

**T.C.**  
**BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**  
**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**KUŞDİLİ (İSPİR-ERZURUM) DEMİR CEVHERLEŞMESİNİN**  
**MİNEROLOJİSİ, KİMYASI VE KÖKENİ**

**YASİN BOZKURT**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jüri Üyeleri :** Doç. Dr. Muharrem AKGÜL (Tez Danışmanı)  
Prof. Dr. Cemal BÖLÜCEK  
Prof. Dr. Ahmet ŞAŞMAZ

**BALIKESİR, MAYIS - 2021**

## ETİK BEYAN

Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kurallarına uygun olarak tarafımda hazırlanan “**Kuşdili (İsir-Erzurum) Demir Cevherleşmesinin Minerolojisi**

**Kimyası Ve Kökeni**” başlıklı tezde;

- Tüm bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- Kullanılan veriler ve sonuçlarda herhangi bir değişiklik yapmadığımı,
- Tüm bilgi ve sonuçları bilimsel araştırma ve etik ilkelere uygun şekilde sunduğumu,
- Yararlandığım eserlere atıfta bulunarak kaynak gösterdiğimi,

Beyan eder, aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ederim.

**Yasin BOZKURT**

(imza)

**MADEN VE TETKİK ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ JEOLojİ ETÜTLERİ  
DAİRE BAŞKANLIĞI(2019-30-14-13) özel nolu proje ile desteklenmiştir.**

## ÖZET

# KUŞDİLİ (İSPİR-ERZURUM) DEMİR CEVHERLEŞMESİNİN MİNEROLOJİSİ, KİMYASI VE KÖKENİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

YASİN BOZKURT

BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

(TEZ DANIŞMANI: DOÇ.DR. MUHARREM AKGÜL)

BALIKESİR, HAZİRAN - 2021

Sakarya Zonunun Doğu Pontidler kısmında yer alan Kuşdili demir cevherleşmesi, Eosen yaşlı Halkalıtış Plütunu ile Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu içerisinde bulunan kireçtaşı merceklerinin dokanaklarında gelişmiş skarn tipte bir cevherleşmedir. Halkalıtış plütunu diyorit'den kuvarslı monzonite geçen bir bileşime sahiptir. Plütondan alınan örneklerin tümü orta-yüksek potasyumlu kalkalkali ve metalümin I-tipi karakterli kayaçlardır.

Kuşdili demir skarnın, prograd ve retrograd evresi aynı anda bulunmaktadır. Granat ve piroksen mineralleri prograd evreyi, epidot, kuvars ve kalsit mineralleri retrograde evreyi temsil etmektedir. Cevherleşmenin ana minerali manyetit ve hematitdir. Ayrıca sfalerit ve galen daha az oranda kalkopirit mineralleri bulunmaktadır.

Skarn da bulunan granatlar üzerine yapılan mineral kimyası analizlerinde grosüler ve andradit arasında değiştiği ( $And_{0.51}Grs_{45.72}Psa_{3.34}$ ), piroksenlerin ise bileşimi diyopsit ile hedenberjit arasında ( $Hed_{1.59}Diy_{38.98}Joh_{2.5}$ ) değişim, Granat ve piroksen minerallerinin üçlü diyagram sonuçları incelendiğinde Dünya'daki Fe-Zn-Pb-Cu tip skarn yataklara benzerlik göstermektedir. Cevher jeokimyası analizlerinde 8-422 ppm arasında değişen Ag elementi miktarı ekonomik açıdan önem arz edebilir.

Kuşdili demir cevherleşmesinin minerolojik, kimyasal ve dokusal özellikleri Fe-Zn-Pb tip bir skarn cevheri olduğunu göstermektedir. Bunun yanı sıra Grosüler tipteki granatlardan andradit tipde granatlara bir geçişin olduğu gözlemlendi. Tüm sonuçlar değerlendirildiğinde ise Kuşdili demir skarnın ekonomik olabileceği düşünülmektedir.

**ANAHTAR KELİMELER:** Demir Skarn, Halkalıtış Plütunu, Granitoyid jeokimyası, Mineral kimyası, Doğu Pontidler (İspir-Erzurum), Fe-Zn-Pb



## ABSTRACT

### MINERALOGY, CHEMISTRY AND ORIGIN OF IRON ORE MINERALIZATION IN KUŞDİL (İSPIR-ERZURUM)

MSC THESIS

YASIN BOZKURT

BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE

GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: DOÇ.DR. MUHARREM AKGÜL )

BALIKESİR, JUNE - 2021

Kusdili iron mineralization, located in the Eastern Pontides of the Sakarya Zone, is a skarn type mineralization formed at the contacts of the limestone lenses of the Eocene aged Halkalıtaş Pluton and the Liassic aged Senköy formation. Halkalıtaş pluton has a composition varying from diorite to quartz monzonite. All of the samples taken from the pluton are medium-high potassium calc-alkaline and metaluminous rocks of I-type character.

Kusdili iron skarn has progressive and regressive phases together. Garnet and pyroxene minerals represent the progressive phase, while epidote, quartz, and calcite minerals represent the regressive phase. The main minerals of mineralization are magnetite and hematite. In addition, sphalerite and galena are less common chalcopyrite minerals.

Mineral chemistry analyzes performed on the garnets founding in skarn, it was observed that the minerals varied between grossular and andradite (And<sub>0-51</sub>Grs<sub>45-72</sub>Psa<sub>3-34</sub>), while the composition of pyroxenes varied between diopside and hedenbergite (Hed<sub>1-59</sub>Diy<sub>38-98</sub>Joh<sub>1,5-4,5</sub>). When the triple diagram results of garnet and pyroxene minerals are examined, it is seen that they are similar to other Fe-Zn-Pb-Cu type skarn deposits in the world. Ag element, which varies between 8 and 422 (ppm) in ore geochemistry analyzes, may be economically important.

The mineralogical, chemical and textural features of Kusdili iron mineralization indicate that it is a Fe-Zn-Pb type of skarn ore. Besides, the transition from grossular type garnet to andradite garnet type has observed. When all the results are evaluated, it is thought that Kuşdili iron skarn may be economical.

**KEYWORDS:** Iron Skarn, Halkalıtaş Pluton, Granitoid geochemistry, Mineral chemistry, Eastern Pontides (Ispir-Erzurum), Fe-Zn-Pb skarn

# İÇİNDEKİLER

## Sayfa

<b>ÖZET</b> .....	<b>ii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>iii</b>
<b>İÇİNDEKİLER</b> .....	<b>iii</b>
<b>ŞEKİLLER DİZİNİ</b> .....	<b>v</b>
<b>TABLOLAR DİZİNİ</b> .....	<b>viii</b>
<b>SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ</b> .....	<b>ix</b>
<b>ÖNSÖZ</b> .....	<b>xii</b>
<b>1. GİRİŞ</b> .....	<b>1</b>
1.1 Genel Bilgiler.....	1
1.2 Çalışmanın Amaç ve Kapsamı .....	2
1.3 Çalışma Alanının Genel Özellikleri.....	3
1.4 Önceki Çalışmalar .....	5
1.5 Tektonik Ortam.....	9
1.6 Bölgesel Jeoloji.....	10
<b>2. MATERYAL VE METOD</b> .....	<b>14</b>
2.1 Materyal ve Yöntemler.....	14
2.2 Büro Çalışmaları.....	14
2.3 Arazi Çalışmaları.....	14
2.4 Laboratuvar Çalışmaları .....	15
2.4.1 İnce Kesitler.....	16
2.4.2 Parlak Kesitler .....	16
2.4.3 Parlatılmış İnce Kesitler .....	16
2.4.4 Tüm Kayaç ve Cevher Örneklerinin Jeokimyasal Analize Hazırlanması .....	17
2.4.5 XRF/ICP-OES/ICP-MS Analitik Yöntemleri .....	17
2.4.6 Mineral Kimyası Örneklerinin Analize Hazırlanması.....	21
2.4.7 Mineral Kimyası Analizleri.....	21
<b>3. BULGULAR</b> .....	<b>23</b>
3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi .....	23
3.1.1 Şenköy Formasyonu .....	25
3.1.2 Çamlıkaya Granitoyidi .....	27
3.1.3 Asniyor Graniti .....	28
3.1.4 Erenler Formasyonu .....	29
3.1.5 Kabaköy Formasyonu.....	32
3.1.6 Halkalıtaş Plütonu.....	33
3.2 İntüzif Kayaların Petrografisi ve Jeokimyası .....	36
3.2.1 Halkalıtaş Monzodiyoriti Petrografisi .....	36
3.2.2 Halkalıtaş Monzodiyoriti Jeokimyası.....	43
3.3 Kuşdili Demir Cevheleşmesinin Özellikleri .....	59
3.3.1 Saha Özellikleri .....	59
3.3.2 Mikroskopik Özellikleri .....	62
3.3.3 Mineral Kimyası.....	72
3.3.3.1 Granat ve Piroksen Kimyası .....	72
3.3.3.2 Sülfür Kimyası.....	76

3.3.3.2.1 Sfalorit Kimyası.....	76
3.3.3.2.2 Galen Kimyası.....	77
3.3.3.2.3 Kalkopirit Kimyası.....	78
3.3.3.2.4 Pirit Kimyası.....	79
3.3.4 Cevher Jeokimyası.....	80
<b>4 TARTIŞMA.....</b>	<b>82</b>
4.1 Granitoyid Petrografisi, Jeokimyası ve Skarn Tipleriyle İlişkisi.....	82
4.2 Kuşdili Demir Cevherleşmesinin Jeolojik ve Minerolojik Özellikleri.....	83
4.3 Skarn Tipi ve Oluşum Koşulları.....	84
4.4 Skarn Cevherleşmesine Kaynak Oluşturan Halkalıtaş İntrüzif Kayaçların Potansiyel Mineralizasyon Alanları.....	85
<b>5. SONUÇLAR.....</b>	<b>87</b>
<b>6. ÖNERİLER.....</b>	<b>89</b>
<b>7. KAYNAKLAR.....</b>	<b>90</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>	<b>104</b>

## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

Şekil 1.1:	Skarn yataklarının Doğu Karadeniz Bölgesi'ne ait jeoloji haritasındaki dağılımları.....	2
Şekil 1.2:	Çalışma alanın yer bulduru haritası.....	4
Şekil 1.3:	İnceleme alanının Türkiye'nin Tektonik Birliklerine göre konumu.....	10
Şekil 1.4:	İnceleme alanın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	13
Şekil 2.1a:	Kuşdili demir cevherleşme sahası açılan bir galeri b)örnek alımı.....	15
Şekil 2.2:	Thermo marka XRF cihazı.....	18
Şekil 2.3:	Thermo marka İcap 600 ICP-OES cihazı.....	19
Şekil 2.4:	Bruker marka Aurora M90 ICP-MS cihazı.....	20
Şekil 2.5a:	Inspectro marka Taramalı Elektron Mikroskobu b) örnek yüklenmesi.....	21
Şekil 3.1:	Doğu Karadeniz Bölgesinin fasiyes farklılıklarına göre çalışma alanın konumu.....	23
Şekil 3.2:	Çalışma alanın (G45-C2) 1/25.000 ölçekte hazırlanmış jeoloji haritası.....	24
Şekil 3.3:	Şenköy Formasyonun Gümüşhane granitini uyumsuz örtmesi.....	26
Şekil 3.4a:	Çamlıkaya granitoyidi genel görünümü b)MMA içeren el örneği.....	27
Şekil 3.5a:	Çamlıkaya granitoyidinin Şenköy Formasyonunu kesme ilişkisi b) Kabaköy Formasyonu tarafından uyumsuz örtülmesi.....	28
Şekil 3.6a:	Asniyor granitinin genel görünümü ve b) el örneğinin bir görüntüsü.....	29
Şekil 3.7:	Erenler Formasyonun genel görünümü.....	30
Şekil 3.8:	Erenler Formasyonun nummulites içeren bir el örneği.....	31
Şekil 3.9:	Kabaköy Formasyonun genel görünümü.....	32
Şekil 3.10:	Halkalıtaş plütonun genel görünümü.....	34
Şekil 3.11a:	Halkalıtaş diyorit el örneği b) kuvarslı diyorit el örneği c) kuvarslı monzodiyorit el örneği d) kuvars monzonit el örneği.....	35
Şekil 3.12:	Halkalıtaş plütonuna ait diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikel).....	37
Şekil 3.13:	Halkalıtaş plütonuna ait diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikel).....	38
Şekil 3.14:	Halkalıtaş plütonuna ait kuvarslı diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikel).....	39
Şekil 3.15:	Halkalıtaş plütonuna ait kuvarslı diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikel).....	39
Şekil 3.16:	Halkalıtaş plütonuna ait kuvarslı monzodiyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikel).....	40

<b>Şekil 3.17:</b>	Halkalıtaş plütonuna ait kuvarslı monzodiyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikol).....	41
<b>Şekil 3.18:</b>	Halkalıtaş plütonuna ait kuvarslı monzonitlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikol) .....	42
<b>Şekil 3.19:</b>	Halkalıtaş plütonuna ait kuvarslı monzonitlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikol) .....	42
<b>Şekil3.20a:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O (%) - SiO <sub>2</sub> (%) (TAS) sınıflama diyagramı (Middlemost, 1994)(mavi kare: 9 adet diyoritik bileşimdeki örnekler – kırmızı üçgen ise 5 adet monzonitik bileşime sahip örnekler.....	47
<b>Şekil 3.21a:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların Irvine ve Baragar, (1971)' e göre diyagramı <b>b)</b> K <sub>2</sub> O (wt%) - SiO <sub>2</sub> (wt%) sınıflama diyagramı (Middlemost, 1994) .....	48
<b>Şekil 3.22a:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların Peccerillo and Taylor, (1976)'un A/CNK - A/NK diyagramı <b>b)</b> ASI - SiO <sub>2</sub> diyagramı.....	49
<b>Şekil 3.23:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların SiO <sub>2</sub> (%)'ye - çizilen ana oksit ve iz elementler (Harker)diyagramları.....	50
<b>Şekil 3.24:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların ilksel manto'ya göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	51
<b>Şekil 3.25:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların Kondridite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım diyagramları .....	52
<b>Şekil 3.26:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların <b>a)</b> Nb (ppm) - Y(ppm), <b>b)</b> Ta (ppm) - Yb (ppm), <b>c)</b> Rb (ppm) - (Y+Nb) (ppm) ve <b>d)</b> Rb (ppm) - (Yb+Ta) (ppm) diyagramları (Pearce vd., 1984'e göredir). syn-COLG, çarpışma ile eş yaşlı granitoidler; VAG, volkanik yay granitoidleri; WPG, levha-içi granitoidleri; ORG, okyanus sırtı granitoidleri; postCOLG, çarpışma sonrası granitoidler.....	53
<b>Şekil 3.27:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların magma-tektonik ortam ayırım diyagramları; <b>a)</b> Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986), <b>b)</b> Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986), <b>c)</b> Th/Yb' ye - La/Yb diyagramındaki dağılımları (Batchelor ve Bowden, 1985).....	54
<b>Şekil 3.28:</b>	Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların <b>a)</b> Th/U'ye - Th, <b>b)</b> Th/U'ye - U, <b>c)</b> Nb/La'ye - La/Yb, <b>d)</b> Nb/Th'ye - Nb diyagramları. LCC, alt kıtasal kabuk; MCC, orta kıtasal kabuk. Alt ve orta kıtasal kabuk değerleri Rudnick ve Gao (2004), MORB değerleri Sun ve McDought 2008, üst kabuk değerleri Taylor ve McLennan (1985), İlksel manto değerleri Hofmann (1988), kıtasal kabuk, okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB), okyanus adası bazaltları (OIB) ve yay volkanitlerine ait değerler Schmidberger ve Hegner (1999), MORB ve OIB değerleri Harms ve diğ., (1997), DM (tüketilmiş manto), N-MORB, E-MORB, OIB değerleri Sun ve McDonough (1989), ortalama OIB değerleri Fitton vd. (1991) ve ortalama alt kabuk değerleri Chen ve Arculus (1995)'den alınmıştır. Astenosferik, litosferik ve mixed manto arasındaki sınırlar Smith vd. (1999) ve HIMU-OIB alanı Weaver vd. (1987)'den alınmıştır. ....	56

- Şekil 3.29:** Halkalıtaş plütonunu oluşturan kayaçların bazı ana oksit ve molar oranlarına göre kökensel ayırım diyagramları. **a)** molar  $K_2O/Na_2O$ 'e - molar  $CaO/(MgO+FeO)$ , **b)** molar  $K_2O/Na_2O$ 'e -  $A/CNK$ , **c)**  $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ 'e -  $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$ , **d)**  $(K_2O/Na_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ 'e -  $Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$  diyagramları MB, metabazik; MA, metaandezit; MGW, metagrovak; MP, metapelit; AMP, amfibolit.....58
- Şekil 3.30:** Kuşdili demir cevherleşme sahasının genel görünümü.....60
- Şekil 3.31** Kuşdili demir cevherleşme **a)** sahasının genel görünümü **b)** sahasında bulunan Halkalıtaş plütonu **c)** sahası kireçtaşları içerisindeki bantlı cevher örneği **d)** sahasındaki kireçtaşları içerisine enjekte olarak girmiş cevherli zonlardan bir örnek.....61
- Şekil 3.32** Kuşdili demir cevherleşme **a)** sahasında yoğun epidot içeren bir örnek **b)** sahasında yoğun manyetitli bir örnek **c)** sahasında granat içeren bir örnek **d)** sahasında malahit dönüşümleri içeren bir örnek.....62
- Şekil 3.33** Skarn zonundaki örneklerde gözlenen **a)** granat mineralinin çift ve tek nikol görüntüsü **b)** piroksen mineralinin çift ve tek nikol görüntüsü **c)** granat ve epidot mineralinin çift ve tek nikol görüntüsü.....64
- Şekil 3.34:** K9 örneğindeki manyetitlerin musketofitleşme mikroskop görüntüsü .....65
- Şekil 3.35:** K4 örneğindeki manyetitlerin arasında ve etrafında bulunan minerallerin mikroskop görüntüsü .....65
- Şekil 3.36:** K5 örneğindeki hematit minerallerinin demetler şeklinde mikroskop görüntüsü .....66
- Şekil 3.37:** K6 örneğindeki hematit minerallerinin diğer minerallerin arasındaki mikroskop görüntüsü.....66
- Şekil 3.38:** C4 örneğindeki sfaleritlerin kalkopirit ayrımları mikroskop görüntüsü .....67
- Şekil 3.39:** K1 örneğindeki sfalerit, galenit ve kalkopirit minerallerinin mikroskop görüntüsü .....68
- Şekil 3.40:** K1 örneğindeki galenit, kalkopirit ve pirit minerallerinin mikroskop görüntüsü .....68
- Şekil 3.41:** K3 örneğindeki galenitlerin etrafındaki serüzit dönüşümleri mikroskop görüntüsü .....69
- Şekil 3.42:** K4 örneğindeki pirit mineralinin gang mineralleri arasındaki mikroskop görüntüsü .....69
- Şekil 3.43:** C1 örneğindeki kalkopiritlerin kenarlarından itibaren limonite dönüşüm mikroskop görüntüsü .....70
- Şekil 3.44:** C1 örneğindeki kalkopiritlerin dijenit mineraline dönüşüm mikroskop görüntüsü .....70
- Şekil 3.45:** Granat ve piroksen minerallerinin uç bileşenlerinin dağılımı ve skarn tipi karşılaştırılması.....75

## TABLO LİSTESİ

### Sayfa

<b>Tablo 3.1:</b> Halkalıtaş Monzodiyoriti Ana Oksit Değerleri (%).....	44
<b>Tablo 3.2:</b> Halkalıtaş Monzodiyoriti İz ve NTE Elementleri Değerleri (ppm).....	45
<b>Tablo 3.3:</b> Kuşdili demirli skarnlarının genelleştirilmiş mineral parajenez ve süksesyon dağılımı.....	69
<b>Tablo 3.4:</b> Skarn zonlarına ait granatların elektron mikroprop analiz sonuçları (%).....	71
<b>Tablo 3.5:</b> Skarn zonlarına ait piroksen minerallerinin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).....	72
<b>Tablo 3.6:</b> Sferit minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%).....	75
<b>Tablo 3.7:</b> Galen minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%).....	76
<b>Tablo 3.8:</b> Kalkopirit minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%)..	77
<b>Tablo 3.9:</b> Pirit minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%).....	78
<b>Tablo 3.10:</b> Cevher zonu örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları (ppm)(Au:ppb).....	79

## SEMBOL LİSTESİ

%	: Yüzde
°C	: Celsius
A	: Alkali feldispat
A/CNK	: Moleküller ( $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ )
A/NK	: Moleküller ( $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$ )
ab (alb)	: Albit
Act	: Aktinolit
Ag	: Gümüş
AIT	: Toplam Alüminyum
Al	: Alüminyum
$Al_2O_3$	: Alüminyum oksit
amf	: Amfibol
AMP	: Amfibolit
an	: Anortit
And	: Andradit
Ank	: Anklav
Ba	: Baryum
BIYE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
bi	: Biyotit
Ca	: Kalsiyum
CALK	: Kalk-alkalen
CaO	: Kalsiyum oksit
Ce	: Seryum
cm	: Santimetre
CO <sub>2</sub>	: Karbon dioksit
COLG	: Çarpışma ürünü granitoidler
Cs	: Sezyum
Cu	: Bakır
Diy	: Diyopsit
DM	: Tüketilmiş manto
Dy	: Disprosyum
Ep	: Epidot
Er	: Erbiyum
Eu	: Evropiyum
Fe	: Demir
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	: Didemir Trioksit
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	: Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> cinsinden toplam demir
Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	: Didemir tetraoksit
FeO	: Demir oksit
Grt	: Granat
Ga	: Galyum
Gd	: Gadolinyum
gr	: Gram
H <sub>2</sub> O	: Dihidrojen oksit, su
Hed	: Hedenberjit
Hem	: Hematit
Hb	: Hornblend
Hbl	: Hornblend



<b>HCl</b>	: Hidroklorik asit
<b>HClO<sub>4</sub></b>	: Perklorik asit
<b>HF</b>	: Hidroflorik asit
<b>Hf</b>	: Hafniyum
<b>HNTE</b>	: Hafif nadir toprak elementler
<b>HNO<sub>3</sub></b>	: Nitrik asit
<b>Ho</b>	: Holmiyum
<b>Joh</b>	: Johansenit
<b>ICP-MS</b>	: İndüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi
<b>ICP-OES</b>	: İndüktif eşleşmiş plazma-optik emisyon spektrometresi
<b>İAE</b>	: İzmir Ankara Erzincan
<b>İAESZ</b>	: İzmir Ankara Erzincan Sütur Zonu
<b>K</b>	: Kuzey
<b>K</b>	: Potasyum
<b>Ka</b>	: Kalsit
<b>K<sub>2</sub>O</b>	: Potasyum oksit
<b>kbar</b>	: Kilobar
<b>Kçt</b>	: Kireçtaşı
<b>km</b>	: Kilometre
<b>km<sup>2</sup></b>	: Kilometrekare
<b>ku</b>	: Kuvars
<b>kov</b>	: Kovelin
<b>Kyp</b>	: Kalkopirit
<b>La</b>	: Lantan
<b>La-ICP-MS</b>	: Lazer Aşındırılmalı-İndüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi
<b>LCC</b>	: Alt kıtasal kabuk
<b>Li</b>	: Lityum
<b>LOI</b>	: Toplam uçucu içeriği
<b>Lu</b>	: Lütetsyum
<b>m</b>	: Metre
<b>MA</b>	: Metaandezit
<b>Man</b>	: Manyetit
<b>max</b>	: Maksimum
<b>MB</b>	: metabazik
<b>MCC</b>	: Orta kıtasal kabuk
<b>Mg</b>	: Magnezyum
<b>Mg#</b>	: $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{+2})$
<b>MgO</b>	: Magnezyum oksit
<b>MGW</b>	: Metagrovak
<b>Min</b>	: Minimum
<b>mm</b>	: Milimetre
<b>MMA</b>	: Mafik Magmatik Anklav
<b>Mn</b>	: Mangan
<b>MnO</b>	: Mangan oksit
<b>mol</b>	: mol sayısı
<b>MORB</b>	: Okyanus ortası sırt bazaltı
<b>MP</b>	: Metapelit
<b>my</b>	: Milyon yıl

<b>Na</b>	: Sodyum
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	: Sodyum oksit
<b>Nb</b>	: Niyobyum
<b>Nd</b>	: Neodimyum
<b>NTE</b>	: Nadir Toprak Elementleri
<b>OIB</b>	: Okyanus adası bazaltları (OIB)
<b>Or</b>	: Ortoklas
<b>ORG</b>	: Okyanus sırtı granitoidleri
<b>ort</b>	: Ortalama
<b>ort</b>	: Ortoklas
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	: Difosfor pentaoksit
<b>PL</b>	: Plajiyoklas
<b>plj</b>	: Plajiyoklaz
<b>post-COLG</b>	: Çarpışma sonrası granitleri
<b>ppb</b>	: Milyarda bir parçacık
<b>ppm</b>	: Milyonda bir parçacık
<b>Pr</b>	: Praseodim
<b>Prp</b>	: Pirop
<b>Py</b>	: Prit
<b>Rb</b>	: Rubidyum
<b>SALK</b>	: Sodyum-alkali yönsemesi
<b>SEM</b>	: Taramalı elektron mikroskobu
<b>ser</b>	: Serizit
<b>Sf</b>	: Sfalerit
<b>Si</b>	: Silisyum
<b>SiO<sub>2</sub></b>	: Silisyum di oksit
<b>Sm</b>	: Samaryum
<b>Sps</b>	: Spesartin
<b>Sr</b>	: Stronsiyum
<b>syn-COLG</b>	: Çarpışma ile eş yaşlı granitler
<b>T</b>	: Sıcaklık
<b>Ta</b>	: Tantal
<b>TAS</b>	: Toplam alkali-silis
<b>Tb</b>	: Terbiyum
<b>Th</b>	: Toryum
<b>Ti</b>	: Titanyum
<b>Ti<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	: Dtitanyum pentaoksit
<b>TiO<sub>2</sub></b>	: Titanyum dioksit
<b>TiO<sub>3</sub></b>	: Titanyum trioksit
<b>TiO<sub>4</sub></b>	: Titanyum tetraoksit
<b>Tm</b>	: Tulyum
<b>VAG</b>	: Volkanik yay granitoidleri
<b>vd</b>	: ve diğerleri
<b>WPG</b>	: Levha içi granitoidleri
<b>Y</b>	: İtiryum
<b>Yb</b>	: İterbiyum
<b>zf</b>	: Sfen
<b>Zn</b>	: Çinko
<b>Zr</b>	: Zirkon
<b>XRF</b>	: X-Işınları Floresans Spektrometrisi

## ÖNSÖZ

“Kuşdili (İspir-Erzurum) demir cevherleşmesini mineralojisi, kimyasal ve kökeni” konulu bu çalışma Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Yaptığım tez çalışmasında katkılarından dolayı Prof. Dr. Zafer Aslan’a ve çalışmalarımın her aşamasında bilgi, ve yardımlarıyla bana yol gösteren, tez danışmanım Doç. Dr. Muharrem AKGÜL’e içtenlikle teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmakta olduğum MTA Genel Müdürlüğü’nde, tüm deneyimlerini, bilgilerini benimle paylaşan ve tez çalışmalarında özveriyle destekleyen, çeşitli aşamalarında katkı sağlayan değerli meslektaşlarım Jeoloji Yük. Müh. Levent Duygu ve Jeoloji Yük. Müh. Şenol Karslı’ya ve Jeoloji Yük. Müh. M. Gökhan Altınsoy’a tüm içtenlikle teşekkürlerimi sunarım.

