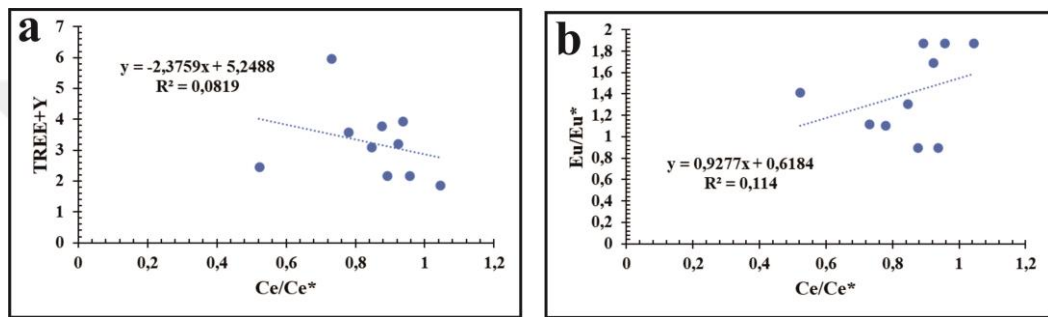
**Şekil 6.2.3.1.** Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ce/Ce\*'ye karşı Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramı. Çeşitli depolanma ortamlarında çökelen kireçtaşları (Taylor and McLennan, 1985)

Kireçtaşlarında gözlenen yüksek orandaki Er/Nd değerleri, karbonatların denizel su (deniz suyu Er/Nd değeri 0.27'dir) özelliğinin korunduğunu belirtir (Song ve ark., 2014). Detritik girdiler ya da diyajenetik süreç Er/Nd oranlarını Er'e göre Nd'nin tercihli konsantrasyonu için 0.1'den daha düşük bir değere kadar düşürebilmektedir (Bellanca ve ark., 1997; Song ve ark., 2014). Kızılören numunelerindeki Er/Nd değerleri 0.59-1.49 arasında olması, Nd ile Er arasındaki güçlü pozitif korelasyon ( $R=0.87$ ) (Çizelge 6.1.3.2; Şekil 6.2.3.2), numunelerimizdeki terrijen girdi maruziyetini işaret eder.

Liu ve ark. (2006) ve Song ve ark. (2014), diyajenetik sürecin Ce/Ce\* ile TNTE ve Ce/Ce\* ile Eu/Eu\* arasındaki güçlü korelasyonlarla birlikte Ce ve Eu anomalilerinin değerlerinde değişim oluşturabileceğini söylemişlerdir. Ancak, Kızılören numunelerinde Ce/Ce\* ile TNTE arasında ve Ce/Ce\* ile Eu/Eu\* arasındaki korelasyonun (sırasıyla  $R=-0.28$  ve  $R=+0.33$ ) çok çok düşük olması, NTE konsantrasyonları üzerindeki diyajenez etkisinin çok sınırlı olduğunu vurgulamaktadır.



Şekil 6.2.3.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Er'ye karşı Nd diyagramı



Şekil 6.2.3.3. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ce/Ce\*'ye karşı TREE+Y (a) ve Eu/Eu\* (b) diyagramı

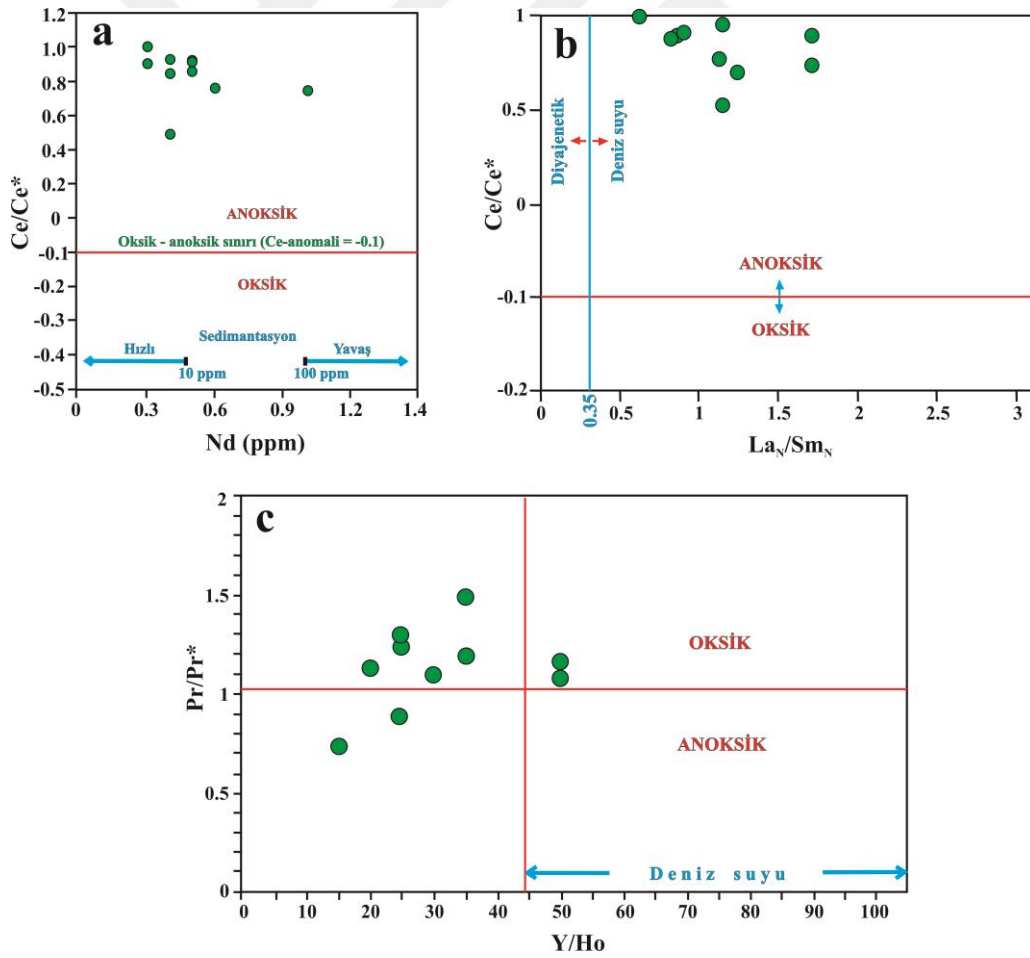
### 6.2.3.1. Ce Anomali Değerleri

Murray ve ark. (1990, 1991)'nın söylediğine göre, Ce anomalisi depolanma ortamına bağlı olup, yüksek Ce değerleri oksik şartları belirtirken, düşük Ce değerleri anoksik şartları belirtmektedir. Transgresyon sürecinde dip suları, anoksik olur ve tüm kaya Ce anomalisi negatif olur (Wilde ve ark., 1996). Regresyon sürecinde, tabandaki herhangi bir sabit nokta sığlaşır; bu sebeple dip suları oksik olacak ve tüm kaya Ce anomalisi pozitif olacaktır. Dolayısıyla, Kızılören kireçtaşı örneklerinin taban seviyelerinde gözlenen negatif Ce anomalileri transgresyonu belirtirken, üst seviyelerde gözlenen düz ve pozitif Ce anomalileri de regresif evreye geçişi işaret etmektedir (Şekil 6.1.4.2).

