

T.C.
YOZGAT BOZOK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GÜLDÜREN (EMET-KÜTAHYA) BÖLGESİNDEKİ
DEMİR CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİK,
MİNERALOJİK ve JENETİK AÇIDAN İNCELENMESİ

ÖZGE KABCUK

Tez Danışmanı
Doç. Dr. Nursel ÖKSÜZ

YOZGAT-2022

T.C.
YOZGAT BOZOK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GÜLDÜREN (EMET-KÜTAHYA) BÖLGESİNDEKİ
DEMİR CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİK,
MİNERALOJİK ve JENETİK AÇIDAN İNCELENMESİ

ÖZGE KABCUK

Tez Danışmanı
Doç. Dr. Nursel ÖKSÜZ

Bu çalışma Yozgat Bozok Üniversitesi Araştırma Projeleri Birimi
tarafından 6601-FBE/19-338 kodu ile desteklenmiştir.

YOZGAT-2022

TEZ BEYANI

Tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu tezin yazılmasında bilimsel ahlak kurallarına uyulduğunu, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezin içerdiği yenilik ve sonuçların başka bir yerden alınmadığını, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, tezin herhangi bir kısmının bu üniversite veya başka bir üniversitedeki başka bir tez çalışması olarak sunulmadığını beyan eder, aksi bir durumda aleyhime doğabilecek tüm hak kayıplarını kabullendiğimi beyan ederim.

Özge KABCUK

10/08/2022

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GÜLDÜREN (EMET-KÜTAHYA) BÖLGESİNDEKİ DEMİR CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİK, MİNERALJİK VE JENETİK AÇIDAN

İNCELENMESİ

ÖZGE KABCUK

YOZGAT BOZOK ÜNİVERSİTESİ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

TEZ DANIŞMANI: DOÇ. DR. NURSEL ÖKSÜZ

İnceleme alanı Kütahya ili Emet ilçesi Güldüren Köyü sınırları içinde olup, il merkezine uzaklığı ortalama 93km, Emet'e ise 25km'dir. Jeokimyasal yorumlamalar için çalışma alanındaki cevher örneklerinin ana oksit, eser element ve NTE içerikleri değerlendirilmiştir. Örneklerin Co/Ni değerleri cevherleşmenin hidrotermal bir kaynaktan geldiğini işaret ederken, V/(V+Ni) oranı ise bölgede gerçekleşen cevherleşmede oksik şartların da hakim olduğunu ifade etmektedir. Bunların yanında Σ NTE içerikleri ve HNTE/ANTE oranı değerlendirildiğinde de inceleme alanındaki cevher oluşumlarında hidrotermal çözeltilerin önemli rol aldığı sonucuna varılabilir. Cevher parajenezi temel olarak manyetit ve hematitten oluşurken daha az oranda da götit ve pirit gözlenmiştir. Gang ise kuvarstan oluşmaktadır.

Çalışma alanındaki cevherleşmenin Eğrigöz granitoidi ile rekristalize kireçtaşı arasında gelişen kontakt metasomatik bir oluşum olduğu sonucuna varılabilir. Ancak arazide damar şeklinde gözlenen cevherleşmelerin varlığı, jeokimyasal veriler, çizilen grafiklerdeki sonuçlar ve mineral parajenezi çalışma alanındaki demir oluşumlarının hem skarn hem de hidrotermal olmak üzere iki farklı kökünde oluştuğunu düşündürmektedir.

2022, 56 sayfa

ANAHTAR KELİMELER: Eğrigöz granitoidi, Hidrotermal, Skarn, Manyetit, Kütahya (Emet) demir

ABSTRACT

MASTER THESIS

GEOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GENETIC INVESTIGATION OF IRON MINERALIZATION IN THE GÜLDÜREN (EMET-KÜTAHYA)

REGION

ÖZGE KABCUK

**YOZGAT BOZOK UNIVERSITY
GRADUATE EDUCATION INSTITUTE**

DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

SUPERVISOR: ASSOC. PROF. DR. NURSEL ÖKSÜZ

The study area is in Güldüren Village, Emet district of Kütahya province, and its distance from the city center is 93 km on average and 25 km from Emet. Major oxide, trace element, and REE contents of the ore samples in the study area were evaluated for geochemical interpretations. While the Co/Ni values of the samples indicate that the mineralization comes from a hydrothermal source, the V/(V+Ni) ratio indicates that oxic conditions are also dominant in the mineralization in the region. In addition to these, when the \sum REE contents and the LREE/HREE ratio are evaluated, it can be concluded that hydrothermal solutions play an important role in the ore formations in the study area. The ore paragenesis is mainly composed of magnetite and hematite, while goethite and pyrite are observed to a lesser extent. The gang consists of quartz.

It can be concluded that the mineralization in the study area is a contact metasomatic formation between Eğrigöz granitoid and recrystallized limestone. However, the presence of vein-shaped mineralizations in the field, geochemical data, the results in the graphs, and mineral paragenesis suggest that the iron formations in the study area occur in two different origins, both skarn and hydrothermal.

2022, 56 page

KEYWORDS: Eğrigöz granitoid, Hydrothermal, Skarn, Magnetite, Kütahya (Emet) iron

ÖNSÖZ

Güldüren (Emet-Kütahya) Bölgesindeki Demir Cevherleşmesinin Jeolojik, Mineralojik ve Jenetik Açından İncelenmesi konulu tez çalışması Sayın Doç. Dr. Nursel ÖKSÜZ danışmanlığında, Yozgat Bozok Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda 2022 yılında hazırlanmıştır.

Tez çalışmasının her aşamasında engin bilgi birikimiyle desteklerini esirgemeyen, beni yönlendiren ve yüreklendiren hocam Sayın Doç. Dr. Nursel ÖKSÜZ 'e (Yozgat Bozok Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı),

Eğitim ve öğretim hayatım boyunca emeği geçen ismini sayamadığım tüm kıymetli hocalarıma,

Arazi çalışmaları sırasında çalışma alanına ulaşım ve örnekleme aşamalarında yardımlarını esirgemeyen Emet Eti Bor işletmesi Müdür Yardımcısı Sayın Doç. Dr. Mehmet SAVAŞ'a ve Emet Eti Bor işletmesinde Jeoloji Mühendisi olarak görev yapan Sayın Haluk BAYRAKÇI'ya,

Her zaman iyi bir eğitim alıp, meslek sahibi olabilmemin hayalini kuran ve bunu başarmamı sağlayan hayatımın mimarları annem Fatma KABCUK'a ve 2017 yılında kaybettiğim babam Selahattin KABCUK'a, varlığının güvenini her zaman hissettiğim kardeşlerim Özkan KABCUK, Elif KABCUK ve Emine KABCUK'a teşekkür etmeyi borç bilirim.

Bu tez çalışması;

Yozgat Bozok Üniversitesi Araştırma Projeleri Birimi tarafından 6601-FBE/19-338 kodlu proje ile desteklenmiştir.

ÖZGE KABCUK

10/08/2022

İÇİNDEKİLER

Sayfa

Tez Onay Sayfası	Hata! Yer işareti tanımlanmamış.
Tez Beyanı	ii
Özet	iv
Abstract	v
Önsöz	vi
İçindekiler	vii
Şekiller Listesi	ix
Tablolar Listesi	x
Simgeler ve Kısaltmalar Listesi	xi
1. GİRİŞ	1
2. MATERYAL ve YÖNTEM	3
2.1. Büro Çalışmaları	3
2.2. Saha Çalışmaları	3
2.3. Laboratuvar Çalışmaları	3
3. ÖNCEL ÇALIŞMALAR	5
4. BÖLGESEL JEOLJİ ve TEKTONİZMA	7
5. İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ	13
5.1. Paleozoyik Birimleri	14
5.1.1. Simav Metamorfitleleri	14
5.1.2. Balıkbaşı Formasyonu	14
5.2. Senozoyik Birimleri	15
5.2.1. Eğrigöz Granitoyidi	15
5.2.2. Kızılıbük Formasyonu	17
5.2.3. Akdağ Volkanitleri	17

	<u>Sayfa</u>
6. CEVHERLEŞMENİN MİNERALOGİSİ.....	18
6.1. Maden Mikroskopik İncelemeler.....	18
6.1.1. Manyetit (Fe ₃ O ₄).....	19
6.1.2. Hematit (Fe ₂ O ₃)	20
6.1.3. Götüt (FeO(OH))	21
6.1.4. Pirit (FeS ₂)	22
7. JEOKİMYA ÇALIŞMALARI.....	24
8. SONUÇLAR.....	35
KAYNAKLAR.....	36
ÖZGEÇMİŐ	

ŞEKİLLER LİSTESİ

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
Şekil 1.1. İnceleme alanını gösterir yer bulduru haritası	1
Şekil 4.1. Batı Anadolu kenet zonlarını ve tektonik birliklerin konumlarını gösteren tektonik harita (Okay ve Tüysüz,1999)	8
Şekil 4.2. Menderes Masifi'nin Bölgesel Jeolojideki Konumu, Ortam Yaşı ve Koşullarını Gösterir Şematik Kesit (Dora 2011)	9
Şekil 4.3. Menderes Masifi'ndeki Pan-Afrikan Temel ve Paleozoyik-Erken Tersiyer Yaşlı Örtü Serilerinin Dağılımını ve Masifi Sınırlayan Tektonik Zonları Gösteren Genelleştirilmiş Jeoloji Haritası (Candan vd. 2011)	10
Şekil 5.1. İnceleme Alanı ve Çevresini Gösterir Jeolojik Harita)	13
Şekil 5.2. Rekristalize kireçtaşı-granitoyid kontağı	15
Şekil 5.3. Eğrigöz granitoyidi ve hornfels	16
Şekil 6.1. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin XRD difraktogramı	19
Şekil 6.2.a. Hematitin ve manyetitin parlak kesit görünümü, I. Nikol, b. Hematitin ve manyetitin parlak kesit görünümü, II. Nikol, c. Manyetitin hematite dönüşümü, I. Nikol, d. Manyetitin hematite dönüşümü II. Nikol	21
Şekil 6.3. a, c. Götitin parlak kesit görünümü, I. Nikol. b,d. Götitin parlak kesit görünümü II. Nikol.	22
Şekil 6.4. a. Damar şekilli pirit, I. Nikol. b. Damar şekilli pirit, II. Nikol. c. Hematiti ornatarak oluşan pirit, I. Nikol.	23
Şekil 7.1. Çalışma alanındaki cevher örneklerine ait değişim diyagramı. a. Fe-(Ni+Co+Cu)x10-Mn diyagramı, b. Al-Si diyagramı, c. Zr/Cr-Y/P2O5 Diyagramı	29
Şekil 7.2. Çalışma alanındaki cevher örneklerine ait değişim diyagramı. a. Ti+V-Al+Mn diyagramı, b. Ti+V-Ni/(Cr+Mn) diyagramı	30
Şekil 7.3. a. Cevher örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (Normalize değerler Evesen vd., 1978'den alınmıştır). b. Hidrojenetik (Von Stackelberg, 1997) ve hidrotermal (Usui and Someya 1997) alanları gösteren diyagram	33

TABLULAR LİSTESİ

<u>Tablo</u>	<u>Sayfa</u>
Tablo 7.1. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin ana oksit değerleri (%).....	25
Tablo 7.2. Ana oksit elementlerinin korelasyon değerleri.....	25
Tablo 7.3. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin element değerleri (ppm).....	27
Tablo 7.4. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin NTE değerleri (ppm).....	34



SİMGELER VE KISALTMALAR

Bu çalışmada kullanılmış simgeler ve kısaltmalar, açıklamaları ile birlikte aşağıda sunulmuştur.

As: Arsenik

Ba: Baryum

Be: Berilyum

Bi: Bizmut

NTE: Nadir Toprak Elementleri

HNTE: Hafif Nadir Toprak Elementleri

ANTE: Ağır Nadir Toprak Elementleri

Ce: Seryum

Cd: Kadmiyum

Co: Kobalt

Cr: Krom

Cs: Sezyum

Cu: Bakır

Dy: Disporsiyum

Er: Erbiyum

Eu: Evropiyum

Ga: Galyum

Gd: Gadolinyum

Ge: Germanyum

Hf: Hafniyum

Ho: Holmiyum

In: İndiyum

La: Lantan

Mo: Molibden

MTA: Maden Tetkik ve Arama

Nb: Niyobyum

Nd: Neodimyum

Ni: Nikel

Pb: Kurşun

Pr: Praseodim

Rb: Rubidyum

Sb: Antimon

Sm: Samaryum

Sr: Stronsiyum

Tb: Terbiyum

Ti: Titanyum

Tm: Tulyum

Th: Toryum

U: Uranyum

V: Vanadiyum

Y: İtiryum

Yb: İterbiyum

FORMÜLLER

Al₂O₃: Alüminyum oksit

CaO: Kalsiyum oksit

Fe₂O₃ : Demir Oksit

K₂O: Potasyumoksit

MgO: Magnezyum oksit

MnO: Manganez oksit

Na₂O: Sodyum oksit

P₂O₅: Difosforpentoksit

SiO₂: Silisyu oksit

TiO₂: Titanyum dioksit

Fe₃O₄: Manyetit

Fe₂O₃: Hematit

FeO(OH): Götit

FeS₂: Pirit

Çalışmanın Amacı

İç Batı Ege bölgesinde yer alan Güldüren (Emet-Kütahya) bölgesi, demir mineral zenginleşmeleri ve oluşumlarının sıkça görüldüğü bir bölgedir. Bu sebepten de tez çalışmasının ana hedefleri, Güldüren (Emet-Kütahya) bölgesinde gözlenen demir cevherleşmelerinin maden jeolojisi ve jeokimyası incelenerek, söz konusu demir oluşumlarının bölgesel jeolojik konumu, cevherin kökeni, cevher yan kayaç ilişkisi ve cevher parajenezi üzerine veriler üreterek, oluşum koşullarının aydınlatılması, ortaya çıkan sonuçlar doğrultusunda da yeni hedef sahaların ortaya çıkarılmasına katkıda bulunulması olarak belirlenmiştir.

Çalışma Alanının Coğrafik Durumu

İnceleme alanının sınırları içerisinde bulunduğu Emet ilçesi İç Batı Ege Bölgesi'nde yer almaktadır. İlçenin yüzölçümü 1046km²'dir. Doğusunda Çavdarhisar, batısında Simav, güneyinde Hisarcık ve kuzeyinde Tavşanlı İlçeleri yer almaktadır. Rakımı 888m'dir. İlçenin belli başlı yükseltileri Emet-Simav doğal sınırını meydana getiren 2072m yüksekliğindeki Eğrigöz dağı, 1850m yüksekliğindeki Gölcük dağı ve 1800m yüksekliğindeki Düşecek dağıdır. İlçe sınırları içerisindeki Örencik ovası, önemli ovalarındandır. Şaphane dağından çıkan Emet Çayı ilçenin en büyük akarsuyudur.

İlçenin iklim yapısı çeşitlilik gösterir. Ege, Marmara ve İç Anadolu Bölgesi iklim tipleri arasında bir geçiş iklimine sahiptir. İlçede, tam bir kara iklimi hüküm sürer. Kışları sert ve soğuk, yazları ise sıcak geçer. Baharlar genellikle yağışlıdır.

İlçe topraklarının büyük bir bölümü çam ormanları ile kaplıdır. Tepelik yerlerde meşelikler çok yer tutar. Ormanların eteklerinde çevre halkının 'murt' adını verdiği küçük boylu, çok dallı ve geniş sert yapraklı ağaçlar görünür. Çam ormanlarıyla kaplı dağlarıyla Emet, zengin bir orman varlığına sahiptir. İlçede yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve yağışlı geçer. Yıllık sıcaklık ortalaması 10.5°'dir.

2. MATERYAL ve YÖNTEM

“Güldüren (Emet-Kütahya) Bölgesindeki Demir Cevherleşmesinin Jeolojik, Mineralojik ve Jenetik Açından İncelenmesi” konulu yüksek lisans tezinin hazırlanması amacıyla yapılan çalışmalar saha çalışmaları, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleşmiştir.

2.1. Büro Çalışmaları

Tez çalışmasının ön aşamasını oluşturan büro çalışmalarının esasını literatür araştırmaları oluşturmaktadır. Bu kapsamda çalışma alanı ve yakın çevresine ilişkin rapor, makale, bildiri vb. gibi dokümanlar incelenmiştir. Bu çalışmalar sonucunda derlenen dokümanlar, kronolojik ve genel özellikleri de göz önüne alınarak jeolojik, jeokimyasal, yapısal, maden jeolojisi vb. bölümlendirilmiş ve denetlenmiştir. Bunun yanında Dünyada gözlenen benzer yataklarda yapılan çalışmalar da araştırılmış ve yayınlar özetlenmiştir.

2.2. Saha Çalışmaları

Genel literatür taramasından sonra, çalışma alanının jeolojik özelliklerini ortaya koymak için ve bölgesel jeoloji içindeki konumunu belirlemeye yönelik saha çalışmaları yapılmıştır. Saha çalışmaları 2019 ve 2020 yılları yaz aylarında yapılmış, Güldüren (Emet) demir cevherleşmesi ve civarının jeolojisi ve demir oluşumları incelenmiştir. Arazi çalışmalarında cevherleşmeyi ve yan kayaçları tanımak, mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla sistematik bir şekilde örnek alınmıştır. Çalışma alanında toplam 18 adet cevher örneği, 20 adet de yan kayaç örneği alınmıştır. Güldüren (Emet) demir cevherleşmesinden alınan örneklerin özellikle yan kayaçtan, cevher-yan kayaç dokanaklarından ve cevherli kısımlardan alınmasına dikkat edilmiştir.

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları cevher örneklerden hazırlanan parlak kesit yapımı ve kimyasal analizlerin yapılması için örnek hazırlama işlemlerinin tamamlanması şeklinde yürütülmüştür. Jeokimyasal verileri elde etmek için 18 adet cevher örneği Yozgat Bozok Üniversitesi Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Laboratuvarında 100 mesh büyüklüğünde toz hale getirilmiştir. Bu örneklerin ana oksit, eser element ve Nadir Toprak Elementleri

(NTE) analizleri de ICP-ES ve ICP-MS yöntemi ile MTA Laboratuvarında yaptırılmıştır. Bunun yanında 18 adet cevher örneğinden MTA laboratuvarında parlak kesit hazırlanmıştır. Yapılan parlak kesitler Yozgat Bozok Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan Leica marka üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop altında incelenerek cevherin parajenezi ve yapı-doku özellikleri belirlenmiştir. Cevher parajenezinin doğruluğu için 15 adet örnekte ise Yozgat Bozok Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (BİLTEM)'nde XRD analizleri yaptırılmıştır. XRD analizi Cu X-ışın tüplü Philips PW 3710/1830 aleti ile yapılmıştır. Buna göre cevherin parajenezi, yapı doku şekilleri belirlenerek ilgili yerler fotoğraflanmıştır. Bütün bu çalışmalar sonucunda mineralojik ve jeokimyasal veriler birlikte değerlendirilerek cevherleşmenin kökeni tartışılmaya çalışılmıştır.