Tüm öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Hazırlanan bu tez kapsamında yürütülen çalışmalar Maden ve Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütler Daire Başkanlığı tarafından 2019-30-14-13 özel kodlu projesi ile desteklenmiştir.

**Balıkesir, 2021**

**Yasin BOZKURT**

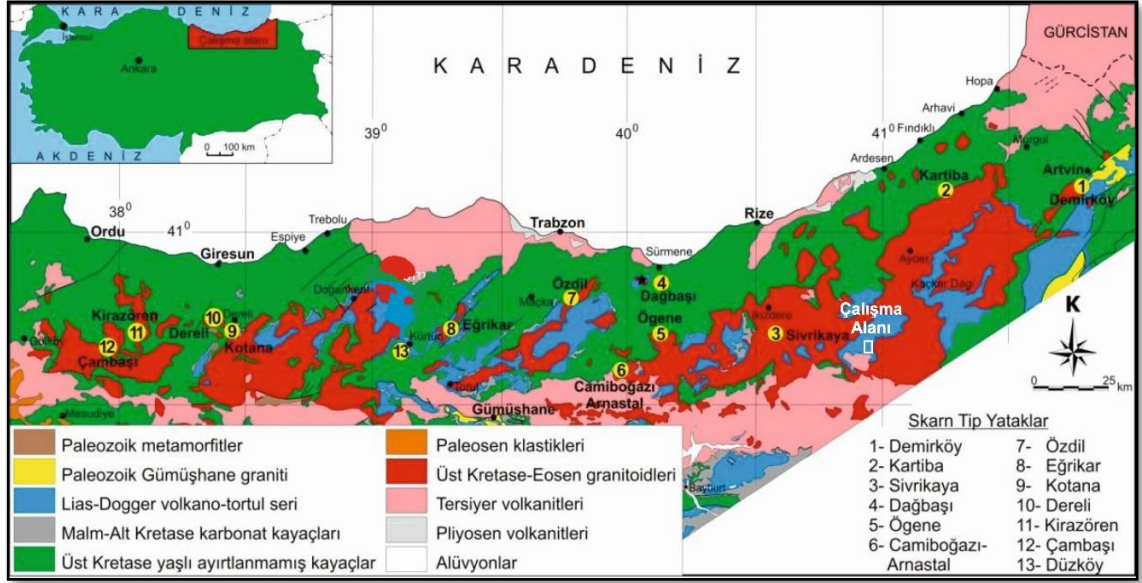
# 1. GİRİŞ

## 1.1 Genel Bilgiler

Doğu Pontidler orojenik kuşağı ülkemiz madenciliği açısından oldukça önemli bir yere sahiptir. Bölge masif sülfid başta olmak üzere hidrotermal, porfiri ve skarn tipi birçok metalik cevherleşmeye ev sahipliği yapmaktadır. Bundan dolayı pek çok kurum ve araştırmacı tarafından metalik madenler üzerine araştırmalar yapılmıştır (Akaryalı ve Tüysüz, 2012; Akçay ve Arar, 1999; Akçay ve Gündüz, 2004; Bayraktar, 2018; Çiftçi, 2010; Delibaş vd., 2016; Demir vd., 2013; Demir vd., 2017; Demir, 2018; Dişli, 2019; Eyüboğlu vd., 2014; Gülibrahimoğlu vd., 1993; Karakaya vd., 2012; Kurt, 2014; Richards, 2015; Tüysüz, 2000; Saraç, 2003; Uysal vd., 2007; Yalçınalp, 1992; Yaylalı vd., 2010).

İntrüzif kayaçların, karbonatlı kayaçlar içine sokulum yapması sonucunda, metasomatik süreçlere bağlı olarak oluşan kalk-silikatlı mineraller, skarn mineralleri, bu şekilde gelişen maden yataklarına da skarn tip maden yatakları denir. Genellikle intrüzif kayaçların sokulum yaptığı, karbonatlı kayaçların bileşimine göre kalsiyumlu ya da magnezyumlu skarn olarak adlandırılır. Oluşum şekline göre de sokulumun içinde geliştirse endoskarn eğer dış kesiminde geliştirse ekzoskarn olarak sınıflandırılır. Skarnlar metal içeriğine göre de Fe-, Cu-Fe, Cu-, W-, Fe-W, Mo, Pb-Zn ve Fe-Pb-Cu skarnlar olarak ayrılırlar. Skarn tip yataklar Türkiye'nin demir, tungsten, kurşun ve çinko ürünlerinin ana kaynaklarıdır (Kuşcu, 2019).

Skarnlar ve skarn tip yataklar demir cevheri için çok önemli bir yere sahiptir. Ayrıca Doğu Karadeniz orojenik kuşağında önemli maden yataklarını oluştururlar; Ulutaş, Kuşdili (Erzurum), Çambaşı (Ordu), Kotana, Kirazören (Giresun), Ögene, Özdil, Dağbaşı (Trabzon), Kartiba, Sivrikaya (Rize), Demirköy (Artvin), Eğrikar, Camiboğazı ve Arnastal (Gümüşhane) şeklinde sıralanabilir (Şekil 1). İntrüzyonların, karbonatlı kayaç dokanaları boyunca oluşan skarnlar, Doğu Karadeniz bölgesi için önemli bir potansiyel oluşturmaktadır.



**Şekil 1.1:** Skarn yataklarının Doğu Karadeniz Bölgesi'ne ait jeoloji haritasındaki dağılımları (Güven, 1993).

## 1.2 Çalışmanın Amaç ve Kapsamı

Erzurum ili, İspir ilçesi sınırlarında bulunan Kuşdili demir cevherleşmesi, araştırmacı olarak içinde bulunduğum, 'Türkiye'deki İntrüzif Kayaların Tektojenetik Sınıflandırılması ve İlişkili Olarak Gelişen Olası Metalojenik Provenslerin Araştırılması' projesi kapsamında, tektojenetik olarak sınıflandırılan Eosen yaşlı Halkalıtaş plütону ile Şenköy Formasyonuna ait kireçtaşı mercikleri içerisinde gelişmiştir. Eosen yaşlı Halkalıtaş plütонуyla ilişkili olarak oluşan demirli skarn cevherleşmesi, bu çalışmada ele alınacaktır.

Doğu Karadeniz orojenik kuşağı metalik maden yatakları açısından oldukça zengindir. Bu yataklar üzerine pek çok çalışma yapılmış olmasına rağmen, Kuşdili demir cevherleşmesine yönelik ayrıntılı bir çalışma yapılmamıştır. Halkalıtaş plütонуyla ilişkili bu cevherleşmenin araştırılmaması eksiklik olarak görülmüştür. Kuşdili demir cevherleşmesinin petrografik, minerolojik, jeokimyasal ve kökensel özelliklerinin araştırılması, bölgedeki benzer yaşlarda ve benzer intrüzif kütlelerle ilişkili oluşmuş yatakların aydınlatılmasına önemli bir katkı sunacaktır.

Granitoyid sokulumu ile karbonatlı yan kayaçlar arasında gelişen metasomatik süreçlere bağlı olarak gelişen skarnlar ve skarn yatakları, granitoyidten karbonatlı kayaca doğru mineralojik olarak zonlanma gösterir. Bu yüzden skarn zonlarından sistematik şekilde örnekleme yaparak, skarn oluşum modelinin ve mineral parajenezinin tayin edilmesi gereklidir. Magmatik kayalar ile içerisine sokulum yaptıkları karbonatlı kayaçlar arasında bazı metazomatik reaksiyonlar gerçekleşmektedir. Bu dönüşümleri anlayabilmek için kayaların ana ve iz element içeriklerinin belirlenmesi gerekir. Ayrıca skarn minerallerinin kimyasal olarak incelenmesi bu cevherleşmelerin metal içerikleri hakkında bilgi verir.

Mineral kimyası çalışmaları, skarn zonlarında yaygın olarak görülen granat ve piroksen minerallerinin bileşimleriyle skarnın metal içerikleri arasında yakın ilişkiler bulunmaktadır. Bu yatakların sınıflaması kontak zonlarında görülen skarn minerallerinin bileşimi esas alınarak yapılır (Burt, 1972; Burt, 1982; Einaudi vd., 1981; Nakona vd., 1994; Nakona, 1998; Meinert vd., 2005). Bundan dolayı bu çalışmada skarn minerallerinin detaylı bir şekilde incelenmesi ve nitel, nicel analizlerinin yapılmasına önem verilmiştir.

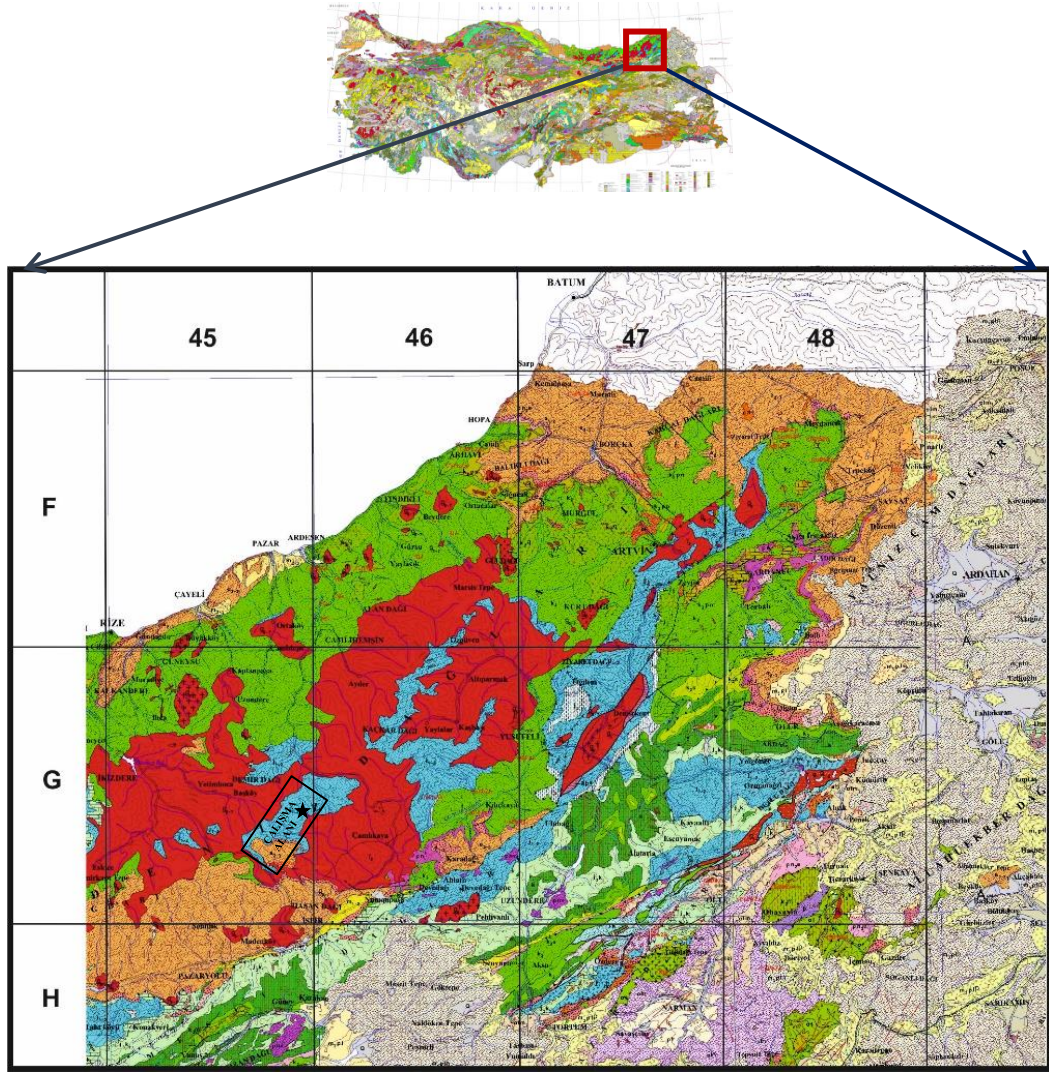
Maden yataklarının oluşumunda en önemli etken magmatizmadır. Bu yüzden karbonatlı kayaçlara sokulum yapan granitoyidlerin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi maden yataklarının belirlenmesinde önemli bir yere sahiptir.

### **1.3 Çalışma Alanın Genel Özellikleri**

Çalışma alanı Erzurum ili, İspir ilçesinin yaklaşık 40 km kuzeydoğusunda bulunan Kuşdili mahallesi sınırları içerisindedir. 1/25.000 ölçekli Tortum G45-c2 paftasında bulunmakta olup, kuzeybatısında Rize ilinin İkizdere ilçesi, güneydoğusunda Artvin ilinin Yusufeli ilçesi, güneyinde Erzurum ilinin Tortum ilçesi bulunmaktadır (Şekil 1.2).

Çalışma alanında topoğrafya oldukça engebeli ve yükselti 2000 metreden fazladır. Çalışma alanının kuzey kısmında Kaçkar dağ silsilesinin zirveleri bulunmakta olup, bölgedeki hâkim akarsu Ovit ana deresi ve yan kollarıdır. Ovit deresi üzerinde 2 adet HES bulunmaktadır. Bölgede çayır ve meralarda yapılan hayvancılık temel geçim

kaynağıdır. Karadeniz-Doğu Anadolu geçiş iklimi görülen bölgede, kış ayları sert geçmektedir. Bu yüzden arazi çalışmaları için uygun zaman aralığı Mayıs ve Ekim ayları arasında kalan zaman dilimidir. Çalışma alanın merkezi sayılabilecek Kuşdili mahallesine ulaşım, İspir-Yusufeli karayolu üzerinden, Aksu vadisi asfalt yolunu takip ederek, maden sahasına kadar araç ile ulaşım bulunmaktadır.



Şekil 1.2: Çalışma alanının yer bulduru haritası



#### 1.4 Önceki Çalışmalar

İnceleme alanını içine alan Doğu Pontidler orojenik kuşağında hem genel jeoloji hem de maden jeolojisi açısından pek çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan inceleme alanına yakın olan ve araştırmayla ilgili olanlar aşağıda özetlenmiştir:

Ketin (1966), Türkiye'nin tektonik ünitelerini, kuzey ve kuzeybatı Anadolu sıradağlarını "Pontidler" , İç Anadolu sıradağlarını "Anatolidler", Güney ve Doğu Anadolu sıradağlarını "Toroslar", Güneydoğu Anadolu dağlarını da "Kenar Kıvrımlar" olarak adlandırmıştır.

Dewey vd. (1973), Doğu Pontid Orojenik Kuşağının kuzey kısmına Paleotetis'i yerleştirmiş ve bölgenin Liyas'ta ada yayı konumunda olduğunu belirterek, Paleozoyik sonundan Eosen'e kadar devam eden güneye doğru bir yitimin varlığından söz etmişlerdir.

Güven (1993), Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/250.000 ölçekli Jeoloji ve Metalojeni Haritası'nı hazırlamışlardır. Araştırmacı Pontidler'in kuzey ve güney zonu şeklinde ayırarak, iki farklı stratigrafik kesit önermiştir. Ayrıca bölgede Erken-Jura'dan başlayıp dönemsel olarak Geç-Eosen'e kadar süren aktif bir magmatik etkilin olduğunu, bunların da volkanik, intrüzif ve volkanosedimanter kayalardan oluştuğunu, volkanizmanın duraksadığı dönemlerde de sedimanter istiflerin biriktiğini belirtmektedir.

Gülibrahimoğlu vd. (1993), Doğu Karadeniz Maden Aramaları projesi kapsamında, Kaçkar Batolitinin kuzey ve güney kısmında prospeksiyon çalışması yaparak, birçok zuhurun ekonomik olup olmadığını araştırmışlardır. Kuşdili demir cevherleşmesinde yaptıkları çalışmada, cevherleşmeyi iki ayrı kafa şeklinde izlemişler ve kireçtaşları içerisinde granat ve epidot mineralleri, skarn zonunda ise spekülarit, kalkopirit, sfalerit ve galenitten oluşan cevher mineralleri tespit etmişlerdir. Tenörlerin uygun olmasına rağmen, küçük boyutlu oluşu nedeniyle de cevherleşmeyi ekonomik bulmamışlardır.

Saraç (2003), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Ordu'dan Rize'ye kadar yaptığı çalışmada (Çambaşı (Ordu), Dereli (Giresun), Arpalı, Ögene ve Özdil (Trabzon) ile Kartiba (Rize)) metazomatizma sonucunda oluşan bu yatakların jeolojisini,



mineralojisini ve jeokimyasını incelemiştir. Bu alanlardan Ögene (Çaykara-Trabzon) skarnının endoskarn tipte, diğerlerinin ise ekzoskarn türde meydana geldiğini, piroksen mineralinin araştırma alanındaki bütün yerlerde benzer bileşime sahip olup, tiplerinin ise diyopsit olarak belirlemiştir. Granatların ise Çambaşı (Ordu) skarnındakiler grasüler-andradit bileşimine sahip iken diğer tüm alanlardaki granatların andradit-grassular ve saf andradit bileşimlerinde meydana geldiğini söylemiştir.

Boztuğ vd. (2006), Kaçkar Batolitinin Ardeşen ile İspir ilçeleri arasında, bir hat boyunca yaptıkları çalışmada, ilk defa Kaçkar batolitini 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları yaparak, intrüzif kayaçları jeokimyasal ortam ve karakteristiklerine göre 5 ayrı jeodinamik ortamda oluşan 10 farklı birime ayırmışlardır. 1) Çamlıkaya granitoidini Erken-Kreatase yaşında ve erken yay döneminde oluşan orta-potasyumlu kalk-alkalen granitoid olarak tanımlamışlardır. 2) Marselevat ve Sırtyayla granitoidlerini Geç Kretase-Erken Paleosen yaşında ve olgun yay döneminde oluşan orta-yüksek potasyumlu kalk-alkalen granitoidler olarak tanımlamıştır. 3) Asniyor granitini Paleosen yaşında ve çarpışma ile eş yaşlı peralümin lökogranit olarak tanımlamıştır. 4) Ayder ve Samistal granitoidlerini, Orta-Geç Eosen yaşında ve çarpışma sonrasında oluşan, yüksek potasyumlu kalk-alkalen K-feldspar megakristalli Ayder ve mikrokristalli Samistal granitoidleri olarak tanımlamıştır. 5) Güllübağ monzoniti, Halkalıtaş monzodiyoriti ve Ardeşen gabrosunu, Geç Eosen yaşında ve açılmayla ilişkili oluşan, az alkalın Güllübağ monzoniti, orta-K kalk-alkalenden toleyitiğe kadar değişen Halkalıtaş kuvarsdiyorit ve düşük-K toleyitik Ardeşen gabrosu olarak tanımlamıştır.

Okay (2008), Türkiye Jeolojisinin Özeti çalışmasında, Türkiye'nin birkaç kıtasal parçacıktan oluştuğunu, bunların Geç-Tersiyer zamanında bir araya gelerek birleştiğini söylemiştir. Fanerozoik boyunca bu kıtaların okyanuslar tarafından birbirinden ayrıldığını ve bu okyanusların kalıntılarının Anadolu'da yaygın olarak izlenen ofiyolitler ve yığışım kompleksleri ile temsil edildiğini belirtmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan sutureunun kuzeyindeki alanları kapsayan Pontidler'in, birbirlerinden farklı jeolojik evrim sunan üç tektonik birlikten oluştuğunu ve bunların Istranca Masifi, İstanbul ve Sakarya zonu olarak adlandırıldığını ve bu zonların Lavrasya kıtasına benzer özellikler gösterdiğini ifade etmiştir. Pontidler'in Variskan ve Kimmerid orojenezinin kanıtlarını içerdiklerini söylemiştir. Ayrıca bunların Paleozoik ve Mezozoik evrimlerinin Anatolid-Toridler'den oldukça farklı olduğunu, Pontidler ve Anatolid-

Toridler'in Fanerozoik boyunca bağımsız olarak evrimleştiğini ve ilk kez Tersiyer'de bir araya geldiklerini ifade etmiştir.

Okay ve Nikishin (2015), Karadeniz bölgesinin Gondwana kıtasından parçalar ve Lavrasya kıtasıyla ilişkili okyanus yitim kompleksleri içerdiğinden bahsetmişlerdir. Erken Paleozoik zamanında Pontidler'in Lavrasya'nın çekirdeği ile birleştiğini söylemişlerdir. Geç Karbonifer de Pontidler ve Kafkasya'nın magmatik yay ile temsil edildiğini, bu Variskan orojenezini Permiyen boyunca yükselme ve erozyon takip ettiğini sonradan Erken Triyas'da riftleşmenin başladığından söz etmişlerdir. Kimmerid orojenezinin Erken Jura'da büyük çoğunlukla bittiğini, bölgesel yükselme ve erozyonu ana transgresyon takip ettiğinden bahsetmişlerdir. Orta-Geç Jura'da Pontidler'in doğusunda genişlemeli (extensional) magmatik yay oluştuğundan bununla birlikte volkanoklastik volkanik ve asidik-ortaç intrüzif kayaların geliştiğini söylemişlerdir. Geç Kretase döneminde yitim ve genişleme ile ilişkili ana magmatik yayın oluştuğu ve Karadeniz'in açıldığından bahsetmişlerdir.

Delibaş vd. (2016), Doğu Pontidler, Elbeyli-Ordu, Emeksen-Giresun, Güzelyayla-Trabzon ve İspir-Erzurum porfiri tip yataklarda çalışma yapmışlardır. Ulutaş-İspir porfiri tip Cu-Mo yatağında yaptıkları çalışmada cevherleşmenin granit porfir ve kuvars porfir içerisinde olduğunu, cevherleşmeye sebep olan intrüzif kayanın I tipi kalkalkalen granitten diorite kadar farklı fazlar içerdiğini ve bu kayacın yaşının 132+5 milyon (Ar-K metodu) yaşında olduğundan bahsetmiştir. LA-ICP-MS Zircon U-Pb yöntemi ile yaptığı çalışmada granit porfirin yaşının 133+0.5 milyon ve kuvars porfirin 131.1+1 milyon yaşında olduğunu söylemiştir.

Alan vd. (2016), Doğu Pontidler'de Rize ili ve İspir ilçeleri arasında kalan alan içerisinde gerçekleştirdikleri çalışmada bölgenin stratigrafi, volkanik aktivite ve yapısal özelliklerini dikkate alarak 1/25.000 ölçekte jeoloji haritaları yapmışlardır. İnceleme alanı dışında, Geç Kretase yaşında volkanik ve volkanosedimanter kayaçlar Maçka Tektonik Dilimi ve Taşköprü Tektonik Dilimi olarak ayrılmıştır (Duygu vd. 2013). İnceleme alanında ise birimleri Kaçkar Dağları'ndaki Granitoidik kayaların yüzeylemesiyle birbirinden ayrıldığını ve Kaçkar Dağları'nın güneyinde yer alan Geç Kretase yaşlı birimler Taşköprü tektonik dilimine ait birimlere karşılık gelirken, aynı dağların kuzeyinde yer alan Geç Kretase yaşlı kayalar Maçka tektonik dilimine ait

birimler olarak tanımlanmıştır. Kuşdili (İspir Erzurum) demir cevherleşme sahasının bulunduğu G45-c2 1/25.000 ölçekli paftada Çatak Formasyonu, Kaçkar granitoyidi 1 ve Yağmurdere Formasyonu olarak 3 birim ayırt etmişlerdir.

Demir vd. (2017) Sivrikaya skarnının Çatak Formasyonu içinde bulunan kireçtaşı seviyeleri ile İkizdere Granitoyidi'nin dokanakları boyunca ekzoskarn tipte geliştiğini belirlemiştir. Bu çalışmaya göre skarnın erken evresini granat ( $Ad_{79,45-99,03}Grs_{0-17,9}Prs_{0,97-2,65}$ ) ve piroksenler ( $Di_{69,1-77,1}Hd_{22,2-29,8}Jhn_{0,6-1,4}$ ), gerileyen evresini ise epidot, kuvars, kalsit ve tremolit aktinolit temsil etmektedir. Araştırmacı sıvı kapanım çalışmalarına göre skarnın düşük sıcaklık (166 ile 462 °C arası) ve tuzluluk değerlerini meteorik çözelti girişi ile açıklamaktadır. Skarnın erken evresinde  $CaCl_2$ 'ce zengin olan çözeltilerin sonraki evrelerde NaCl bileşimine geçiş yaptığını belirtmektedir. Raman spektrometresi ölçümlerine göre sıvı kapanımların bileşiminde metan tespit edilen bu çalışmada metanın kaynağı olarak karbonatlar içindeki organik malzemenin sıcaklığa bağlı olarak bozulması gösterilmekte olup bu durum C ve O izotop sonuçları ile desteklenmektedir.

Bayraktar (2018), Düzköy (Kürtün Gümüşhane) yöresindeki Harşit granitoyidi ile ilişkili skarn cevherleşmesini incelemiştir. Berdiga Formasyon'una ait kireçtaşlarının dokanakları boyunca bu skarn tipi cevherleşmenin geliştiğini söylemiştir. Düzköy skarn cevherlerinin tipini granat ve piroksen bileşimleri ile skarn mineralojisi birlikte değerlendirilerek Fe-Cu-Zn tip olarak tanımlamıştır. Skarn zonundaki granitoyitleri I-tipi, orta ve yüksek  $K_2O$  içeriğine sahip, kalk-alkali özellikte ve metalümin-peralümin geçişli olduğunu söylemiştir. Harşit Granitoyidini yüksek MgO (2,41 ağırlık %) ve düşük  $K_2O$  (2,05 ağırlık %) içerikleri ile birlikte Rb-Sc ve Rb/Sr-Zr değişimleri dünyadaki Fe-Cu-Zn tip skarn üreten granitlere benzerlik sunduğunu ortaya koymuştur. Bundan dolayı Düzköy skarnında manyetit ve hematitin yanında sülfid minerallerinin oluşumunu granitin jeokimyasal özellikleri ile ilişkilendirmiştir.