Ce anomalisi çoğunlukla deniz suyunda görülmekte (Elderfield ve Graves, 1982) ve denizel kireçtaşlarında gözlenen Ce anomali değerleri, depolanma sürecindeki ve alanındaki terrijen girdi ile redoks şartlarını belirlememize izin verir (Madhavaraju ve

Lee, 2009, Madhavaraju ve ark., 2010). Zayıf negatif Ce anomalisi gösteren kireçtaşları, düşük terrijen girdili, oksik ortamdaki depolanmayı ifade eder (Song et al., 2014).

Kızılören formasyonu sedimentlerinin gelişimi, transgresif nitelikli sığ denizel (karbonat egemenli şelf) depolanma ortamında gerçekleştiğinden Wilde ve ark. (1996)'nın önerdiği modelin bu çalışmada uygulanabilirliğini düşündürmektedir. Buradan, Kızılören kireçtaşı numunelerinin kapsadığı Ce değerleri, gerçek negatif değerler olup transgresif ve anoksik karbonat depolanmasını işaret ettiğini söyleyebiliriz. Şekil 6.2.3.1.1a'da Ce/Ce\*'a karşı Nd grafiğinde Kızılören numunelerinin hepsi anoksik alana düşmekte, yine Şekil 6.2.3.1.1b'de Ce/Ce\*'a karşı  $La_N/Sm_N$  diyagramında bütün örnekler anoksik alana düşmekte ve yukarıdaki yorumu desteklemektedir. Ancak, Şekil 6.2.3.1.1c'de Pr/Pr\*'ye karşı Y/Ho diyagramında Kızılören kireçtaşı örneklerinin çoğu oksik alana düşmekte ve çökelim sürecinde oksik koşulların da gerçekleştiğini işaret etmektedir.



Şekil 6.2.3.1.1. a) Kızılören kireçtaşlarının Ce/Ce\* karşı Nd diyagramı, b) Kızılören kireçtaşlarının Ce anomalisine karşı  $(La/Sm)_N$  oranları (Diyagram Gómez-Peral ve ark. (2014)'dan alınmıştır), c) Kızılören kireçtaşlarının Pr/Pr\* karşı Y/Ho diyagramı

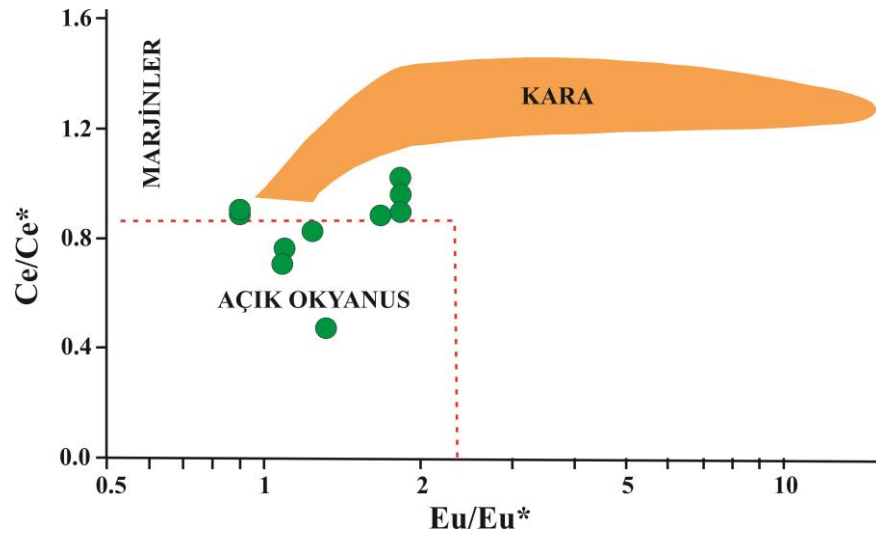
Ali ve Wagreich (2017), yaptıkları çalışmada kireçtaşı Ce anomalilerinin 1'e yakın değerde olduğunu ve deniz suyu değerlerinden (0.1-0.4) farklılık sunduğunu ifade etmişler ve bu durumu (1) saf ve saf olmayan numunelerde küçük miktarda kil (detritik girdiden) minerallerinin varlığı, (2) deniz tabanı aşağısındaki sediment sütununun birkaç cm derinliğindeki Ce içeren organik maddenin bozunması sebebiyle LREE'lerin artmasından kaynaklanmış olabileceğini ifade etmişlerdir. Kızılören kireçtaşı numunelerindeki Ce anomali değerleri 0.52-1.04 (ortalama 0.85) arasında değişmekte (Çizelge 6.1.3.2) ve deniz suyu değerlerinden daha yüksek oranlardadır. Kızılören örneklerindeki Ce anomalisinin yükselmesinin ya kireçtaşları bünyesindeki kil mineral varlığından ya da deniz tabanı sedimentlerindeki Ce kapsayan organik maddenin bozunmasından kaynaklandığını söyleyebiliriz.

#### **6.2.3.2. Eu anomali değerleri**

Sulu çözeltilerdeki  $Eu/Eu^*$  'nun redoks potansiyeli büyük ölçüde sıcaklığa ve daha az olarak da basınç, pH ve NTE çeşitliliğine bağlı (Bau, 1996; Bau ve Dulski, 1996) olup, pozitif Eu anomalileri asidik, indirgen hidrotermal akışkanlarla ilişkilidir.

Kızılören kireçtaşlarındaki numuneler,  $Eu/Eu^*$ 'da 0.89-1.87 (Çizelge 6.1.3.2) arasında değişmekte olup büyük farklılıklar sergilerler. İlâveten bu örnekler orta pozitif Eu anomalisi gösterse de herhangi bir hidrotermal sıvı etkisini işaret ettiğini söyleyemeyiz. Çünkü, pozitif Eu anomalisi sadece hidrotermal sıvılardan değil, detritik feldispatların girdisinden de kaynaklanmaktadır. İlâveten Kızılören kireçtaşı numunelerinin hidrotermal alterasyona uğramadığı Şekil 6.1.4.2 ve 6.2.1.1'de gözlenmektedir. Kızılören kireçtaşı örneklerinin çoğunda  $>1$  Eu anomali gözlenmesi, bu pozitifliğin detritik feldispatlardan kaynaklandığını işaret etmektedir. Deniz suyunda yaygın olmayan pozitif Eu anomalileri çoğunlukla (1) okyanus ortası sırtlarda hidrotermal akışkanların okyanusa artan girdisi (German ve ark., 1990); (2) birincil veya detritik feldispat bileşeninde hafif bir artış (Madhavaraju ve ark., 2010); (3) kireçtaşlarının diyajenetik alterasyonundan (Brand ve Veizer, 1980) kaynaklanmaktadır.