3. ÖNCEL ÇALIŞMALAR

Çalışma alanında bulunan demir cevherleşmesi ile ilgili daha önce jeokimyasal ve köken olarak herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Ancak cevherleşmenin de içinde bulunduğu Menderes Masifi civarında ve yakın çevresinde tektonik, petrografik ve cevherleşme ile ilgili birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalar aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Kalafatçioğlu (1964) Tavşanlı-Dağardı arasındaki bölgede yapmış olduğu çalışmalarda, temeli gnays ve daha az metamorfik şistlerin oluşturduğunu ve bunların Devoniyen yaşlı olduklarını belirtmektedir. Bu serinin üzerine Permiyen yaşlı birimlerin diskordans olarak geldiğini ve Eğrigöz Plütunu'nun da bu dönemde yerleştiğini söylemiştir. Bölgede Mesozoyik dönemin Üst Kretase ile temsil edildiğini belirten araştırmacı, ofiyolitik serinin intrüzyon ve ekstrüzyon faaliyetlerinin de bu dönemde gerçekleştiğini belirtmektedir.

Dora (1969), bölgedeki çalışmasında, Menderes Masifi'ne ait gnaysların bu bölgeye kadar uzandığını, Eğrigöz ve Karakoca Plütonlarının çevrelerinde yayılım gösterdiğini belirtmiştir. Araştırmacı Eğrigöz Plütunu'nun anateksitik bir plüton olduğunu ve örtü birimleri içine yükselerek sokulum yaptıktan sonra kristalleşmiş olduğunu savunmakta ve Karakoca Plütunu'nun da anateksitik bir plüton olduğunu belirtmektedir.

Kaya (1972), Tavşanlı bölgesindeki stratigrafik istifi alttan üste doğru; kuvars, mika içerikli yeşil şist kayalarından oluşan İkibaşlı formasyonu; serpantinit, peridotit ve dünit topluluğundan oluşan ultramafik birim; lavsonit albit şistlerin oluşturduğu metamorfitle; kuvarsit, kireçtaşı, kalkerli şeyl ve metagrovak ve tüflerden meydana gelen Değirmendere formasyonu; üst sınırı aşınma yüzeyli tabakalı çört, rekristalize kireçtaşı ve şeyllerden oluşmuş Pırnallı formasyonu; diyabaz bileşimli, piroklastiklerden oluşmuş Gelbirtepe formasyonu; kumtaşı ve şeyllerden oluşan Karaçalı formasyonu ve tabanı kumtaşlarından oluşan Maestrihtiyen yaşlı Budağan kireçtaşı şeklinde olduğunu belirtmektedir.

Akdeniz ve Konak (1979) ise Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey ve Demirci yörelerinde yaptığı genel jeolojik çalışmalarda, bölgenin temelini Menderes Masifi'nin çekirdek kayalarının oluşturduğunu ve bu kayalar üzerine yine Menderes Masifi'nin örtü şistlerinin uyumsuz olarak geldiğini bildirmektedir. Araştırmacılara göre yeşil şist fasiyesindeki bu şistlerin metamorfizma yaşı Hersiniyen'dir ve bunların üzerine diskordansla, Üst Kretase'ye kadar transgressif aşma gösteren komprehensif bir seri gelir. Bu seri Triyas-Alt Jura'da kırıntılı, karbonat yanal geçişi, Üst Jura-Alt Kretase'de karbonat ile temsil edilmektedir.

Simav çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanitlerle ilgili incelemelerde, bölgede ilk volkanik evrenin Orta-Üst Miyosen'de başladığı ve bu volkanitlerin kalkalkali nitelikte olduğu belirtilmiştir (Ercan vd. 1978). Dasitik, riyodasitik ve riyolitik karakterde tüf püskürmesiyle başlayan volkanizma andezitik, dasitik, riyolitik lav örtülerine dönüşmüştür. Bu ilk volkanitler Ercan vd. (1978) tarafından "Karaboldere Volkanitleri" olarak adlandırılmıştır.

Ercan ve Türker (1984) Batı Anadolu'da yayılım gösteren plütonlarla ilgili çalışmalarında, belirtilen bölgelerde tüm Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarda, farklı evrelerde sokulum yapmış plütonların geniş yer kapladığını, bu plütonların I ve S tipi plütonlar olduğunu, genel olarak kuzeyden güneye doğru gençleştiklerini belirtmektedir.

Yılmaz (1997)'a göre çalışma alanının temeli Menderes Metamorfizmaları'ndan oluşmaktadır. Araştırmacı bu metamorfizmalardaki ilk metamorfizmanın 35My önce gerçekleştiğini hesaplamıştır. Bunun yanında Eğrigöz plütonu ve çevresindeki plütonların Neotetis'in kapanımına ve Pontit ile Anatolit-Torit Bloğu'nun çarpışmasına bağlı olarak geliştiğini ve Eğrigöz plütonunun kalkalkali monzogranit bileşimli ve yaşının 20-24.6My arasında olduğunu belirtmiştir.

Delaloye ve Bingöl (2000), Batı ve Kuzeybatı Anadolu'daki granitoidlerde yapmış oldukları çalışmalarda tüm granitoidleri yaşlarına göre sınıflandırmıştır. Batı Anadolu'da granitoidlerin kuzeyden güneye gençleştiklerini ve en yaşlı granitlerin Kuzey Anadolu'da Kambriyen-Orta Jura yaşlı olduklarını, daha güneydeki genç granitlerde ise Geç Kretase-Geç Miyosen yaşta olduklarını savunmaktadır. Araştırmacılar K-Ar analitik verilerine dayanarak Eğrigöz Plütonu'nun $20 \pm 0.7 - 24.6 \pm 1.4$ my yaşta olduğunu belirtmektedir.

Okay vd., (2001), Üst Kretase-Alt Eosen'de Batı Türkiye'deki bindirme, yitim ve çarpışma olaylarını konu alan çalışmalarında, Batı Türkiye'nin Mesozoyik süresince Pontit içi ve İzmir-Ankara okyanusu ile ayrılmış üç tektonik ünitenin olduğunu belirtmiştir. Kuzeyde Istranca ve İstanbul zonu, güneyde Anatolit-Torit Bloğu ve bu iki blok arasında Sakarya Zonu yer alır. Istranca, İstanbul ve Sakarya zonları Pontitleri oluşturur. Araştırmacılar Anatolit-Torit Bloğu Mesozoyik evrenin büyük bir bölümünde geniş bir karbonat platformu niteliğinde olduğunu ve Geç Kretase-Erken Eosen'deki yitim ve çarpışma olayları süresince alt levhayı şekillendirdiğini ve güçlü bir şekilde deforme olduğunu savunmaktadır. Buna karşın, Pontitler bu olaylar süresince üst levhayı şekillendirmiştir ve dolayısıyla Anatolit-Torit bloğundan daha az deforme olmuştur ve Geç Kretase-Tersiyer rejyonel metamorfizmasından büyük oranda etkilenmemiştir. Araştırmacılar Geç Kretase-Erken Eosen süresince Batı Türkiye'yi yitim, ofiyolit bindirmesi, yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması ve

kıta-kıta çarpışması olarak dört ana tektonik olayı etkilediğini bildirmektedir.

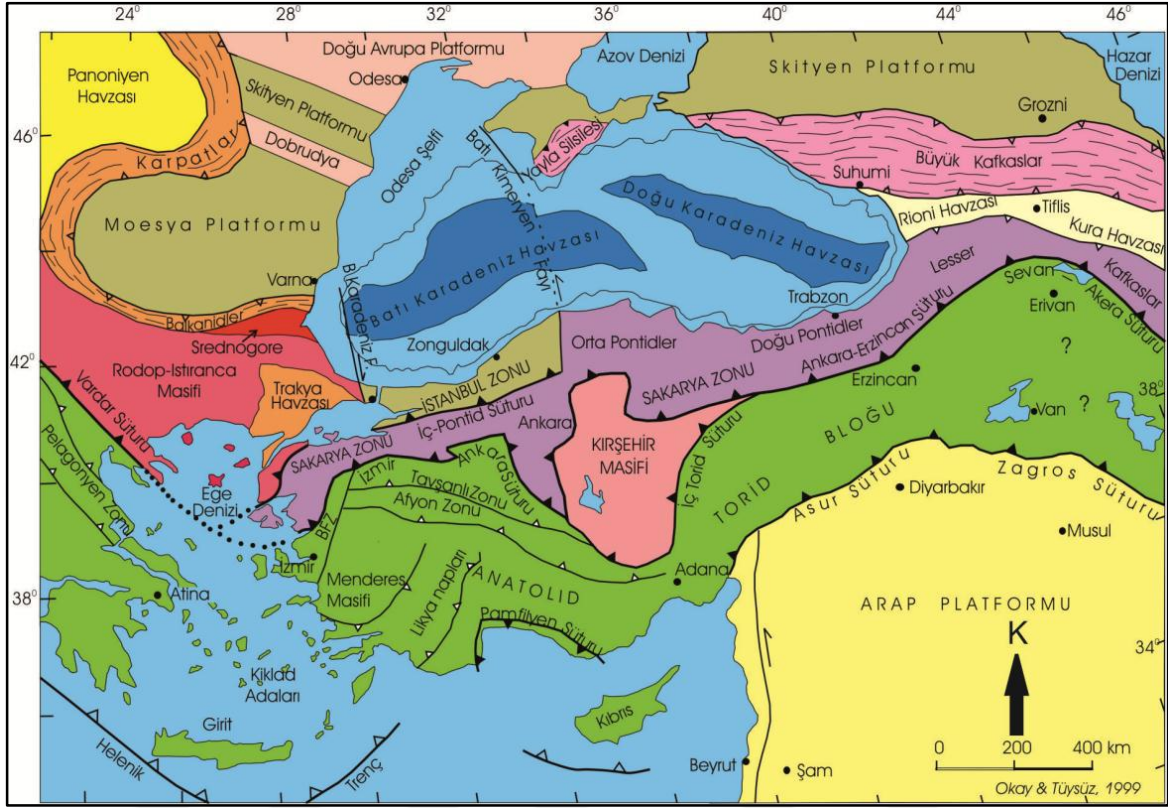
Özgenç ve İlbeyli (2008), Eğrigöz plütonunun kalk-alkalen ve I tipi plüton olduğunu, plüton sınıflandırmasında granit-granodiyorit arasında değiştiğini belirtmiştir. Plüton kimyasının ise alt kabuğa ait mafik bir kaynak kayanın ergimesi ile uyduğunu savunmaktadır.

Oyman vd., (2011), Eğrigöz plütonunun kuzey kantağında yer alan Çatak ve Küreci yörelerindeki skarn tipi demir cevherleşmelerinin mineralojik, jeokimyasal ve petrolojik yönden incelemesini yapmış ve skarn sisteminin evrimi ve jenezini ortaya koymayı amaçlamıştır. Çatak'taki skarn tipi demir cevherleşmeleri, Sakari, Çavdarlık, Gögez, Katranlı yörelerinde, Küreci'deki Fe cevherleşmeleri ise Karataştepe ve Madentepe yörelerinde bulunmaktadır. Çavdarlık, Gögez, Katranlı yörelerindeki demir skarnların ilişkili olduğu cevherleşme baskın olarak sülfürlü fazlardan oluşmaktadır. Çavdarlık-Gögez-Katranlı yörelerindeki başlıca cevher minerali pirotin ve daha az miktarda manyetit, pirit, kalkopiritten oluşmaktadır. Arsenopirit, gersdorfit, melnikovit pirit, linnait, ilmenit ise aksesuar fazlar olarak bulunmaktadır. Sakari yöresindeki skarnlaşma baskın manyetit cevheri içermesi nedeniyle Çatak'taki diğer demir skarnlarından ayrılmaktadır. Sakari manyetit skarnı, yüzlek vermeyen bir plütonik kayacın varlığında birbirini izleyen kırılma ve infiltrasyon süreci ile oluşmuştur. Araştırmacılar Sakari yöresindeki Fe skarnının, zonlanma gösterdiğini ve merkezde masif cevher ile ilişkili olan iri kristalli piroksen-granatın baskın olduğu skarn zonunun bulunduğunu açıklamışlardır.

4. BÖLGESEL JEOLJİ ve TEKTONİZMA

İnceleme alanı, Menderes Masifi ile İzmir-Ankara Kenet Kuşağı arasında yer almaktadır. İzmir-Ankara Kenet Kuşağı, Sakarya kıtası ile Anatolit-Torid Platformu

arasında kalan Neotetis okyanusunun kapanması sonrasında gelişmiştir (Şengör 1981) (Şekil 4.1).

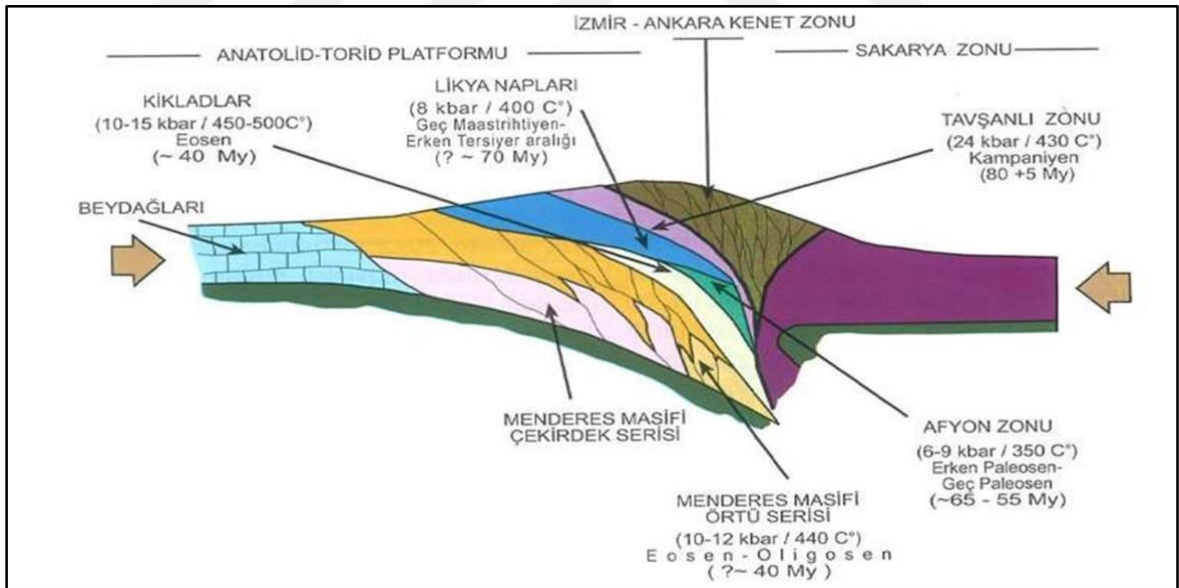


Şekil 4.1. Batı Anadolu kenet zonlarını ve tektonik birliklerin konumlarını gösteren tektonik harita (Okay ve Tüysüz, 1999)

İzmir-Ankara Neotetis Okyanusu'nun kapanımı Üst Kretase-Erken Eosen'e kadar devam etmiştir. Bu kapanmaya bağlı olarak yaklaşan kıtaların çarpışması Miyosen'e kadar sürmüştür (Bingöl, 1977; Harris vd., 1994; Yılmaz, 1997; Bingöl ve Delaloye, 2000; Okay vd., 2001). Çalışma alanında yer alan Eğrigöz graniti de dahil olmak üzere Batı Anadolu'da yer alan genç magmatik ürünlerin önemli bir kısmı, Neotetis'in bu dönemdeki kapanımı ve kıta-kıta çarpışması sonucu gelişmiştir. Çalışma alanının hemen kuzeyinde yer alan ofiyolitlerden ve yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizasyonundan oluşan Tavşanlı Zonu, Neotetis'in bu kapanımı ve çarpışma sonundaki bindirmelerle oluşmuştur (Okay, 1984; Sherlock vd., 1999). Anatolit-Torid Platformu'nun en kuzey kenarını oluşturan ve Afyon Zonu metamorfizasyonu üzerinde tektonik olarak ve İzmir-Ankara kenedinin güneyinde ofiyolit kütleleri altında, YB/DS metamorfizasyonu geçirmiş volkano-sedimenter bir istif ve mavişistlerden oluşan Tavşanlı Zonu yer almaktadır (Okay, 1984). İki bölüme ayrılan Tavşanlı Zonu'nun en alt birimini mavişistlerden oluşan Orhaneli Birliği oluşturmaktadır.

Orhaneli Birliği üzerinde ise tektonik dokanaklarla genelde ofiyolitli melanj olarak bilinen Ovacık Kompleksi yer almaktadır (Okay 1984, 1986, Okay ve Satır 2006).

Tavşanlı Zonu'nun güneyinde, düşük dereceli yeşilışt fasiyesinde metamorfizma geçiren Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı sedimanter bir istiften oluşan Afyon Zonu bulunmaktadır. (Şekil 4.2) (Akdeniz ve Konak 1979, Okay 1984, Özcan vd. 1989). Ofiyolitler ve Ovacık Birliği tektonik olarak Afyon Zonu üzerinde yer almaktadır. Permo-Karbonifer yaşlı klastik kayaçlar, kireçtaşı ve az miktardaki tuf, Afyon Zonu'nun en alt kısımlarını oluşturmaktadır (Okay vd. 1996). Deforme olmuş ve metamorfizmaya uğramış istif, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı kumtaşı-denizel kireçtaşları ile uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Bornova Fliş Zonu 50-90km genişliğinde, Üst Meastrihtiyen-Paleosen yaşlı yoğun deformasyon geçirmiş kırıntılı (grovak ve şeyl) bir hamur içinde yer alan değişik kayaç ve dilimlerinden oluşmaktadır. Bu blok ve dilimler Bornova Fliş Zonu'nun batı kesimlerinde daha çok tektonize Mesozoyik yaşlı kireçtaşı olistolitlerinden, doğu kesiminde ise ofiyolitli melanj (bazalt, radyolaryalı çört ve seyrek serpantinit) litolojilerinden meydana gelmektedir (Erdoğan 1990, Erdoğan vd. 1990, Okay ve Siyako 1993, Okay ve Tüysüz 1999).