Dişli (2019), Araştırmacı Trabzon Araklı Dağbaşı cevherleşmesini incelemiş ve Fe-Cu-Zn tipte skarn cevherleri olarak tanımlamıştır. Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu içindeki blok ve mercek şekilli Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşlarıyla Dağbaşı Granitoyidinin dokanakları boyunca ekzoskarn tipte gelişmiş olduğunu söylemiştir. Skarnın ilerleyen evresini granat ve piroksenlerin temsil ettiğini sahada gerileyen skarn

evresi epidot, tremolit, aktinolit ve klorit gibi sulu silikat mineralleriyle karakteristik olup, kuvars ve kalsit her iki skarn evresinde de gelişmiş olduğundan bahsetmiştir. Araştırmacı yaptığı sıvı kapanım ve duraylı izotop çalışmalarının bulguları skarnın prograd evresinde magma kaynaklı sıvıların, retrograd evresinde ise magma ve meteorik çözeltilerin birlikte etkin olduğunu göstermekte olup bu durum skarnın oldukça sığ derinliklerde oluştuğuna işaret etmektedir.

## 1.5 Tektonik Ortam

Türkiye jeotektonik olarak Alp-Himalaya dağ kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bu tektonik zonlar D-B doğrultulu bir uzanım gösterirler. Bu tektonik birlikler kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrımları şeklinde yer alır (Şekil 1.3). Ayrıca bu tektonik birlikler Paleotetis ve Neotetis okyanusal havzalarının kalıntılarını da içermektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Paleotetis ile ilgili jeolojik olaylar genel olarak K-KB Türkiye’de Sakarya zonu ve Orta Pontidler’de hüküm sürmüş ve Liyas yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenerek evrimini tamamlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bununla birlikte Neotetis ile ilgili jeolojik olaylar ise Triyas’tan Miyosen’e kadar tüm Anadolu’yu etkisi altına almıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotetis okyanusal havzalarının kapanması sırasında meydana gelen orojenik olaylar zincirinin en önemli halkalarından birini Geç Kretase ve Tersiyer yaşlı granitoid magmatizması oluşturmaktadır.

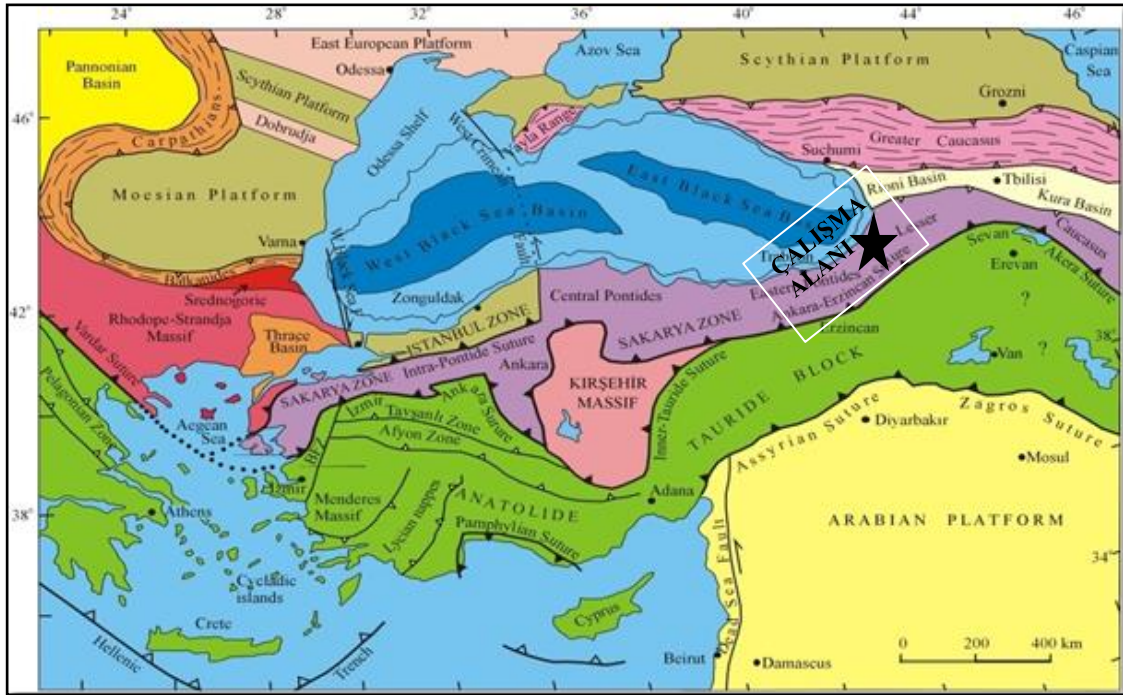
İnceleme alanı, Türkiyenin bu tektonik birliklerinden (Okay ve Tüysüz, 1999), Sakarya Zonu’nun doğusunda yer almakta olup, Doğu Pontidler olarak adlandırılır. Kaçkar Batoliti bu bölgenin önemli ve hâkim kayaçlarını oluşturmaktadır.

Doğu Pontidler’in jeodinamik gelişimi oldukça karmaşık olup, araştırmacılar tarafından hala tartışılmaktadır. Bölgede yapılan çalışmalar ilgili görüş farklılıkları vardır. Bunlar başlıca üç grup altında toplanabilir;

1) Pontid yayının Paleozoyik’ten Eosen sonlarına kadar devam eden kuzeye doğru bir dalma-batma sonucunda oluştuğu (Ustaömer ve Robertson (1996), Okay ve Şahintürk (1997), Yılmaz vd. (1997), Okay ve Nikisin (2015)),

2) Paleotetis'in Pontidler'in kuzeyinde olduğu ve Paleozoyik sonundan Eosen sonuna kadar devam eden güney yönlü bir yitimle oluştuğu (Dewey vd, (1973), Bektaş vd. (1999), Eyüboğlu vd. (2011a)) ve

3) Pontid yayı için Dogger'e kadar güneye, Geç Kretase'den Eosen sonuna kadar ise kuzeye doğru olan çift yönlü bir yitimle oluştuğu (Şengör ve Yılmaz, 1981) tarafından ileri sürülmüştür.



Şekil 1.3: İnceleme alanının Türkiye'nin Tektonik Birliklerine (Okay ve Tüysüz 1999) göre konumu

## 1.6 Bölgesel Jeoloji

Doğu Pontidler kuşağının temeli, daha önce yapılan çalışmalarda, jeolojik olarak ya Kimmerid kıtasının parçası (Şengör ve Yılmaz, 1981) ya da Sakarya Zonunun doğu uzantısı (Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999) olarak yorumlanmaktadır. Doğu Pontidlerin jeolojik birimleri 7 bölümde incelenmektedir: (1) Paleozoyik yaşlı temel birimler (2) Erken-Orta Jura yaşlı volkanik-volkanosedimanter-intrüzif kayalar (3) Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşları ve intrüzif kayalar (4) Geç Kretase yaşlı volkanik-volkanoklastikler ve yay magmatizmasının intrüzif kayaları (5) Paleosen

yaşlı sedimanter kayaçlar (6) Eosen yaşlı volkanik-volkanoklastikler-sedimanter ve intrüzif kayaçlar ile (7) Oligosen-Miyosen yaşlı genç örtü birimleri bulunmaktadır (Akin, 1978; Gedikoğlu vd., 1979; Özsayar vd., 1981; Konak vd., 2001; Kandemir vd. 2017) (Şekil 1.4).

Doğu Pontidlerin Paleozoyik yaşlı temeli 4 bölümde incelenebilir. (1) yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması geçirmiş, gnays, migmatit, metakuvarsit, amfibolit, metadiyoritler ve az oranda metadunit-metaharzburgit bantlarından oluşan, Pulur masifi olarak adlandırılan erken Karbonifer'de metamorfizma geçirmiş (331-327 Ma; Topuz vd., 2004a) bir metamorfik kompleks. (2) Bu metamorfik kompleksi kesen 295-325 My yaşındaki (Topuz vd., 2007; Ustaömer vd., 2013) Karbonifer plütonları. (3) Geç Karbonifer (late Kasimovian-early Gzelian) fusilin ve konodontları içeren Üst Paleozoyik sedimanları (Okay ve Leven, 1996). (4) Literatürde Karakaya Kompleksi olarak adlanmış olan yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazit, mermer ve fillatlardan oluşan Permo-Triyasik kayaçlar (Okay, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Topuz vd., 2004b).

Bu paleozoyik yaşlı temeli oluşturan temel birimler, (2) Erken-Orta Jura yaşlı ammonitikorosso seviyeleri ile volkanik-volkanosedimanter kayalarla örtülür ve bu volkanitlerin intrüzif eşleniği gabro, diyorit ve granitlerce kesilirler (Görür vd., 1983; Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Konak vd., 2001; Şen, 2007; Kandemir ve Yılmaz, 2009; Genç ve Tüysüz, 2010; Dokuz vd., 2010; Ustaömer ve Robertson, 2010; Ustaömer vd., 2013). Doğu Pontidlerin Alt Jura sedimanter serileri iki ayrı şekilde yorumlanmıştır: (1) NeoTetis okyanusunun açılması ile ilişkili rift (Şengör vd., 1980; Şengör ve Yılmaz 1981) ve (2) Dalmabatmayla ilişkili volkanitler (Okay, 2000; Okay vd., 2002; Konak vd., 2009; Okay ve Nikishin, 2015).

Alt-Orta Jura sedimanter serileri dereceli olarak (3) Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarına geçiş gösterir ve aynı zamanda Alt Kretase karbonatlarını kesen az oranda magmatik kaya intrüzyonları da vardır.

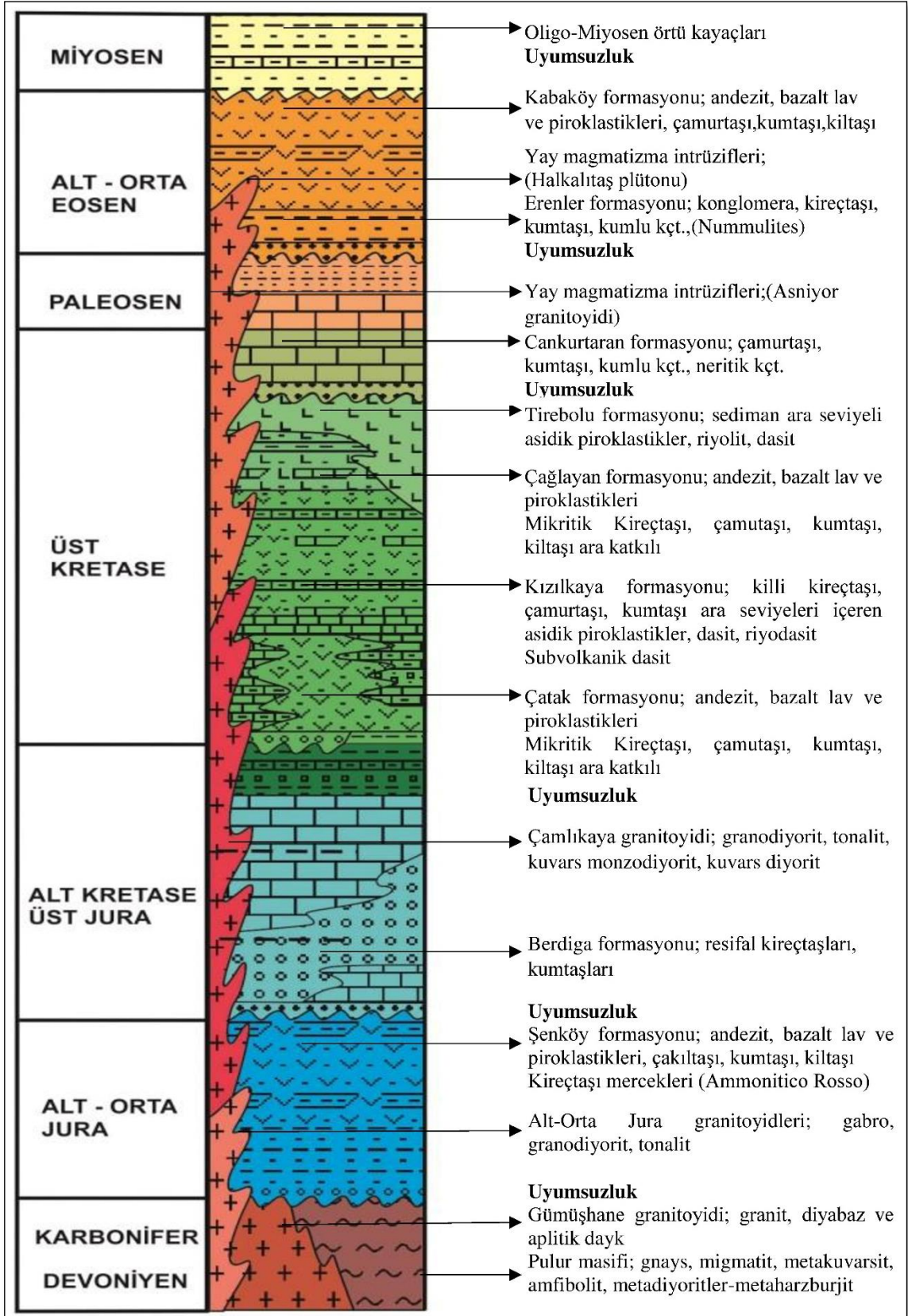
Geç Kretase dönemi Doğu Pontidler'de geniş alanlar kaplayan yay magmatizması ürünlerinin geliştiği bir dönemdir. Bu dönem çoğunlukla olgun yay dönemi olarak tanımlanmıştır (Konak vd., 2001). (4) Geç Kretese yaşlı volkanik-

volkanoklastikler,ve yay magmatizmasının intrüzif ürünleri, Doğu pontidlerin en yaygın kayaçlarını oluşturur.

Geç Maastrichtiyen'de yeni bir transgresyonla (5) Paleosen yaşlı sedimanter kayaçlar yükselen yay bölgesini uyumsuz olarak üzerler(Kandemir vd., 2017).

Eosen döneminde genişleme rejimi ile birlikte yay-ardı havzalar açılarak yeni bir magmatik aktivite başlamış ve (6) Eosen yaşlı volkanik-volkanoklastikler-sedimanter ve intrüzif kayaçlar oluşmuştur.

Oligosen ve sonrasındaki dönemde ise Türkiye'nin neotektonik rejiminden bölgede etkilenmiş ve (7) Oligosen-Miyosen yaşlı örtü kayaçları oluşmuştur.



Şekil 1.4: Doğu Pontidlerin (İspir-Yusufeli) genelleştirilmiş stratigrafik kesiti



## **2. MATERYAL VE METOD**

### **2.1 Materyal ve Yöntem**

Kuşdili (İspir-Erzurum) demir cevherleşmesinin minerolojisi, kimyası ve kökensele özelliklerini araştırmaya yönelik bu çalışma literatür taraması, arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları, ince ve parlak kesitlerin hazırlanması, tüm kayaç majör, minör ve NTE analizlerinin yapılması ve mineral kimyası analizlerinin yaptırılması şeklinde gerçekleştirilmiştir. Her yapılan aşama aşağıda açıklanmıştır.

### **2.2 Büro Çalışmaları**

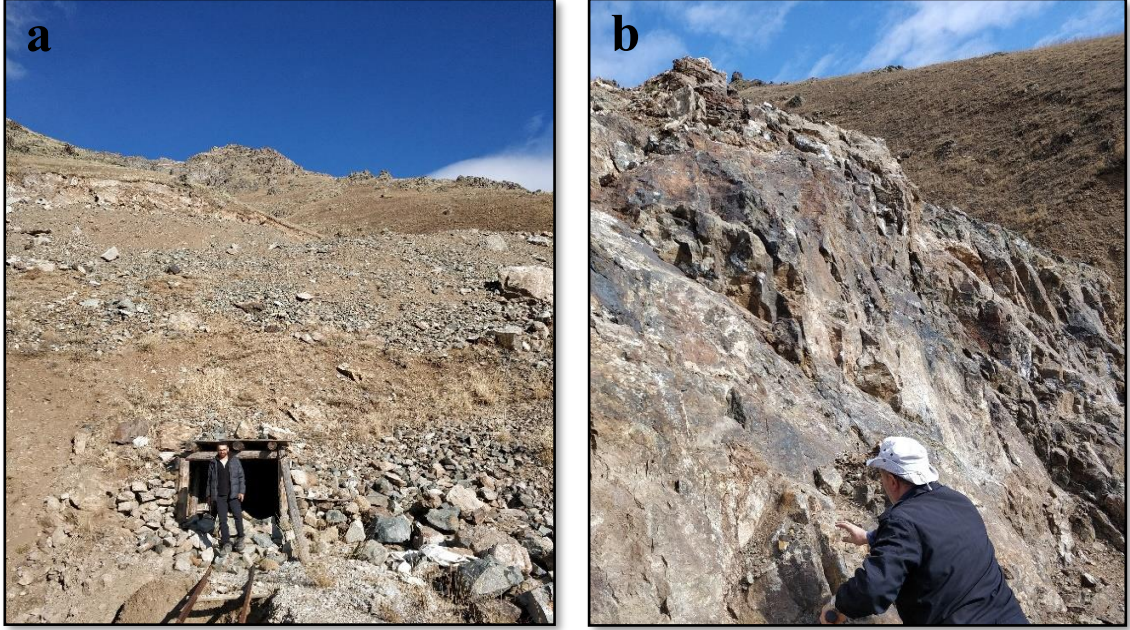
Büro çalışmalarının ilk aşamasında Kuşdili cevherleşmesinin çevresinde bulunan birimlerin jeolojik, mineralojik özellikleri ve yayılımlarını içeren literatür taraması gerçekleştirilmiştir. Bu alanın önceki çalışmalarda yapılan haritaları, raporları ve makaleleri derlenmiştir. Arazi çalışmaları için gerekli hazırlıklar yapılmıştır.

Büro çalışmalarının ikinci aşaması ise arazi ve laboratuvar çalışmaları tamamlandıktan sonra başlamıştır. Elde edilen veriler ışığında çeşitli yöntemlerle yapılan analizlerin değerlendirilerek tez yazım sürecini kapsamaktadır. Arazi çalışmaları sonucunda hazırlanan bölgenin jeoloji haritası ve bölgenin stratigrafik kolon kesitleri bilgisayar ortamında detaylı bir şekilde çizilmiştir. Skarnın mineralojik özelliklerini ortaya çıkarmak için, ince ve parlak kesitlerden elde edilen sonuçlar ile arazi gözlemleri birleştirilerek raporlanmıştır. Tüm kayaç kimyasına ait ana element, iz element ve NTE sonuçları petrografi ve petroloji ile ilgili grafiklerde değerlendirilmiştir.

### **2.3 Arazi Çalışmaları**

Arazi çalışmalarının ilk aşamasında Kuşdili cevherleşmesinin içerisinde bulunduğu Tortum G45-c2 1/25.000 ölçekli paftasının jeoloji haritası hazırlanmıştır. Çalışma alanındaki birimleri tanımlamak için petrografik ve paleontolojik örnekler alınmıştır. Daha sonra skarn cevherleşmesini oluşturan Halkalıtaş plütonu, mineralojik ve tektojenetik olarak sınıflamak için tüm kayaç kimyasına yönelik örneklemeler yapılmıştır. Bir sonraki aşamada ise belirlenen skarn lokasyonundan sistematik bir şekilde, parlak kesit ve ince kesit örnekleri alınarak skarn cevherleşmesinin mineralojik

ve dokusal özelliklerini belirlemek istenmiştir. Ayrıca skarnın jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla, ana-iz element analizlerinde kullanılmak üzere cevherli zondan kireçtaşına doğru sistematik örnekler alınmıştır. Bunun yanında skarn zonlarında, mineral kimyası çalışmalarında kullanılmak üzere de örnekler alınmıştır (Şekil 2.1a-b). Alınan tüm örnekler GPS yardımıyla haritaya işlenmiştir.



**Şekil 2.1: a)** Kuşdili demir cevherleşmesi açılan bir galeri **b)** cevherli zondan örnek alımı

#### 2.4 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları iki farklı aşamada gerçekleşmiştir. Bunlardan ilki örneklerin hazırlanması ve incelenmesi aşamasıdır. Örneklerin hazırlanması aşamasında ince kesitler, parlak kesitler, parlatılmış ince kesitler hazırlanmış, Daha sonra tüm kayaç ve cevher içeren örneklerin jeokimyasal analizi için gerekli örnekler öğütülmüştür. İkinci aşama ise hazırlanan örneklerin analitik yöntemler kullanılarak incelenmesidir. Bu aşamada hazırlanan ince ve parlak kesitler, detaylı bir şekilde mikroskop altında incelenerek fotoğrafları çekildi. Daha sonra tüm kayaç ve cevher içeren örnekler gerekli çözme yöntemleri kullanılarak, ICP-MS/ICP-OES/XRF enstrümental cihazlarında analiz edildi.

#### **2.4.1 İnce Kesitler**

İnceleme alanındaki farklı litolojik birimlerden örnekler alınmıştır. Bu derlenen örneklerden bu birimlerin mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla ince kesitler hazırlanıp incelemeye hazır hale getirilmiştir. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüt Laboratuvarları'nda hazırlanarak, aynı birim laboratuvarında ve Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Laboratuvarları'nda bulunan Leica marka polarizan mikroskop kullanılarak incelenmiştir. Çalışma alanının da bulunan Halkalıtaş plütönu 14 adet ve diğer volkanik birimlerden 5 adet ince kesit hazırlanmıştır.

#### **2.4.2 Parlak Kesitler**

Çalışma alanı içerisindeki Kuşdili cevherleşmesinin olduğu lokasyonlardan alınan örneklerden cevherlerin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemeye yönelik olarak parlak kesitler hazırlanmıştır. Örneklerden 2x2 cm genişliğinde ve 1 cm kalınlığında plakalar kesilmiş, bu plakaların bir yüzeyi sırasıyla 120, 400 ve 800 mesh boyutundaki silisyum karbür tozları kullanılarak kademeli olarak aşındırılmıştır. Daha sonra bu yüzeyler sırasıyla 1 ve 0,1 µm'lik alüminyum oksit tozu kullanılarak parlatılmıştır. Kolay dağılabilecek olan cevherli örnekler ise, 2,54 cm çapındaki kalıplara yerleştirilerek epoksi ile sağlamlaştırılmıştır. Epoksi ile kalıba alınan bu örneklerin parlatılması diğer örneklerle aynı şekilde yapılmıştır. Bu çalışmada cevher örneklerinden 17 adet parlak kesit hazırlanmıştır.

#### **2.4.3 Parlatılmış İnce Kesitler**

İnceleme alanından alınan cevher örneklerinden, cevherleşmenin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemek amacıyla ince parlak kesitler hazırlanmıştır. Cevher örneklerinden kesilen plakalar cama yapıştırıldıktan sonra yüzeyleri parlak kesitlerde olduğu gibi aşındırma ve parlatma işlemine tabi tutulmuştur. Çalışma kapsamında 17 adet parlatılmış ince kesit hazırlanmıştır. Hazırlanan bu kesitler üstten aydınlatmalı cevher mikroskopisinde incelenerek mineral parajenezi, süksesyon ve dokusal özellikleri belirlenmiştir.

#### **2.4.4 Tüm Kayaç ve Cevher Örneklerinin Jeokimyasal Analize Hazırlanması**

Arazi çalışmaları sırasında inceleme alanı içerisindeki cevherleşme ile ilişkili olan Halkış plütönuna ait 14 adet kayaç örneği ve cevherleşme zonundan ise 5 adet cevher örneğinin analizi yapılmıştır. Alınan bu örnekler jeokimyasal analiz için öncelikli olarak nemini kaybetmek için 80 C<sup>0</sup> etüvlerde kurutulmuştur. Daha sonra örnekler çeneli kırıcılara alınarak %75'i yaklaşık 2mm boyutuna ininceye kadar kırılır ve dönen numune bölücü tarafından temsili numune ayrılır. Ayrılan numuneler diskli öğütücülerde %85'i yaklaşık 75µm boyutuna ulaşıncaya kadar öğütülür ve yaklaşık 250 g numune hazırlanır. Öğütülen bu numunelerin yaklaşık 100 gramı, majör oksitlerin analizi için XRF laboratuvarına analize gönderilir. Geri kalan yaklaşık 100 gram numune ise ICP-OES ve ICP-MS cihazlarında analizler için, bu laboratuvara gönderilir.

#### **2.4.5 XRF/ICP-OES/ICP-MS Analitik Yöntemleri**

Örneklerin majör, minör ve nadir toprak element analizleri MTA Genel Müdürlüğü Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi Laboratuvarı'nda yapılmıştır. 3 farklı enstrümental analiz cihazı kullanılmıştır. Numuneler için en uygun metod seçilerek analize başlanmıştır.

Bunlardan majör oksit analizleri, XRF (X-Işınları Floresans Spektrometrisi) yöntemi ile yapılmıştır. Genellikle kayaç numunelerinde % seviyesinde bulunan (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO gibi) majör oksitlerin analizinde kullanılır.

Öğütülerek jeokimyasal analize hazırlanan numunelerin bir kısmı, selüloz ile homojen haline gelinceye 15 dakika öğütülür ve presslenerek disk pelletler haline getirilerek, XRF enstrümental cihazında analiz edilmiştir.

Disk haline getirilen numunelerin içerdiği elementler, cihazda X-ışını kullanılarak uyarılır. Uyarılmış elementlerden saçılan fotonlar, kalınlığına göre seçili kolimatör aralığından geçirilerek paralel hale getirildikten sonra, dalga boyu mertebelerine uygun örgü genişliğine sahip kristallerden yansıtılır. Kristalden yansıyan şiddetler, dedektörde toplanır ve hesaplanır. Hesaplar  $2d = n\lambda$  Bragg Yasası gereğince ( $n=1$ ); literatürde  $2\theta$ 'lara karşılık gelen kayıtlı şiddet değerlerine göre yapılır.

Sertifikalı standart numunelerin bilinen element konsantrasyon miktarlarına karşın analiz işlemi gerçekleştirilerek bulunan şiddet değerleriyle bulunan şiddet

değerleriyle elde edilen şiddet-konsantrasyon grafikleri elde edilir. Bilinmeyen numune analiz edilir ve matrisindeki elementlerin şiddetleri, dedektörlerce toplanıp hesaplanır. Kalibrasyonda elementler için çizilmiş şiddet-konsantrasyon grafiklerinde, bu şiddetlerin karşı geldiği konsantrasyon değerleri alınır. Böylece bilinmeyen numune matrisinin element konsantrasyonu, XRF spektrometrik analiz yöntemiyle bulunmuş olur. Bu şekilde Thermo marka XRF cihazında numunelerin SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, Ateş kaybı değerleri ölçüldü (Şekil 2.2).