Kızılören kireçtaşı numunelerinin  $Eu/Eu^*$ 'ya karşı  $Ce/Ce^*$  grafiğinde (Şekil 6.2.3.2.1) örneklerimiz marjinal-açık denizel ortamdaki çökeli mi sergilemektedir.



Şekil 6.2.3.2.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Ce/Ce\*’a karşı Eu/Eu\* diyagramında çeşitli depolanma ortamlarına göre konumları. Diyagram Zhang et al. (2017)’den alınmıştır

### 6.2.3.3. Y/Ho Değerleri

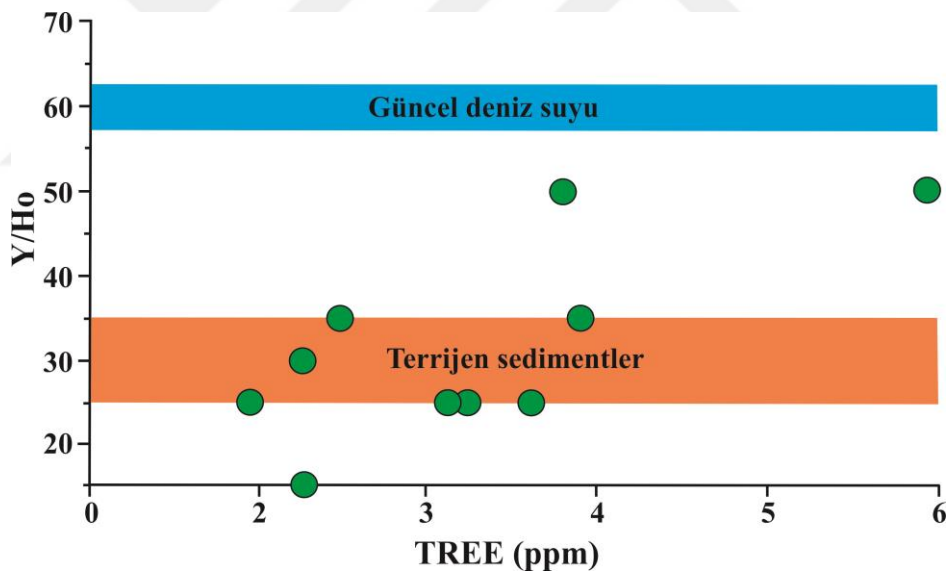
Bau (1996) ile Bau ve Dulski (1996), deniz suyundaki Y/Ho değerlerinin yüksek (44-74) miktarda olduğunu, terrijen detritikler ve volkanik küllerde ise ~28’lik sabit kondritik Y/Ho değerinin gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Y/Ho değeri açık deniz suyunda 60-90 arasında olup, tuzluluğa bağlı olarak değişim gösterir (Lawrence ve ark., 2006).

Güncel deniz suyu Y/Ho değerleri, akarsu ve haliç suyundan önemli ölçüde daha yüksektir (Nozaki ve ark., 1999; Lawrence ve ark., 2006).

Kızılören formasyonu numunelerinin Y/Ho oranları (Çizelge 6.1.3.2), açık deniz suyu değerinden (60-90) oldukça düşük bir ortalama 31 (15-50 arasında) değere sahip olup, kireçtaşlarının depolanması sürecinde havzaya tatlı su süspanse yükünün ve/veya eoliyen tozlarının bazı evrelerde etkili bir şekilde karıştığını belirtmektedir (ör. Kuchenbecker ve ark., 2016). Ayrıca, Kızılören kireçtaşı örneklerinin Y/Ho değerlerinin 15-50 arasında değişmesi, Song et al. (2014) tarafından belirtilen deniz suyu değerlerini düşük oranda (sadece 2 örnek) korumuştur. Bu durum Şekil 6.2.3.3.1’de Y/Ho’ya karşı

TNTE diyagramında gözlenmekte, NTE için ağırlıklı olarak karasal girdiyi işaret etmektedir.

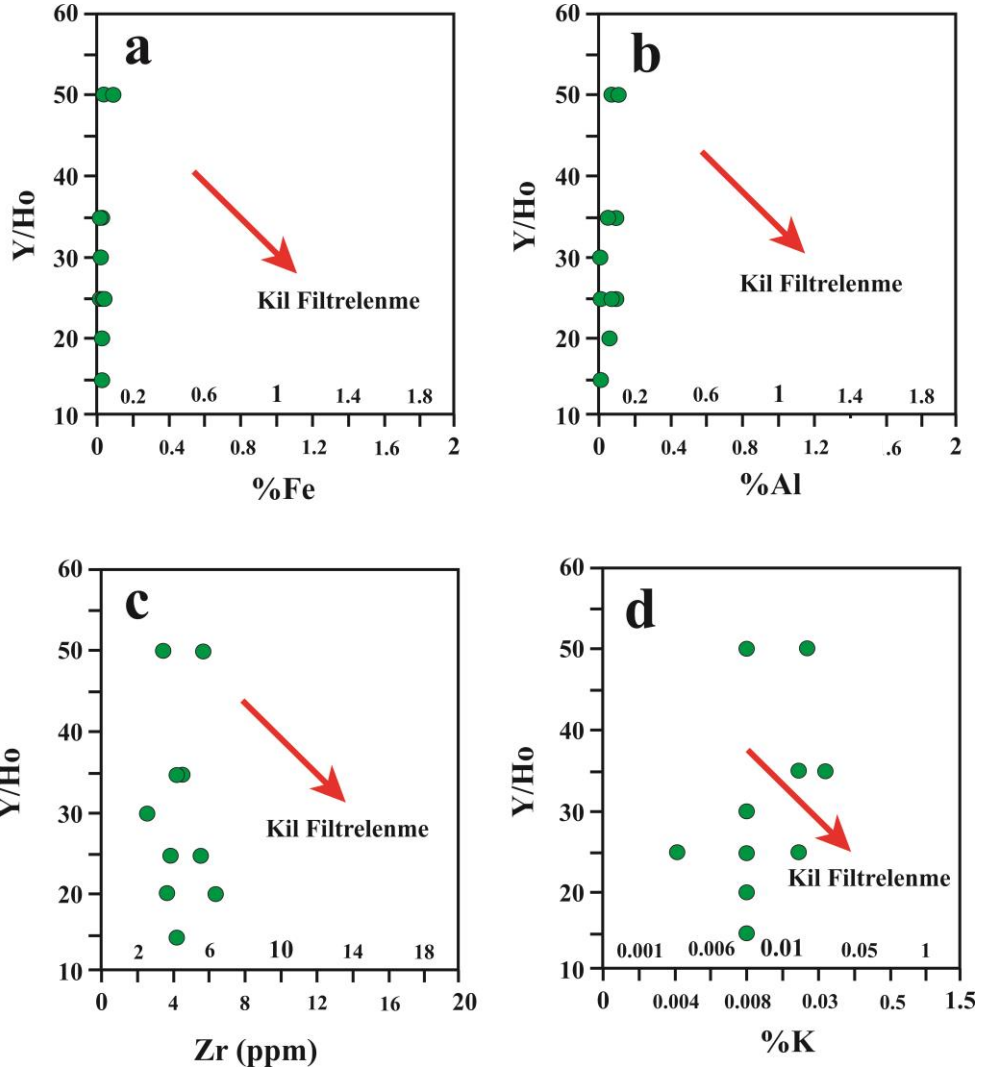
Y anomalisi, genellikle düşük  $Fe_T$ 'li numunelerde daha belirgin (ör. Tostevin ve ark., 2016) olup, bu durum Kızılören kireçtaşı örneklerinde (Çizelge 6.1.1.1 ve 6.1.1.3) kısmen gözlenmiştir. Yüksek kil bileşenlerine sahip örnekler, kil filtrelenmesini yansıtan düşük Y anomalileri gösterir. Kil minerallerinin mevcudiyeti, karbonat fazından kaynaklanan Y anomalisini seyreltecek düz desenli NTE+Y konsantrasyonlarını sergilerler. Killerin katkısı, daha yüksek  $Fe_T$  eğiliminde olan düşük  $CaCO_3$ 'lı numunelerde muhtemelen daha yüksek olacaktır. Tostevin ve ark. (2016) kil filtrelenmesini saptamada, yüksek K, Ti, Zr ve Al konsantrasyonlu filtrelenmelerde azalan Y anomalileri ile de göstermişlerdir. Kızılören formasyonu numunelerinde gözlemlenen kil filtrelenme etkisi, Tostevin ve ark. (2016)'nın işaret ettiği değerlerden düşük olduğundan, terrijen girdi olarak daha ziyade silisiklastik katkıyı sergilemektedir (Şekil 6.2.3.3.2).