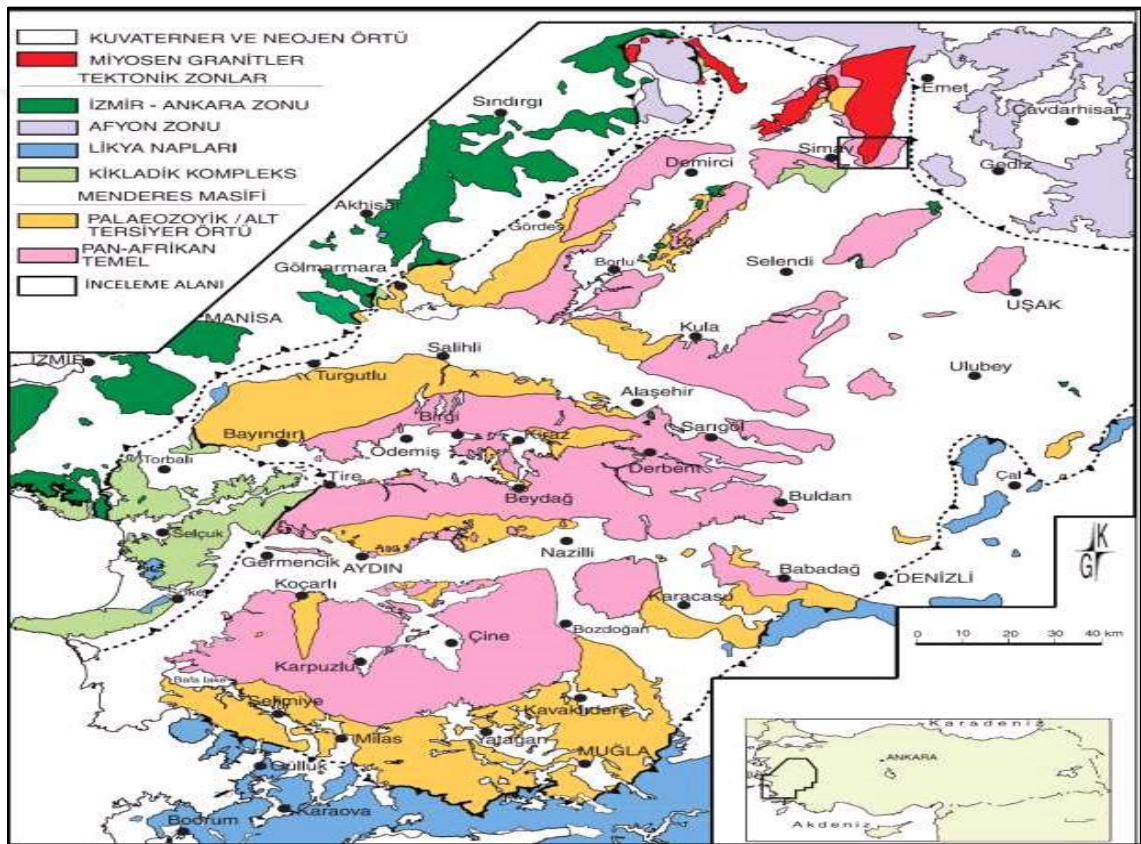


Şekil 4.2. Menderes Masifi'nin Bölgesel Jeolojideki Konumu, Ortam Yaşı ve Koşullarını Gösterir Şematik Kesit (Dora 2011)

Bornova Fliş Zonu, Eosen sonrası gelişen normal faylar boyunca Menderes Masifi ile dokanak halindedir (Okay vd. 1996). Anatolit-Torid bloğunun en güneyinde yer alan Likya Napları birbirinden farklı ortam koşullarında gelişmiş ve birbiri üzerinde binmiş şekilde allohton konumlu Geç Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı sedimanter istifler ve ofiyolit

dilimleri ile temsil edilmektedir (Collins ve Robertson 1997, Okay 1989). Menderes Masifi'ni tektonik olarak üzerleyen Likya Napları, Geç Kretase-Miyosen sırasında Anatolit-Torid Platformu'nun kuzey kenarından güneye yerleşmiştir (Collins ve Robertson 1997).

Batı Anadolu'da 200x300km'lik bir alanı kapsayan Menderes Masifi, KD-GB uzanımlı oval biçimli görünümüyle, ülkemizin en önemli kabuksal segmentidir. Masifin KB kenarı İzmir-Ankara Kenet Kuşağı'nın ofiyolitik kaya birimleri ile güney kenarı ise Torid-Anatolit bloğuna ait Likya Napları ile üzerlenir/sınırlanır. Batı uzantısı Ege Denizi'ndeki Kiklad adalarında gözlenir. Masifin doğu kenarı ise kalın bir Neojen örtünün altında kaybolur (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Menderes Masifi'ndeki Pan-Afrikan Temel ve Paleozoyik-Erken Tersiyer Yaşlı Örtü Serilerinin Dağılımını ve Masifi Sınırlayan Tektonik Zonları Gösteren Genelleştirilmiş Jeoloji Haritası (Candan vd. 2011)

Candan vd. (2011), Menderes Masifi'nin genelleştirilmiş stratigrafik istifini iki bölümde incelemiştir. Bunlar; 1. Geç Neoproterozoyik yaşlı Pan-Afrikan temel ve 2. Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü serileridir. Geç Neoproterozoyik yaşlı Pan-Afrikan Temel'in tabanı, ince paragnayslar ve şist ardalanmalı olup üste doğru tümüyle şistlere geçiş gösterir. Pan-Afrikan Temel'in zirkon yaşı 592-3.239My aralığında değişmektedir (Dora vd.

2005). Pan-Afrikan Temeli oluşturan bu kırıntılı serinin, Geç Paleozoyik'te Gondvana kıtasının kuzey yamacına bakan pasif kıta kenarında çökeldiği varsayılmaktadır.

Pan-Afrikan Temelin en yaşlı kaya birimleri düzenli ve kesiksiz bir seri oluşturan metakırıntılardan oluşmaktadır. Bu kaya birimi Pan-Afrikan orojenezinin değişik evrelerinde sokulum yapmış granit ve gabroyik bileşimli kayalar tarafından kesilmektedir. Yaklaşık 8km kalınlığa sahip istif, alttan üste doğru paragnayslar ve şistler olmak üzere iki birime ayrılır. Paragnayslar masifin genelinde yaygın bir biçimde migmatitleşme göstermektedir. Şist ve paragnays birimleri, bazik dayk ve damarlar tarafından kesilmekte olup granitin çeperleri boyunca eklojit ve amfibolitlere dönüşmüştür. Granit bileşimli plütonlardan oluşan ortognayslar Pan-Afrikan Temel'e ait en yaygın kaya türlerinden birini oluşturmaktadır. Prekambriyen-Kambriyen yaşlı bir asidik magmatizmayı tanımlayan bu ortognays türleri, Pan-Afrikan Temelin en yaşlı kayaları olan metakırıntılı seri ile belirgin intrüzif dokanak ilişkileri sunmaktadır (Candan vd. 2011). Pan-Afrikan Temel, Paleozoyik örtü birimleri ile uyumsuz bir dokanakla üzerlenir. Bu örtü birimlerinin temelini Pan-Afrikan Temelden türemiş çakıltaşları oluşturmaktadır. Bu birimler kuvarso-feldispatik minerallerce zengin metagranitler tarafından kesilmektedir. Örtü serisinin Mesozoyik istifleri çakıltaşı kanal dolguları ve bazik katkılar içeren mikaşistlerle başlamaktadır.

Geç Triyas yaşlı bu birimlerin, Paleozoyik yaşlı örtüyle olan ilişkileri tektoniktir. Bu birim kalın platform türü karbonatlar tarafından üzerlenmektedir. Geç Triyas-Erken Jura yaşlı bu karbonatlar içerisinde metaboksit düzeyleri izlenmektedir. Geç Kampaniyen-Geç Maestrihtiyen yaşlı kırmızı renkli pelajik mermerler bu birimlerin üzerlerine gelir.

Menderes Masifi'nin en üst birimini ise Orta Paleosen, Erken-Orta Eosen yaşlı Kazıklı formasyonu oluşturmaktadır. Güncel bulgular Menderes Masifi'nin temelini şekillendiren ana metamorfik etkinin Pan-Afrikan orojenezi ile ilişkili olduğunu, Alpin metamorfizmasının ise bu temel üzerinde sınırlı geri dönüşümlere yol açtığını düşündürmektedir. Petrolojik, petrografik ve jeokronolojik veriler temelin çok evreli metamorfik evriminin sırasıyla granulit, eklojit ve üst amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir (Candan vd. 2011).

Jeolojik ve jeokronolojik veriler Menderes Masifi'nde; Pan-Afrikan, Triyas ve Miyosen yaşlı üç adet asidik magmatik aktivitenin varlığını göstermektedir (Koralay vd. 2011). Pan-Afrikan ortognaysların ilksel kayalarını oluşturan asidik magmatitler dokusal bileşimlerine göre biyotit ortognays, turmalin lökokratik ortognays ve amfibol ortognays

olmak üzere 3 ana türe ayrılmaktadır. Bu ortognasyların ilksel granitleri, birbirleriyle ve çevre kayaları oluşturan Geç Proterozoyik yaşlı metaklastitler ile belirgin intrüzif dokanak ilişkileri sunmaktadır. Radyometrik yaş tayinlerine göre biyotit ortognays 550-570My, turmalin lökokratik ortognays 541-547My ve amfibol ortognays 531My yaşlarındadır. Bu radyometrik veriler masifteki farklı ortognays türlerinin Geç Proterozoyik yaşlı aynı bir magmatik asidik aktivitenin ayrımlaşma ürünleri olduklarını göstermektedir.

Triyas yaşlı lökokratik ortognayslar ise Menderes Masifi'ndeki ikinci etkin magmatik aktiviteyi oluşturmaktadır. Bu ortognaysların ilksel kayalarının tipik kalk-alkalin karakterli S tipi granitler olduğu belirtilmiştir. Bu kayaçlardan 227-246My arasında değişen yaşlar elde edilmiştir. Bu yaşlar ortognaysların ilksel granitlerinin Orta Triyas'daki yerleşim yaşı olarak yorumlanmaktadır (Koralay vd. 2011).

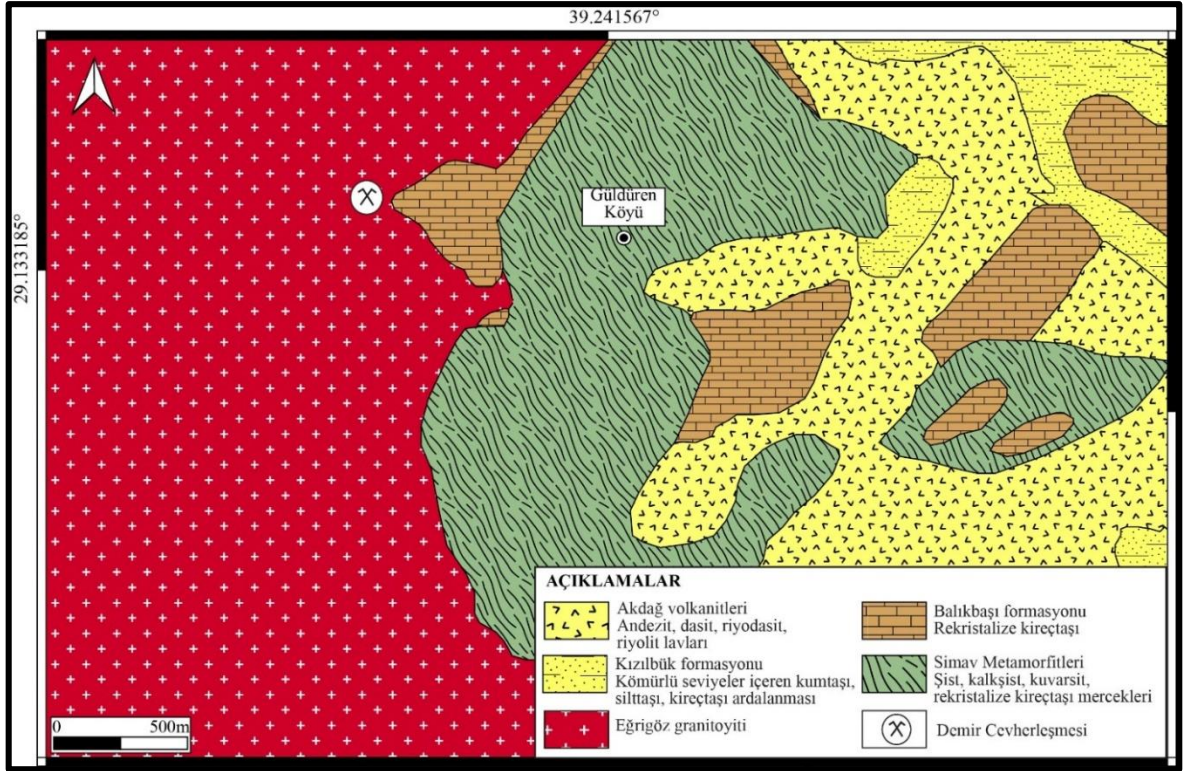
Menderes Masifi'nin üçüncü magmatik evresi ise Miyosen yaşlı Eğrigöz Graniti ile temsil edilmektedir. Eğrigöz Graniti'nin, Menderes Masifi'nin ana metamorfizma evresi Likya Napları ve ofiyolit dilimlerinin yerleşimi ile eşzamanlı, gömülme rejimi sonucunda oluştuğu düşünülmektedir (Dilek ve Whitney 2000). Menderes Masifi ve granit intrüzyonlarının soğuma yaşları esas alındığında, en geç Oligosen-Erken Miyosen'de (25-21 My) başlamıştır (Bozkurt ve Satır 2000). Batı ve Kuzeybatı Anadolu'da değişik yaş ve bileşimdeki magmatik kayaçlar yaygın olarak izlenmektedir. Delaloye ve Bingöl (2000) bu bölgedeki granit bileşimli kayaçları yaşlarına göre iki gruba ayırmıştır. Batıda Ege Denizi, kuzeyde Marmara Denizi-İzmit-Ankara hattı ile sınırlanan ve yarı derinlik asidik-ortaç bileşimli Kretase-Geç Miyosen yaşlı genç granitler kuzeyden güneye doğru gençleşen altı kuşak halinde izlenmektedir (Ercan ve Türkecan, 1984; Delaloye ve Bingöl, 2000). Kalk-alkalen volkanik yay veya çarpışma sonrası (post-collision) ortamda oluşmuş olan genç granitler Karakaya Kompleksi, İzmir-Ankara Zonu ve Menderes Masifi'ni kesmektedir.

Batı Anadolu'da, Tersiyer başlarında (olasılıkla Paleosen'de) Menderes Masifi'nin yükselmesi ile Simav grabeninin kırık sistemleri gelişmeye başlarken, granit intrüzyonları da yerleşimlerini sürdürmüştür. Bunu çeşitli yersel küçük havzalarda karasal Neojen çökellerin depolanması izlemiştir. Miyosen'den başlayarak gelişen volkanizmanın etkinliği bölgede geniş alanlarda yayılım gösterir ve çökel birimlerle yanal geçişlidir. Miyosen'den Alt Kuvaterner'e dek süren volkanizma ise birkaç aşamalıdır.



5. İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

Çalışmaya konu olan demir cevherleşmesi, Kütahya ilinin Emet ilçesine bağlı, Güldüren Köyü yakınında gözlenmektedir. Cevherleşmenin Güldüren köyüne uzaklığı 25km'dir. Bölgede yaygın olarak Menderes Masifi'ne ait Prekambriyen-Paleozoik yaş aralığındaki kayalar ile Mesozoyik-Senozoik yaşlı kaya birimleri gözlenmektedir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. İnceleme Alanı ve Çevresini Gösterir Jeolojik Harita)

5.1. Paleozoyik Birimleri

5.1.1. Simav Metamorfitleri

Yeşil şist fasiyesindeki metamorfitlerden oluşmuş kaya topluluğu Simav metamorfitleri olarak tanımlanmış olup biyotit-muskovit şist, muskovit-kuvars şist, granatlı şist, biyotitli muskovit klorit şist, bazik şistler, metadunit, serpantinit, amfibolit, kuvarsit ve kloritli kalkşist ile mermer bant ve merceklerinden oluşmaktadır. (Akdeniz ve Konak, 1979). Simav metamorfitleri, Kalkan formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Üste doğru birim içindeki karbonat oranı artarak düşey yönde Balıkbaşı formasyonuna geçmektedir. Birimde yaş bulgusu yoktur. Ancak bölgesel stratigrafik ilişkilere göre Alt-Orta Paleozoik yaşı önerilmiştir (Akdeniz ve Konak 1979).

5.1.2. Balıkbaşı Formasyonu

Rekristalize kireçtaşlarından oluşan formasyon, Akdeniz ve Konak (1979) tarafından isimlendirilmiştir. Koyu ve açık gri, beyaz renklere gözlenen rekristalize kireçtaşları, sakkaroid dokulu, başlıca basınç ikizlenmesi gösteren kalsitten oluşmuştur. Birimin granit

ile olan dokanağına yaklaştıkça skarnlaşmanın geliştiği ve bu zonlarda muskovit iğnecikleri, diyopsit ile dokanağa yakın yerlerde vollastonit ile granat minerallerinin geliştiği gözlenmektedir. Sert ve kırılğan olup yer yer dolomitleşmiştir. Orta-kalın katmanlı ve genellikle kıvrımlıdır. Yer yer detritik kökenli ince şist merccekleri içerir (Akdeniz ve Konak, 1979). Simav Metamorfileri üzerinde uyumlu bir dokanakla yer alan Balıkbaşı formasyonu çalışma alanında genç örtü birimleri tarafından uyumsuzlukla üzerlenir. (Akdeniz ve Konak, 1979). Düşey bir geçişle Simav Metamorfileri üzerine gelen formasyonun, metamorfiteyle aynı yaşta ve neritik bir ortamda çökelmiş olduğu düşünülmektedir. Erken-Orta Paleozoyik ve bunların üst seviyelerini oluşturur (Akdeniz ve Konak,1979).