**Şekil 2.2:** Thermo marka XRF cihazı

Eser elementlerin analizi ise ICP-OES (İndüksiyonla Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektrofotometrisi) aletli analizi ile yapılmıştır. ICP-OES cihazında, elektromanyetik indüksiyon bobini sayesinde 10.000 K sıcaklık elde edilir. Bu yüksek sıcaklıktaki argon plazması, numuneleri iyonlaştırarak uyarır ve uyarılan bu iyonlar eski hallerine dönerken spesifik bir dalga boyunda ışımaya yapar ve bu sayede elementlerin belirlenmesini içeren bir analiz yöntemidir. Kayaç analizlerinde % ile ppb arasında ölçüm yeteneğine sahiptir.



Öğütülen numunelerin bir kısmı ise asitte çözme işlemine tabi tutulur. Bizim çalışmamızda iki farklı çözme yöntemi kullanılmıştır. Bunlardan ilki Üçlü Asitte Çözme yöntemidir. (derişik per klorik asit ( $\text{HClO}_4$ )+ derişik hidroklorik asit ( $\text{HCl}$ )+ derişik nitrik asit ( $\text{HNO}_3$ )'de çözme) İkinci yöntem ise Dörtlü Asitte Çözme İşlemi, (derişik per klorik asit ( $\text{HClO}_4$ )+ derişik hidroklorik asit ( $\text{HCl}$ )+ derişik nitrik asit ( $\text{HNO}_3$ )+ derişik hidroflorik asit ( $\text{HF}$ )'de çözme) daha zor çözünen elementlerin (Zr,Rb vb.) analizinde çok etkilidir.

Çözülerek sıvıya alınan numuneler, öncelikle seyreltilir. Daha sonra Thermo marka ICP-OES cihazında standart referans maddeler ile kalibrasyon grafiği çizilir. Sıvı haldeki numuneler bir peristaltik pompa yardımıyla nebulizer gönderilir, buradan spreychamber yardımıyla sis haline dönüştürülerek, doğrudan plazma alevi içerisine sokulur. Her elementin kendine özgü dalga boyunda yaptığı ışımının şiddetinden, elementin konsatrasyonu hesabına gidilerek eser elementlerin ppb seviyesinde analizi yapılır. ICP-OES cihazında Cu, Pb, Be, Zn, Sb, As, V, Se, Mo, Bi, Cr, Te, Li, B, Ba, Ni, Co, Sr ve Ag elementlerinin analizi yapıldı (Şekil 2.3).



**Şekil 2.3:** Thermo marka İcap-600 ICP-OES cihazı

Bazı eser elementler ve nadir toprak elementlerinin analizi için ise ICP-MS (İndüksiyonla Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometresi) aletli analiz cihazı kullanıldı. ICP-MS, İndüktif Eşleşmiş Plazma (ICP) ve Kütle Spektrometresinin (MS) bileşiminden oluşan bir analitik tekniktir. Basitçe 4 bölümden oluşur. ICP kısmı, Örnekleme arayüzü, İyon odaklama optikleri ve kütle spektrometresi, İyon tespiti parçalarıdır.

Cihazın çalışma prensibi ICP kısmı için yukardaki cihazla aynıdır. Örnekler ICP kısmında iyonlaştırıldıktan sonra kütle spektrometresine (MS) gönderilir. Bu kısımda uygun kütle aralığıyla çözeltideki eser elementler tayin edilir. Birçok element için gözlenebilir sınıırı ppb seviyesindedir. Asitte çözülen numunelere seyreltme yapılır ve kalibrasyon grafiğı ayarlanan Bruker marka Aurora M90 ICP-MS cihazında Sc, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Ta, Th, U, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu ve Au elementlerinin analizi yapıldı (Şekil 2.4).



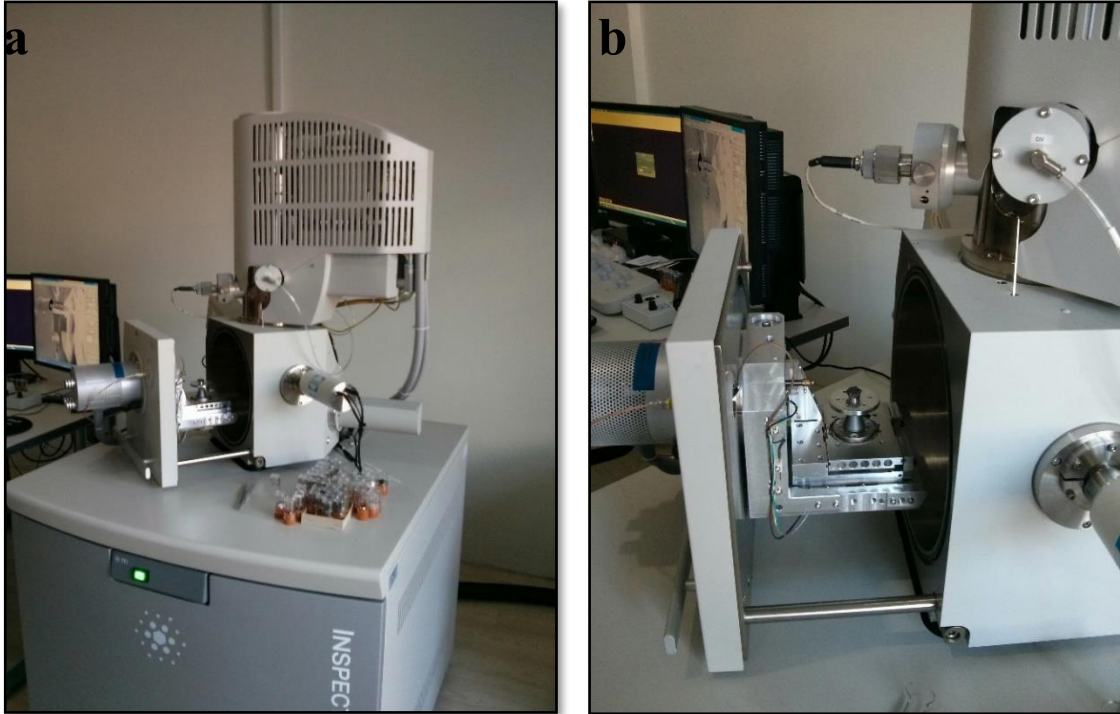
**Şekil 2.4:** Bruker marka Aurora M90 ICP-MS cihazı

#### 2.4.6 Mineral Kimyası Analizi Örneklerinin Hazırlanması

Hazırlanan parlatılmış ince kesitler, detay cevher mikroskobisi analizi edildikten sonra örneklerin minerolojik ve dokusal özelliklerine göre mineral kimyası için örnekler seçilmiştir. Bu örneklerin bir kısmı Taramalı Elektron Mikroskobu(SEM) analizleri için parlatılmış yüzeyleri karbon ile kaplanır. Örneklerin diğer kısmında parlatılmış ince kesitlerden seçilmiştir. Seçilen örnekler Taramalı Elektron Mikroskobu ile görüntü alma, fotoğraf çekimi ve mikrokimyasal (EDS) analizine gönderilir.

#### 2.4.7 Mineral Kimyası Analizleri

Mineral kimyası analizleri kapsamında çeşitli cevher ve skarn zonu numunelerinin, oksit, silikat ve sülfür minerallerinin bölgesel nitel ve nicel analizleri yapılmıştır. Ölçümler MTA Genel Müdürlüğü Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi'nde Inspectro marka Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) kullanılarak yapılmıştır (Şekil 2.5a-b).



Şekil 2.5: a) Inspectro marka Taramalı Elektron Mikroskobu cihazı b) ve cihaza örnek yüklenmesi

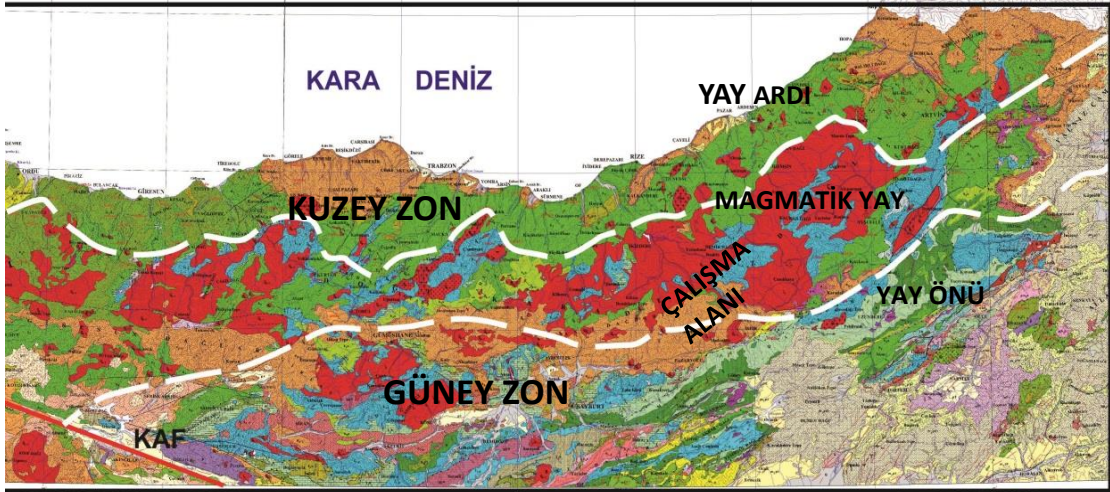


Taramalı Elektron Mikroskobu'nun (SEM) çalışma prensibi yüksek enerjili elektronlar numune ile etkileşerek elektron ve foton sinyalleri oluşturur. Farklı açılarda saçılan elektronlar, dedektör tarafından toplanır ve toplanan sinyallerin mikroskop yazılımı ile işlenmesi sonucunda görüntüler elde edilir. İkincil elektronlar, malzeme topografisi, ve geri saçılan elektronlar, atom numarasına ve kontrasta bağlı atomik kompozisyon hakkında bilgi vermektedir. Ayrıca EDS dedektör ile noktasal, çizgisel veya bölgesel nitel ve nicel analiz ile elementlerin dağılım haritası yapılmaktadır.

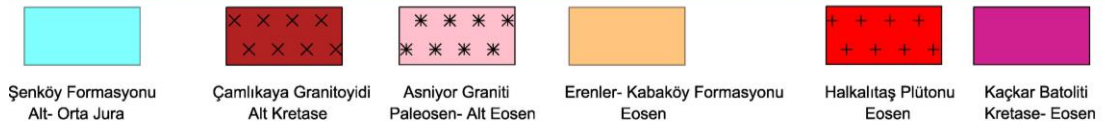
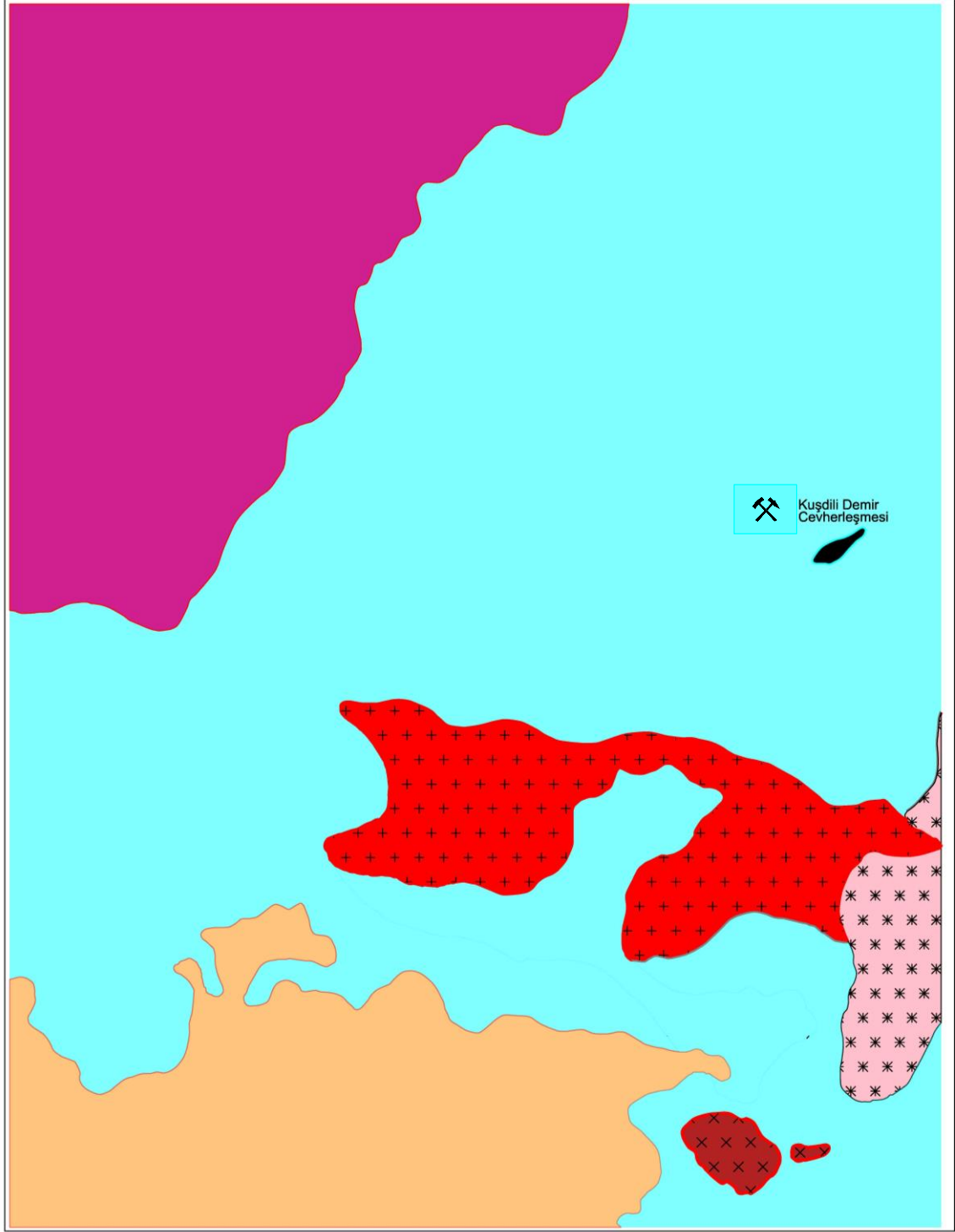
### 3. BULGULAR

#### 3.1 Cevherleşme Bölgesinin Jeolojisi

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yapılan çalışmalar incelendiğinde, bölgenin fasiyes değişiklikleri ve magmatik özelliklerine bağlı olarak; Kuzey zon, Güney zon ve Magmatik yay olmak üzere 3 jeotektonik alana ayrılması uygun görülmüştür (Şekil 3.1). Çalışma alanı magmatik yay üzerine denk gelmekte ve en yaşlı kayaları Şenköy Formasyonu olarak adlandırılan Erken-Orta Jura yaşlı volkanik ve volkanosedimanter kayalar oluşturmaktadır. Çalışma alanında Kaçkar batoliti olarak adlandırılan intrüzif kayalar yoğun şekilde bulunmaktadır. Bu kayalar Şenköy Formasyonunu kesen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Çamlıkaya granitoyidi, Kretase dönemindeki yay magmatizması ile oluşan Asniyor lökograditi ve Eosen döneminde genişleme (açılma) rejiminde oluşan Halkalıtaş plütonudur. Ayrıca çalışma alanında bulunan Eosen dönemi Erenler Formasyonu olarak adlandırılan kırıntılı kayaları ve Kabaköy volkanik ve volkanosedimanter kayalarıdır. Çalışma alanının 1/25.000 ölçekte jeoloji haritası hazırlandı ve birimler detaylı şekilde aşağıda anlatıldı (Şekil 3.2).



Şekil 3.1: Doğu Karadeniz Bölgesinin fasiyes farklılıklarına göre çalışma alanının konumu

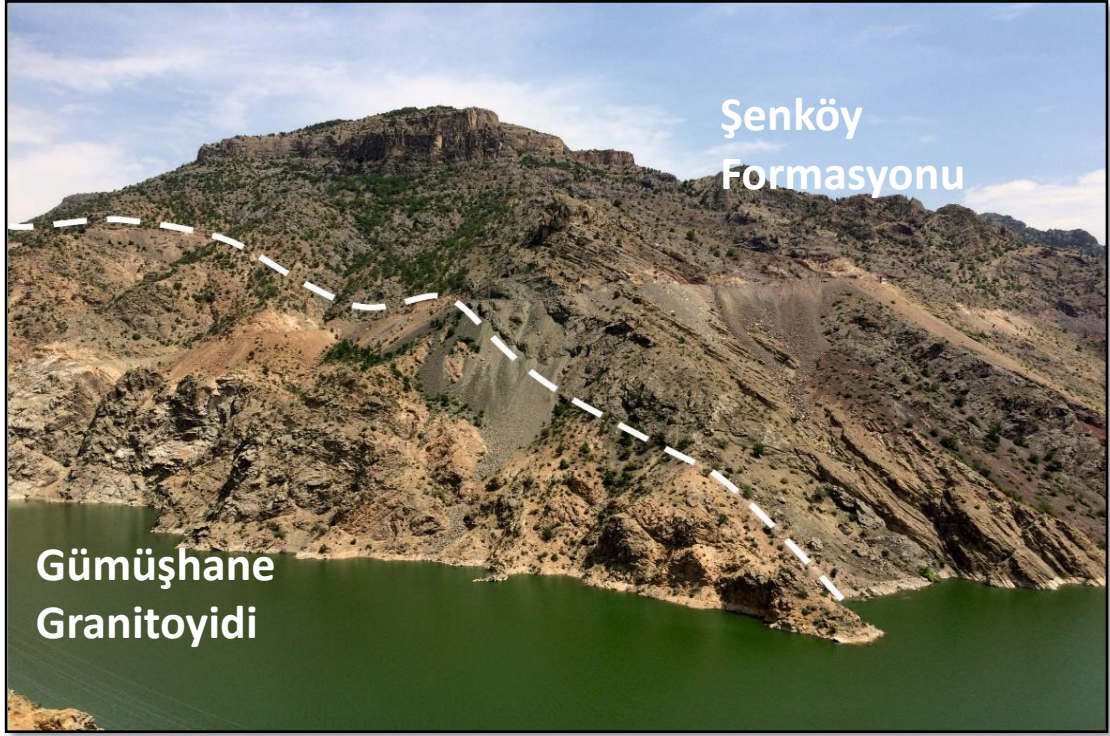


**Şekil 3.2:** Çalışma alanının (G45-C2) 1/25.000 ölçekte hazırlanmış jeoloji haritası

### 3.1.1 Şenköy Formasyonu

Doğu Pontidler orojenik kuşağı hattında büyük alanlara yayılmış ve Kuşdili skarn yatağı bölgesinde de yüzeleyen volkanik ve volkano tortul kayaçlar, bölgede yapılan çalışmalarda Alt Bazik Seri olarak adlandırılmıştır (Schultze-Westrum, 1961; Gedikoğlu vd., 1979; Aslaner, 1977, Kaygusuz, 1992). Bazı araştırmacılarda benzer litolojideki kayaçlar için Pontid Alt Bazik Karmaşığı ismini kullanmışlardır (Köprübaşı, 1992; Yalçınalp, 1992, Hasançebi, 1993). Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bu volkanosedimanter kayaçlar için yaygın olarak Hamurkesen Formasyonu (Ağar, 1977) ve Şenköy Formasyonu (Kandemir, 2004) adlamaları kullanılmıştır. Bu çalışmada bu birim için “Şenköy Formasyonu” adı kullanılmıştır.

Çalışma alanı içerisinde yaş olarak en altta olan birim, Şenköy Formasyonu'na ait kayaçlardır. Birim andezit, bazalt, piroklastikler, karbonatlı ve kırıntılı sedimanter bir istiftten oluşmaktadır. Tanımlandığı yörede Gümüşhane graniti üzerine uyumsuzlukla gelmekte ve taban seviyelerinde kömür ara seviyeli konglomera, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşan kırıntılı çökellerden oluşmaktadır (Kandemir, 2004). Çalışma sahasına yakın bölgede benzer şekilde Gümüşhane graniti üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 3.3). Formasyonun üst kısmına doğru renkleri açık yeşilden siyaha doğru değişen andezit, bazalt ve piroklastiklerden oluşan birim yoğun şekilde kırık, boşluk ve yer yer ayrışma gösteren bir yapıdadır. Bu birim yaklaşık 30-40 metre kalınlığa sahip olup 500 metre yanal devamlılık gösteren yer yer rekristalize olmuş kireçtaşı mercek ve blokları içerir (Dişli, 2019). Şenköy Formasyonunun taban kısımları çalışma alanında gözlenememiştir. Yoğun bir şekilde volkanik kayaçlar egemendir. Birimin içerisinde mercekler halinde kristalize kireçtaşı mercekleri bulunmaktadır. Bu kristalize kireçtaşları aynı zamanda Kuşdili demir cevherleşmesine ev sahipliği yapmaktadır.



**Şekil 3.3:** Şenköy Formasyonunun Gümüşhane granitini uyumsuz örtmesi

Birim alışma alanında granitoyidler tarafından kesilmektedir. Kesilen dokanakları boyunca metamorfizma etkileri görülmektedir. Çalışma alanında yoğun bir şekilde epidotlaşma ve kalsitleşme gelişmiştir. Birim inceleme alanı dışında Çamlıkaya granitoyidi tarafından kesildiği net bir şekilde görülmüştür.

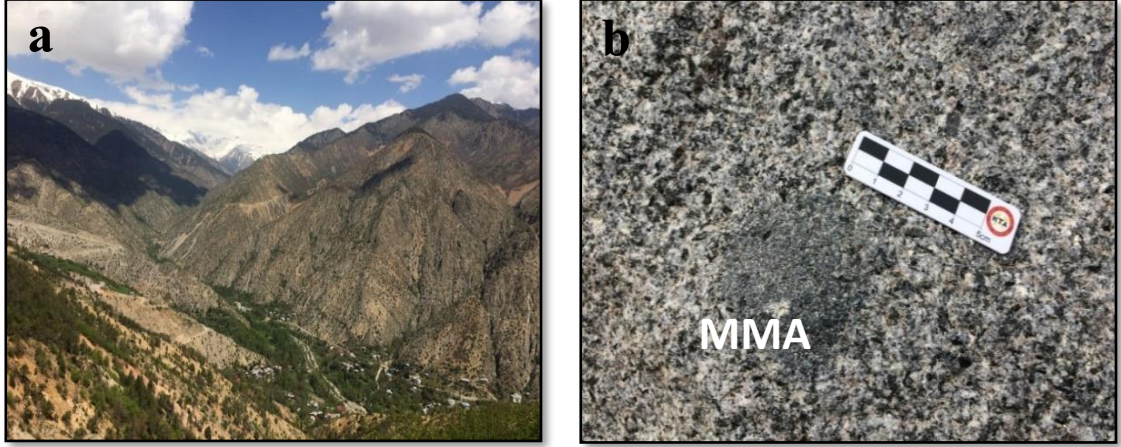
Çalışma alanında mercekler halinde bulunan kristalize kireçtaşlarından paleontolojik yaş için örnekler alınmıştır. Fakat yapılan incelemede herhangi bir yaş verecek fosile rastlanmamıştır. Fakat Güven (1993) yaptığı paleontolojik çalışmada birim içerisindeki kireçtaşlarında (bordo renkli) saptadığı bazı index fosillere göre birime Liyas yaşını vermiştir. Doğu Karadeniz'in kuzey zonunda aynı birim üzerine, başka araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda da birimin yaşı Jura olarak verilmektedir (Schutze-Westrum, 1961; Türk Japon Ekibi, 1985; Köprübaşı, 1992 ve Yalçınalp, 1992).



### 3.1.2 amlıkaya Granitoyidi

Birim ilk kez Boztuğ vd. (2006) tarafından inceleme alanın güneydoğusunda İspir-amlıkaya yöresinde tipik mostralara sunmasından bu isim ile adlanmıştır. Boztuğ ve MTA ekibinin yaptığı çalışmalar sonucunda ilk kez Kaçkar granitoyidi olarak bilinen intrüzif kayalar tektonik ortamı ve yaş konağına göre ayrılmıştır. İçerisinde olduğum MTA ekibi tarafından da ilk kez Çamlıkaya granitoyidi'nin sınırları belirlenmiştir.

amlıkaya granitoyidi Kaçkar Dağ Silsilesinin güney yamaçlarında (İspir-Yusufeli arasında) geniş yayılımlar sunar. İspir-amlıkaya yöresinde ise tipik kesitler verir (Şekil 3.4a-b).

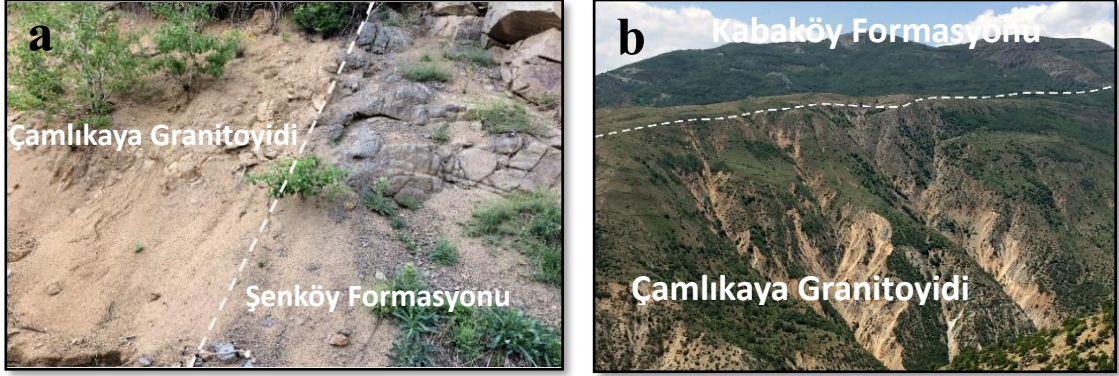


Şekil 3.4: a) amlıkaya granitoyidi genel görünümü b) Mafik magmatik anklav (MMA) içeren el örneğı

Birim genellikle sağlam yapıda az altere kısımlarından alınan örneklerin petrografik incelemesi sonucunda granodiyorit, tonalit, kuvars monzodiyorit, kuvars diyorit birleşimine kadar farklı fazlarda kristallenme göstermiştir. Birim içerisinde yoğun bir şekilde MMA gözlenmektedir. Bunlar da farklı iki magmanın karışımına işaret etmektedir.

amlıkaya granitoyidi çalışma alanı içinde Şenköy Formasyonunu kesmekte ve dokanakları boyunca alterasyona sebep olmaktadır (Şekil 3.5a). Kabaköy Formasyonu

tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.5b). Çalışma alanı dışında Asniyor graniti ve Halkalıtaş plütönu tarafından kesilmektedir.