Şekil 6.2.3.3.1. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Y/Ho'ya karşı TNTE diyagramı

Kızılören kireçtaşı numunelerindeki Y/Ho değerleri, silisiklastik katkılı (saf olmayan kireçtaşlarında <36->15) seviyelerde düşük, silisiklastik katkının olmadığı seviyelerde (nispeten saf kireçtaşlarında  $\geq 36$ ) daha yüksek olarak saptanmıştır (Şekil 6.2.3.3.2).





Şekil 6.2.3.3.2. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Y/Ho ile %Fe, %Al, Zr (ppm) ve %K diyagramı. Diyagram Tostevin ve ark. (2016)'dan alınmıştır

Ali ve Wagreich (2017), daha önce gerçekleştirilen incelemelerde deniz suyundaki Y/Ho değerlerinin, kondritik ve şeyl değerlerinin yaklaşık iki kat daha yüksek olduğunu saptadıklarını söylemişlerdir. Araştırmacılar bu değerlerin, redoks şartlarından etkilendiğini; anoksik şartlarda çözünen Fe ve Mn oksihidroksit parçacıklarınca Ho'un Y'a göre tercihli olarak adsorpsiyonundan dolayı oksik sularda 102 değerinden, anoksik sularda 67 değerine düştüğünü (ör. Bau ve ark., 1997) ifade etmişlerdir. Kızılören kireçtaşlarının depolanmaları sürecinde sığ şelfdeki oksik şartların daha sonra derin şelf (açık denizel) anoksik şartlara dönüştüğü ve Y/Ho değerlerinin 102 yüksek değerinden ortalama 31 (15-50) değerine düşmüş olabileceğini vurgulayabiliriz.

#### 6.4. Detritik Materyallerin Muhtemel Kaynakları

Sedimentlerdeki majör oksitler, kökenleriyle ilişkilendirilebilir, fakat Na, K, Ca, Mg ve Fe dahil olmak üzere bazı iz elementler, değişken ayrışma ve diyajenetik süreçler sebebiyle kaynak kayaları ile bütünüyle uyumlu olamamaktadırlar (McLennan, 1989; Xin ve ark., 2021). Ti, Si, Al ve Zr gibi duraylı elementler, diyajenetik süreçler sırasında nispeten hareketsizdir ve genellikle terrijen girdiyi yansıtmak açısından belirteç olarak kullanılmaktadır (ör. Hatch ve Leventhal, 1992; Xin ve ark., 2021). Örneğin, sedimentlerde Ti yaygın olarak ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ) veya rutil ( $\text{TiO}_2$ ) minerallerinde bulunur, Si en yaygın olarak kuvars, feldispat ve kil mineralleri dahil silisiklastiklerle ilişkilidir (Kidder ve Erwin, 2001; Xin ve ark., 2021) ve Al feldispatlarda, kil minerallerinde ve diğer alüminyum silikat minerallerinde bulunabilmektedir (Rimmer, 2004; Xin ve ark., 2021).

Kızılören numunelerinde  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{Al}_2\text{O}_3$  arasındaki Güçlü ( $R=0.89$ ) pozitif ilişki, feldispat ve kuvarsın aynı kaynağa sahip karasal girdiden türetildiğini işaret etmektedir (Çizelge 6.1.2.1).

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  değerleri klastik kayaların provenansını ortaya çıkarmada kullanılmakta olup, bu değerler mafik magmatik kayalar için 3-8, ortaç kayalar için 8-21 ve felsik magmatik kayalar için 21-70 arasında değişmektedir (Hayashi ve ark., 1997). Kızılören numunelerinin  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  oranları 3-8 (3 örnek), 9-19 (6 örnek), 22 (bir örnek) şeklinde olup (Çizelge 6.3.1.2), kaynak kaya bileşimi olarak çoğunlukla ortaç kayaları göstermekle birlikte, karışık kaynak kayalardan alınmayı belirtir.

Ayrıca, Al/Ti oranları terrijen girdinin akarsu ya da eoliyen kaynaklı mı olduğunu belirlenmesinde de kullanılmaktadır. Kızılören kireçtaşı örneklerinin Al/Ti oranları 3-22 (ortalama 12) arasında değişmekte (Çizelge 6.1.3.2) ve üst kabuk ortalama değerinden (27) düşük olması çökelim sürecinde havzaya terrijen girdinin akarsudan ziyade rüzgar taşınması aracılığıyla olduğunu işaret etmektedir.

Ayrıca, Kızılören numunelerindeki terrijen girdinin kaynağı, arid iklim bölgesine düşmekte (Şekil 6.2.2.7 ve 6.2.2.8) ve Kızılören formasyonunun depolanması sürecinde havzaya gelen terrijen materyal, iklime bağlı olarak düşük orandaki girdiyi göstermektedir.