Çalışma alanında gözlenen Fe cevherleşmesinin de Şekil 5.2’de gözlenen bu rekrystalize kireçtaşı ile Eğrigöz granitoidi kontağında ve kırık çatlaklarda hidrotermal çözeltilerle oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 5.2. Rekrystalize kireçtaşı-granitoyid kontağı

5.2. Senozoyik Birimleri

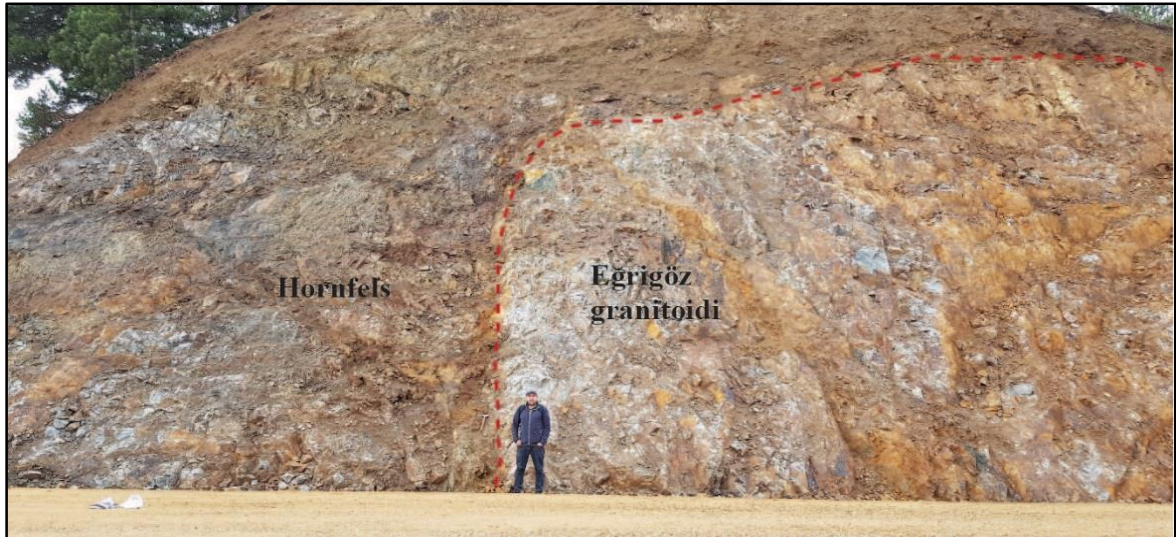
5.2.1. Eğrigöz Granitoyidi

Eğrigöz granitoyidi tipik olarak granit, granodiyorit ve mikrogranit bileşimindedir. Granitler gri renkli, yer yer aşırı ayrışmalıdır. Kalk-alkalen bileşimindeki granitten alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde holokristalin dokulu oldukları, ana mineral bileşimi olarak kuvars, ortoklas, plajiyoklas, biyotit, tali mineral olarak apatit ve turmalin içerdikleri

gözlenmiştir. Granit, granodiyorit bileşimindeki kayalar açık gri renkli, ince taneli, sert yapılı aplitik dayklar tarafından kesilmektedir.

Eğrigöz graniti tabanda yer alan kayalara sokulum yapmaktadır. Üzerine ise Erken Miyosen yaşlı Taşbaşı ve Kızılbük formasyonları uyumsuz olarak gelmektedir. Birim, daha önceki yıllarda yapılan radyometrik yaş tayinlerinde K/Ar yaş yöntemine göre biyotitlerde $20 \pm 0.7\text{My}$, $24 \pm 0.6\text{ My}$, biyotitlerde $24 \pm 0.6\text{ My}$, $20 \pm 0.7\text{ My}$, ortoklaslarda ise $24.6 \pm 1.4\text{ My}$, $21.2 \pm 1.8\text{ My}$ (Delaloye ve Bingöl, 2000), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş verisine göre $20.5 \pm 0.2\text{ My}$ (Işık vd., 2004) ve U/Pb yaş yöntemine göre $20.07 \pm 0.05\text{ My}$ (Hasözbeğ vd., 2010) yaşları elde edilmiştir. Tüm bu yaş verilerine göre birimin yaşı Geç Oligosen-Erken Miyosen olarak kabul edilmiştir.

Arazi çalışmaları sırasında rekristalize kşiştaların Eğrigöz granitoidine sokulup yaptığı dokanak boyunca hornfels oluşumları ve manyetit cevherleşmesi gözlenmiştir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Eğrigöz granitoyidi ve hornfels

Bölgede Katrandağı'nda epidot ve piroksenli skarn mineralojisi ile temsil edilen Dağardı Melanji kalıntısı bulunmaktadır. Eğrigöz granitinin kuzey kenarında Dağardı Melanji'yla yaptığı dokanak boyunca KD doğrultulu kabuksal ölçekli bir makaslama zonu tanımlanmıştır. Yaklaşık 20km uzunluğa ve 200m genişliğe sahip bu zon "Gerni Makaslama Zonu" olarak adlandırılmıştır (Manap, 2014). Gerni makaslama zonu yaklaşık $350-550^{\circ}\text{C}$ sıcaklık aralığında oluşmuştur ve granitin yükselimi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Granitin yükselimini büyük ölçüde kontrol eden bu zon aynı zamanda bölgedeki havzaların gelişimini de kontrol etmiştir. Makaslama zonuna bağlı olarak gelişen morfoloji (yükselme)

Eğrigöz granitinin aşınarak volkanosedimanter birimleri oluşturmasına katkıda bulunmuştur. Gerni makaslama zonu boyunca hem sünümlü hem gevrek deformasyon gerçekleşmiştir. Sünümlü deformasyon üzerine gelişen gevrek deformasyon varlığı, makaslama zonunun oblik şekilde hareketinin sonucudur. Eğrigöz granitinin yükselmesi KD-GB doğrultulu bir genişleme ve buna eşlik eden KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin sonucudur. Gerni makaslama zonunun varlığı aynı zamanda bölgede tipik olarak bilinen çekirdek komplekslere yani düşük açılı faylara eşlik eden yüksek açılı KD doğrultulu makaslama zonlarının da varlığını kanıtlamaktadır. Bölgedeki KD-GB doğrultulu gerilmeleri dengeleyen KD doğrultulu fay sistemlerinin, doğrultu atımlı transtansiyonel fay sistemleri olarak geliştiği görülmektedir (Manap, 2014).

5.2.2. Kızılbük Formasyonu

Kömürlü kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı ar dalanması ve laminalı kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Akdeniz ve Konak (1979) tarafından adlandırılmıştır. Tipik yüzeylemeleri Yeniceköy civarında Simav-Demirci yolu boyunca gözlenmektedir.

Kızılbük Formasyonu, kumtaşları ile ar dalamalı siltaşları ile başlamaktadır. Kumtaşları kahve, sarı renkli, ince orta tabakalı, iyi boy lanmalı ve bol bitki kalıntılıdır. Sarı, gri, bej renkli siltaşları orta-kalın tabakalıdır. Bu kumtaşı-siltaşı-çamurtaşı ar dalanmalı seviyeler içerisinde mercek sel konumlu ekonomik kömür damarları yer almaktadır. Bu düzeylerin üzerine gri, bej renkli ince-orta tabakalı, yer yer kum ve çakıl mercekleri bulunduran, ince laminalı, bol gastrapod ve bitki yaprak fosilli kiltası-killi kireçtaşı ar dalanması gelmektedir. Yer yer ise ara seviyeler şeklinde beyaz, açık gri renkli tüfler yer almaktadır.

Kızılbük Formasyonu altta Taşbaşı Formasyonu, üstte ise Civanadağ tüfleri ile yanal ve düşey geçişlidir. Üzerine ise Hisarcık Formasyonu uyumsuz olarak gelir. Akdeniz ve Konak (1979) birimin yaşını Orta-Geç Miyosen, Helvacı (1986) ise Erken Miyosen olarak kabul etmiştir. Kumtaşı-siltaşı-çamurtaşı ar dalanması ve laminalı kireçtaşlarından oluşan birim fluvial-göl ortamında çökelmiştir.

5.2.3. Akdağ Volkanitleri

Andezit, dasit, riyodasit ve riyolit bileşimli lavlardan oluşan birim Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Akdağ volkanitleri adıyla tanımlanmıştır. Kalk-alkalen volkanizmaya

ilişkin özellikler sunan andezit, dasit, riyodasit ve riyolit bileşimli lavlar dasitik-riyolitik domlar ve lav akıntıları şeklinde gözlenmektedir. Gri, koyu gri, kahverengi ve siyah renkli andezitler masif görünümlü ve serttir. Açık gri, gri-bej renkli dasitik ve riyolitik kayalar sert yapılı olup belirgin sütunsal yapılar ve yer yer iyi gelişmiş akıntı yapıları göstermektedir. Riyolit örnekleri, ana bileşen olarak kuvars, plajiyoklas, sanidin biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Hamur felsitik dokulu kuvars alkali feldispat daha az oranda klorit ve opak mineralden ibaret bir agrega şeklinde gözlenmektedir. Fenokristal bileşimini, plajiyoklas, körfez dokulu kuvars oluşturmaktadır. Ana mafik mineral bileşimini ise yarı özşekilli, kahverengi pleokroizmalı biyotit oluşturmaktadır.

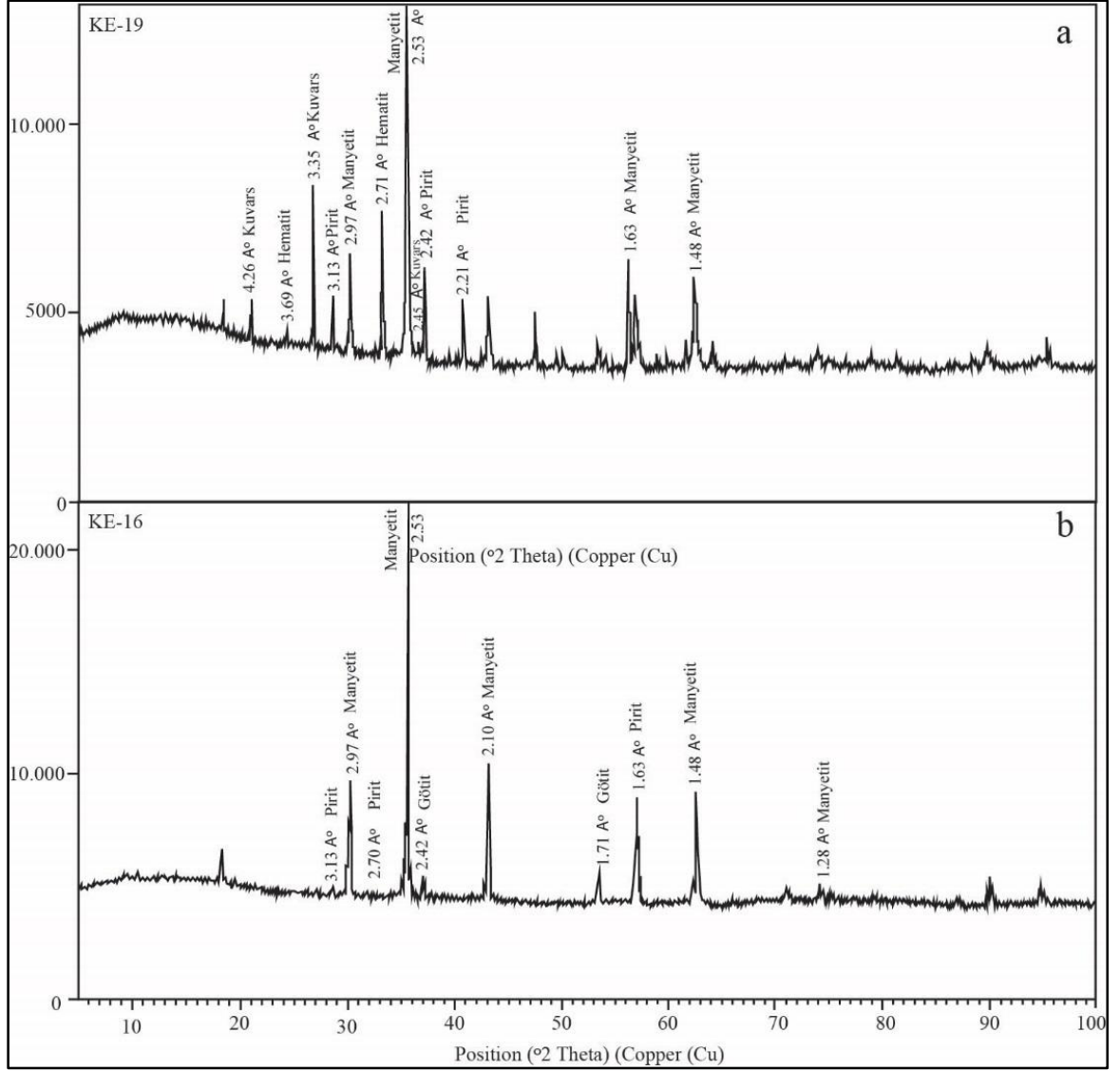
Birim, Akdağ volkanitleri, altında bulunan Civanadağ tüfleri ile uyumludur. Üzerine ise Hisarcık formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Daha önceki çalışmalarda Akdağ volkanitlerinden alınan radyometrik yaş tayinleri ile 18.3 ± 0.6 My, 20.0 ± 0.6 My ve 16.8 ± 0.7 My (Seyitoglu vd., 1997), 19.0My (Helvacı ve Alonso, 2000), 18.07 ± 0.2 My ve 19.81 ± 0.06 My yaşları elde edilmiştir. Bu radyometrik yaş verilerine ve stratigrafik konumuna göre birimin yaşının Erken-Miyosen olduğu düşünülmektedir.

6. CEVHERLEŞMENİN MİNERALOGİSİ

6.1. Maden Mikroskobik İncelemeler

Çalışma alanında damar ve mercek şeklinde gözlenen cevherleşmenin parajenezini belirlemek için araziden derlenen 18 adet cevher örneğinden öncelikle parlak kesit yapılarak üstten aydınlatmalı mikroskopta parajenez ve yapı-doku özellikleri incelenmiştir. Bunları

desteklemek için 15 adet örnekten de Yozgat Bozok Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (BİLTEM)'nde XRD (X-Ray Difraktogramı) analizi yaptırılmıştır. Tüm bu çalışmalara göre çalışma alanındaki cevher parajenezi; manyetit, hematit, götit ve pirit, gang ise kuvars olarak belirlenmiştir (Şekil 6.1a,b).



Şekil 6.1. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin XRD difraktogramı

6.1.1. Manyetit (Fe_3O_4)

Demir oksit bileşimli olan manyetit, magmatik ve metamorfik kayalarda aksesuar olarak bulunurken, kontakt metazomatik, bantlı demir oluşumları dahil olmak üzere sedimanter kayalarda, göl ve deniz tortullarında hem kırıntılı taneler hem de manyetofosiller olarak oluşabilir (Carmichael ve Ghiorso, 1986). Cevherin oluştuğu koşulları değerlendirmede oldukça büyük önem taşımaktadır. Manyetit, ortamın oksijeni ile

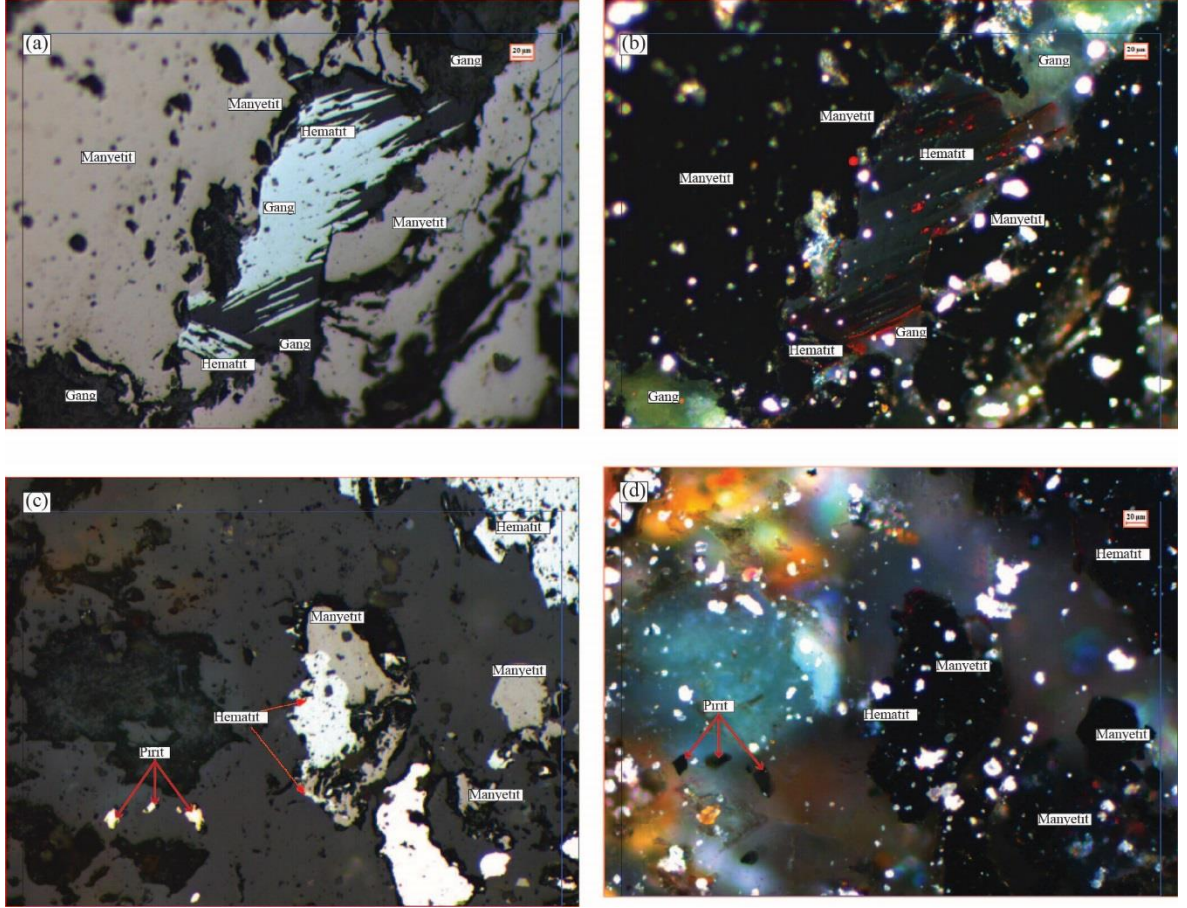
reaksiyona girerek hematite dönüşebilir. Bu dönüşüm ortamın oksijen fugasitesini anlamak için gösterge oluşturmaktadır (Carmichael ve Ghiorso, 1986).