**Şekil 3.5:** a) Çamlıkaya granitoidinin Şenköy Formasyonunu kesme ilişkisi b) Çamlıkaya granitoidinin Kabaköy Formasyonu tarafından uyumsuz örtülmesi

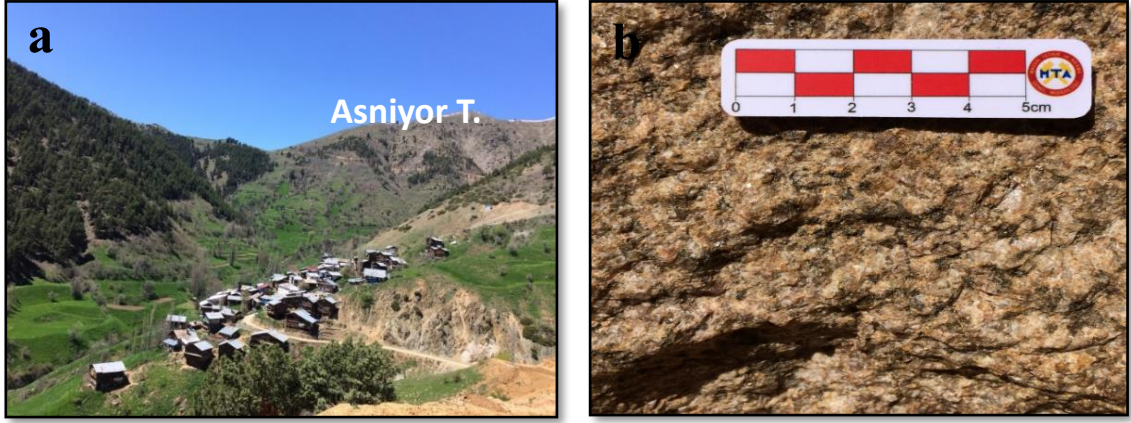
Çamlıkaya granitoidi ile yapılan jeokronolojik yaş çalışmaları sonucunda Ustaömer vd. (2013) 156 my Boztuğ vd. (2007) 112my radyometrik yaş sonuçlarına ulaşmışlardır. Bu yaş sonuçlarına göre Çamlıkaya granitoidi, Geç Jura- Erken Kretese döneminde sokulum yapmış intrüzif bir kayadır.

Boztuğ vd. (2006)'ya göre Çamlıkaya granitoidini erken yay döneminde oluşan orta-potasyumlu kalk-alkalen granitoid olarak tanımlamışlardır.

### 3.1.3 Asniyor Graniti

Birim ilk kez Boztuğ vd. (2006) tarafından inceleme alanının doğusunda İspir ilçesinin Asniyor Dağı yöresinde tipik mostralar sunmasından dolayı Asniyor Lökograniti olarak adlanmıştır. Açık renkli minerallerin çok yoğun bulunduğu birim genel olarak granit bileşimine sahiptir. İçerisinde olduğum MTA ekibi tarafından Asniyor graniti olarak adlanması uygun görülmüştür.

Asniyor graniti Erzurum'un İspir ilçesi ile Artvin illeri arasında çok geniş bir yayılım sunar. Asniyor Dağı yöresinde geniş bir alanda tip kesitleri gözlemlenir. Çalışma alanının güneydoğusunda, Horhot Deresi boyunca iyi yüzlekler verir (Şekil 3.6a-b).



**Şekil 3.6:** a) Asniyir granitinin genel görünümü b) Asniyir granitinin el örneğinin görünümü

Boztuğ vd. (2006) yaptıkları çalışmada kaya türünü lökogradit olarak tanımlamışlardır. Birimin petrografik incelemesi sonucunda granit bileşiminde, holokristalin taneli dokuda ve kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır.

Asniyir graniti çalışma alanı içerisinde Şenköy Formasyonunu kesmektedir. Halkalıtaş plütünü tarafından da kesilmektedir.

Bölgede Asniyir graniti üzerinde çok az çalışma vardır. Boztuğ vd. (2006)'da yaptıkları çalışmada jeokimya sonuçlarına göre Asniyir granitinin Geç Paleosen yaşında olduğunu söylemişlerdir. Bizim yaptığımız arazi çalışmalarında dokanak ilişkileri göz önünde bulundurularak Paleosen-Erken Eosen yaşında olduğu düşünülmektedir.

Boztuğ vd. (2006)'ya göre Asniyir granitini çarpışma ile eş yaşlı peralümüne lökogradit olarak tanımlamıştır.

### 3.1.4 Erenler Formasyonu

Birim tüm Doğu Pontid Orojenik kuşağında görülen başlıca kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı, konglomera ve yer yer volkanizma ürünlerinden oluşan türbiditik kırıntılı bir filistir. İlk kez Yılmaz vd. (1997) tarafından Artvin-Erenler dolayında iyi gözlenen Lütesiyen yaşta türbiditik kırıntılılar için Erenler Formasyonu adı kullanılmıştır (Şekil 3.7). Bu çalışmada da Erenler Formasyonu ismi kullanılması tercih edilmiştir.





**Şekil 3.7:** Erenler Formasyonunun genel görünümü

Birim çalışma alanın Güney-Güneybatısında Kaçkar Dağlarının zirvelerine yakın alanda bulunmaktadır. Çalışma alanı yakın Ulutaş köyü civarında da iyi yüzlekler vermektedir.

Çoğunlukla türbiditik kırıntılı kayalardan oluşan birim, tabandan üste doğru çakıltaşı, sarımsı bej, ince - orta tabakalı kireçtaşı, kumtaşı ve kiltaşı ardalanmasına geçer. Bu denizel filişin arasında yer yer beyaz, beyazımsı yeşil renkli riyoitler ve ignimbiritler bulunmaktadır. Bu seviyeler yanal yönde kırıntılı karbonatlı fasiyesler şeklinde devam ederler. Çakıltaşlarının hemen üzerindeki yumrulu kireçtaşları içinde oldukça iri Nummulites fosillerine rastlanılmaktadır (Şekil 3.8). Çalışma alanında formasyonun görünür kalınlığı 100-150 m civarındadır.



**Şekil 3.8:** Erenler Formasyonun *Nummulites* fosilleri içeren bir el örneği

Erenler Formasyonu inceleme alanında Çamlıkaya granitoyidi ile Şenköy Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Üzerinde bulunan Kabaköy Formasyonu ile yanal düşey geçişlidir.

Alan vd. (2016) çalışma alanına yakın birim içerisindeki yaptıkları çalışmada *Nummulites gr. perforatus DE MONTFORT*, *Nummulites spp.*, *Discocyclina sp.*, gibi fosilleri gözlemleyerek Erken-Orta Eosen yaşını vermişlerdir.

Formasyon enerjinin düşüp yükseldiği gel git ortamına kadar olan sığ denizel bir ortamda başlayıp, hızlı deniz seviyesi yükselimi neticesinde türbiditik ve yer yer pelajik çökellerin, dış şelf-üst yamaç (200-300 m su derinliği) ortamına kadar çökeldiği söylenebilir.

Erenler Formasyonu, Akdeniz vd. (1994)'ün Yedigöze Formasyonu Güven (1993)'ün Bakırköy Formasyonu ile deneştirilebilir.



### 3.1.5 Kabaköy Formasyonu

İlk kez Güven (1993) Kabaköy (Gümüşhane) dolayında yüzeyleyen Lütésiyan yaştaki bazik-ortaç volkanizma ürünleri ile volkanosedimanterlerden oluşan istif için Kabaköy Formasyonu adını kullanmıştır. Bu çalışmada da Erenler Formasyonu üzerine geçişli olarak gelen, volkanik ürünlere Kabaköy Formasyonu adının kullanımı uygun görülmüştür.

Formasyonun tip yeri Çoruh nehrini izleyen Bayburt - İspir yolu boyuncadır. Çalışma alanının güney kısmını oluşturur ve burada iyi gözlenirler (Şekil 3.9).



**Şekil 3.9:** Kabaköy Formasyonun genel görünümü

Kabaköy Formasyonu genel olarak mor renkli, grimsi yeşil ve bazen de pembemsi gri görülmektedir. Alt kısımda sedimanter kayalar ile geçişli olarak piroklastikler ve andezitler ile başlar. İstif üst seviyelerde yine mor renkli bazalt,

andezit, tuf, aglomera ve kırmızı renkli çamurtaşı düzeyleri şeklinde devam eder. Yer yer boz renkli kumtaşları ile ardalanmalı şekilde devam eder istifin üst kısımlarına lavlar egemendir (Alan vd. 2016).

Çalışma alanında Kabaköy Formasyonu, Erenler Formasyonu üzerine gelmekte ve yanal düzeyde geçiş göstermektedir. Çamlıkaya granitoidini ise uyumsuz olarak örtmektedir.

Kabaköy Formasyonun'da çalışma alanı içerisinde herhangi bir fosil gözlenmemiştir. Göreceli olarak Erenler Formasyonu üzerine geldiği için Orta-Geç Eosen yaşında olduğu düşünülmektedir. Kandemir vd. (2014) formasyon içerisindeki sedimanter örneklerden fosil determinasyonu sonucunda İpresiyen ve Lütesiye arasında yaşlar elde etmişlerdir.

Formasyonuna ait volkanitlerin çarpışma sonrası gerilmeli tektonik rejim koşullarında geliştiği belirtilir (Aydınçakır ve Şen, 2013).

Kabaköy Formasyonu Akdeniz vd. (1994) Çoruh Formasyonu, Keskin vd. (1989) Yazyurdu Formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'ın Ordu dolayındaki Yeşilce Formasyonu, Gedik ve Korkmaz, (1987)'in; Melyat Formasyonu ile denestirilebilir.

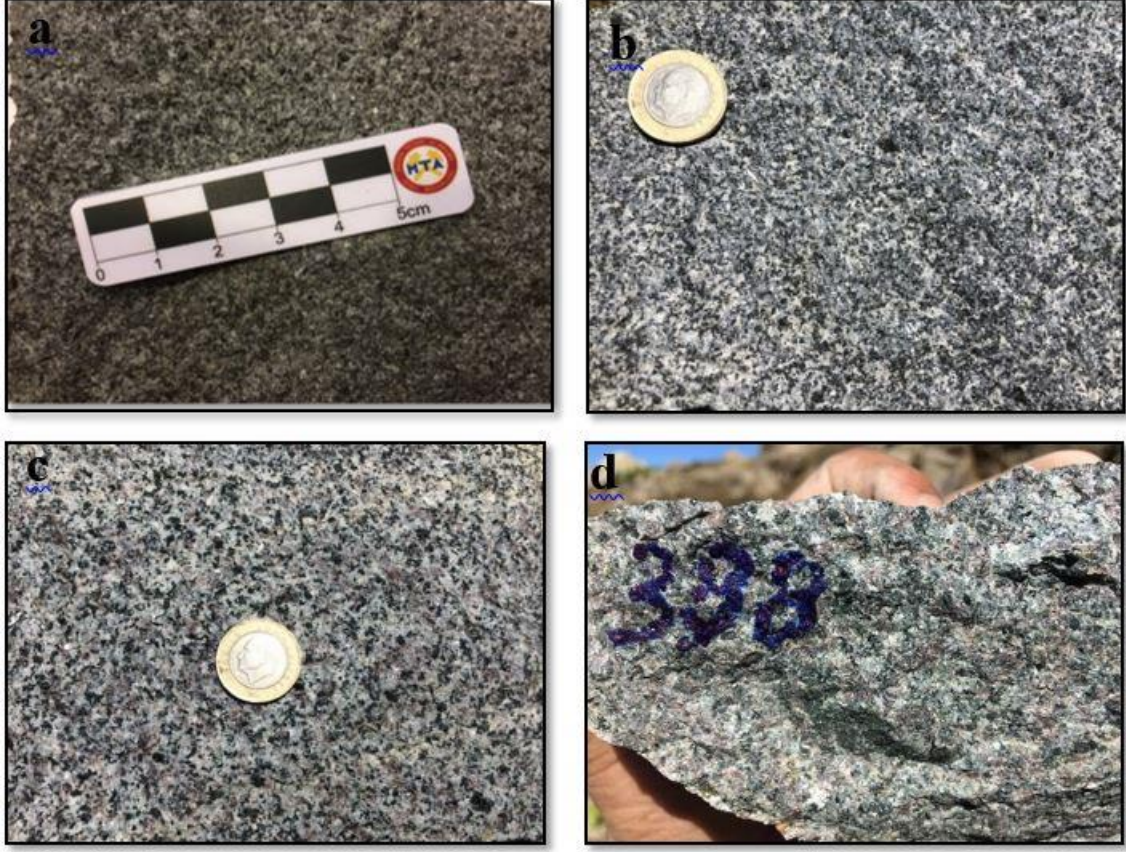
### **3.1.6 Halkalıtaş Plütönu**

Birim ilk kez Boztuğ ve MTA ekibi tarafından Rize ilinin Tunca beldesinin Halkalıtaş Tepe bölgesinde verdiği yaygın mostralardan bu alanda adlanmıştır (Şekil 3.10). Güven (1993)' ün Eosen yaşındaki çarpışma sonrası tüm intrüzifleri Kaçkar granitoidi II diye adlandırmıştır. Boztuğ vd. (2006) yaptıkları çalışmada bunların çok farklı granitoidler içerdiğini ortaya koymuşlardır. Diyoritten kuvars monzonite kadar farklı bileşimlere sahip bu intrüzif kütle Doğu Pontid Orojenik kuşağında birçok cevherleşme meydana getirmiştir.



**Şekil 3.10:** Halkalıtaş plütunun genel görünümü

Çalışma alanı içerisindeki en genç intrüzif kütle olan Halkalıtaş plütunu Doğu Karadeniz’de birçok bölgede yayılım gösterir. Çalışma alanına yakın bölge olan, Çatakkaya köyü civarında tüm bileşimlerinde mostralar verir (Şekil 3.11a-b-c-d)



**Şekil 3.11:** a) Halkalıtaş diyorit el örneği b) kuvarslı diyorit el örneği c) kuvarslı monzodiyorit el örneği d) kuvars monzonit el örneği

Birim kaya türü özellikleri olarak, diyoritten, kuvars monzonite kadar farklı birleşimlere sahiptir. Çalışma alanında genel olarak kuvars monzonit ağırlıklıdır. Birimin petrografik incelemesi sonucunda kuvars monzonitlerin holokristalin taneseli dokuda olduğu görülmüştür.

Halkalıtaş plütünü, çalışma alanı içerisinde Şenköy Formasyonunu, Çamlıkaya granitoyidi ve Asniyor granitini kesmiştir. Şenköy Formasyonunu kestiği yerlerde alterasyona sebep olmuştur. Çalışmamızın araştırma konusunu oluşturan Kuşdili demir cevherleşmesinin kaynağını Halkalıtaş plütünü oluşturmaktadır.

Halkalıtaş plütönünün yaşı Boztuğ vd. (2007) göre 43.7 my radyometrik yaş sonuçlarına ulaşmışlardır. Bölgede yaptığımız arazi çalışmalarında, dokanak ilişkileri bakılırsa Eosen yaşında olduğu düşünülmektedir.



### **3.2 İnrüzif Kayaların Petrografisi ve Jeokimyası**

Önemli metalik ve endüstriyel hammadde yataklarının bir çoğu asidik magmatik kayaçlarla aynı zaman ve mekanda oluşmuşlardır. Dolayısı ile bu tip maden yatakları ile asidik magma ürünlerinin oluşumları arasında çok yakın bir ilişki vardır. Cevher oluşumunda en önemli etkenlerden biri kuşkusuz magmatizmadır. Magma oluşumuna neden olan faktörler; basınç azalması, sıcaklık artışı ve ortama sulu bileşenlerin ilavesidir. Magmaların bileşimleri ve cevher içerikleri, oluştukları, göç ettikleri ve yerleştikleri ortamların fizikokimyasal özelliklerine bağlı olarak değişkenlik göstermektedir Ayaz (2018). Bu yüzden İnrüzif kayaların minerolojik ve tektojenetik olarak sınıflanması, oluşabilecek cevherleşmenin türü ve kökenine ışık tutacaktır.

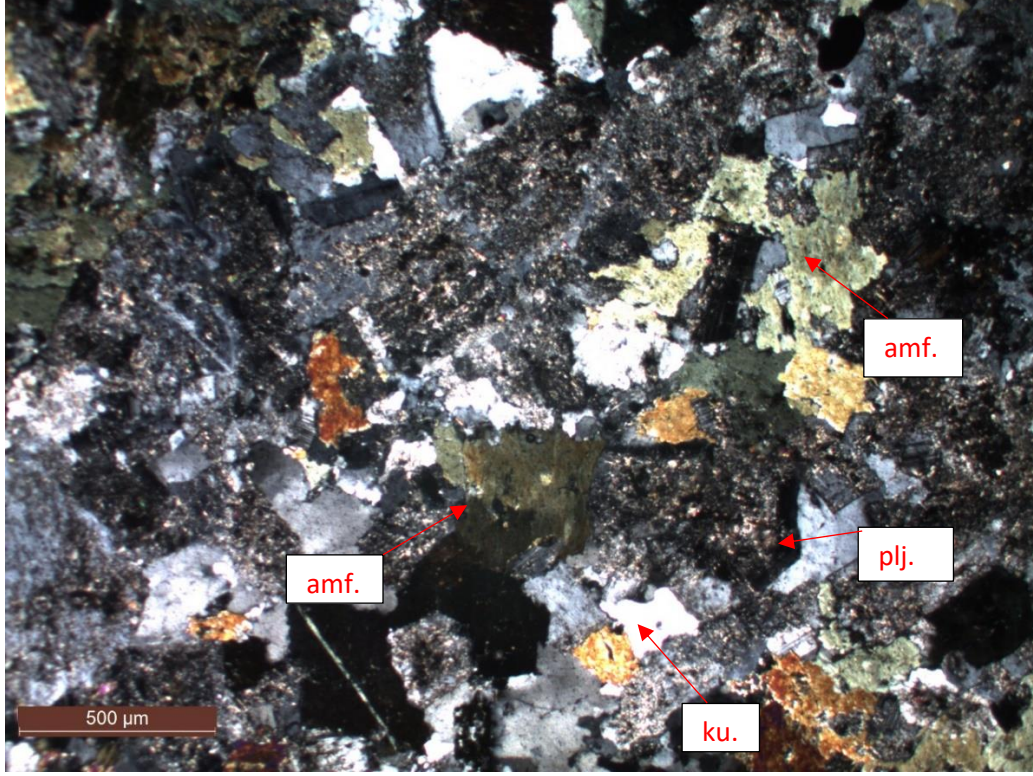
Çalışma alanında yüzeyleme veren ve çalışma konusu Kuşdili demir cevherleşmesini oluşturan, Halkalıtış monzodiyoritinden anaoksit, iz ve NTE elementlerinin analizi için örnekler alınmıştır. Alınan örneklerden granitoyidin jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması ve skarn yatakları ile olan ilişkisinin aydınlatılması hedeflenmiştir. Bu amaca yönelik olarak granitoyidin skarn zonlarındaki metazomatik süreçlerden etkilenmeyen kesimlerinden 14 adet örnek alınmış, Bu örneklerden yaptırılan jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 3.1’de verilmiştir. Ana oksitler ağırlıkça yüzde cinsinden verilmiştir. Alınan bu örnekler öncelikle mikroskop altında incelenerek kayaçların petrografisi ortaya koyulmuştur.

#### **3.2.1 Halkalıtış Plütönu Petrografisi**

İnceleme alanında yapılan arazi çalışmaları sırasında haritalanan Halkalıtış monzodiyorit kayaçlarından 14 adet örnek alınmıştır. Birim bu çalışmada polarizan mikroskop altında petrografik olarak incelenmiş ve Diyorit(4), Kuvarslı Diyorit(2), Monzodiyorit(3) ve Kuvarslı Monzonit(5) bileşimlerine sahip olduğu anlaşılmıştır.

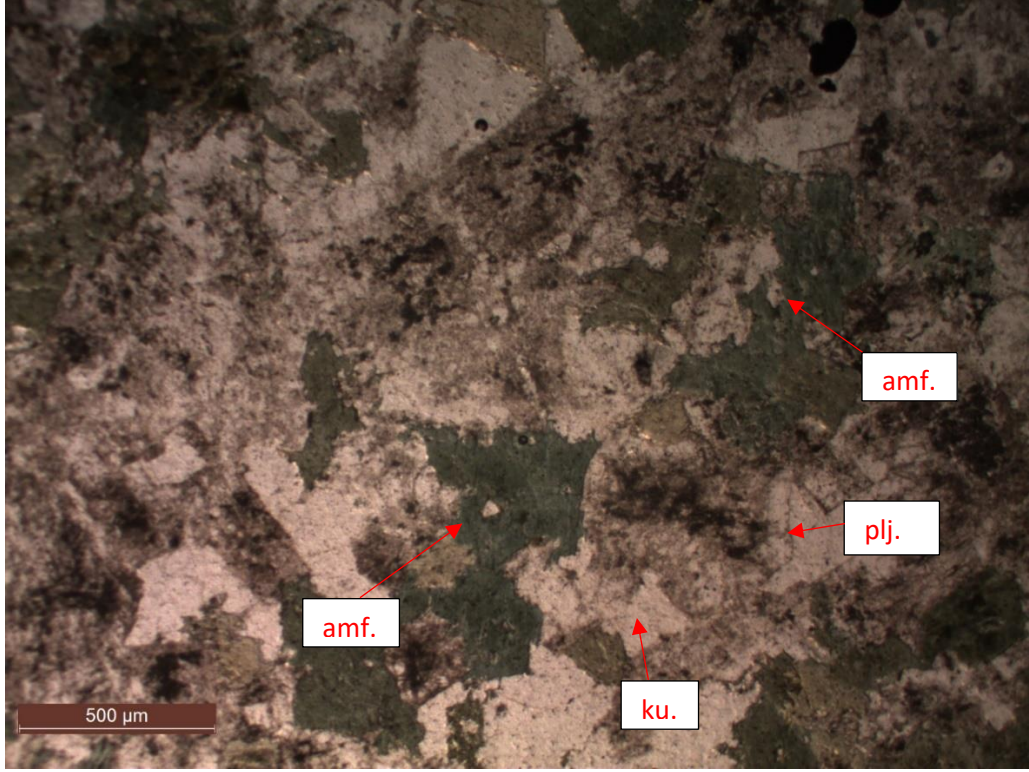
Diyoritler holokristalin taneler dokuda olup ana bileşen olarak plajiyoklaz ve az miktarda kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Kayaçta yer alan plajiyoklazlar orta taneli, yarı özşekillidir. Plajiyoklazlarda polisentetik ikizlenme ve yer yer zonlu doku gözlenmektedir. Az miktarda gözlenen kuvarslar orta taneli, özşekilsizdir. Kayaçlarda mafik mineral olarak gözlenen amfibol mineralleri bol çatlaklı yapıda olup, kenarları kemirilmiş ve yeşil pleokroyizmaya sahiptir. Aralarda az miktarda gözlenen biyotit

mineralleri ince taneli, yarı özşekli yapıda olup koyu yeşil pleokroyizmaya sahiptir (Şekil 3.12-Şekil 3.13).



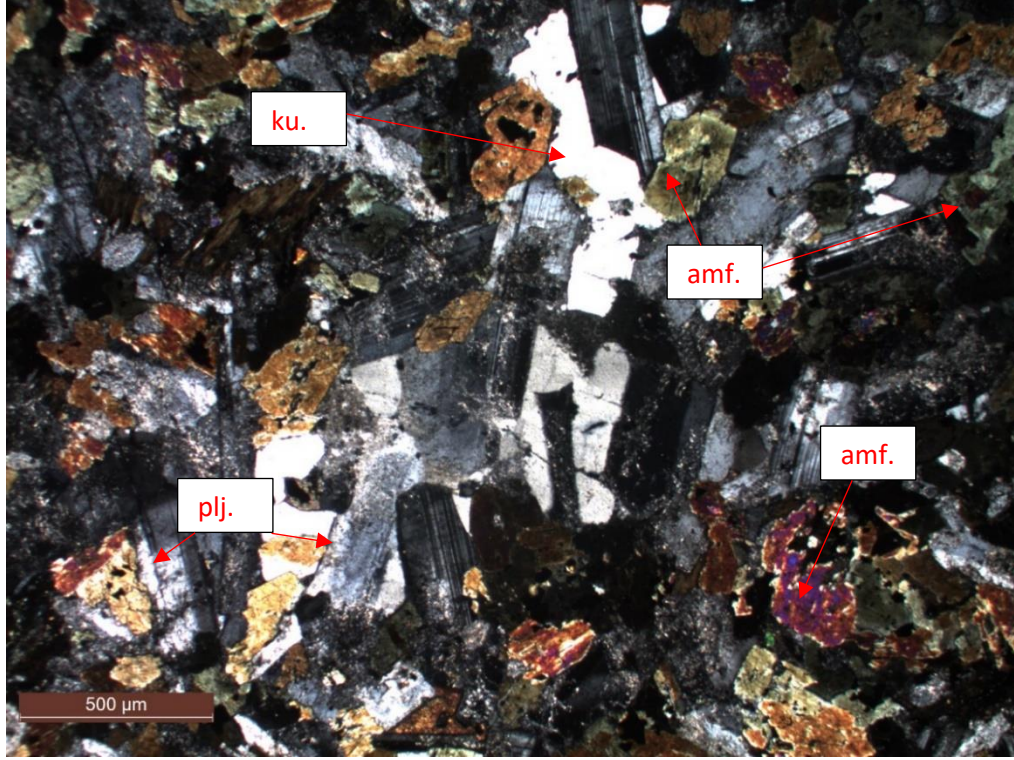
Şekil 3.12 Halkalıtaş plütönuna ait diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikol)



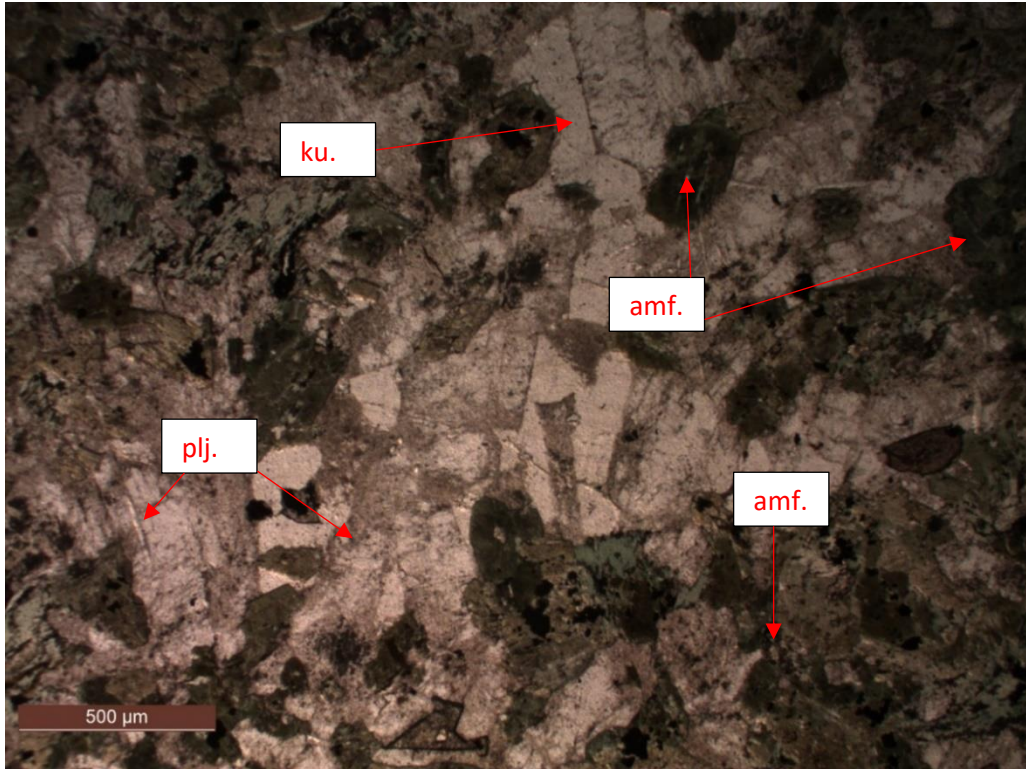


**Şekil 3.13:** Halkalıtaş plütonuna ait diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikol)

Kuvarslı diyorit holokristalin taneli dokudadır. Örneğin ana bileşenlerini orta-ince taneli plajiyoklaz, amfibol ve az miktarda kuvars mineralleri ile tamamen kloritleşmiş, dilinim izleri boyunca lökoksene dönüşmüş, bazı kristalleri yanısıra epidotlaşmış olası biyotit kalıntıları oluşturmaktadır. Yarıözşekilli plajiyoklazlar polisitetik ikizlenmeli ve/veya basit ikizlenmeli ve/veya zonlu dokulu olup killeşmiş ve serisitleşmişlerdir. Özşekilsiz kuvarslar temiz yüzeyleri ile belirgindirler. Yarıözşekilli klinoamfiboller yeşil renkte pleokroyizmalıdırlar. Kesitte örneğin epidot damarlarınca kesildiği gözlenmektedir (Şekil 3.14-Şekil 3.15).