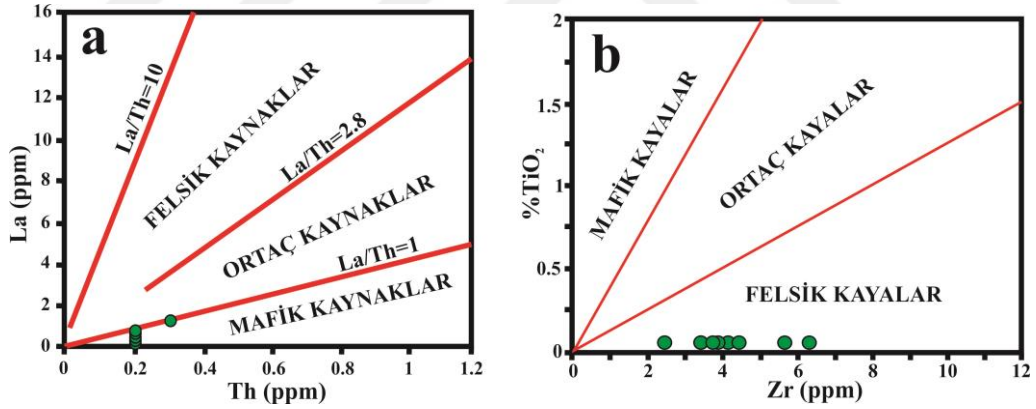
Felsik kaynağın göstergesi olarak Th ve La elementleri, mafik kaynağın göstergesi olarak Sc ve Cr elementleri, birçok yazar (ör. McLennan, 1989; McLennan

ve Taylor, 1991; McLennan ve ark., 1980; Wronkiewicz ve Condie, 1990) tarafından felsik ve mafik provenans arasındaki ayrımı yapmak için kullanılmıştır.

Kızılören kireçtaşı örneklerinde Th/Sc değerleri (0.2-0.3), üst kabuk (1; Taylor ve McLennan, 1985) değerinden daha düşüktür ve mafik kaynaktan alınmayı gösterir. Örneklerimizin Th/Sc oranları 1-4 arasında değişmekte ve daha çok felsik (6 örnek), daha az olarak nötr (4 örnek) kaynaktan alınmayı belirtmektedir. Yine, La'ya karşı Th diyagramında (Şekil 6.4.1a), Kızılören kireçtaşı örnekleri mafik kaynak alanına düşmekte ve Th/Sc değerleri ile tutarlılık sergilemektedir.

TiO<sub>2</sub>/Zr oranı, kaynak kayaçların bir başka göstergesidir (McLennan ve ark., 1993; Xin ve ark., 2021) ve mafik kayaçların TiO<sub>2</sub>/Zr oranlarının 200'den yüksek, felsik kayaçların ise 55'ten düşüktür. TiO<sub>2</sub>'ye karşı Zr diyagramında (Şekil 6.4.1b) Kızılören formasyonu örneklerinin hepsi felsik kayalar kaynağına düşmektedir.

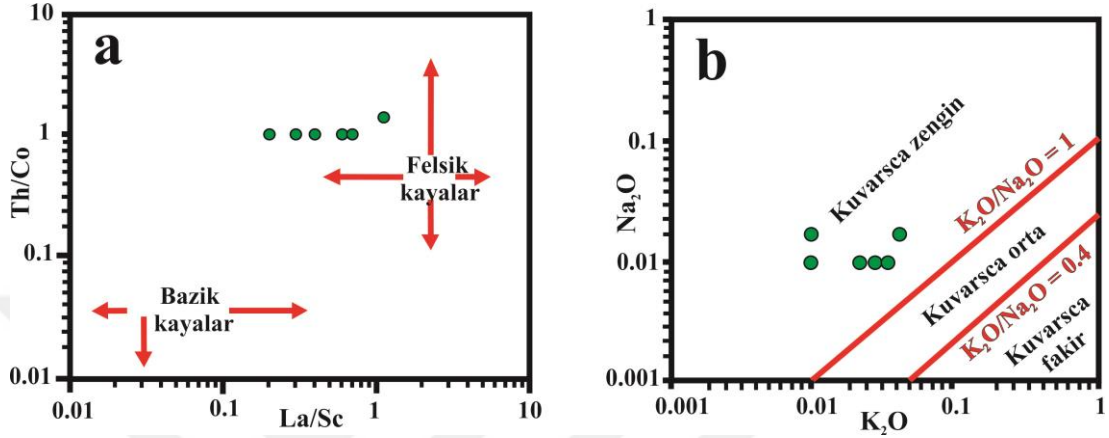
Kızılören kireçtaşı örneklerinin bu elementsel oranları ve diyagramları terrijen girdinin tekdüze bir provenansa sahip olmadığını, karışık kaynaktan alındığını işaret etmektedir.



**Şekil 6.4.1.** Kızılören kireçtaşı örnekleri için La'ya karşı Th diyagramı (a) (diyagram Taylor ve McLennan, 1985'den alınmıştır). La/Th=2.8 oranı üst kontinental kabuktur. Kızılören kireçtaşı örneklerinin La'ya karşı Th diyagramı (b) (diyagram McLennan ve ark., 1993'dan alınmıştır)

Th/Co'ya karşı La/Sc grafiğinde detritik kayaçların provenansının belirlenebileceği Cullers (2002) tarafından vurgulanmıştır. Kızılören kireçtaşı örnekleri Th/Co-La/Sc grafiğine düşürüldüğünde, detritik girdinin felsik kayalardan kaynaklandığını işaret etmektedir (Şekil 6.4.2a).

Kızılören formasyonu kireçtaşlarının  $\text{Na}_2\text{O}$ 'ya karşı  $\text{K}_2\text{O}$  ayrım diyagramı (Bhatia, 1983) klastik girdilerde kuvarşın yüksek düzeyde zenginliğini işaret eder (Şekil 6.4.2b). Bu durum, örneklerimizin petrografik incelemelerinde gözlenen kuvarş bolluğuyla ve Şekil 6.2.3.3.1 ile de tutarlı olmaktadır.



Şekil 6.4.2. Kızılören kireçtaşı örnekleri için Th/Co'ya karşı La/Sc diyagramı (a) (diyagram Cullers, 2002'den alınmıştır).  $\text{Na}_2\text{O}$ 'ya karşı  $\text{K}_2\text{O}$  diyagramı (b) (diyagram Bhatia, 1983'den alınmıştır)

## 7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

### 7.1. Sonuçlar

Kızılören formasyonu numunelerinin majör ve iz element karakteristikleri, diyajenetik alterasyonun ve terrijen girdinin önemsenmeyecek düzeyde gerçekleştiğini işaret etmektedir.

Kızılören numunelerinin K/Rb oranları, metamorfizma etkisinin olmadığını ifade eden çok düşük değerleri sergilemektedir.

Kızılören numunelerinin SiO<sub>2</sub>-Zr diyagramı, silisin kaynağının biyojenik silisten ziyade karasal olduğunu vurgulamaktadır.

Kızılören numunelerindeki çok düşük (<<5) Th/U değerleri, numunelerimizde fosfat kirlenmesinin yaşanmadığını, içerilen düşük miktardaki fosfatın da terrijen terrijen kaynaklı olduğunu belirtmektedir.