İnceleme alanındaki cevher örneklerin parlak kesit incelemelerinde de en yaygın mineral manyetit olarak gözlenmiştir (Şekil 6.2a-d). Manyetitler maden mikroskopik incelemelerde birinci nikolde gri kahverengi gözlenirken ikinci nikolde ise izotroptur (Şekil 6.2a-d). Hematite dönüşümler ise oldukça yaygındır (Şekil 6.2c, d).

6.1.2. Hematit (Fe₂O₃)

Maden minerallerinin yapı ve doku özelliklerinin bilinmesi, yüzey biçimlerinin yalnız bilimsel açıdan değil aynı zamanda oluşum koşullarının aydınlatılması, cevher hazırlama ve metalürjik işlemler için de önemlidir (Çağatay 1979). Bunun yanında mineraller izometrik, levhamsı ve iğnemsî olmak üzere üçe ayrılır. Aynı mineraller değişik kökenli yataklarda değişik kristal yapısı gösterir. Bunun yanında hematit, yeryüzünde yaygın olarak gözlenen bir diğer demir oksittir. Hidrotermal damarlarda ve magmatik kayalarda aksesuar mineral olarak bulunabilir. Volkanik ve birçok metamorfik kayalarda, kontakt metamorfik yataklarda, birincil veya ikincil olarak sedimenter kayalarda yaygın olarak oluşabilir (Çağatay, 1979). Dünyada gözlenen çoğu önemli hematit oluşumu sedimenter kökenli olarak bilinse de değişik kökenli yataklarda, değişik kristal şekillerinde gözlenebilir. Örneğin hematit, yüksek ısıda oluşan maden yataklarında iğne, düşük ısıda oluşan yataklarda ise levha biçimi gösterir. Çok düşük ısılarda oluşan hematitler ise ışınalı biçimde olup jellerden oluşur (Çağatay, 1979).

Çalışma alanında ise hematit yaygın olarak gözlenen ikinci mineraldir. Parlak kesit incelemelerinde birinci nikolde krem, açık sarı, ikinci nikolde ise oldukça belirgin mavimsi renkte gözlenmekte iken (Şekil 6.2a-d) bazı kesitlerde ise oldukça belirgin kırmızı iç yansıma göstermektedir (Şekil 6.2b,d). Manyetitlerin hematite dönüşümü oldukça yaygın gözlenmektedir (Şekil 6.2 a, c). Mineral, bazı kesitlerde çubuksu yapısı ile de dikkat çekmektedir (Şekil 6.2a).

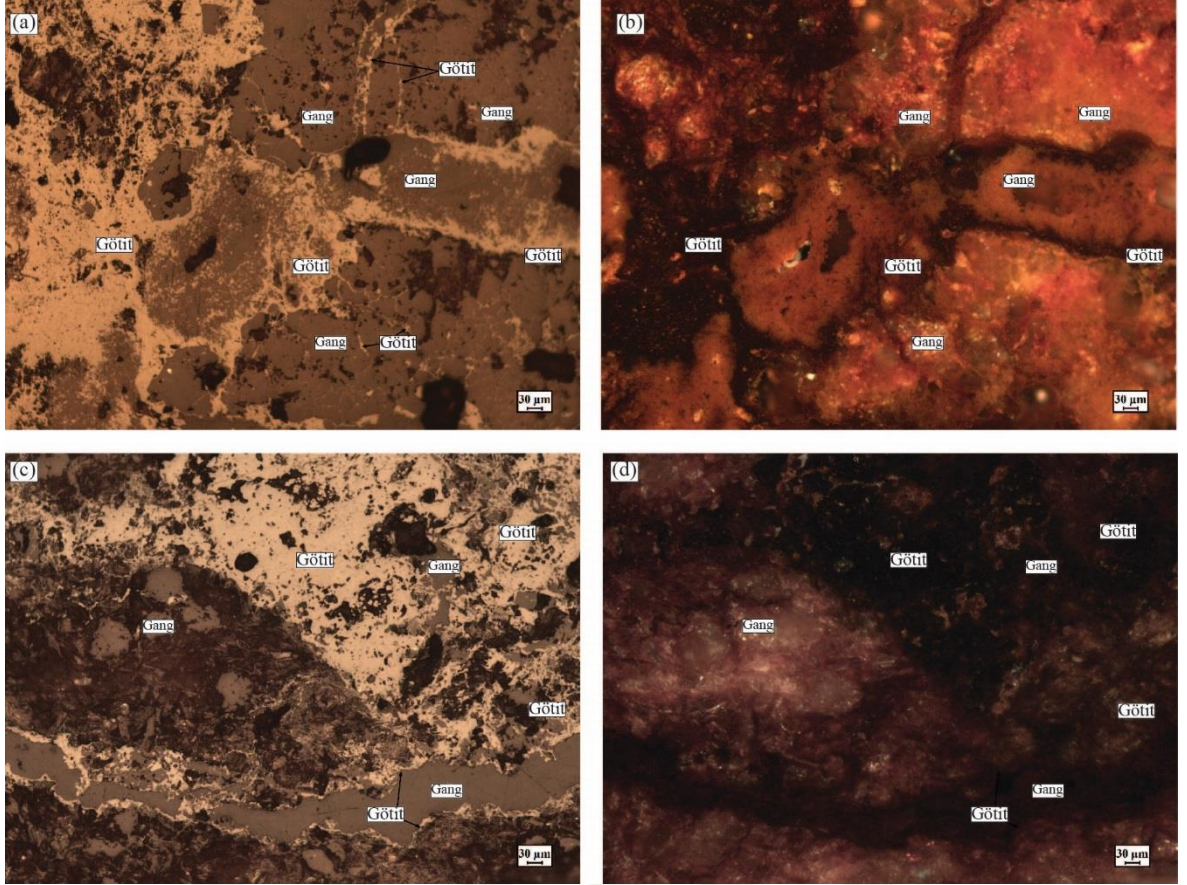


Şekil 6.2.a. Hematitin ve manyetitin parlak kesit görünümü, I. Nikol, b. Hematitin ve manyetitin parlak kesit görünümü, II. Nikol, c. Manyetitin hematite dönüşümü, I. Nikol, d. Manyetitin hematite dönüşümü II. Nikol

6.1.3. Götüt (FeO(OH))

Oksihidroksit bileşimli götüt; ferroksit ve lepidokrositin polimorfudur. Götüt, düşük sıcaklıktaki oluşumlarda özellikle sedimanter ortamlarda ve demirce zengin cevherleşmelerin olduğu yerlerde günlenme sonucunda sıklıkla gözlenir (Zee vd., 2003). Bunun yanında götüt oluşumu, Fe^{2+} 'nin Fe^{3+} 'e oksidasyonu sonucunda da oluşabilir. Bu da yukarıda bahsedildiği gibi götütün yüzey koşullarında günlenme sonucunda oluşmasına yol açar. Bu şekilde gözlenen oksidasyon değişikliği nedeniyle, götütte yaygın olarak psödomorf oluşumlara sık rastlanır (Laresse-Casanova vd., 2010).

Götüt, çalışma alanında birçok parlak kesitte yoğun olarak dikkat çekmektedir. Birinci nikelde açık-koyu gri renklerde gözlenen götüt, ikinci nikelde sarı, turuncu, kırmızı iç yansıması ile tipiktir (Şekil 6.3a,b). Bazı parlak kesitlerde ise izotrop özellik göstermektedir (Şekil 6.3d). Çoğu örnekte gangü ornatır şekilde geliştiği gözlenmiştir (Şekil 6.3 a-d).

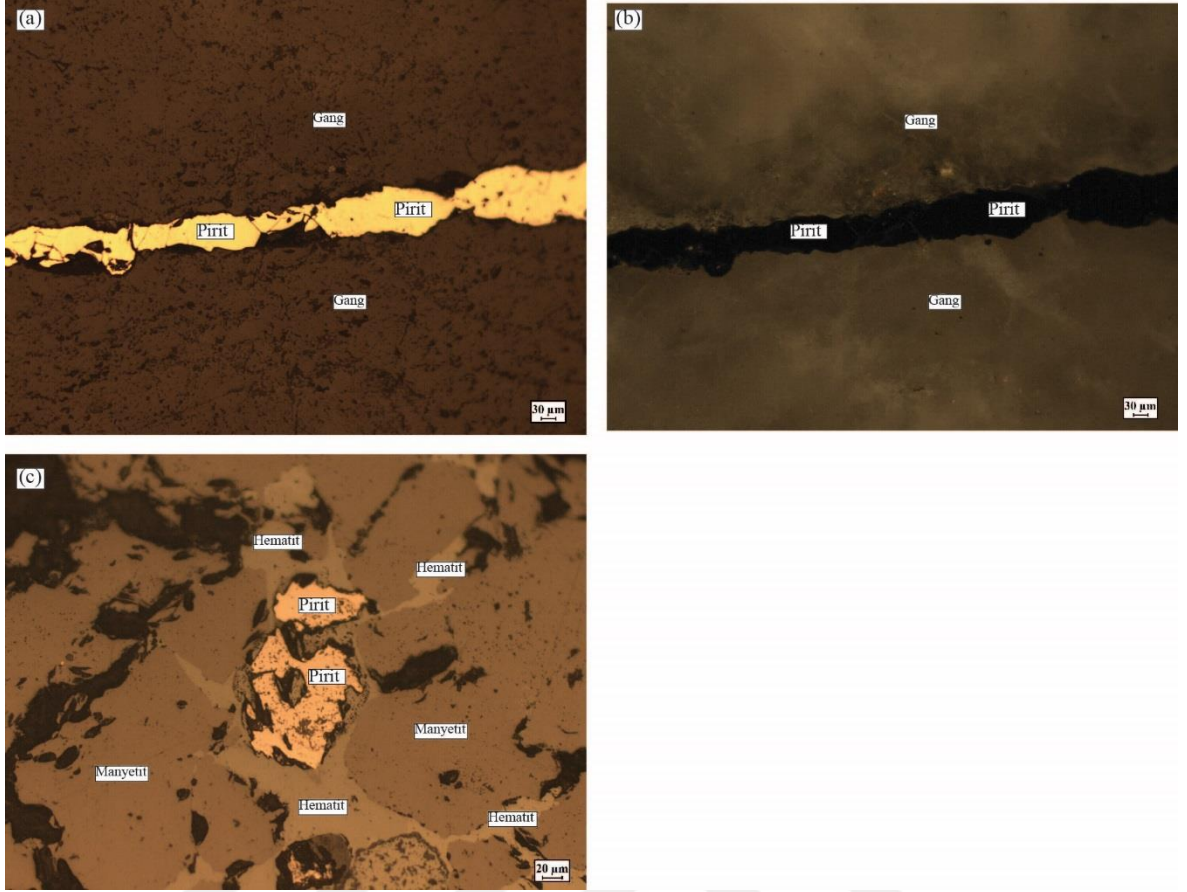


Şekil 6.3 a, c. Götitin parlak kesit görünümü, I. Nicol. b,d. Götitin parlak kesit görünümü II. Nicol.

6.1.4. Pirit (FeS_2)

Pirit, yeryüzünde yaygın olarak gözlenen bir sülfid mineralidir. Magmatik ayrışma ile oluşabildiği gibi aynı zamanda magmatik kayalarda, kontakt metamorfik yataklarda, hidrotermal damarlarda ve birincil ve ikincil olarak bazı sedimanter kayalarda bulunabilir.

Çalışma alanında diğer minerallere göre daha az oranda bulunan pirit, parlak kesitlerde iki farklı şekilde gözlenmektedir. Birinci oluşum, kırık ve çatlakları doldurarak damar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 6.4a,b). İkinci oluşum ise daha yaygın olarak gözlenen ve hematiti ornatarak gelişen piritlerdir (Şekil 6.4c). İlk nikolde oldukça belirgin sarı, açık sarı ikinci nikolde ise belirgin izotropdur (Şekil 6.4 b).



Şekil 6.4 a. Damar şekilli pirit, I. Nikol. b. Damar şekilli pirit, II. Nikol. c. Hematiti ornatarak oluşan pirit, I. Nikol.

7. JEOKİMYA ÇALIŞMALARI

Bu bölümde Güldüren demir cevherleşmesinden derlenen 18 adet örneğin ana oksit, eser element ve Nadir Toprak Element (NTE) verileri kullanılarak cevherleşmenin kökeni ve oluşumuna yönelik yaklaşımlarda bulunulmuştur.

7.1. Ana ve Eser Element Jeokimyası

Güldüren demir cevherleşmesinden derlenen 18 adet cevher numunesinin SiO_2 değerleri en düşük %1.1, en yüksek %73.2 ve ortalama %39.8, Al_2O_3 değerleri en düşük %0.2, en yüksek %17.9 ve ortalama %8.4; CaO değerleri en düşük %0.1, en yüksek %4.7 ve ortalama %1.2, Na_2O değerleri en düşük %0.1, en yüksek %4.4 ve ortalama %1.8; MgO değerleri en düşük %0.3, en yüksek %8.2 ve ortalama %2.0; K_2O değerleri en düşük %0.0, en yüksek %6.6 ve ortalama %3.1 arasında değişken değerlere sahiptir. Cevher örneklerinde bollukları daha az olan MnO , P_2O_5 , TiO_2 gibi ana bileşen içerikleri ise %10'den daha düşük değerlerdedir. Güldüren demir cevherleşmesinde önemli yer tutan Fe_2O_3 değerleri en düşük %1.1, en yüksek %93.1 ve ortalama %35.3 oranında bulunmakta olup numunelerde belirlenen en yüksek Fe_2O_3 miktarı ana çalışma alanından alınan KE-21 kodlu örnekte %93.1'dir. Bu verilere göre birincil cevher örneklerin başlıca Si, Al, Fe, Ca, Mg gibi ana oksitlerce daha zengin olduğu görülmektedir (Tablo 7.1).

Ana oksit içeriklerinin birbirleri ile korelasyonu neticesinde SiO_2 'nin Al_2O_3 ile 0.95 değeri ile çok yüksek pozitif korelasyon gösterdiği görülmektedir. Fe_2O_3 'ün SiO_2 ile -0.89, Al_2O_3 ile -0.88 değerleri ile çok yüksek negatif korelasyon gösterdiği görülmektedir. K_2O 'nun SiO_2 ile 0.89, Al_2O_3 ile 0.84 değerleri ile yine yüksek pozitif korelasyon; Fe_2O_3 ile -0.78 değerleri ile kısmen yüksek negatif korelasyon gösterdiği belirlenmiştir. Na_2O 'nun SiO_2 ile 0.92, Al_2O_3 ile 0.85, K_2O ile 0.83 değerleri ile çok yüksek pozitif korelasyon; Fe_2O_3 ile -0.82 değerleri ile çok yüksek negatif korelasyon gösterdiği görülmektedir. TiO_2 'nin Al_2O_3 ile 0.76, P_2O_5 ile 0.73 değerleri değeri ile pozitif korelasyon göstermektedir. (Tablo 7.2).

Sedimanlardaki $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranı, sediment taşınımından veya diyajenezden çok az etkilenmesine karşın volkanik madde katkısının varlığından önemli ölçüde etkilenmektedir. (Hayashi vd., 1997; Sugitani vd., 1996). Volkanik kayalardaki $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranı 8.00-21.00 aralığında bulunmaktadır. (Hayashi vd., 1997; Sugitani vd., 1996). Güldüren demir

cevherleşmesinin Al_2O_3/TiO_2 oranları 0.38-65.50 ve ortalama 22.22 olarak hesaplanmıştır (Tablo 7.1). Bu oran, volkanik aktivitenin çalışma alanındaki cevher oluşumunda önemli ölçüde etkili olduğunu göstermektedir.

Tablo 7.1. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin ana oksit değerleri (%)

%	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	A.Za	Al ₂ O ₃ / TiO ₂
KE-1	73.2	13.1	0.7	1.4	5.2	0.3	0.1	3.3	0.1	0.2	1.3	65.50
KE-2	3.3	0.2	0.4	8.2	0.1	4.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	2.00
KE-3	66.4	15.1	4.7	1.1	4.4	0.8	0.1	3.9	0.2	0.5	2.4	30.20
KE-8	69.0	15.3	2.4	2.7	4.1	1.1	0.1	3.2	0.2	0.6	0.8	25.50
KE-9	68.4	15.7	2.2	2.6	3.3	1.1	0.1	4.4	0.2	0.6	1.0	26.17
KE-10	66.7	14.6	4.5	2.4	5.8	0.7	0.1	3.1	0.2	0.5	1.0	29.20
KE-13	50.1	17.9	0.9	11.2	3.2	8.2	0.3	0.3	0.3	1.3	6.0	13.77
KE-16	2.6	0.2	0.4	90.9	0.1	2.2	0.2	0.1	0.1	0.1	2.1	2.00
KE-18	1.8	0.3	0.1	91.7	0.1	2.1	0.2	0.1	0.1	0.1	2.5	3.00
KE-21	1.1	0.3	0.1	93.1	0.1	1.5	0.4	0.1	0.1	0.1	2.4	3.00
KE-22	4.4	0.4	0.6	88.7	0.1	3.2	0.2	0.1	0.1	0.2	1.9	1.93
KE-23	19.1	0.3	0.3	71.9	2.3	1.9	0.1	0.2	0.1	0.1	3.1	4.67
KE-24	1.7	0.6	0.1	90.5	3.1	1.4	0.3	0.1	0.2	0.0	1.1	45.92
KE-25	71.4	12.8	0.7	1.7	6.6	0.3	0.2	3.1	0.1	0.2	2.1	59.72
KE-26	68.0	15.3	0.8	1.8	6.3	1.1	0.1	3.9	0.2	0.5	1.8	28.61
KE-27	64.9	15.5	1.7	3.0	5.7	1.2	0.3	3.4	0.2	0.7	2.9	21.49
KE-28	66.3	14.0	0.5	2.9	6.1	1.5	0.0	2.9	0.1	0.4	1.6	36.92
KE-29	17.5	0.2	0.5	69.2	0.0	2.8	0.1	0.1	0.3	0.4	2.7	0.38
MIN	1.1	0.2	0.1	1.1	0.0	0.3	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.38
MAX	73.2	17.9	4.7	93.1	6.6	8.2	0.4	4.4	0.3	1.3	6.0	65.50
ORT	39.8	8.4	1.2	35.3	3.1	2.0	0.2	1.8	0.2	0.4	2.0	22.22

Tablo 7.2. Ana oksit elementlerinin korelasyon değerleri

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
SiO ₂	1.00	0.95	0.58	-0.89	0.89	-0.33	-0.46	0.92	0.21	0.58
Al ₂ O ₃		1.00	0.59	-0.88	0.84	-0.11	-0.28	0.85	0.34	0.76
CaO			1.00	-0.54	0.43	-0.28	-0.35	0.62	0.37	0.41
Fe ₂ O ₃				1.00	-0.78	0.13	0.40	-0.82	-0.20	-0.57
K ₂ O					1.00	-0.42	-0.32	0.83	0.08	0.39
MgO						1.00	0.33	-0.56	0.37	0.47
MnO							1.00	-0.47	0.00	-0.03
Na ₂ O								1.00	0.09	0.38
P ₂ O ₅									1.00	0.73
TiO ₂										1.00

Co elementinin değişken karakteristikleri Ni ile yakından ilişkilidir. Co/Ni oranı ise demir yataklarındaki cevher oluşum proseslerinin oluşumunu anlamak için oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır (Delian 1992; Fernandez ve Moro 1998). Özellikle sedimenter ortam ve sedimantasyon hakkında karar veren, deniz tabanında bir sıcak su sedimantasyonunun kılavuz çizgisidir (Toth 1980). Bu verilere göre $Co/Ni < 1$ değeri sedimenter kökeni işaret ederken (Toth 1980), $Co/Ni > 1$ ise hidrotermal ortamını ifade eder (Delian 1992; Nayan vd., 1994). Bu çalışmadaki yatlardan alınan örneklerdeki Co/Ni değerleri 2 örnekte 1'in altında iken, 16 örnekte ise 1'in üzerinde gözlenmiştir (Tablo 7.3). Buna göre cevherleşmenin, hidrotermal bir kaynaktan geldiği söylenebilir.