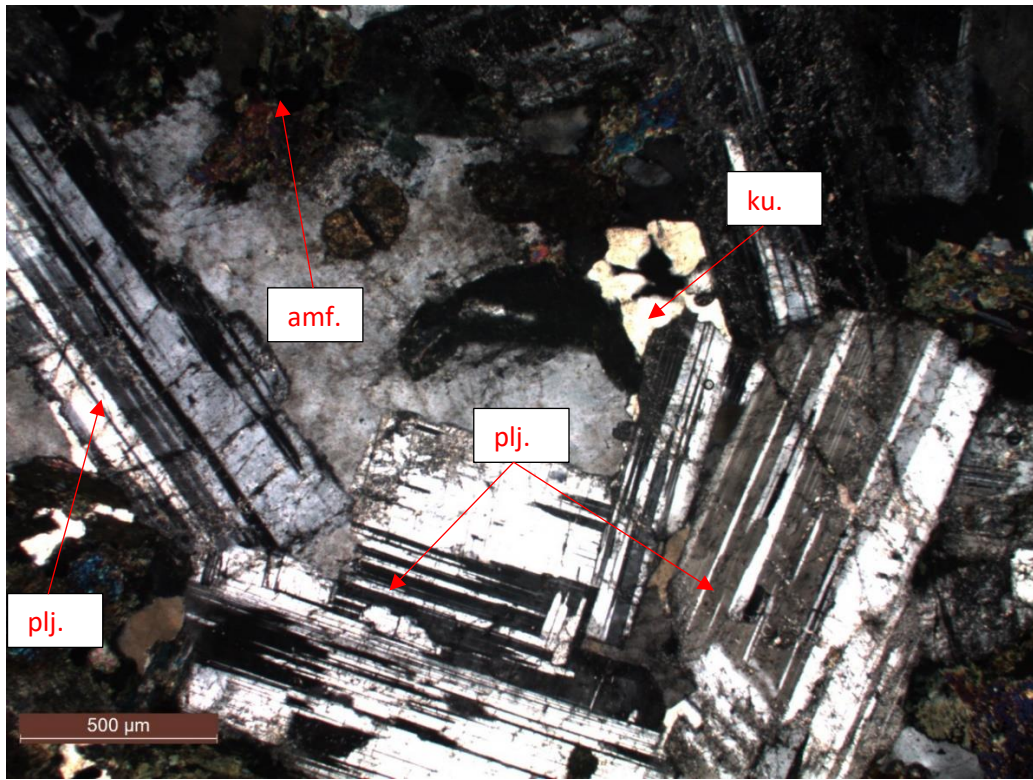
Şekil 3.14: Halkalıtaş plütönuna ait kuvarslı diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikol)



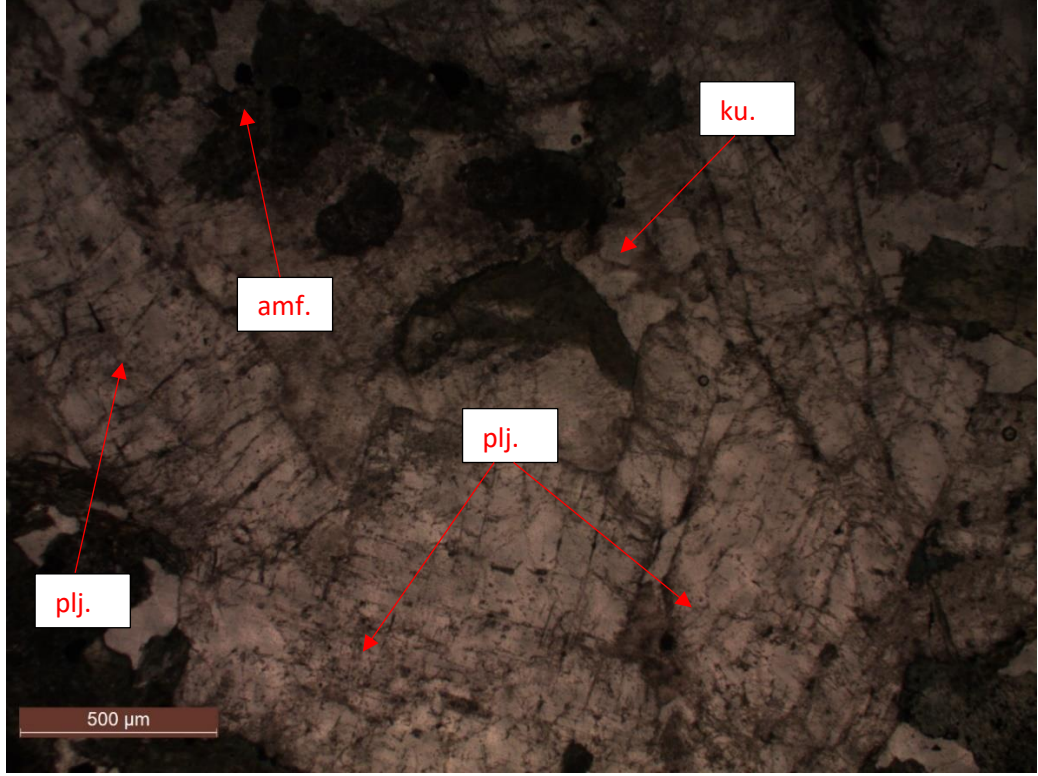
Şekil 3.15: Halkalıtaş plütönuna ait kuvarslı diyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikol)



Kuvarslı monzodiyoritler holokristalin tanesel dokuda ana bileşenlerini, orta-ince taneli plajiyoklaz, alkali feldispat, kuvars ve amfibol mineralleri ile tamamen kloritlemiş, dilinim izleri boyunca lökoksene dönüşmüş, bazı kristalleri yanısıra epidotlaşmış olası biyotit kalıntıları oluşturmaktadır. Yarıözşekilli plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli ve/veya basit ikizlenmeli ve/veya zonlu dokulu olup killeşmiş ve serisitleşmişlerdir. Özşekilsiz alkali feldispatlar pertitik dokulu olup killeşmişlerdir. Özşekilsiz kuvarslar dalgalı sönme göstermektedirler. Yarıözşekilli klinoamfiboller yeşil renkte pleokroyizmaldırlar (Şekil 3.16-Şekil 3.17).



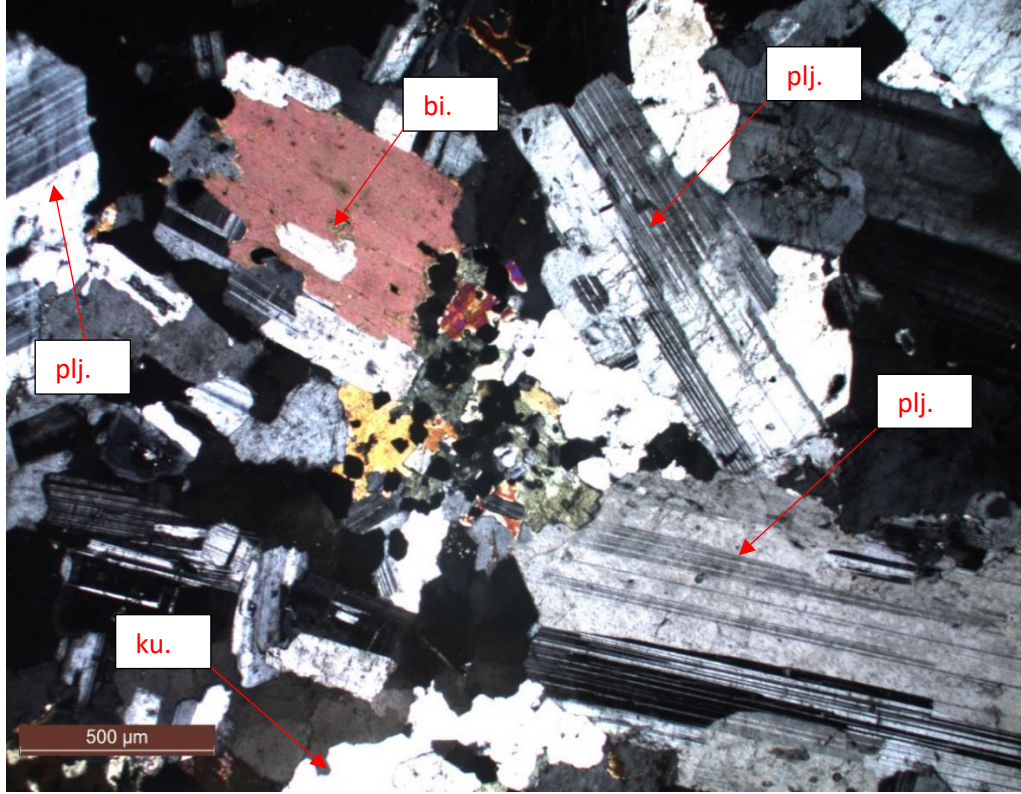
**Şekil 3.16:** Halkalıtış plütönuna ait kuvarslı monzodiyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (çift nikol)



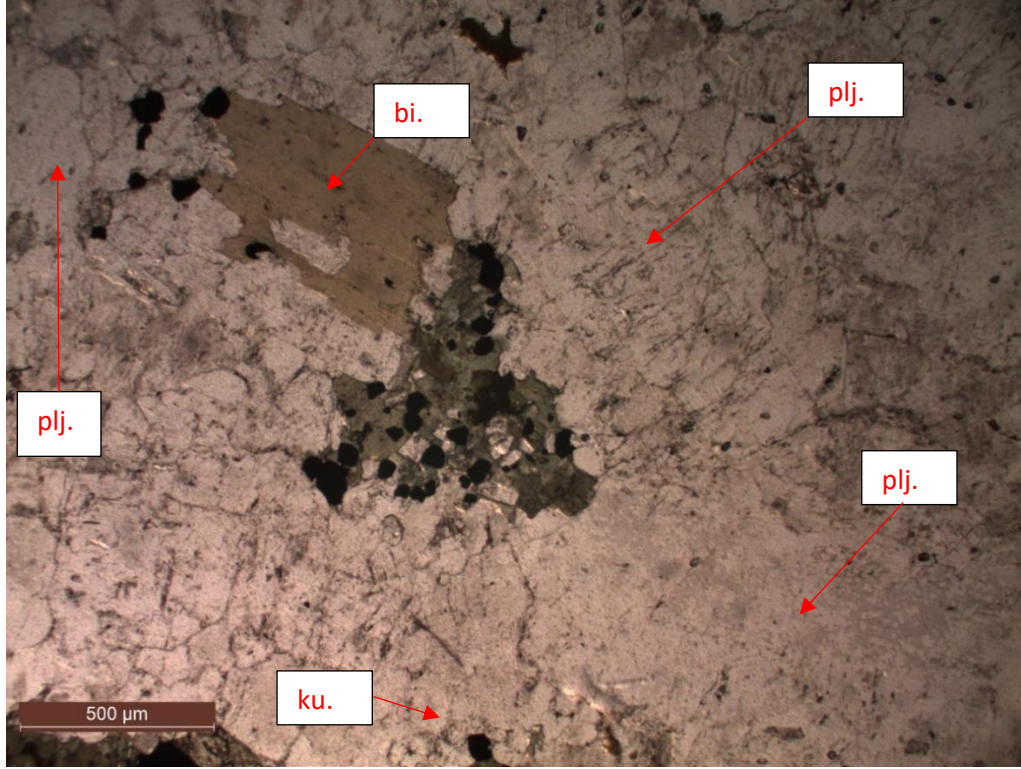
**Şekil 3.17:** Halkalıtaş plütönuna ait kuvarslı monzodiyoritlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikol)

Kuvarslı monzonitler holokristalin taneli dokuda olup ana bileşenlerini, orta-ince taneli plajiyoklaz, alkali feldispat, kuvars, amfibol ve biyotit minerallerinden oluşturmaktadır. Bazı örneklerde alterasyon minerallerine rastlanmıştır. Bunlar tamamen kloritleşmiş, dilinim izleri boyunca lökoksene dönüşmüş, bazı kristalleri yanısıra epidotlaşmış olası biyotit kalıntıları oluşturmaktadır. Yarıözşekilli plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli ve/veya basit ikizlenmeli ve/veya zonlu dokulu olup killeşmiş ve serisitleşmişlerdir. Özşekilsiz alkali feldispatlar pertitik dokulu olup killeşmişlerdir. Özşekilsiz kuvarslar dalgalı sönme göstermektedirler. Yarıözşekilli klinoamfiboller yeşil renkte pleokroyizmalıdırlar. Biyotitler açık-koyu kahve pleokrizma renklerine sahip olup paralel sönme gösterirler (Şekil 3.18-Şekil 3.19).





Şekil 3.18: Halkılıtaş plütönuna ait kuvarşlı monzonitlerde görülen plajiyoklas, biyotit ve kuvars mineralleri (çift nikol)



Şekil 3.19: Halkılıtaş plütönuna ait kuvarşlı monzonitlerde görülen plajiyoklas, amfibol ve kuvars mineralleri (tek nikol)

### 3.2.2 Halkalıtaş Plütonu Jeokimyası

Birim bu çalışmada petrografik olarak incelenmiş ve Diyorit(4), Kuvarslı Monzonit(5), Monzodiyorit(3) ve Kuvarslı Diyorit(2) bileşimli örneklerden toplam 14 adet anaoksit, iz ve NTE analizi yapılmıştır (Tablo 3.1-3.2).

Halkalıtaş Plütonunun; SiO<sub>2</sub> değerleri %50.2-64.5 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri %16.0- 18.4, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri %3.6-9.0, MgO değerleri %1.8-6.0, CaO değerleri %4.2- 10.0, Na<sub>2</sub>O değerleri %3.5-4.8 ve K<sub>2</sub>O değerleri %1.5-4.4 arasında olup değişkenlik alanları yüksektir.

Halkalıtaş Plütonuna ait örneklerin ilk 9 tanesi diyoritik bileşime sahipken son 5 tanesi, monzonitik bir bileşime sahiptir. Diyagramlara yerleştirilirken 9 tanesi mavi kare işareti, 5 tanesi ise kırmızı üçgen işareti ile gösterildi.

**Tablo 3.1** Halkalıtaş Monzodiyoriti Ana Oksit Değerleri (%)

Örnek No														
19-LK-	106	107	121	176	177	178	182	183	184	156	189	190	191	192
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51.0	50.2	51.6	51.7	57.4	57.2	52.0	52.7	55.0	61.5	63.0	62.6	64.3	64.5
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18.3	18.1	18.3	17.5	18.3	18.4	18.0	18.2	17.0	16.0	16.9	16.6	16.2	16.1
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	7.3	7.0	5.7	9.0	5.9	5.9	7.3	7.4	6.8	4.2	3.9	4.2	3.7	3.6
<b>MgO</b>	5.7	6.0	6.0	4.2	3.8	3.5	4.5	4.3	4.0	2.4	1.9	2.0	1.8	1.8
<b>CaO</b>	9.0	10.0	8.2	7.5	5.6	5.7	8.5	8.5	7.3	5.3	4.7	5.0	4.2	4.2
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.7	3.8	4.6	4.5	4.6	4.8	4.2	3.9	3.5	3.5	4.0	4.0	4.0	3.9
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.5	1.5	1.9	1.7	1.4	1.4	2.2	1.8	3.2	4.4	4.0	3.8	4.2	4.2
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.7	0.9	0.6	1.4	0.6	0.6	0.9	0.8	0.8	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.5	0.2	0.3	0.6	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
<b>MnO</b>	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
<b>A.Za</b>	1.90	1.80	2.20	1.20	1.70	1.75	1.00	1.30	1.30	1.15	0.50	0.45	0.55	0.55
<b>Toplam</b>	<b>99.70</b>	<b>99.60</b>	<b>99.50</b>	<b>99.80</b>	<b>99.80</b>	<b>99.75</b>	<b>99.20</b>	<b>99.40</b>	<b>99.30</b>	<b>99.35</b>	<b>99.50</b>	<b>99.45</b>	<b>99.55</b>	<b>99.45</b>

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*:Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cinsinden toplam demir. A.Za (Ateşte kayıp):Toplam uçucu içeriği.

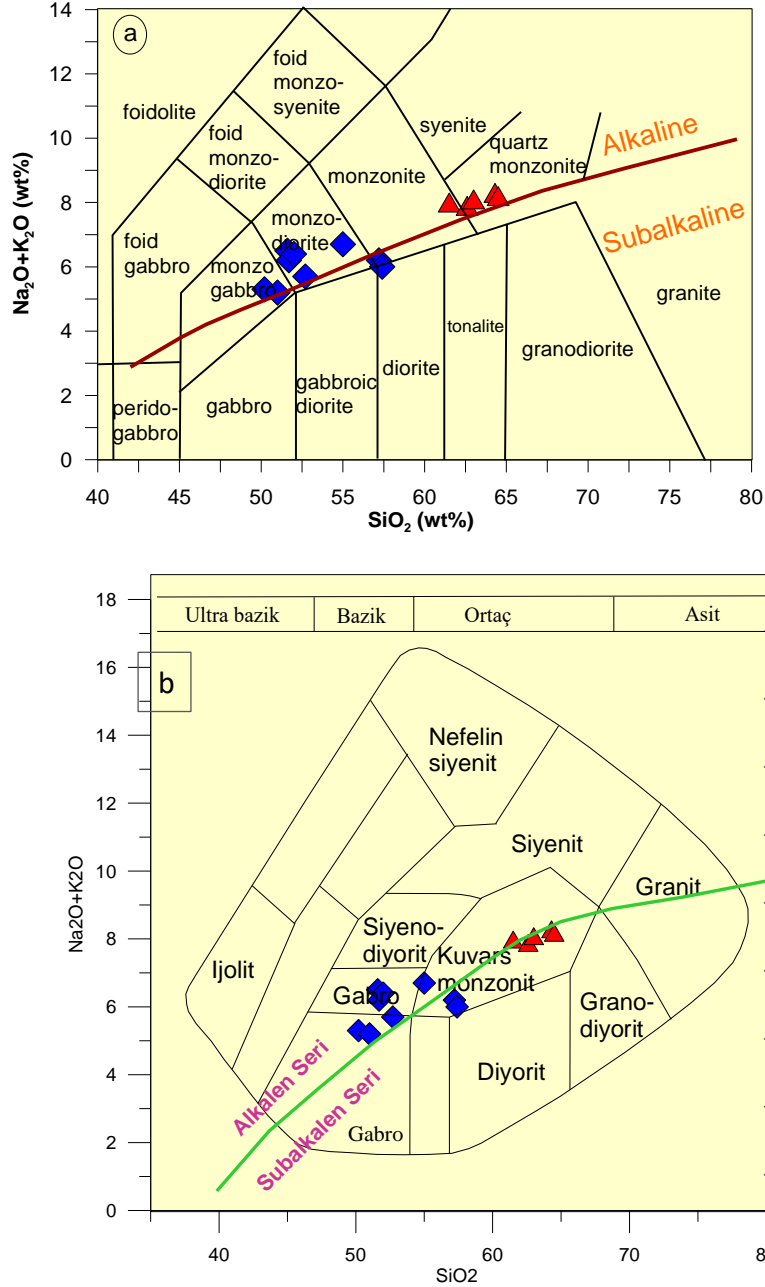
Tablo 3.2 Halkalıtaş Monzodiyoriti İz ve NTE Elementleri Değerleri (ppm)

Örnek No	19-	106	107	121	176	177	178	182	183	184	156	189	190	191	192
LK-															
<b>Cu</b>	33	79	13	34	14	5	10	14	11	15	24	30	18	39	
<b>Pb</b>	12	21	14	19	19	5	23	14	25	27	21	21	21	21	
<b>Be</b>	1.4	1.1	1.6	1.5	1.4	1.3	0.9	0.9	0.9	2.4	0.8	0.8	0.8	0.8	
<b>Zn</b>	76	68	72	101	69	32	105	109	94	70	87	88	87	83	
<b>Sb</b>	19	17	19	23	21	17	<1	<1	<1	20	<1	<1	<1	<1	
<b>As</b>	5	6	6	6	7	6	4	2	8	11	4	5	4	3	
<b>V</b>	114	143	110	214	143	121	102	132	103	63	127	118	111	109	
<b>Se</b>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
<b>Mo</b>	3	2	2	4	3	3	<1	<1	<1	4	1	1	1	1	
<b>Bi</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Cr</b>	96	365	72	64	89	74	81	83	110	135	125	109	124	106	
<b>Te</b>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
<b>Li</b>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	21	20	23	18	
<b>B</b>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
<b>Ba</b>	501	368	414	767	400	354	1213	568	1041	805	844	900	784	731	
<b>Ni</b>	38	55	36	11	11	4	20	17	22	18	29	11	12	10	
<b>Co</b>	25	26	18	23	11	10	14	17	14	11	11	11	10	10	
<b>Sr</b>	449	352	431	396	353	324	354	381	322	286	356	360	303	294	
<b>Sc</b>	19.5	28.0	18.8	26.7	14.2	11.9	16.1	16.9	15.2	10.1	12.1	12.6	11.4	11.3	
<b>Cs</b>	0.4	0.9	0.9	0.5	0.7	0.4	5.6	5.0	4.3	3.1	8.5	6.5	6.9	6.5	
<b>Ga</b>	16.3	13.6	16.1	17.8	17.4	14.6	17.9	18.7	15.8	18.4	15.5	15.4	15.1	14.5	



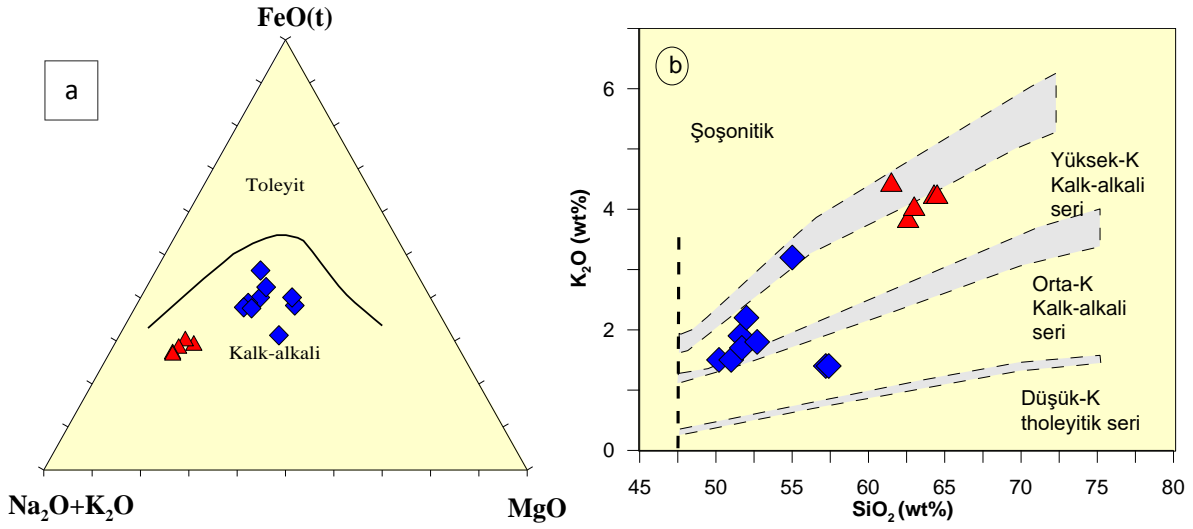
<b>Hf</b>	5.1	6.2	6.0	5.6	6.7	5.6	1.6	1.6	1.6	10.7	1.6	1.6	1.6	1.6
<b>Nb</b>	17.1	11.7	17.3	27.3	21.7	18.5	17.8	15.8	17.8	18.5	11.8	11.8	13.5	13.4
<b>Rb</b>	33.6	22.0	38.7	26.5	27.7	23.6	63	75	83	168.8	111	100	123	116
<b>Ta</b>	0.8	0.5	0.9	1.3	1.1	0.9	0.4	0.4	0.4	1.3	0.4	0.4	0.4	0.4
<b>Th</b>	5.1	3.1	6.4	4.8	3.6	2.5	5.2	5.4	5.3	23.2	6.6	6.2	6.8	7.2
<b>U</b>	0.7	0.4	1.3	0.9	0.8	0.6	1.4	1.4	1.4	4.1	1.9	1.6	2.0	2.2
<b>Zr</b>	39.3	45.4	38.8	68.5	23.9	14.4	37	37	36	37.7	27	29	31	27
<b>Y</b>	24.4	27.2	21.9	37.5	26.4	22.3	20.9	19.2	20.8	33.3	12.7	14.0	15.1	14.9
<b>La</b>	34.1	27.7	36.2	51.5	32.7	26.9	70.6	63.8	48.9	53.4	33.8	44.8	69.9	31.2
<b>Ce</b>	64.0	54.8	65.2	99.0	60.8	50.1	112.8	103.0	83.8	98.7	56.9	71.8	106.0	56.7
<b>Pr</b>	7.0	6.0	6.8	10.7	6.4	5.3	8.5	8.0	7.2	10.1	5.6	6.3	7.7	5.6
<b>Nd</b>	28.8	24.5	27.4	44.7	25.7	21.4	40.6	37.7	32.8	39.1	21.5	25.5	32.8	22.6
<b>Sm</b>	4.9	4.1	4.4	7.4	4.2	3.7	4.5	4.2	4.2	6.1	3.2	3.3	3.5	3.4
<b>Eu</b>	1.3	1.2	1.1	2.2	1.1	1.0	0.5	0.5	0.5	1.0	0.4	0.4	0.4	0.4
<b>Gd</b>	4.4	4.3	4.0	7.0	4.1	3.4	4.1	3.9	3.9	5.7	2.8	3.0	3.4	3.0
<b>Tb</b>	0.7	0.7	0.6	1.1	0.7	0.6	0.3	0.3	0.3	0.9	0.2	0.3	0.3	0.3
<b>Dy</b>	4.3	4.7	3.7	6.7	4.3	3.7	3.3	3.2	3.3	5.5	2.3	2.5	2.6	2.6
<b>Ho</b>	0.9	1.0	0.7	1.4	0.9	0.8	0.3	0.3	0.3	1.1	0.3	0.3	0.3	0.3
<b>Er</b>	2.4	2.8	2.1	3.7	2.6	2.2	2.6	2.4	2.5	3.2	2.0	2.1	2.2	2.1
<b>Tm</b>	0.4	0.4	0.3	0.6	0.4	0.3	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1
<b>Yb</b>	2.4	2.6	2.1	3.5	2.6	2.2	1.2	1.1	1.1	3.3	1.0	1.0	1.0	1.0
<b>Lu</b>	0.4	0.4	0.3	0.6	0.4	0.3	0.1	0.2	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1

Birçok araştırmacı tarafından değişik parametreler bağlı olarak intrüzif kayaların kimyasal verileri kullanılarak sınıflandırma ve adlandırması yapılmaktadır. İncelenen bu çalışmada, Halkalıtaş plütunu kayaç örnekleri, Middlemost, (1994)'un ana oksitlere dayanan TAS (Toplam alkali-silis) sınıflama diyagramına aktarıldığında, örneklerin kuvars monzonit, diyorit, monzodiyorit ve monzogabro alanına düştüğü görölmektedir (şekil 3.20a-b).