Kızılören numunelerinde gözlenen terrijen girdinin kaynağı, karışık provenanstan kaynaklandığını göstermektedir.

Kızılören numunelerindeki terrijen girdi, kurak iklimden kaynaklanmayı belirtmekte ve çökelim sürecinde havzaya getirilen terrijen detritikler Ti/Al oranlarına göre akarsudan ziyade eoliyen kırıntılarını işaret etmektedir.

Kızılören numunelerindeki Si, Al, Fe, Th gibi elementler ile nadir toprak elementleri arasındaki güçlü pozitif korelasyon, Ca ile NTE arasındaki çok zayıf pozitif ilişki, nadir toprak elementlerinin terrijen silikatlar ve alumino-silikat detritiklerinden kaynaklandığını işaret etmektedir.

Kızılören kireçtaşları karasal marjin ve açık deniz depolanma ortamı göstermektedir.

Kızılören numunelerinin gerçek negatif Ce değerleri, denizel su özelliğini, transgresif karbonat çökelimini ve bazı evrelerde oksik olmakla birlikte, daha çok anoksik ortamdaki çökelmeyi işaret etmektedir.

Kızılören numunelerinin Y/Ho değerleri, bu kireçtaşlarının depolanması sürecinde tatlı su süspanse yükünün ve/veya eoliyen tozlarının düşük oranda da olsa karıştığını ve su seviyesindeki bir miktar dalgalanmayı belirtmektedir.

Kızılören numuneleri, PAAS'a göre nadir toprak elementlerince fakirleşmeyi ve hidrotermal akışkanlara maruz kalmamayı göstermektedir.

## 7.2. Öneriler

Konya yakın batısında yüzlek veren Kızılören formasyonu için jeokimyasal çalışmalar, bu çalışmayla birlikte yeterince yapılmış olup, Kızılören formasyonu karbonatlarında jeokimyasal çalışma gerçekleştirecek araştırmacılara Konya'nın uzak çevresinde ve komşu illerinde çalışmaları tavsiye olunur.

Ayrıca, BAP koordinatörlüğü tarafından karşılanacak ödeneklerin, Yüksek Lisans çalışmalarında 30.000,00 TL, Doktora çalışmalarında 60.000,00 TL olması gerekmektedir. Çok daha düşük miktarlardaki proje ödenekleri, yetersiz miktarda ve çeşitte jeokimyasal analiz yapılmasına sebep olmakta, tezin kalitesini düşürmekte ve SCI makale yapılmasını engellemektedir.



## KAYNAKLAR

- Ali, A., and Wagreich, M., 2017, Geochemistry, environmental and provenance study of the Middle Miocene Leitha limestones (Central Paratethys), *Geologica Carpathica*, 68 (3), 248-268.
- Bau, 1996, Controls on fractionation of isovalent trace element in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323-333.
- Bau, M., and Dulski, P., 1996, Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, *Precambrian Res.*, 79, 37-55.
- Bau, M., Möller, P., Dulski, P., 1997, Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling, *Mar. Chem.*, 56, 123-131.
- Bauernhofer, A., Hauzenberger, C., Wallbrecher, E., Muhongo, S., Hoinkes, G., Mogessie, A., Opiyo-Akech, N., Tenzer., 2009, Geochemistry of basement rocks from SE Kenya and NE Tanzania: Indications for rifting and early Pan-African subduction, *International Journal of Earth Sciences*, 98 (8), 1809-1834.
- Bellanca, A., Masetti, D., Neri, R., 1997, Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Crismon section (Venetian region, northern Italy): Assessing REE sensitivity to environmental changes, *Chemical Geology*, 141 (3), 141-152.
- Bertram, C. J., and Elderfield, H., 1993, The geochemical balance of the rare earth elements and Nd isotopes in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1957-1986.
- Bhatia, M. R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *The Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Brand, U., and Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: trace elements, *Jour. Sediment. Petrol.*, 50, 1219-1236.
- Brumsack, H. J., 1989. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau*, 78 (3), 851-882.
- Cao, J., Wu, M., Chen, Y., Hu, K., Bian, L. Z., Wang, L. G., Zhang, Y., 2012, Trace and rare earth element geochemistry of Jurassic mudstones in the northern Qaidam Basin, northwest China, *Chem. Erde-Geochem.*, 72, 245-252.
- Chen, L., Lin, A. T. S., Dai, X., Yi, H., Tsai, L. L. Y., Xu, G., 2012, Sea-level Changes Recorded by Cerium Anomalies in the Late Jurassic (Tithonian) Black Rock Series of Qingtang Basin, North-Central Tibet, *Oil Shale*, 29 (1), 18-35.
- Condie, K. C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper crust: Contrasting results from surface samples and shales, *Chem. Geol.*, 104, 1-37.
- Cullers, R. L., 2002, Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA, *Chemical Geology*, 191 (4), 305-327.
- Cunlei, L., Lingling, W., Panpan, C., 2020, Sedimentary environment and geochemical characteristics of Shahejie Formation in Huimin Sag, Bohai bay basin, China. *Arabian Journal of Geosciences*, 13, 1109, 1-12.
- Ding, J., Zhang, J., Tang, X., Huo, Z., Han, S., Lang, Y., Zheng, Li, X., Liu, T., 2018, Elemental Geochemical Evidence for Depositional Conditions and Organic Matter Enrichment of Black Rock Series Strata in an Inter-Platform Basin: The Lower Carboniferous Datang Formation, Southern Guizhou, Southwest China, *Minerals*, 8 (11), 1-29.