Vanadium alterasyon anında oldukça duraylı bir elementtir (Jiancheng vd., 2006). $V/(V+Ni)$ değeri, karasal katkının artışına bağlı olarak yükselir. Ayrıca aerobik mikrobiyal metabolik prosesler anında da oksik şartlar hakimdir (Jiancheng vd., 2006). Bunun yanında $V/(V+Ni)$ oranı 0.60'dan düşük ise mineralizasyon anındaki şartların anoksik olduğunu ifade eder (Marynowski vd., 2012). Çalışma alanındaki cevher örneklerinde $V/(V+Ni)$ oranı tüm örneklerde 0.60'ın üstünde hesaplanmıştır (Tablo 7.3). Dolayısı ile bölgede gerçekleşen cevherleşmede oksik şartların hakim olduğu söylenebilir.

As, Cu, Co Mo, Pb, Sb, Sr, Bi ve V gibi elementler hidrotermal akışkanlarda zenginleşme gösterir (Nicholson 1992; Metz vd., 2000; Wohlgemuth-Ueberwasser vd., 2015). Bu elementlere bakıldığında çalışma alanındaki tüm cevher örneklerinde zenginleşme gözlenmektedir (Tablo 7.3). Cevherlerdeki düşük Mo içeriği hidrotermal akışkanlardaki düşük sıcaklığı yansıtabilir (Hein vd., 2008; Şaşmaz vd., 2014). Çalışma alanında bu değer 6.00-0.80 ppm (ortalama 2.24ppm) aralığında olup cevherleşmede düşük sıcaklıktaki bir hidrotermal oluşumdan bahsedilebilir (Tablo 7.3).

Tablo 7.3. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin element değerleri (ppm)

ppm	As	Be	Bi	Cd	Co	Cu	Ga	Ge	Hf	In	Mo	Ni	Sb	Tl	V
KE-1	33.80	3.90	0.10	0.10	43.30	57.50	17.00	0.70	1.60	0.10	3.60	2.50	1.00	1.10	12.40
KE-2	17.60	0.30	3.90	35.10	23.60	84.20	10.70	9.50	0.30	0.10	1.20	6.20	1.10	0.10	34.30
KE-3	6.70	3.00	0.10	0.10	27.50	13.20	18.20	0.50	0.70	0.10	1.70	1.60	0.90	0.40	43.00
KE-8	7.30	3.20	0.10	0.10	41.30	2.00	20.60	0.80	1.00	0.10	0.80	2.90	4.10	1.00	45.90
KE-9	2.90	3.50	0.30	0.20	49.60	19.70	21.20	0.80	0.70	0.10	1.30	7.10	3.00	0.80	47.60
KE-10	4.70	3.50	0.30	0.60	32.40	20.60	19.00	0.80	1.30	0.10	6.00	1.70	1.50	0.60	38.40
KE-13	27.10	3.90	0.10	3.00	23.10	6.30	26.10	1.70	0.20	0.10	1.80	34.50	3.90	0.60	124.40
KE-16	15.50	0.20	6.50	36.10	14.40	3.90	6.30	8.40	0.10	0.10	1.20	13.10	2.00	0.30	23.70
KE-18	17.70	0.10	4.20	37.70	24.60	6.20	8.40	10.40	0.20	0.10	2.80	1.20	1.40	0.20	25.00
KE-21	9.10	0.40	8.20	36.40	19.10	0.10	12.30	8.70	0.30	0.10	1.60	2.00	2.00	0.30	26.50
KE-22	29.20	3.80	0.10	0.10	42.20	56.50	16.20	0.60	1.50	0.10	3.50	2.40	0.90	1.00	12.50
KE-23	16.50	0.20	3.60	33.20	23.40	83.90	10.40	9.20	0.20	0.10	1.10	6.10	1.20	0.20	33.50
KE-24	6.80	2.90	0.10	0.20	26.50	13.60	17.20	0.40	0.60	0.10	1.80	1.50	0.80	0.30	44.90
KE-25	7.20	3.10	0.10	0.10	40.80	3.10	19.90	0.70	1.10	0.10	0.90	2.80	3.50	0.90	46.10
KE-26	3.10	3.40	0.20	0.50	48.20	18.50	20.60	0.80	0.80	0.10	1.20	6.90	2.80	0.80	39.20
KE-27	4.80	3.30	0.30	33.50	33.10	21.20	18.20	1.10	1.20	0.10	5.90	1.60	1.40	0.60	28.90
KE-28	25.00	3.80	5.20	36.40	23.40	6.40	25.80	8.50	0.30	0.10	1.80	14.50	3.40	0.50	24.30
KE-29	14.20	2.20	2.40	14.90	29.90	21.40	16.00	4.20	0.60	0.10	2.20	7.30	2.10	0.50	42.30
MIN	2.90	0.10	0.10	0.10	14.40	0.10	6.30	0.40	0.10	0.10	0.80	1.20	0.80	0.10	12.40
MAX	33.80	3.90	8.20	37.70	49.60	84.20	26.10	10.40	1.60	0.10	6.00	34.50	4.10	1.10	124.40
ORT	13.84	2.48	1.99	14.91	31.47	24.35	16.89	3.77	0.71	0.10	2.24	6.44	2.06	0.57	38.49

Hein vd., (2008)'e göre yüksek Ba ve düşük Co, Ni ve Cu içerikleri ya organikçe zengin sedimentlerden çözülmeyi ya da hidrotermal sistemlerde derinlerdeki baritin çökeltme eksikliğini gösterir. Sedimentasyon ve volkanik aktivitenin etkisinden dolayı hidrotermal çözümlerde Ba konsantrasyonu, deniz suyundan daha yüksektir. Ba konsantrasyonu, çalışma alanındaki cevher örneklerinde 1510.20-5.20ppm (ortalama 711.97ppm)'dir (Tablo 7.3). Oldukça yüksek gözlenen Ba içeriklerine göre çalışma alanındaki cevherleşmeler hidrotermal oluşumu karakterize etmektedir.

Hidrotermal yataklardaki Co içeriği ise hidrojenetik yataklara göre daha düşüktür. Yüksek Co konsantrasyonu aynı zamanda derin denizel çevrenin göstergesidir (Del Rio Salas vd., 2008). Çalışma alanındaki cevher örneklerine ait Co değeri 14.40-49.60ppm (ortalama 31.47ppm) değerindedir (Tablo 7.3). Bu veriler de cevherleşmedeki hidrotermal kökenli bir cevherleşmeyi yansıtmaktadır.

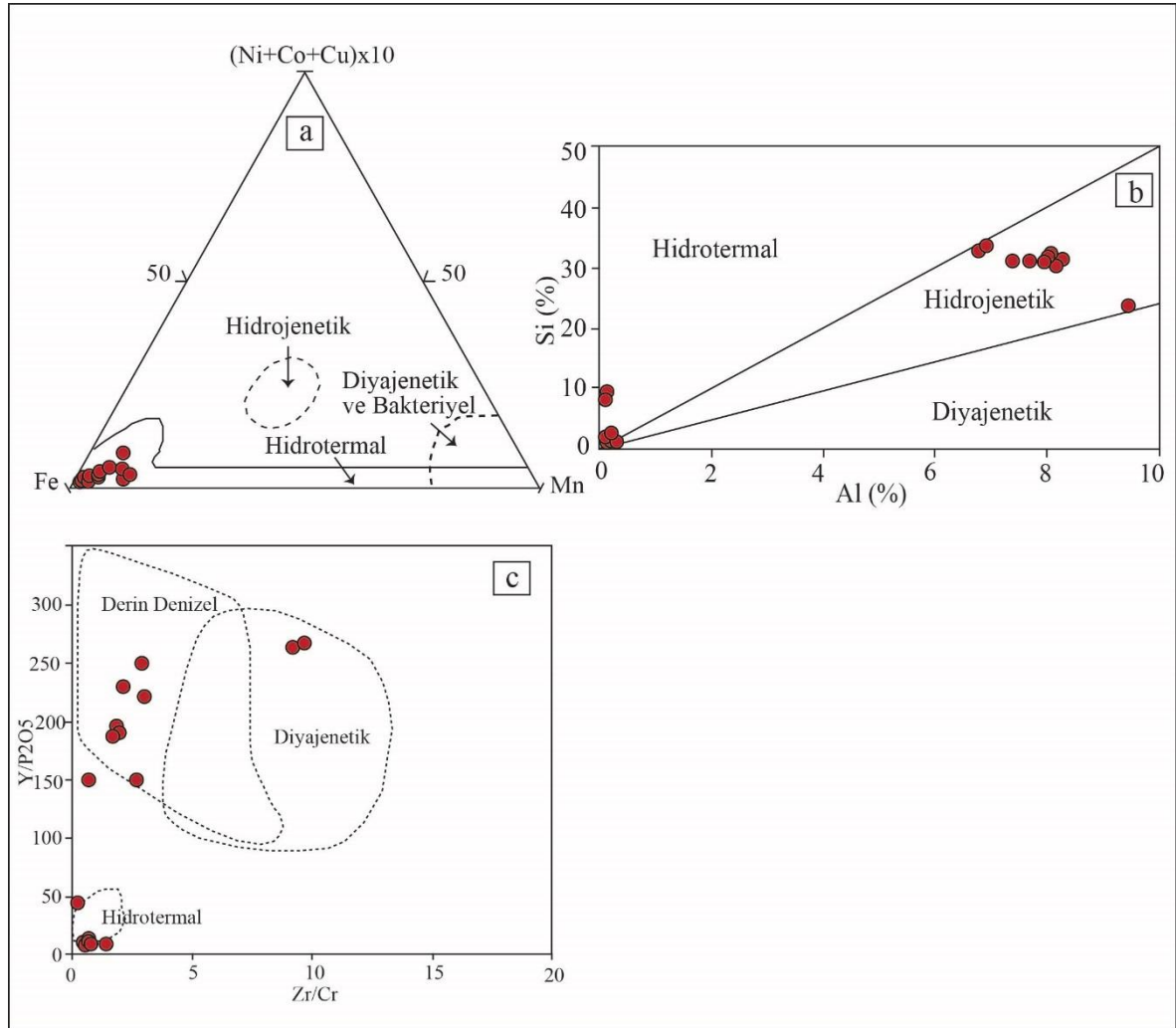
Tablo 7.3. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin eser element değerleri (ppm) devamı

ppm	Ba	Cr	Cs	Nb	Pb	Rb	Sr	Ta	Zr	Hf	Sc	Th	U	Co/Ni	V/ (V+Ni)
KE-1	776.60	4.90	2.10	17.9	41.80	170.6	139.8	4.00	46.90	1.60	4.20	35.60	4.10	17.32	0.83
KE-2	20.80	11.20	2.10	0.90	75.90	24.50	3.40	0.50	8.70	0.30	1.70	0.40	2.10	3.81	0.85
KE-3	1315.60	9.80	2.30	13.7	9.10	141.7	336.9	2.30	17.90	0.70	8.00	21.10	4.00	17.19	0.96
KE-8	1505.20	8.90	4.10	15,6	24.50	160.0	346.2	2.90	22.90	1.00	9.00	21.90	2.30	14.24	0.94
KE-9	1013.80	10.20	4.30	15.50	21.70	120.7	332.3	3.20	20.00	0.70	9.30	20.00	2.90	6.99	0.87
KE-10	1342.80	10.20	2.10	19.00	12.20	218.7	229.2	2.30	29.30	1.30	9.30	17.70	3.10	19.06	0.96
KE-13	333.30	80.70	4.10	30.80	11.90	141.4	73.70	1.90	5.70	0.20	14.90	13.70	0.40	0.67	0.78
KE-16	5.60	8.20	0.20	0.40	72.50	15.40	2.30	0.20	4.90	0.10	1.60	0.20	0.40	1.10	0.64
KE-18	104.80	10.80	1.40	0.40	79.20	46.60	9.60	0.70	6.70	0.20	1.60	0.10	2.10	20.50	0.95
KE-21	5.20	8.50	0.70	1.00	80.50	16.50	1.50	0.30	11.60	0.30	1.40	0.10	0.50	9.55	0.93
KE-22	780.20	5.10	1.90	16.80	40.90	169.2	138.2	3.90	46.80	1.50	4.30	32.20	3.80	17.58	0.84
KE-23	25.00	11.50	1.80	1.10	74.20	25.10	3.80	0.60	8.60	0.20	1.80	0.50	2.30	3.84	0.85
KE-24	1401.60	10.20	2.20	12.90	8.90	140.5	335.2	2.40	17.80	0.60	7.90	20.40	3.90	17.67	0.97
KE-25	1510.20	8.80	4.00	15.50	23.20	158.9	345.2	2.80	22.50	0.90	8.50	19.80	2.20	14.57	0.94
KE-26	1015.80	10.10	4.20	15.30	20.90	119.9	333.6	3.10	19.90	0.60	9.20	20.10	2.80	6.99	0.85
KE-27	1358.90	9.80	2.20	18.10	13.10	219.5	226.3	2.20	28.80	1.20	13.90	16.80	3.00	20.69	0.95
KE-28	280.60	8.20	0.60	25.50	12.10	139.0	72.50	1.80	6.10	0.20	1.70	13.60	0.50	1.61	0.63
KE-29	19.40	9.50	1.30	0.90	70.50	17.30	2.50	0.20	4.80	0.10	1.30	0.30	0.30	4.10	0.85
MİN	5.20	4.90	0.20	0.40	8.90	15.40	1.50	0.20	4.80	0.10	1.30	0.10	0.30	0.67	0.63
MAX	1510.20	80.70	4.30	30.80	80.50	219.5	346.2	4.00	46.90	1.60	14.90	35.60	4.10	20.69	0.97
ORT	711.97	13.14	2.31	11.61	38.51	113.64	162.9	1.96	18.33	0.65	6.09	14.14	2.26	10.97	0.87

Çeşitli ana ve eser element ayırım diyagramları, değişik kökenli demir oluşumlarının ayırımı için birçok araştırmacı tarafından kullanılmıştır (Adachi vd., 1986; Bonatti vd., 1972; Choi ve Hariya 1992; Crerar vd., 1982; Nicholson 1992; Peters 1988; Shah ve Moon 2007; Toth 1980). Bu diyagramlar, hidrotermal (kıtasal ya da denizel) ve hidrojenetik köken arasındaki ayırmda kullanılır. Hidrotermal terimi; denizel çevrelerdeki sedimanter-exhalative demir mineralizasyonu ya da kıtasal çevrelerdeki göl ortamı ve jeotermal sulardaki sıcak nokta (hot spring)'lardan direkt olarak depolanan cevherler için kullanılmıştır (Bonatti vd., 1972; Crerar vd., 1982; Nicholson 1992). Hidrojenetik terimi ise deniz suyundan çözünen malzemenin adsorplanması ya da yavaş çökelimi ile oluşan cevherler için kullanılır. Fe-(Ni+Co+Cu)x10-Mn üçgen diyagramında çalışma alanından alınan cevher örneklerinin jeokimyasal verileri yerleştirilmiştir (Şekil 7.1a). Buna göre örneklerin tamamı hidrotermal alanda dağılım göstermiştir.