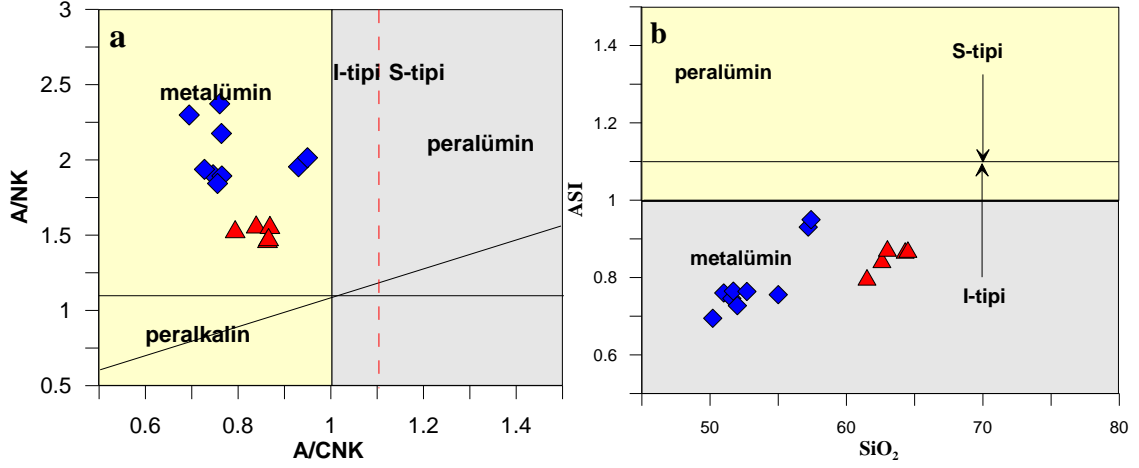
**şekil 3.20: a-b)** Halkalıtaş plütونunu oluşturun kayaların  $Na_2O+K_2O$  (%) -  $SiO_2$  (%) (TAS) sınıflama diyagramı (Middlemost, 1994)(mavi kare:9 adet diyoritik bileşimdeki örnekler-kırmızı üçgen:5 adet monzonitik bileşimdeki örnekler)

TAS (Toplam alkali-silis) sınıflama diyagramına, Miyashiro, (1978)'nin yerleştirildiğinde örnekler alkali-subalken sınırında yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 3.20a-b). Ayrıca incelenen örneklere; Irvine ve Baragar, (1971)'e göre toleyitik-kalkalkali ayırım eğrisinin kullanıldığı FeO(t)-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO üçgen diyagramına yerleştirildiğinde, kalkalkalen karaktere sahip oldukları görülmektedir. K<sub>2</sub>O (wt%) karşı SiO<sub>2</sub> (wt%) sınıflama diyagramında ise potasyumların oranı incelendiğinde, orta-yüksek potasyum içerikli kalkalkalin seriler olduğu görülmektedir (Şekil 3.21a-b).



**Şekil 3.21:** a) Halkalıtaş plütünü oluşturan kayaçların Irvine ve Baragar, (1971)'e göre diyagramı b) K<sub>2</sub>O (wt%) - SiO<sub>2</sub> (wt%) sınıflama diyagramı (Middlemost, 1994).

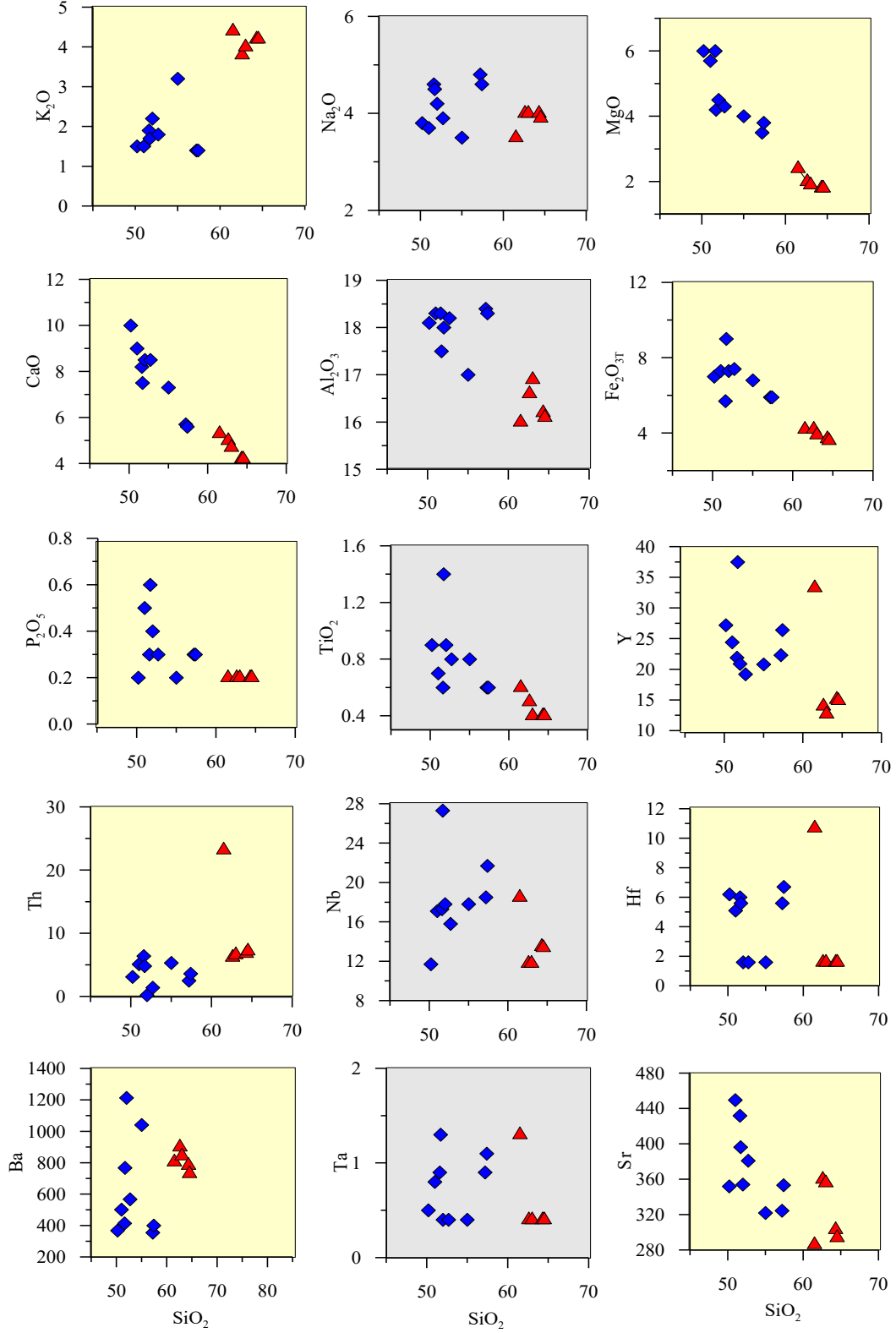
İncelenen Halkalıtaş plütünü kayaç örneklerinin tümü, Peccerillo and Taylor, (1976)'un A/CNK karşı A/NK diyagramına göre; tamamı metalümin karakterdedir. Ayrıca ASI karşı SiO<sub>2</sub> diyagramına göre metalümin I-tipi karakterli kayaçlardır (Şekil 3.22a-b).



**Şekil 3.22:** a) Halkılıtaş plütönünü oluşturan kayaların Peccerillo and Taylor, (1976)'un A/CNK - A/NK diyagramı b) ASI - SiO<sub>2</sub> diyagramı

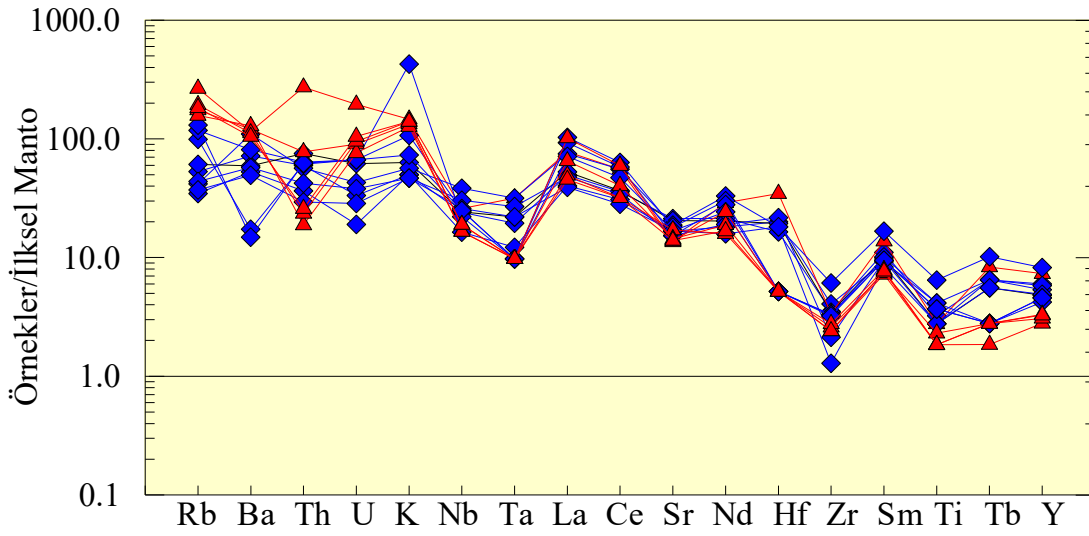
Harker diyagramlarında, Halkılıtaş plütönik kayaç örneklerinin SiO<sub>2</sub> (%)'ye karşı çizilen ana oksit ve iz elementlerde görülen düzgün değişimler, genel olarak plütönların kendine özgü ana mineral fazlarının kristallenmeleriyle ilişkilidir. SiO<sub>2</sub>'ye karşı K<sub>2</sub>O ve Ba karşı pozitif korelasyon görülürken, MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ve Sr değerlerinde negatif, Hf, Na<sub>2</sub>O, Y, Nb, Th ve Ta değerlerinde düzensiz sonuçlar görülmektedir (Şekil 3.23).

Harker diyagramları, intrüzif kayaçların soğuyup kristallenmesinde etkili olan bazı süreçlerin açıklanmasında kullanılmaktadır. Özellikle bunlar: fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme gibi süreçlerdir. Plajiyoklas, hornblend ve biyotit minerallerinin fraksiyonlaşması, bazı majör elementlerin değişimi ile açıklanmaktadır (SiO<sub>2</sub> artması MgO, CaO ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> azalması). Bazı pozitif ve negatif korelasyonlarda, SiO<sub>2</sub> karşılık Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> azalması gibi, manyetit ve Ti-oksit fraksiyonlaşmasını açıklamaktadır. İz element diyagramları ise genel anlamıyla dağınık bir korelasyon göstermektedir. Sadece SiO<sub>2</sub>'ye karşılık Sr negatif korelasyon gösterirken, Ba pozitif korelasyon vermektedir. İntrüzif kayaların oluşumunda fraksiyonel kristallenme etkin rol oynamaktadır. İnceleme alanına ait örneklerin korelasyon diyagramı incelendiğinde hornblend, biyotit, plajiyoklas, apatit ve Fe-Ti oksitlerinin fraksiyonlaşmasının etkin olduğu görülmektedir (Şekil 3.23).



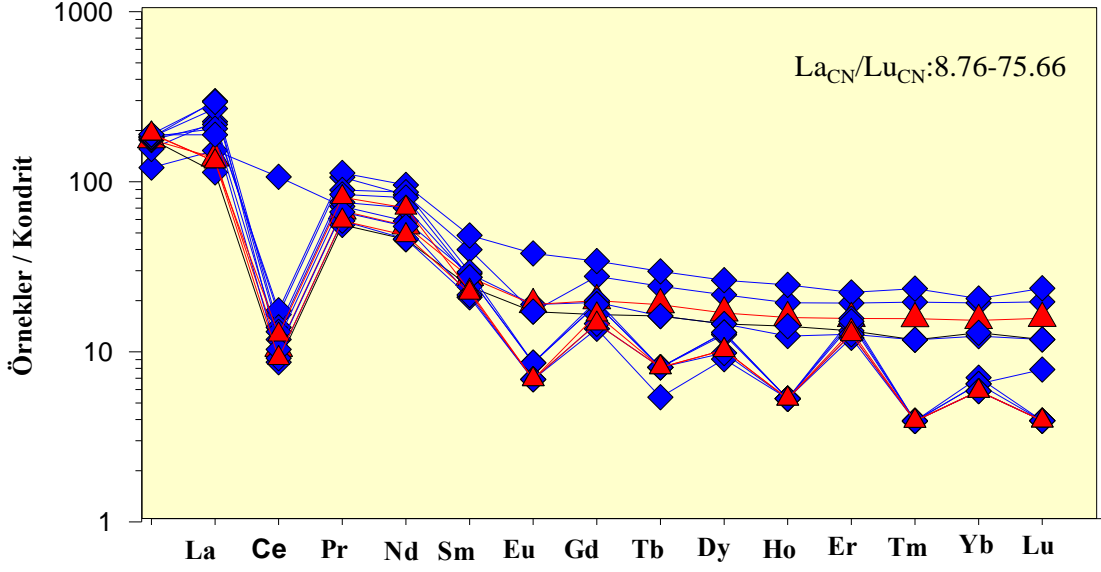
**Şekil 3.23:** Halkalıtaş plütönünü oluşturan kayaların  $SiO_2$  (%)'ye - ana oksit ve iz elementler (Harker) diyagramları

Halkalıtaş plütünü oluşturan kayaçların iz element içeriklerinin İlk Manto'ya göre normalize edilmiş ve bu diyagramlar yardımıyla (Sun ve McDonough, 1989) kayaçların magma özellikleri belirlenmiştir (Şekil 3.24). Plütunun iz element dağılım diyagramına bakıldığında; Nb, Ta, Sr, Zr, Ti, Y elementleri bakımından fakirleşme, Rb, Ba, Th, U, K, La, Ce, Nd, Hf, Sm ve Tb elementleri bakımından zenginleşme görülmektedir. La ve Ce arasındaki eğimin fazla olması ana mağmadaki farklı derecelerdeki zenginleşmenin göstergesidir.



**Şekil 3.24:** Halkalıtaş plütünü oluşturan kayaçların ilk manto'ya göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

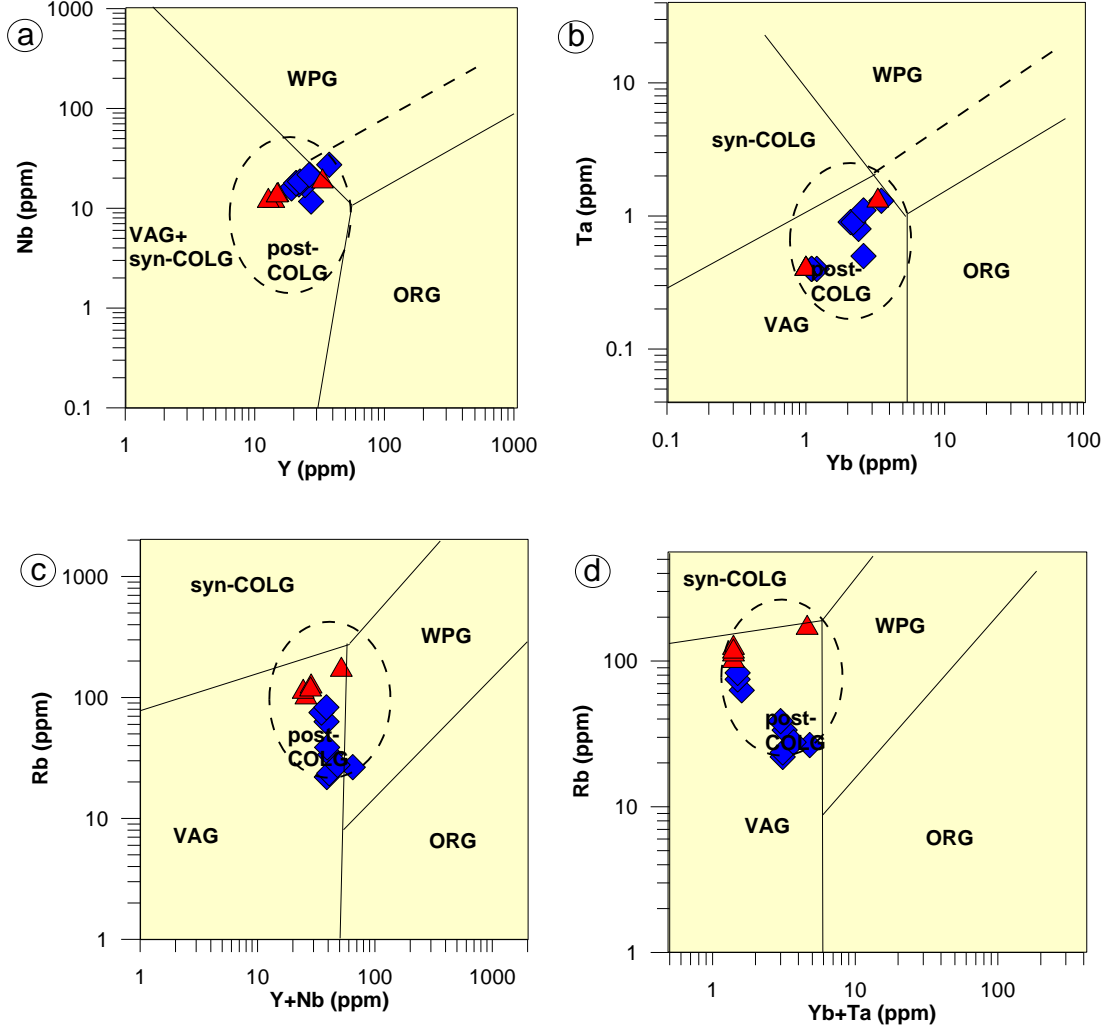
Sun ve McDonough, 1989 kayaçların nadir toprak element içeriklerinin Kondritte göre normalize edilerek oluşturulan dağılım diyagramlarıyla Halkalıtaş plütünü kayaçlarının ana magma özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 3.25). İncelenen plütunun NTE'nin dağılım diyagramına bakıldığında; La, Pr, Nd, Gd, Dy, Er, Yb elementleri bakımından zenginleşme, Ce, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu elementleri bakımından fakirleşme görülmektedir.



**Şekil 3.25:** Halkalıtaş plütönünü oluşturan kayaların Kondritite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım diyagramları

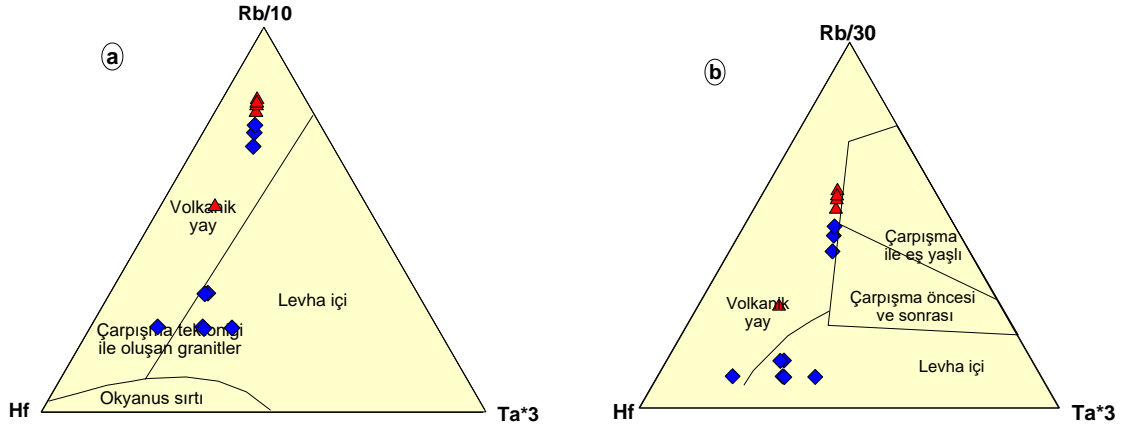
Pearce, Harris ve Tindle, (1984) tarafından oluşturulan tektonik sınıflandırma diyagramları Halkalıtaş plütönünün olduğu tektonik ortamın belirlenmesi amacı ile kullanılmıştır (Şekil 3.26a-b-c-d). Bu diyagramlarda iz elementler kullanılarak granitoidlerin oluşum ortamlarına göre 4 gruba ayırmıştır. Levha içi granitoidleri (WPG), Volkanik yay granitoidleri (VAG), Çarpışma ürünü granitoidler (COLG), Okyanus sırtı granitoidleri (ORG)'dir. Halkalıtaş plütönünün olduğu tektonik ortamın hangisi olduğunu saptamak amacı ile örnekler sırası ile Y-Nb, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb) ve Rb-(Yb+Ta) diyagramlarında gösterilmiştir. Tüm örnekler Çarpışma sonrası Volkanik yay granitoidleri (Post-COLG-VAG) alanına düşmektedir.





**Şekil 3.26:** Halkalıtaş plütönünü oluşturan kayaçların **a)** Nb (ppm) - Y(ppm), **b)** Ta (ppm) - Yb (ppm), **c)** Rb (ppm) - (Y+Nb) (ppm) ve **d)** Rb (ppm) - (Yb+Ta) (ppm) diyagramları (Pearce vd., 1984'e göredir). syn-COLG, çarpışma ile eş yaşlı granitoidler; VAG, volkanik yay granitoidleri; WPG, levha-içi granitoidleri; ORG, okyanus sırtı granitoidleri; postCOLG, çarpışma sonrası granitoidler.

Halkalıtaş plütönik kayaçlara ait örneklerin; Harris, Pearce ve Tindle, (1986)'nin Rb/10-Hf-Ta\*3 üçgen diyagramına ve yine Harris vd. (1986)'nin Rb/30-Hf-Ta\*3 üçgen diyagramına göre, çarpışma tektoniği ile oluşan volkanik yay granitoidleri ve levha içi alanında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 3.27a-b). Ayrıca Plütöna ait örnekler Th/Yb-La/Yb diyagramına düşürüldüğünde örneklerin büyük bir kısmı kıtasal kenar yayında buldukları gözlenmektedir (Şekil 3.27c).

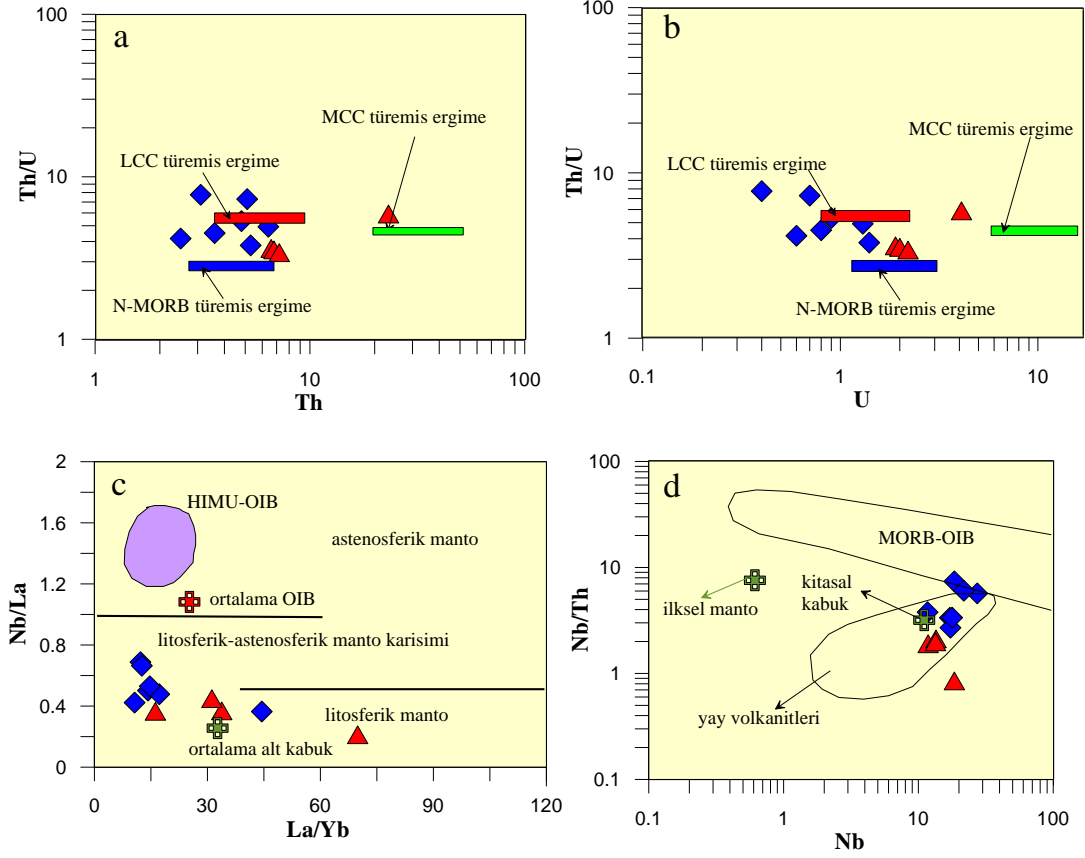


**Şekil 3.27:** Halkalıtaş plütönunu oluşturan kayaların magma-tektonik ortam ayırım diyagramları; **a)** Rb/10-Hf-Ta\*3 (Harris vd., 1986), **b)** Rb/30-Hf-Ta\*3 (Harris vd., 1986), **c)** Th/Yb' ye - La/Yb diyagramındaki dağılımları (Batchelor ve Bowden, 1985).