- Dott, R. H., 1964, Wacke, Greywacke and Matrix-What Approach to Immature Sandstone Classification, *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 625-632.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), classification of carbonate rocks: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1, 108-121.
- El-Bialy, M.Z., 2013, Geochemistry of the Neoproterozoic metasediments of Malhaq and Um Zariq formations, Kid Metamorphic Complex, Sinai, Egypt: implications for source-area weathering, provenance, recycling, and depositional tectonic setting, *Lithos*, 175-176, 68–85.
- Elderfield, H., and Greaves, M. J., 1982, The rare earth elements in seawater, *Nature*, 296, 214-219.
- Elderfield, H., 1988, The oceanic chemistry of the rare earth elements, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A 325, 105-126.
- Eren, Y., 1993, Konya Kuzebatısında Bozdağlar Masifi'nin Otokton ve Örtü Birimlerinin Stratigrafisi, *Türkiye Jeol.Bült.*, 36, 7-23.
- Eren, Y., 1996, Ilgın-Sarayönü (Konya) Güneyinde Bozdağlar Masifinin Stratigrafisi ve Jeoloji Evrimi. Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri 1996, KTÜ Trabzon, (Editörler: S. Korkmaz ve M. Akçay), 694-707 s.
- Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, 43, 1-38.
- Frimmel, H. E., 2009, Trace Element Distribution in Neoproterozoic Carbonates as Paleoenvironmental Indicator, *Chemical Geology*, 258, 338-353.
- Garrels, R. M., and Mackenzie, F. T., 1971, Evolution of sedimentary rocks, W.W. Norton and Co., New York, 397 p.
- German, C. R., Klinkhammer, G. P., Edmond, J. M., Mitra, A., Elderfield, H., 1990, Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean, *Nature*, 345, 516-518.
- Gilleaudeau, G. J., and Kah, L. C., 2013, Carbon isotope records in a Mesoproterozoic epicratonic sea: carbon cycling in a low-oxygen World, *Precambrian Res.*, 228, 85-101.
- Gómez-Peral, L. E., Kaufman, A. J., Poiré, D. G., 2014, Paleoenvironmental implications of two phosphogenic events in Neoproterozoic sedimentary successions of the Tandilia System, Argentina, *Precambrian Research*, 252, 88-106.
- GoogleMaps:  
<https://www.google.com/maps/@38.0369777,32.4285516,11.25z/data=!5m1!1e4>
- Göğür, E. ve Kırıl, K., 1969, Kızılören dolayının jeolojisi. M.T.A. Rapor No: 5204 (Yayınlanmamış)
- Görmüş, M., 1984, Kızılören (Konya) dolayının jeoloji incelemesi. Selçuk Üni. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, 67 s (Yayınlanmamış)
- Greaves, M. J., Elderfield, H., Sholkovitz, E. R., 1999, Aeolian sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean, *Marine Chemistry*, 68, 31-38.
- Hakyemez, Y., Elibol, E., Umut, M., Bakırhan, B., Kara, İ., Dağıstan, H., Metin, T., Erdoğan, N., 1992, Konya-Çumra-Akören dolayının jeolojisi; M.T.A. Rap. No: 9449, 73s (yayınlanmamış), Ankara.
- Hatch, J. R., and Leventhal, J. S., 1992, Relationship between Inferred Redox Potential of the Depositional Environment and Geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee Country, Kansas, USA, *Chemical Geology*, 99, 65-82.



- Hayashi, K. I., Fujisawa, H., Holland, H. D., Ohmoto, H., 1997, Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61 (19), 4115-4137.
- Jones, B., and Manning, D. A. C., 1994, Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones, *Chemical Geology*, 111, 111-129.
- Karakoç, İ., 1996, Hatıp-Çayırbağı-Çaldağı ve Kuzeyi (Konya Batısı)nın Jeolojisi; S.Ü., Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 62 s. (Yayımlanmamış)
- Kaufman, A. J., and Knoll, A. H., 1995, Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications, *Precambrian Research*, 73, 27-49.
- Kibar, L. K., 2015, Konya Kuzeybatısındaki Kızılören formasyonundaki dolomitlerin sedimantolojik ve jeokimyasal incelenmesi, , S. Ü. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, Konya, 94 s. (Yayımlanmamış)
- Kidder, D. L., and Erwin, D. H., 2001, Secular Distribution of Biogenic Silica through the Phanerozoic: Comparison of Silica-Replaced Fossils and Bedded Cherts at the Series Level, *The Journal of Geology*, 109, 509-522.
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Lopes-Silva, L., Pimenta, F., 2016, Chemostratigraphy of the Lower Bambuí Group, Southwestern São Francisco Craton, Brazil: Insights on Gondwana Paleoenvironments, *Brazilian Journal of Geology*, 46, 145-162.
- Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D., Kamber, B. S., 2006, Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways, *Aquatic Geochemistry*, 12 (1), 39-72.
- Levitsky, V. I., Reznitsky, L. Z., Levitsky, I. V., 2019, Geochemistry of carbonate rocks in early Precambrian and phanerozoic metamorphic complexes of East Siberia, north-west of Russia, Pamir, *GEOHIMIA*, 64, (4), 409-426.
- Liu, S., Liu, Y., Lin, G., Zhou, Y., Gong, F., Zhang, D., 2006, REE geochemical characteristics and geological significance of mudstones from Neogene, Nanpu Sag, Bohai Basin [J], *Geoscience*, 20, 449-456.
- Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Cai, K., 2008, Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai: implications for its tectonic evolution, *Sediment. Geol.*, 208, 88-100.
- Madhavaraju, J., and Lee, Y. I., 2009, Geochemistry of the Dalmiapuram Formation of the Uttatur Group (Early Cretaceous), Cauvery basin, southeastern India: implications on provenance and paleo-redox conditions, *Rev. Mex. Cien. Geol.*, 26, 380-394.
- Madhavaraju, J., González-León, C. M., Lee, Y. I., Armstrong-Altrin, J. S., Reyes Campero, L. M., 2010, Geochemistry of the Mural Formation (Aptian-Albian) of the Bisbee Group, Northern Sonora, Mexico, *Cretaceous Research*, 31, 400-414.
- Madhavaraju, J., Löser, H., Scott, R. W., Sandeep, S., Sial, A. N., Ramasamy, S., 2017, Petrography, geochemistry and stable isotopes of carbonate rocks, Lower Cretaceous Alisitos Formation, Los Torotes section, Baja California, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34 (2), 63-77.
- Maity, B., and Indares, A., 2018, The Geon 14 Arc-Related Mafic Rocks from the Central Grenville Province, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55 (6), 545-570.
- McLennan, S. M., Nance, W. B., Taylor, S. R., 1980, Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 (11), 1833-1839.