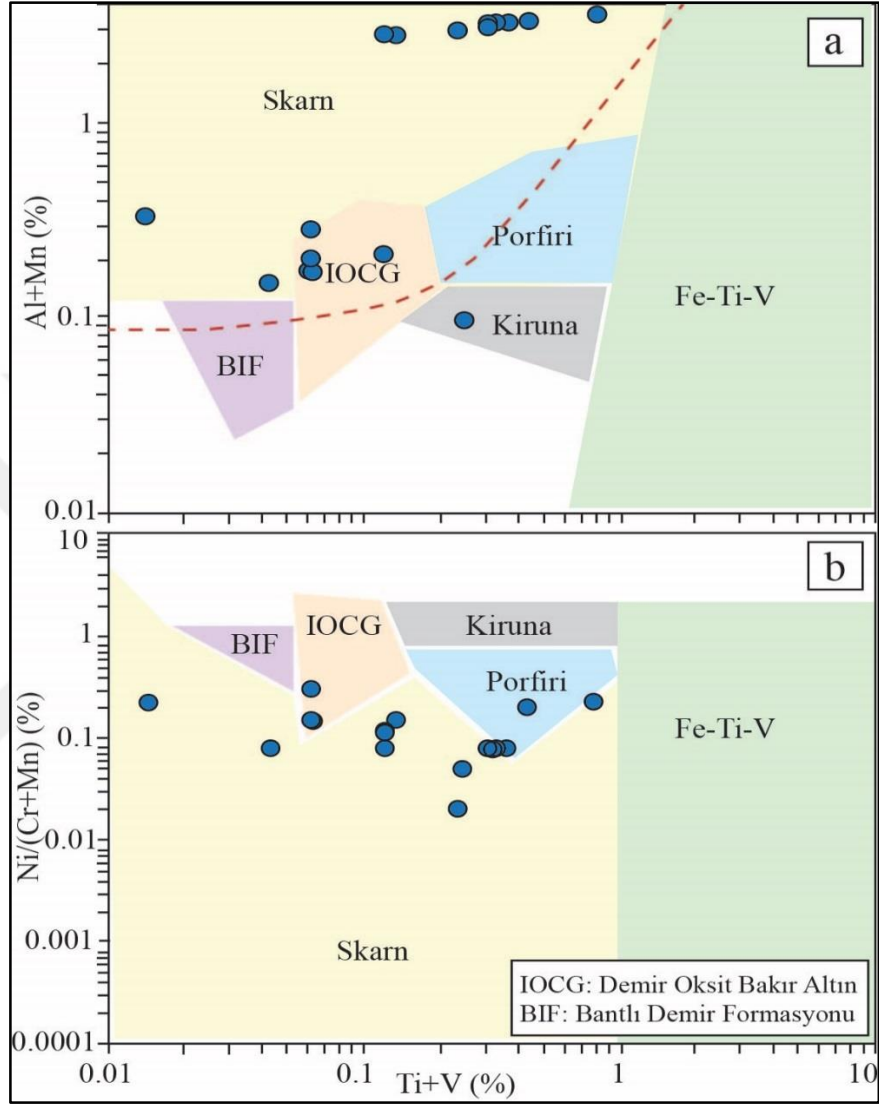
Cevher çökelinin ortamsal olarak irdelendiği Şekil 7.1b'deki % Si-Al diyagramında, çok düşük Si ve yüksek Al konsantrasyonlarına sahip örneklerin yarısının hidrotermal yarısının ise hidrojenetik alanda dağılım gösterdiği belirlenmiştir. Karasal birimlerin günlenmesi sonucu açığa çıkan detritik kökenli demir, deniz suyuna kaynak teşkil edebilir. Ana, eser ve nadir toprak elementleri arasındaki ilişkiler, ana kayacının denizel ortamda çökmesi sırasında (detritik) demirin kısmen suda çözünerek kısmen de ilksel cevher formunu koruyarak ortama taşındığını göstermektedir. Bu şekilde sulu ortamlarda çökelen cevherler hidrojenetik olarak tanımlanır.

Zr/Cr-Y/P₂O₅ diyagramında ise 8 örneğin derin denizel alanda, 2 örneğin diyajenetik ve 8 örneğin de hidrotermal alanda dağılım gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 7.1c).



Şekil 7.1. Çalışma alanındaki cevher örneklerine ait değişim diyagramı. a. Fe-(Ni+Co+Cu)x10-Mn diyagramı, b. Al-Si diyagramı, c. Zr/Cr-Y/P₂O₅ Diyagramı

Bunların yanında Ti+V değerinin Al+Mn ve Ni/(Cr+Mn) değerlerine göre çizilen grafikler ile de cevherleşmenin kökeni ile ilgili yorumlar yapılmıştır. Bu grafiklere göre cevher örneklerinin hemen hemen tamamının skarn alanında yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 7.2a,b).



Şekil 7.2. Çalışma alanındaki cevher örneklerine ait değişim diyagramı. a. Ti+V-Al+Mn diyagramı, b. Ti+V-Ni/(Cr+Mn) diyagramı

7.2. Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası

Jeokimyasal değerlendirme yapmak için çalışma alanından alınan cevher örneklerinin NTE içeriklerinden yararlanılmıştır. 18 adet cevher örneği kökensel değerlendirmeler için analiz edilmiş ve sonuçlar Tablo 7.4’de sunulmuştur. Yapılan analize göre cevher örneklerinin Σ NTE değerleri 2.40-271 ppm ve ortalama 142.86 ppm değerlerindedir. Bu Σ NTE değerleri, cevherleşmenin hidrotermal yataklarla uyumlu olduğunu gösterirken (e.g., Northeast Pacific Ocean Baby Bare Deposit; NTE= 20.6–249.6ppm Jiancheng vd., 2006), hidrojenetik (hydrogenous) yataklardaki değerine göre ise (e.g., Hazara deposit; Σ NTE= 791ppm; Shah ve Moon 2007) oldukça düşük kalmaktadır. Hidrotermal yatakların Σ NTE içeriğinin hidrojenetik yataklara göre daha düşük olduğu bilinmekte (Choi ve Hariya 1992) ve hidrotermal oksit yataklarının Σ NTE değerleri daha geniş bir aralık sunmaktadır (Mills vd., 2001; Sasmaz vd., 2014). Çalışma alanındaki cevher örneklerinde HNTE (Hafif Nadir Toprak Element) oranı 1.00-244.10 ppm ve ortalama 108.91ppm, ANTE (Ağır Nadir Toprak Element) oranları 1.40-75.20 ve ortalama 33.95ppm değerlerini verirken HNTE/ANTE oranları ise 0.68-9.07 ve ortalama 2.85 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler HNTE değerlerinin, ANTE değerlerine göre zenginleştiğini göstermektedir. Bu oran, cevher içeren hidrotermal çözeltilerdeki HNTE’nin ANTE’ye göre daha duraylı olmasından dolayı öncelikli olarak zenginleştiğini (Ruhlin ve Owen 1986; Zarasvandi vd., 2013) ifade eder. Dolayısıyla çalışma alanındaki cevher oluşumlarında hidrotermal çözeltilerin önemli rol aldığı sonucuna varılabilir.

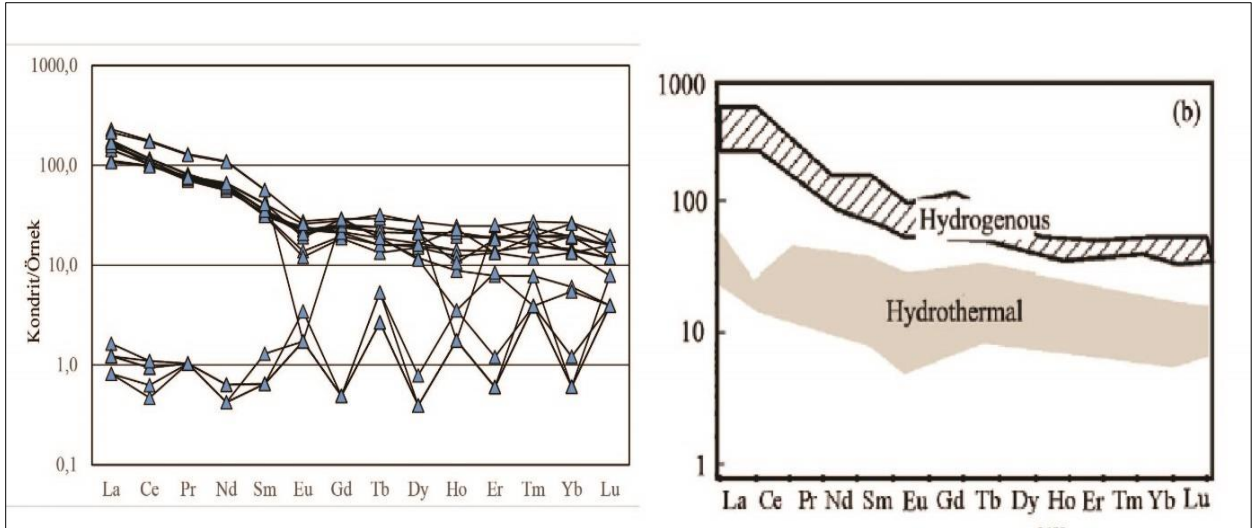
Bu zenginleşme kondrite göre normalize edilen La_N ve Yb_N ($La_N/Yb_N=3.04$) ile Tb_N ve Yb_N ($Tb_N/Yb_N=2.23$) oranları ile de belirlenmiştir. Bunlarla birlikte Eu ve Ce anomalileri de değerlendirilmiştir. Değerlendirmeler sonucunda NTE verileri kondrite göre normalize edilerek spider diyagramı çizilmiştir ve hidrojenetik ve hidrotermal ayrımın yapıldığı desen ile karşılaştırılmıştır (Şekil 7.3a, b). Burada da görüldüğü gibi hidrojenetik kökenli cevherleşmelerde Σ NTE değerleri daha yüksek iken hidrotermal yataklarda düşüktür. Bunun yanında hidrojenetik yataklarda pozitif, hidrotermal yataklarda ise negatif Ce anomalisi gözlenmektedir. Eu anomalisi ise oluşum ortamına göre değişiklik sunmaktadır. Deniz suyundaki Eu değeri 0.61ppm, hidrotermal yataklarda ise 7ppm değerine yakındır. Ce anomalisi ise deniz suyunda 0.17, kıtasal kabukta ise 1.03 değerine yakındır (Danielson vd., 1992; Manikyamba ve Naqvi 1995; Mishra vd., 2006; Moriyama vd., 2008). Çalışma alanındaki demir örneklerindeki Eu anomalisi 0.04-5.78 (ortalama 1.46) aralığında gözlenmektedir. Bunun yanında çizilen spider diyagram, hidrotermal/hidrojenetik ayrımın gösterildiği diyagramla

karşılaştırıldığında da görüldüğü gibi çalışma alanından alınan örneklerde iki farklı cevher oluşumunun varlığı dikkat çekmektedir. Ayrıca Eu verileri hem pozitif hem de negatif anomali sunmaktadır. Anomali değeri $Eu^* = Eu_N / [2/3Sm_N + 1/3Gd_N]$ ile hesaplandığında 6 örneğin yüksek pozitif anomali sunduğu, 12 örneğin ise negatif anomali sunduğu görülmektedir. Negatif Eu anomalisi, kıtasal kabuktan kirlenmeye ve/veya sediman katkısı ile dehidratasyonu (Oksuz, 2011; Sun and McDonough, 1989), ayrıca düşük sıcaklıklı ve oksitleyici hidrotermal suların varlığını işaret eder. Pozitif Eu anomalisi ise hidrotermal bir oluşumun göstergesidir (Ilouga vd. 2013; Dymek ve Klein 1988; Klein ve Beukes 1992). Ce anomalisi ise Eu anomalisine göre daha karmaşıktır. Ce anomalisi değeri çalışma alanındaki örneklerde 0.35-0.47 (ortalama 0.43) aralığındadır. La'nın davranışına göre Ce anomalisi de etkilenir. Örneğin La'ın zenginleşmesi ile birlikte Ce tüketilmesinin varlığı cevherleşmedeki modern deniz suyunun varlığına işaret ederken bunun yanında pozitif La anomalisinin hidrotermal Fe yatakları için de gösterge olduğu belirtilmiştir.

La zenginleşmesi bazı durumlarda yalancı negatif Ce* anomalisine yol açabilmektedir. Bunu için iki farklı hesaplama ile Ce* anomalisi belirlenmiştir. $Ce^* = Ce_N / [2/3La_N + 1/3Pr_N]$ ve $Pr^* = Pr_N / (Ce_N \times Nd_N)^{1/2}$ hesaplamaları yapılmıştır (Tablo 8.4). Ce* hesaplamalarında 18 örnekten 4'ü pozitif, 14'ü negatif anomaliyi desteklemektedir (0.35-0.47 ve ortalama 0.43). Pr* hesaplaması sonucunda 6 örnekte pozitif, 12 örnekte negatif anomali Ce* negatif anomali hesaplamalarını destekler niteliktedir (Tablo 7.4).

Ce_{anom} verileri ise $Ce_{anom} = \log(3Ce_N / (2La_N + Nd_N))$ formülü ile hesaplanmıştır (Wright vd., 1987). $Ce_{anom} > -0.1$ ise pozitif Ce anomalisinden ve sediman su kütlesinin anoksik bir karakter gösterdiğinden bahsedilebilirken, $Ce_{anom} < -0.1$ ise, negatif Ce anomalisinden ve sediman su kütlesinin oksik bir ortamda olduğu söylenebilir (Wright vd. 1987; Oksuz 2011a; Kocak 2020). Çalışma alanındaki veriler dikkate alındığında örneklerin tamamının -0.1'den küçük değerler gösterdiği ve cevherleşmenin oksik şartlarda gerçekleştiği söylenebilir (Tablo 7.4).

Hidrotermal çözeltilerin Y/Ho oranı, kondrite yakın değerlerde iken (27.00), bu oran deniz suyunda daha yüksektir (>44.00) (Bau ve Dulski 1999). Kırıntılı malzemenin (karasal) (asidik ve bazik) girmesi ile Y/Ho oranında düşüş gözlenmektedir (Bolhar vd., 2004). Cevher örneklerindeki Y/Ho oranı 37.62 olarak belirlenmiştir. Bu oran, hidrotermal çözeltilere göre yüksek değerler sunarken oluşumda hidrotermal bir kaynak ile karasal kökenli bir ortamın varlığından bahsedilebilir (Tablo 7.4).



Şekil 7.3. a. Cevher örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (Normalize değerler Evesen vd., 1978'den alınmıştır). b. Hidrojenetik (Von Stackelberg, 1997) ve hidrotermal (Usui and Someya 1997) alanları gösteren diyagram

Tablo 7.4. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin NTE değerleri (ppm)

Örnek ppm	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣNTE	HNTE/ ANTE	Ce*	Pr*	Ce _{ano} _m	Eu*	LaN/ YbN	Y/Ho	Tb/Yb
KE-1	43.50	74.80	7.90	29.10	4.90	0.80	4.00	0.60	3.90	0.80	2.30	0.40	2.40	0.30	26.80	202.50	3.88	0.47	0.01	-0.31	0.50	5.64	33.50	1.10
KE-2	0.40	0.70	0.10	0.30	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.80	3.40	1.00	0.44	1.31	-0.32	2.89	0.86	8.00	2.20
KE-3	35.30	65.40	6.90	27.60	5.10	1.30	5.00	0.90	5.50	1.10	3.20	0.50	3.30	0.40	38.90	200.40	2.41	0.46	0.01	-0.32	0.74	3.58	35.36	1.20
KE-6	39.50	70.60	7.20	28.10	4.90	1.40	4.40	0.70	4.20	0.80	2.30	0.40	2.30	0.30	29.20	196.30	3.40	0.47	0.01	-0.31	0.85	5.36	36.50	1.34
KE-9	42.10	64.30	7.50	30.30	5.50	1.30	5.20	0.90	5.40	1.10	3.10	0.50	3.10	0.40	37.90	208.60	2.62	0.47	0.01	-0.31	0.69	4.14	34.45	1.28
KE-10	27.40	63.30	7.50	31.60	6.40	1.10	5.90	1.10	6.90	1.40	4.10	0.70	4.40	0.50	50.20	212.50	1.83	0.43	0.01	-0.35	0.51	2.92	35.86	1.10
KE-13	56.10	113.00	12.50	52.10	8.80	1.60	6.00	0.70	3.00	0.50	1.30	0.20	1.00	0.10	14.10	271.00	9.07	0.45	0.01	-0.33	0.58	21.41	28.20	3.09
KE-16	0.30	0.60	0.10	0.30	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.00	3.30	0.83	0.40	1.74	-0.34	2.89	1.71	10.00	4.41
KE-18	0.20	0.30	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.60	2.40	0.71	0.35	3.92	-0.34	2.89	1.71	6.00	4.41
KE-21	0.20	0.40	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.80	2.70	0.69	0.35	3.92	-0.34	2.89	1.71	8.00	4.41
KE-22	42.30	73.90	7.80	28.80	4.80	0.70	3.80	0.50	3.80	0.70	2.20	0.30	2.20	0.20	26.50	198.50	3.94	0.47	0.01	-0.31	0.45	6.07	37.86	1.00
KE-23	0.30	0.60	0.10	0.20	0.20	0.10	0.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.10	0.20	0.10	0.90	3.70	0.68	0.40	2.61	-0.31	1.68	0.86	4.50	4.41
KE-24	34.80	64.80	6.80	26.50	5.20	1.20	4.90	0.80	5.40	1.20	3.10	0.40	3.20	0.30	37.50	196.10	2.45	0.46	0.01	-0.32	0.68	3.64	31.25	1.10
KE-25	38.20	69.70	7.10	28.20	4.80	1.30	4.30	0.60	4.10	1.30	2.20	0.50	2.20	0.40	28.20	193.10	3.41	0.47	0.01	-0.32	0.81	5.53	21.69	1.20
KE-26	41.20	64.10	7.40	29.40	5.40	1.20	5.10	0.80	5.30	0.60	3.00	0.60	3.20	0.30	37.50	205.10	2.64	0.47	0.01	-0.31	0.65	3.96	62.50	1.10
KE-27	26.30	62.50	7.30	31.20	6.30	1.50	5.70	1.20	6.80	0.10	4.20	0.50	4.30	0.40	49.50	207.80	1.86	0.43	0.01	-0.36	0.71	2.91	495.00	1.23
KE-28	52.30	109.90	12.20	51.30	8.70	0.10	5.90	0.70	2.90	0.20	1.40	0.10	0.90	0.10	13.70	260.40	9.05	0.44	0.01	-0.34	0.04	23.22	68.50	3.43
KE-29	0.30	0.70	0.10	0.30	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20	0.90	3.70	0.85	0.40	1.74	-0.34	5.78	1.71	9.00	8.82
MİN	0.20	0.30	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.60	2.40	0.68	0.35	0.01	-0.36	0.04	0.86	6.00	24.00
MAX	56.10	113.00	12.50	52.10	8.80	1.60	6.00	1.20	6.90	1.40	4.20	0.70	4.40	0.50	50.20	271.00	9.07	0.47	3.92	-0.31	5.78	23.22	35.86	64.52
ORT	26.71	49.98	5.48	21.98	3.97	0.79	3.38	0.57	3.22	0.58	1.84	0.32	1.85	0.24	21.94	142.86	2.85	0.43	0.85	-0.33	1.46	5.39	37.62	77.69

$$Ce^* = Ce_N / [2/3La_N + 1/3Pr_N]$$

$$Eu^* = Eu_{norm} / [2/3Sm_{norm} + 1/3Gd_{norm}]$$

$$\sum HNTE = La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu$$

$$\sum ANTE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu$$

$$Pr^* = Pr_N / (Ce_N \times Nd_N)^{1/2}$$

$$Ce_{anom} = \log [3x Ce_N / (2x La_N + Nd_N)]$$

8. SONUÇLAR

İnceleme alanı Kütahya ili Emet ilçesi Güldüren Köyü sınırları içerisindedir. Bölgedeki cevher parajenezi temel olarak manyetit ve hematitten oluşurken daha az oranda da götit ve pirit gözlenmiştir. Gang ise kuvarstan oluşmaktadır.