- McLennan, S. M., 1989, Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Process, *Review of Mineralogy*, 21, 169-200.
- McLennan, S. M., and Taylor, S. R., 1991, Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends, *The Journal of Geology*, 99 (1), 1-21.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., Hanson, G. N., 1993, Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance, and Tectonics. In: Johnsson, M.J. and Basu, A. (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: *Geological Society of America, Special Papers*, 285, 21-40.
- Mei, M. X., Ma, Y. S., Deng, J., Chu, H. M., Liu, Z. R., Zhang, H., 2005, Carboniferous to Permian sequence stratigraphic framework of the Yunnan-Guizhou-Guangxi basin and its adjacent areas and global correlation of third-order sea-level change, *Chin. Geol.*, 32, 13-24.
- Murphy, K., and Dymond, J., 1984, Rare earth element fluxes and geochemical budget in the eastern equatorial Pacific, *Nature*, 307, 444-447.
- Murray, R. W., Buchholz ten Brink, M. R., Jones, D. L., Gerlach, D. C. Russ, G. P., 1990, Rare Earth Elements as Indicators of Different Marine Depositional Environments in Chert and Shale, *Geology*, 18, 268-271.
- Murray, R. W., Brink, M. R. B., Brumsack, H. J., Gerlach, D. C., 1991, Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce\*: Results from ODP Leg 127, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (9), 2453-2466.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G., Price, R. C., 1980, Chemical processes affecting alkalies and alkaline earth during continental weathering, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1659-1666.
- Nothdurft, L., Webb, G. E., Kamber, B. S., 2004, Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 263-283.
- Nozaki, Y., Alibo, D. S., Amakawa, H., Gamo, T., Hasumoto, H., 1999, Dissolved rare earth elements and hydrography in the Sulu Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2171-2181.
- Özcan, A., Güncüoğlu, M.C., Turhan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K. and Işık, A., 1988, "Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağı Belt", *METU Journal of Pure And Appl. Sci.* 21 (1-3), 211-220.
- Özcan, A., Güncüoğlu, M.C., Turhan, N., Uysal, Ş., Şenturk, K. ve Işık, A., 1990, Konya-Kadınhanı-Ilgın Dolayının Temel Jeolojisi, M.T.A. Genel Müd., Jeo. Etüd. Dai. Proje No: 42135.
- Özkan, A. M., 1998, Konya Batısındaki Neojen Çökellerinin Stratigrafisi ve Sedimentolojisi. S. Ü. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 208 s. (Yayımlanmamış)
- Özkan, A. M., and Elmas, A., 2012, Petrographic and Geochemical Characteristics of the Kızıloren Formation (Upper Triassic-Lower Jurassic) in the Akpınar (Konya, Turkey) Area, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 86 (6), 1455-1470.
- Özkan, A. M. ve Küpeli, Ş., 2017, Sultandağları Masifinde (Konya-Isparta) Kambro – Ordovisiyen Yaşlı Çaltepe ve Seydişehir Formasyonlarının C, O, Sr İzotop ve REE+Y Jeokimyasının İncelenmesi, Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, No: 14401127, 192 s.
- Özkan, A. M., 2019, Geochemical Features of Rare Earth Elements in the Dolomites of the Bozdağ Formation (Early Silurian–Middle Devonian) from Söğütözü-Ladik (Konya/Turkey) Area, *The International Journal of Engineering and Science (IJES)*, 8 (8), 30-46.

- Özkan, A. M. ve Gündüz, O., 2020, Hanönü (Akpınar güneyi, Konya) çevresindeki Üst Triyasik-Alt Jurasik Kızılören formasyonu bitümlü kireçtaşlarının kaynak kayaç özelliklerinin incelemesi, KTUN Bilimsel Araştırma Projesi, No: 191007036, 70 s.
- Piegras, D. J., and Jacobsen, S. B., 1992, The Behavior of Rare Earth Elements in Seawater: Precise Determination of Variations in the North Pacific Water Column, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1851-1862.
- Piper, D. Z., 1974, Rare Earth Elements in the Sedimentary Cycle: A Summary, *Chemical Geology*, 14 (4), 285-343.
- Rimmer, S. M., 2004, Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA), *Chemical Geology*, 206, 373-391.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio, *Jour. Geol.*, 94, 635-50.
- Roy, D. K., and Roser, B. P., 2013, Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh, *Gondwana Res.*, 23, 1163-1171.
- Rudnick, R. L., McLennan, S. M., Taylor, S. R., 1985, Large iron lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1645-1655.
- Shaw, D. M. 1968. A review of K/Rb fractionation trends to covariance analysis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32 (6), 573-602.
- Sholkovitz, E. R., 1988, Rare earth elements in the sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon Delta, and the East China Sea: a reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans, *American Journal of Science*, 288 (3), 236-281.
- Song, C., Herong, G., Linhua, S., 2014, Geochemical characteristics of REE in the Late Neo-Proterozoic limestone from northern Anhui Province, China, *Chin Jour. Geochem.*, 33, 187-193.
- Suttner, L. J., and Dutta, P. K., 1986, Alluvial Sandstone Composition and Palaeoclimate Framework Mineralogy, *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 329-345.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution, *Blackwell*, Cambridge, pp. 312.
- Tekin, E., and Sarı, A., 2002, Microtextural characteristics and origin of dolomites in the Tepearası Formation, SW of Beyşehir-Konya, Turkey, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 76/1, 100-109.
- Thurston, G., Ito, K., Lall, R. A., 2011, Source apportionment of U.S. fine particulate matter air pollution, *Atmospheric Environment*, 45 (24), 3924-3936.
- Tostevin, R., Shields, G. A., Tarbuck, G. M., He, T., Clarkson, M. O., Wood, R. A., 2016, Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings, *Chemical Geology*, 438, 146-162.
- Turan, A., 2010, Alakova-Kavak arasının (Konya güneyi) tektono-stratigrafisi, *S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Derg.*, 25 (3), 25-40.
- Wang, Z. W., Fu, X. G., Feng, X. L., Song, C., Wang, D., Chen, W. B., Zeng, S. Q., 2017, Geochemical features of the black shales from the Wuyu Basin, southern Tibet: Implications for palaeoenvironment and palaeoclimate, *Geol. Jour.*, 52, 282-297.
- Wilde, P., Quinby-Hunt, M. S., Erdtmann, B. D., 1996, The Whole-rock Cerium Anomaly: a Potential Indicator of Eustatic Sea-level Changes in Shales of the Anoxic Facies, *Sediment. Geol.*, 101 (1–2), 43–53.

- Wronkiewicz, D. J., and Condie, K. C., 1990, Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the early Proterozoic, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 343-354.
- Xie, G. L., Shen, Y. L., Liu, S. G., Hao, W. D., 2018, Trace, and rare earth element (REE) characteristics of mudstones from Eocene Pinghu Formation and Oligocene Huagang Formation in Xihu Sag, East China Sea Basin: Implications for provenance, depositional conditions, and paleoclimate, *Mar. Petrol. Geol.*, 92, 20-36.
- Xin, B., Hao, F., Han, W., Xu, Q., Zhang, B., Tian, J., 2021, Paleoenvironment evolution of the lacustrine organic-rich shales in the second member of Kongdian Formation of Guangdong Sag, Bohai Bay Basin, China: Implications for organic matter accumulation, *Mar. Pet. Geol.*, 133, 1-21.
- Yandoka, B. M. S., Wan, H. A., Abubakar, M. B., Hakimi, M. H., Adegoke, A. K., 2015, Geochemical characterization of Early Cretaceous lacustrine sediments of Bima Formation, Yola Sub-basin, Northern Benue Trough, NE Nigeria: Organic matter input, preservation, paleoenvironment and palaeoclimatic conditions, *Mar. Petrol. Geol.*, 61, 82-94.
- Yang, W. Q., Jiang, Y. L., Yong, W., 2015, Study on shale facies sedimentary environment of lower Es3-upper Es4 in Dongying sag, *J. China Univ. Petrol.*, 39, 19-26.
- Zhang, K. J., Li, Q. H., Yan, L. L., Zeng, L., Lu, L., Zhang, Y. X., Hui, J., Jin, X., Tang, X. C., 2017, Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings, *Earth-Science Reviews*, 167, 26-47.
- Zhao, Y., Zheng, Y. F., Chen, F., 2009, Trace element and strontium isotope constraints on the sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China, *Chemical Geology*, 265, 345-362.