Çalışma alanında yer alan Eğrigöz graniti de dahil olmak üzere Batı Anadolu'da yer alan genç magmatik ürünlerin önemli bir kısmı, Neotetis'in bu dönemdeki kapanımı ve kıta-kıta çarpışması sonucu gelişmiştir. Bölgenin hemen kuzeyinde yer alan ofiyolitlerden ve yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizmlerinden oluşan Tavşanlı Zonu, Neotetis'in bu kapanımı ve çarpışma sonundaki bindirmelerle oluşmuştur (Okay, 1984; Sherlock vd., 1999). Bunun yanında Eğrigöz plütunu ve çevresindeki plütonların Neotetis'in kapanımına ve Pontit ile Anatolit-Torit Bloğu'nun çarpışmasına bağlı olarak geliştiğini ve Eğrigöz plütununun kalkalkali monzogranit bileşimli ve yaşının 20-24.6My arasında olduğunu belirtmiştir.

Jeokimyasal yorumlamalar için çalışma alanındaki cevher örneklerinin ana oksit, eser element ve NTE içerikleri değerlendirilmiştir. Bunların yanında arazi gözlemleri, cevher parajenezi ve minarallerde gözlenen yapı-doku verilerine göre çalışma alanındaki cevherleşmenin Eğrigöz granitoidi ile rekristalize kireçtaşı arasında gelişen kontakt metasomatik bir oluşum olduğu sonucuna varılabilir. Ancak arazide damar şeklinde gözlenen cevherleşmelerin varlığı, jeokimyasal veriler, çizilen grafiklerdeki sonuçlar ve mineral parajenezi çalışma alanındaki demir oluşumlarının hem skarn hem de hidrotermal olmak üzere iki farklı kökenden oluştuğunu düşündürmektedir.

KAYNAKLAR

- Adachi, M., Yamamoto, K. ve Sugisaki, R. (1986). Hydrothermal Cherts and Associated Siliceous Rocks From the Northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sediment Geology*, 47, 12-148.
- Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979a). Menderes Masifi'nin Simav Dolayındaki Kaya Birimleri ve Metabazik, Metaultrabazik Kayaların Konumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 175-184.
- Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979b). Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yörelerinin Jeolojisi. *MTA Raporu*, 6547.
- Bingöl, E. (1977). Muratdağı Jeolojisi ve Anakayaç Birimlerinin Petrolojisi. *TJK Bülteni*, 20, 13-66.
- Bolhar, R., Kamber, B. S., Moorbath, S., Fedo, C. M. ve Whitehouse, M.J. (2004). Characterisation of Early Archaean Chemical Sediments by Trace Element Signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1), 43-60.
- Bonatti, E., Kraemer, T. ve Rydell, H. (1972). Classification and Genesis of Submarine Iron Manganese Deposits. In Hom D., ed Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, D. C., *Natl. Sci. Found.*, 149-166.
- Bozkurt, E. ve Satır, M. (2000). The Southern Menderes Massif (Western Turkey): Geochronology and Exhumation History. *Geological Journal*, 35, 285-296.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhanslı, R., Koralay, E., Çetinkaplan, M., Akal, C., Satır, M. ve Kaya, O. (2011). Menderes Masifi'nin Pan-Afrikan Temelin Stratigrafisi ve Godvana'nın Geç Neoproterozoyik/Kambriyen Evrimi İle İlişkisi. *MTA Dergisi*, 282, 25-68, Ankara.
- Carmichael, I. S. ve Ghiorso, M.S. (1986). Oxidation-reduction Relations in Basic Magma: a Case for Homogeneous Equilibria. *Earth and Planetary Science Letters*, 78 (2-3), 200-210.
- Choi, J. H. ve Hariya, Y. (1992). Geochemistry and Depositional Environment of Mn Oxide Deposits in the Tokoro Belt. Northeastern Hokkaido, Japan: *Economic Geology*, 87, 1265-1274.

- Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F. (1999). Evolution of the Lycian Allochthon, Western Turkey, as a northfacing Late Palaeozoic to Mesozoic rift and passive continental margin. *Geological Journal*, 34, 107–113
- Crerar, D. A., Namson, J., Chyi, M. S., Williams, L. ve Feigenson, M.D. (1982). Manganiferous Cherts of the Fransiscan Assemblage: I. General Geology, Ancient and Modern Analogues, and Implications for Hydrothermal Conyection at Oceanic Spreading Centers. *Economic Geology*, 77, 519-540.
- Çağatay, A. (1979). Maden Mikroskopisi. *Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 72.
- Danielson, A., Möller, P. ve Dulski, P. (1992). The Europium Anomalies in Banded Iron Formations and the Thermal History of the Oceanic Crust. *Chemical Geology*, 97, 89-100.
- Del Rio Salas, R., Ruiz, J., Ochoa-Landín, I., Noriega, O., Barra, F., Meza-Figueroa, D., ve Pazmoreno, F. (2008): Geology, Geochemistry and Re-Os systematics of Manganese Deposits from the Santa Rosalía Basin and Adjacent Areas in Baja California Sur, México. *Mineralium Deposita*, 43/4, 467-482.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western ve Northwestern A Geochemistry ve Modelling of Geodynamic Evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Delian, F., Dasgupta, S., Bolton, B. R., Hariya, H., Momoi, H., Jiaju, L. ve Roy, S. (1992). Mineralogy and Chemistry of the Proterozoic Wafangzi Ferromanganese Deposit, China. *Economic Geology*, 87, 1430-1440.
- Dilek, Y. ve Whitney, D.L. 2000. Cenozoic crustal evolution in central Anatolia: Extension, Magmatism and Landscape Development. Proceedings of the Third International Congress on the Geology of the Eastern Mediterranean, Geological Survey Department Cyprus, 183-192.
- Dora, O.Ö. (1969). Karakoca Granit Masifinde Petrolojik ve Metalojenik Etüdler. *MTA Dergisi*, 58, 46-62.
- Dora, O.Ö. (2011). Menderes Masifi'nde Jeolojik Araştırmaların Tarihsel Gelişimi. *MTA Dergisi*, 142,1-23, Ankara.

- Dora, O.Ö. Candan, O. Kaya, O. Koralay, E. ve Akal, C. (2005). Menderes Masifi Çine Asmasifindeki Koçarlı-Bafa-Yatağan-Karacasu Arasında Uzanan Gnays/Şist Dokanağının Niteliği: Jeolojik, Tektonik, Petrografik ve Jeokronolojik Bir Yaklaşım. YDABÇAG-101 Y 132 nolu TÜBİTAK projesi, 197, Ankara.
- Dymek, R.F. ve Klein, C. (1988). Chemistry, Petrology and Origin of Banded Iron-Formation Lithologies from the 3800 MA Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39, 247-302.
- Ercan, T. ve Türkeran, A. (1984). Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki Plütonların Gözden Geçirilişi. *Ketin Sempozyumu*, 189-208.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonunun İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2/1, 1-20, Ankara.
- Erdoğan, B. Altın, D. Güngör, T. ve Özer, S. (1990). Karaburun Yarımadasının Stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 111, 1-23, Ankara.
- Fernández, A. ve Moro, M. C. (1998). Origin and Depositional Environment of Ordovician Stratiform Iron Mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita*, 33(6), 606-619.
- Harris, N.B.W., Kelley, S. ve Okay, A.I. (1994). Post-Collision Magmatism and Tectonic in Northwestern Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 241-252.
- Hasözbeğ, A., Akay, E., Erdoğan, B., Satır, M. ve Siebel, W., (2010a). Early Miocene Granite Formation by Detachment Tectonics or Not? A Case Study from the Northern Menderes Massif (Western Turkey), *Journal of Geodynamics*, 50, 67- 80.
- Hasözbeğ, A., Satır, M., Erdoğan, B., Akay, E. ve Siebel, W., (2010b). Early Miocene Post Collisional Magmatism in NW Turkey: Geochemical and Geochronological Constraints, *International Geology Review*, 53(9), 1098-1119.
- Hayashi, K. I., Fujisawa, H., Holland, H. D. ve Ohmoto, H. (1997). Geochemistry of 1.9 Ga Sedimentary Rocks from Northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61/19, 4115-4137.
- Hein, J. R., Schulz, M. S., Dunham, R. E., Stern, R. J. ve Bloomer, S. H. (2008). Diffuse Flow Hydrothermal Manganese Mineralization Along the Active Mariana and Southern Izu-

- Bonin Arc System, Western Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8).
- Helvacı, C. (1986). Geochemistry and Origin of The Emet Borate Deposits, Western Turkey.
- Helvacı, A. ve Alonso, R.N. (2000). Borate Deposits of Turkey and Argentina; A summary and Geological Comparison. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9, 1-27.
- Ilouga, C., Suh, C.E. ve Tanwi, G.R. (2013) Textures and Rare Earth Elements Composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng Prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *International Journal of Geosciences*, 4, 146-165.
- Işık, V., Tekeli, O. ve Seyitoğlu, G. (2004). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age of Extensional Ductile Deformation and Granitoid Intrusion in the Northern Menderes Core Complex Implications for the Initiation of Extensional Tectonics in Western Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555-566.
- Jiancheng, X., Xiaoyong, Y. ve Jianguo, D. (2006). Geochemical Characteristics of Sedimentary Manganese Deposit of Guichi, Anhui Province, China. *Journal of Earths*, 24, 374-380.
- Kalafatçıoğlu, A. (1964). Balıkesir-Kütahya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 9, (1-2), 46-62.
- Kaya, O. (1972). Tavşanlı Yöresi Ofiyolit Sorununun Ana Çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 15, 26-108.
- Klein, C. and Beukes, N.J. (1992) Time Distribution, Stratigraphy and Sedimentologic Setting and Geochemistry of Precambrian Iron Formation. In: Schopf, J.W. and Klein, C., Eds. The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study, Cambridge University Press, New York, 139-146.
- Koçak, İ. (2020). Geochemistry of the Igdekoy-Doğanlar Na-Ca Borate Deposit, Emet Province (Western Anatolia, Turkey). *Geological Quarterly*, 64 (3), 807-817.
- Koralay, E. Candan, O. Akal, C. Dora, O.Ö. Chen, F. Satir, M. ve Oberhansli, R. (2011). Menderes Masifi'ndeki Pan-Afrikan ve Triyas Yaşlı Metagranitlerin Jeolojisi ve Jeokronolojisi, Batı Anadolu, *Türkiye MTA Dergisi*, 142, 69-121, Ankara.
- Larese-Casanova, P., Haderlein, S. B. ve Kappler, A. (2010). Biomineralization of Lepidocrocite and Goethite by Nitrate-Reducing Fe(II)-Oxidizing Bacteria: Effect of

- pH, Bicarbonate, Phosphate, and Humic Acids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(13), 3721-3734.
- Manap, S.H. (2014). Eğrigöz Granitinin Yerleşimini Denetleyen Makaslama Kuşaklarının Petrofabrik Analizi ve Deformasyon Özellikleri. *Yüksek Lisans Tezi, Akdeniz Üniversitesi Antalya*, 85s.
- Manikyamba, C. ve Naqvi, S. M. (1995). Geochemistry of Fe-Mn Formations of the Archean Sandur Schist Belt, India -- Mixing of Clastic and Chemical Processes at a Shallow Shelf, *Precambrian Research*, 72, 69-95.
- Marynowski, L., Zatoń, M., Rakociński, M., Filipiak, P., Kurkiewicz, S. ve Pearce, T. J. (2012). Deciphering the Upper Famennian Hangenberg Black Shale Depositional Environments Based on Multi-proxy Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346, 66-86.
- Metz, S. ve Trefry, J. (2000). Chemical and Mineralogical Influences on Concentrations of Trace Metals in Hydrothermal Fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(13), 2267-2279.
- Mills, R.A., Wells, D., Roberts, S. (2001). Genesis of Ferromanganese Crusts from the TAG Hydrothermal Field. *Chemical Geology*, 176, 3-293
- Mishra, P., Mohapatra, B. K. ve Singh, P. P. (2006). Mode of Occurrence and Characteristics of Mn-Ore Bodies in Iron Ore Group of Rocks, North Orissa, India and Its Significance in Resource Evaluation. *Resource Geology*, 56, 55-64.
- Moriyama, T., Panigrahi, M. K., Pandit, D. ve Watanabe, Y. (2008). Rare Earth Element Enrichment in Late Archean Manganese Deposits from the Iron Ore Group, East India, *Resource Geology*, 58, 402-413.
- Nayan, J., Rongfen, J. ve Ziyu, W. (1994). Permian Palaeogeography and Geochemical Environment in Lower Yangtze Region, China. *Petroleum Industry Press, Beijing*, 206.
- Nicholson, K. (1992). Genetic Types of Manganese Oxide Deposits in Scotland: Indicators of Paleo-Ocean-Spreading Rate and a Devonian Geochemical Mobility Boundary. *Economic Geology*, 87, 1301-1309.

- Okay, A.I. (1984). Distribution and Characteristics of the Northwest Turkish Blueschists. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, *Geological Society Special Publication* No. 17, 455-466.
- Okay, A.I. (1986). High Pressure/Low Temperature Metamorphic Rocks of Turkey. *Geological Society of America Memoir* No. 164, 333-348.
- Okay, A.I. (1989). Geology of the Menderes Massif and the Lycian Nappes in South of Denizli. *Bull. Miner. Res. Explor.* 109, 45-58
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleo-and NeoTethyan Events in Northwestern Turkey: Geologic and Geochronologic Constraints. Yin, A. and Harrison, T.M. The Tectonic Evolution of Asia, Cambridge University Press, 420-441.
- Okay, A. I. ve Satır, M. (2006). Geochronology of Eocene Plutonism and Metamorphism in Northwest Turkey: Evidence for a Possible Magmatic Arc. *Geodinamica Acta* 19, 251.
- Okay, A. I. ve Siyako, M. (1993). The Revised Location of the İzmir-Ankara Suture in the Region Between Balıkesir and İzmir. *Ozan Sungurlu Symposium 85 Proceedings, Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*, 333-355, Ankara.
- Okay, A.I., Tansel, İ. ve Tüysüz, O. (2001). Obduction, Subduction ve Collision as Reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene Sedimentary Record of Western Turkey *Geology Magazine*, 138 (2), 117-142.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan Sutures of Northern Turkey. Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen, eds. Durand, B. Jolivet, L. Horváth and F. and Séranne, M. Geological Society, London, *Special Publication* 156, 475.
- Oyman, T., Özgenç, İ., Tokçer, M., ve Akbulut, M. (2011). Petrology, Geochemistry ve Evolution of the Iron Skarns Along the Northern Contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 1-41.
- Özcan, A. Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N. 1989. Kütahya-Çifteler-Bayat-İhsaniye Yöresinin Temel Jeolojisi. *MTA Rapor* No. 8974 (8188), 142.

- Özgenç, I. ve İlbeli, N. (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Egrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: Implications for Magma Genesis ve Crustal Processes. *International Geology Review*, 50, 375-391.
- Öksüz, N. (2011a). Geochemical Characteristics of the Eymir (Sorgun-Yozgat) Manganese Deposit, Turkey. *Journal of Rare Earths*, 29(3), 287-296.
- Öksüz, N. (2011b). Derbent (Yozgat) Bölgesindeki Mangan cevherleşmelerinin Jeokimyası ve Kökeni. *Yerbilimleri. H.Ü Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 32 (3), 213-234
- Peters, T. (1988). Geochemistry of Manganese-bearing Cherts Associated with Alpine Ophiolites and the Hawasina Formations in Oman. *Marine Geology*, 84(3-4), 229-238.
- Ruhlin D.E. ve Owen RM (1986) The Rare Earth Element Geochemistry of Hydrothermal Sediments from the East Pasific Rise: Examination of a Seawater Scavenging Mechanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50: 393-400
- Shah, M. T. ve Moon, C. J. (2007). Manganese And Ferromanganese Ores From Different Tectonic Settings. In The NW Himalayas, Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 455–465.
- Sherlock, S., Kelley, S., Inger, S., Harris, N. ve Okay, A. (1999). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr Geochronology of High Pressure Metamorphism and Exhumation History of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 46-58.
- Sun, S.S. ve McDonough, W.F. (1989). Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: *Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds. Magmatism in Ocean Basins*. London Geol. Soc. Spec. Publ., 313-345.
- Seyitoğlu, G. Anderson, D. Nowell, G. ve Scott, B. C. (1997). The Evolution from Miocene Potassic to Quaternary Sodic Magmatism in Western Turkey: Implications for Enrichment Processes in the Lithospheric Mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- Sugitani, K., Horuchi, Y., Adachi, M. ve Sugisaki, R. (1996). Anomalously Low $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ Values for Archean Cherts from the Pilbara Block, Western Australia-Possible Evidence for Extensive Chemical Weathering on the Early Earth.– *Precambrian Research*, 80(1–2), 49–76.

- Şaşmaz, A., Turkyilmaz, B., Ozturk, N., Yavuz, F. ve Kumral, M. (2014). Geology and Geochemistry of Middle Eocene Maden Complex Ferromanganese Deposits from Elazig-Malatya Region, Eastern, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 56, 352–372.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Toth, J. R. (1980). Deposition of Submarine Crusts Rich in Manganese and Iron. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 44-54.
- Usui, A. ve Someya, M. (1997). Distribution and Composition of Marine Hydrogenetic and Hydrothermal Manganese Deposits in the Northwest Pacific. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Buhn, B., Dasgupta, S. (Eds.), Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits, *Geological Society of London Special Publication*, 119, 177–198.
- Van Der Zee, C., Roberts, D. R., Rancourt, D. G. ve Slomp, C. P. (2003). Nanogoethite is the Dominant Reactive Oxyhydroxide Phase in Lake and Marine Sediments. *Geology*, 31(11), 993-996.
- Von Stackelberg (1997). Growth History of Manganese Nodules and Crusts of the Peru Basin. *Geological Society, London, Special Publications*. 119, 153-176.
- Wright, J., Schrader, H. ve Holser, W. T. (1987). Paleoredox Variations in Ancient Oceans Recorded by Rare-Earth Elements in Fossil Apatite. *Geochim Cosmochim Acta*, 51, 631-644.
- Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Vilioen, F., Petersen, S. ve Vorster, C. (2015). Distribution and Solubility Limits of Trace Elements in Hydrothermal Black Smoker Sulfides: An in-situ LA-ICP-MS study. *gca*, 159, 16-41.
- Yılmaz, Y. (1997). Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlik ve Tektonik Evrimle İlişkisi. *Ketin Sempozyumu*, 63-81
- Zarasvandi, A., Lentz, D., Rezai, M. ve Pourkaseb, H. (2013). Genesis of the Nasirabad Manganese Occurrence, Fars Province, Iran: Geochemical Evidences. *Chemie der Erde*, 73, 495-508