Halkalıtaş plütünü tektonik olarak volkanik yay granitoidleri ve çarpışma sonrası granitoidleri olarak sınıflandırılmaktadır. Ayrıca orta-yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri özelliğindedir ve bu tür granitoidlerin çarpışma sonrası geliştiği bilinmektedir. İncelenen plütön metalümin karakterli olup I tipindedir ve yüksek potasyum ve silis oranları köken olarak kıtasal kabuğa işaret etmektedir.

Halkalıtaş plütönünde gözlenen BİYE (büyük iyon yarıçaplı elementler)'deki (örn., Rb, Ba, K) zenginleşme ve Nb, Ta gibi elemanlerdeki negatif anomalilerden metazomatik mantoyu işaret etmektedir. Bu verilere göre magma gelişiminde tekdüze ve/veya homojen bir kaynaktan çok, manto ve kabuk karışımı hibrid bir magmatizmanın varlığına işaret etmektedir (Demir, 2019).

Th/U'ya - Th ve Th/U'ya - U diyagramlarında (Şekil 3.28 a-b) Halkalıtaş plütönüne ait örneklerin alt kıtasal kabuktan türemiş ergimenin ürünleri olarak tespit edilmiştir. Nb/La'ya - La/Yb diyagramında (Şekil 3.28 c) örneklerin ortalama alt kabuk ve litosferik-astenosferik manto karışımı bileşimine benzer olduğu görülmektedir. Nb/Th'a - Nb diyagramında (Şekil 3.28 d) ise kıtasal kabuk yay volkanitleri sınırında yer almaktadır. Bu veriler plütönü oluşturan magmanın alt kıta kabuk etkileşimli oluştuğunu göstermektedir.



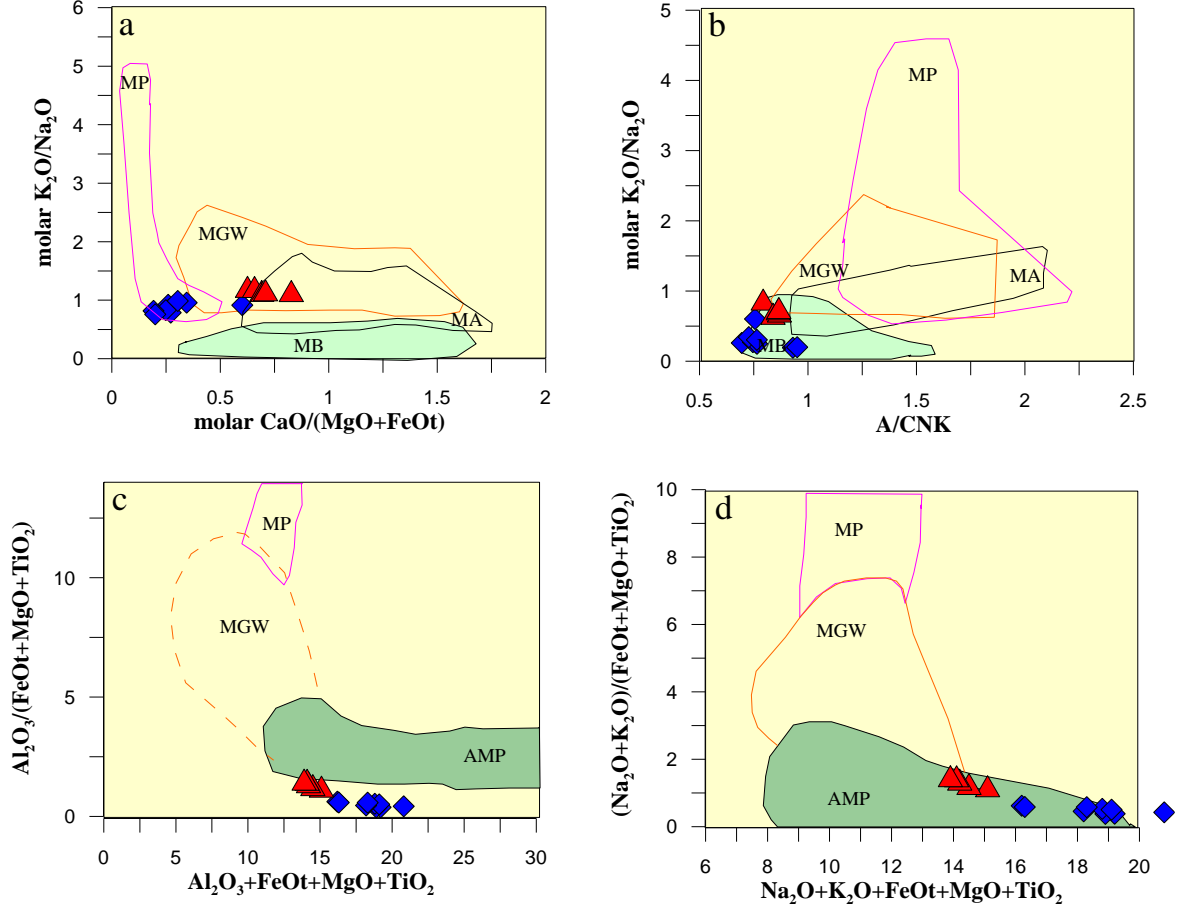
**Şekil 3.28:** Halkalıtaş plütönünü oluşturan kayaların **a)** Th/U'ye - Th, **b)** Th/U'ye - U, **c)** Nb/La'ye - La/Yb, **d)** Nb/Th'ye - Nb diyagramları. LCC, alt kıtasal kabuk; MCC, orta kıtasal kabuk. Alt ve orta kıtasal kabuk değerleri Rudnick ve Gao (2004), MORB değerleri Sun ve McDougth 2008, üst kabuk değerleri Taylor ve McLennan (1985), İlksel manto değerleri Hofmann (1988), kıtasal kabuk, okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB), okyanus adası bazaltları (OIB) ve yay volkanitlerine ait değerler Schmidberger ve Hegner (1999), MORB ve OIB değerleri Harms ve diğ., (1997), DM (tüketilmiş manto), N-MORB, E-MORB, OIB değerleri Sun ve McDonough (1989), ortalama OIB değerleri Fitton vd. (1991) ve ortalama alt kabuk değerleri Chen ve Arculus (1995)'den alınmıştır. Astenosferik, litosferik ve mixed manto arasındaki sınırlar Smith vd. (1999) ve HIMU-OIB alanı Weaver vd. (1987)'den alınmıştır.

Granitoidleri oluşturan ana magmalar, genellikle alt kıta kabuğunda metamagmatik ve/veya metasedimanter kayaçların dehidrasyonu ile kısmi ergimesi sonucu oluşmaktadır (Patino Douce ve Johnston, 1991; Atherton ve Petford, 1993; Rapp, 1995; Gardien vd., 1995; Patino Douce ve Beard, 1996; Stevens vd., 1997). Halkalıtaş plütönuna ait kayaçların jeokimyasal özellikleri, kıtasal kabuğun ergimeleri ile oluşan granitoidlere benzer olduğunu göstermektedir. Kıtasal kabukta, amfibolitler, gnayslar, metagrovaklar ve metapelitler farklı türdeki kayaçlarının kısmi ergimeleri ile oluşan magmaların bileşimsel farklılıkları ana oksit ya da molar oranları baz alınarak açıklanabilmektedir (Patino Douce, 1999).

Eosen yaşlı Halkalıtaş plütönik kayaçların molar  $K_2O/Na_2O$  ile  $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$  ve  $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$  oranları düşük değerlere sahiptir (Şekil 3.29a-b-c-d). Ana oksit ve molar oran diyagramları incelenen kayaçların ana magmalarının, metapelitlerden, metagrovaklardan ve metabaziklerden türediğini göstermektedir. Plütöna ait örneklerin bir kısmı amfibolit alanın yakınında yer almaktadır (Şekil 3.29a-b-c-d).

Tüm bu veriler ışığında Halkalıtaş plütönik kayaçların ana magmasının, alt kıtasal kabukta meta-magmatik ve meta-sedimanter kayaçların, kısmi ergimesiyle ve magma etkileşimiyle oluşmuş olabileceği sonucuna varılmıştır. Böylece Halkalıtaş plütönunu'nun magmasının kökeni; manto kökenli magmaların kıtasal kökenli magmalar ile karışması veya manto kökenli magmanın kıta kabuğunda kirletilmesi ve hibridleşmesi şeklinde olabilir.





**Şekil 3.29:** Halkalıtaş plütönunu oluşturan kayaların bazı ana oksit ve molar oranlarına göre kökensel ayırım diyagramları. **a)** molar K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O'e - molar CaO/(MgO+FeOt), **b)** molar K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O'e - A/CNK, **c)** Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeOt+MgO+TiO<sub>2</sub>)'e - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeOt+MgO+TiO<sub>2</sub>, **d)** (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O)/(FeOt+MgO+TiO<sub>2</sub>)'e - Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+FeOt+MgO+TiO<sub>2</sub> diyagramları MB, metabazik; MA, metaandezit; MGW, metagrovak; MP, metapelit; AMP, amfibolit.

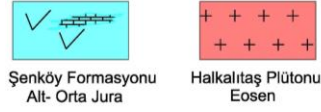
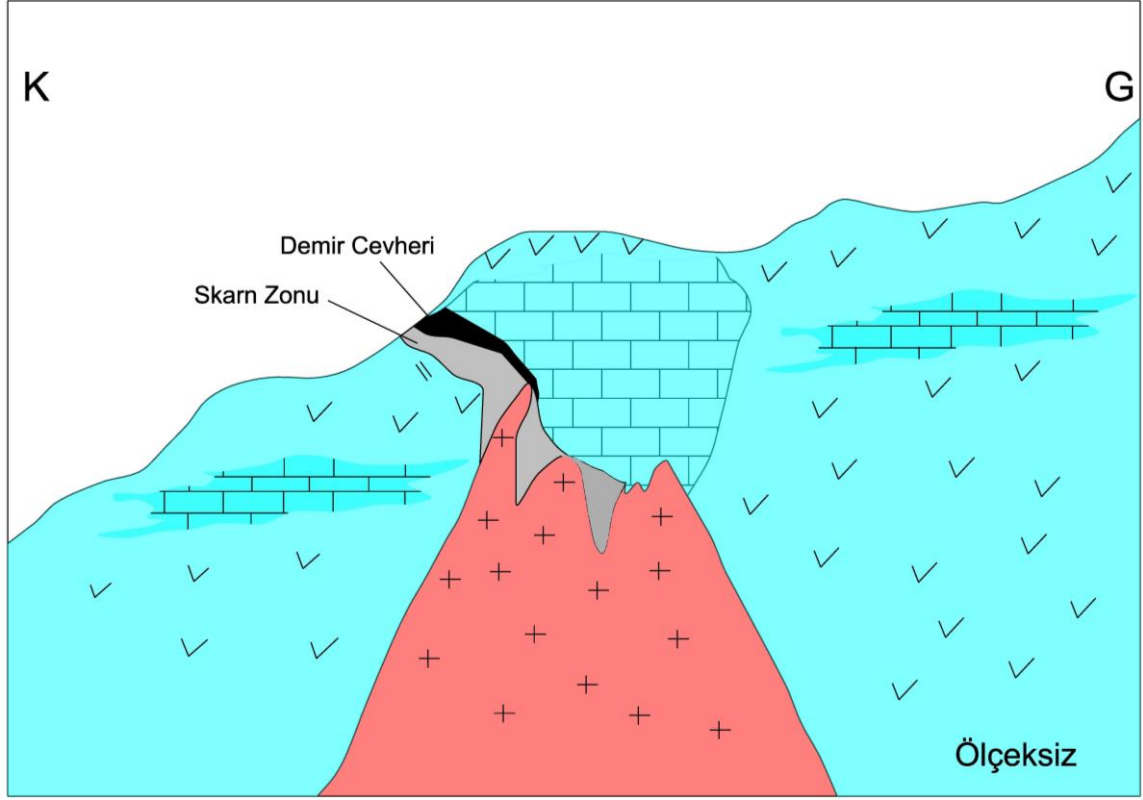
### **3.3 Kuşdili Demir Cevherleşmesinin Özellikleri**

Doğu Pontidler orojenik kuşağında skarn türü cevherleşmeler intüfiz kayaçların dokanakları boyunca çeşitli kireçtaşı birimlerinde gelişmiş olup bunlar: Erken-Orta Jura Şenköy Formasyonun içerisindeki kireçtaşı mercekleri, Erken Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşları, Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayalar ve Eosen yaşlı volkano-tortullar içinde bulunan karbonatlı kayaçların kontaklarında görülür (Saraç, 2003; Çiftçi, 2010; Demir vd., 2017; Sipahi, 2011; Sipahi vd., 2017; Kuşcu, 2019).

Bu bölümde Erken-Orta Jura Şenköy Formasyonun kireçtaşı merceklerinde gelişmiş Kuşdili demir cevherleşmesinin saha özellikleri, mikroskobik özellikleri, mineral ve jeokimyası ele alınacaktır.

#### **3.3.1 Saha Özellikleri**

Doğu Pontid metallojenik kuşağı içerisindeki demirli skarn yatakları, Geç Jura'dan Eosene kadar devam eden bu granitoyidik sokulumlarla ilişkilidir. Bu bölgede belirlenen önemli demirli skarn cevherleşmelerinden biri olan Kuşdili cevherleşmesi Halkalıtaş plütönu ile Şenköy Formasyonu içerisindeki kireçtaşı mercekleri içerisinde gelişmiştir (Şekil 3.30). Kuşdili cevherleşmesi iki ayrı kafa şeklinde izlenmektedir. Cevherleşmelerden biri, kireçtaşları merceğinin arasındadır. Cevherli zonun uzunluğu yaklaşık 30 m olup kalınlığı 8 m civarındadır. Bu zonda eskiden açılmış galeri tamamen kapalı durumdadır. Cevherleşmenin yaklaşık 75 m kuzeyindeki alt kotlarda bazik volkanitler içerisinde, yine kafa şeklinde ikinci bir cevherleşme görülmektedir. Bu cevherleşmeye yeni bir galeri açılmış ve bu alan işletilmiştir (Şekil 3.30).



**Şekil 3.30:** Kuşdili demir cevherleşme sahasının genel kesiti

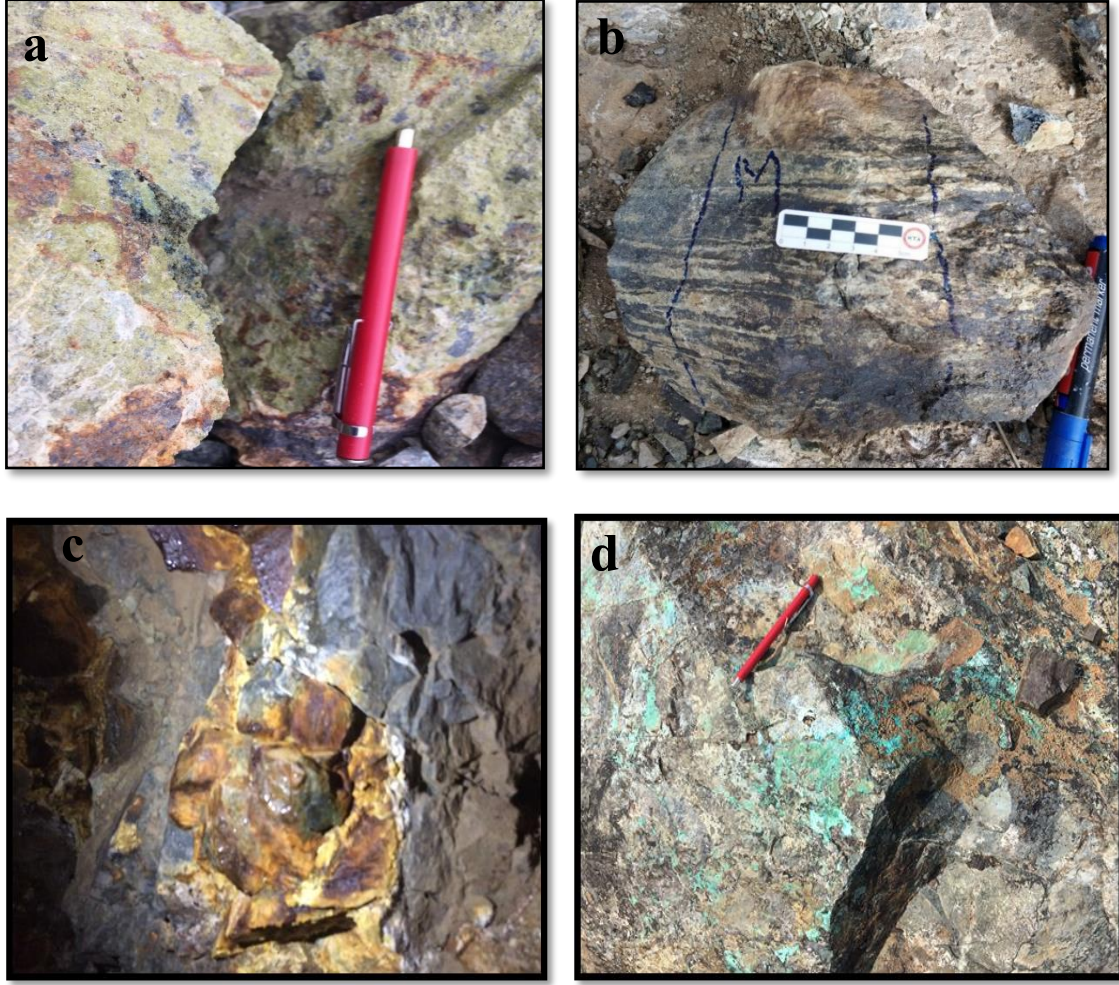
Kuşdili skarn demir cevherleşmesinde endoskarn zonları görülememekte, tamamen ekzoskarn zonları gelişmiştir. Arazi gözlemlerine göre Halkalıtaş plütönünde alterasyon mineralleri görülmemiştir (Şekil 3.31b). Kireçtaşı merceklerinde bandlı ve enjekte halde manyetit mineralleri görülmüştür (Şekil 3.31c-d).



**Şekil 3.31:** Kuşdili demir cevherleşme **a)** sahasının genel görünümü **b)** sahasında bulunan Halkalıtaş plütönu **c)** sahası kireç taşları içerisindeki bantlı cevher örneği **d)** sahasındaki kireç taşları içerisinde enjekte olarak girmiş cevherli zonlardan bir örnek

Kuşdili demir cevherleşmesinin dış zonlarında yoğun epidot mineralleri ile birlikte bazı kısımlarında kristaller halinde granat yüksek sıcaklık skarn mineralleri bulunmaktadır (Şekil 3.32a-b). Cevher zonun merkezine doğru manyetit minerali yoğunlaşmaktadır (Şekil 3.32b). Yer yer görülen kalkopirit mineralinin malakite dönüştüğü görülmektedir (Şekil 3.32d).





**Şekil 3.32:** Kuşdili demir cevherleşme **a)** sahasında yoğun epidot içeren bir örnek **b)** sahasında yoğun manyetitli bir örnek **c)** sahasında granat içeren bir örnek **d)** sahasında malahit dönüşümleri içeren bir örnek

### 3.3.2 Mikroskopik Özellikleri

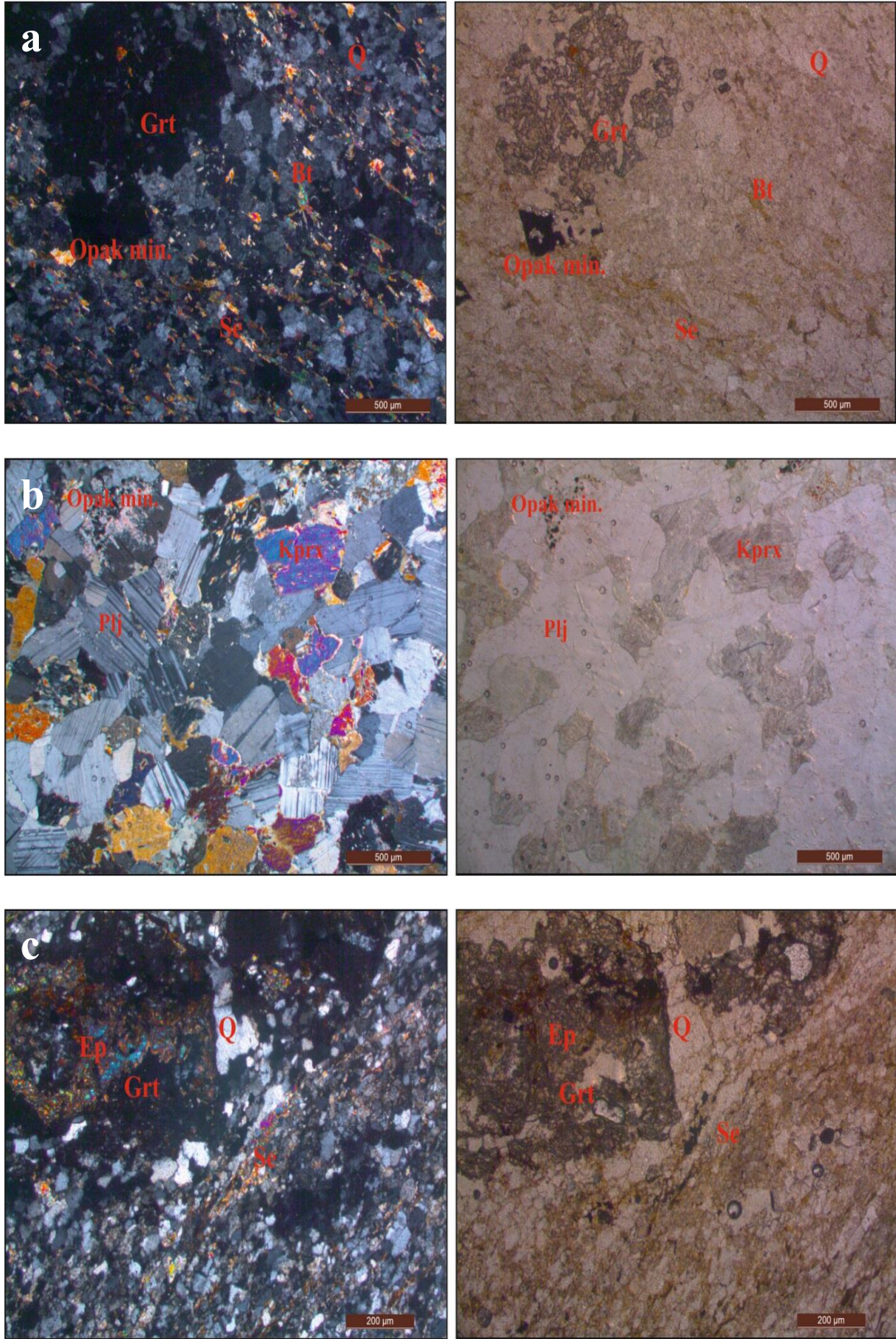
Çalışma sahasından alınan skarn ve cevher örneklerinin, ince, parlak ve inceltilmiş parlak kesitleri hazırlanmıştır. Bu kesitler detaylı bir şekilde mikroskopta incelenerek skarn, cevher ve gang minerallerinin mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında kireçtaşları içerisinde olan cevher zonunda granat, epidot ve kalsit skarn mineralleri görülmüştür. Cevher mineralleri olarak da yoğun bir şekilde manyetit, hematit gibi demir mineralleri ve galenit, sfalerit, kalkopirit ve pirit mineralleri gözlenmektedir.

İnceleme alanında, arazi çalışmaları esnasında cevherli zon sistematik bir şekilde üstteki kireçtaşı ile alttaki kireç taşı arasından 1 m aralıklarla 7 adet, sağdan sola olacak şekilde 2 m aralıklarla 8 adet el örneği alınmıştır. Bazı volkanitler içerisindeki küçük zondan ise 2 adet el örneği alınmıştır. Örneklerden 17 adet parlak ve parlatılmış ince kesit örneği ayrıca skarn zonundan 2 adet ince kesit hazırlanarak, detaylı cevher mikroskopisi incelemesi yapılmıştır. Cevher mineralleri, skarn ve gang mineralleri tespit edilerek, oluşumları hakkında yorumlamalar getirilerek, bu minerallere ait parajenez ve süksesyon ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır (Tablo 3.3).

Öncelikle skarn zonundan alınan örnekler incelenmiş, granat, piroksen ve epidot mineralleri tespit edilerek polarizan mikroskop altında fotoğrafları çekilmiştir. Granat minerali, tek nikolde kırılma indeksleri yüksek ve renksiz bazen açık kahve rengindedir. Çift nikolde izotrop bir mineral olmasından dolayı siyah gözükmeleriyle diğer minerallerden, tek nikolde renksiz olmasından dolayı opak minerallerden ayırt edilmektedir. Piroksen minerali, tek nikolde rölyefleri yüksek renksiz bir mineraldir. Çift nikolde canlı çift kırma renklerine sahip, tek yönde iyi gelişmiş dilimlenmiş ve 35-40 derecede değişen sönme açılarına sahiptir. Epidot minerali, tek nikolde yüksek rölyef ve pleokrizmaya sahiptir. Çift nikolde canlı çift kırılma renkleri göstermektedir.(Şekil 3.33).

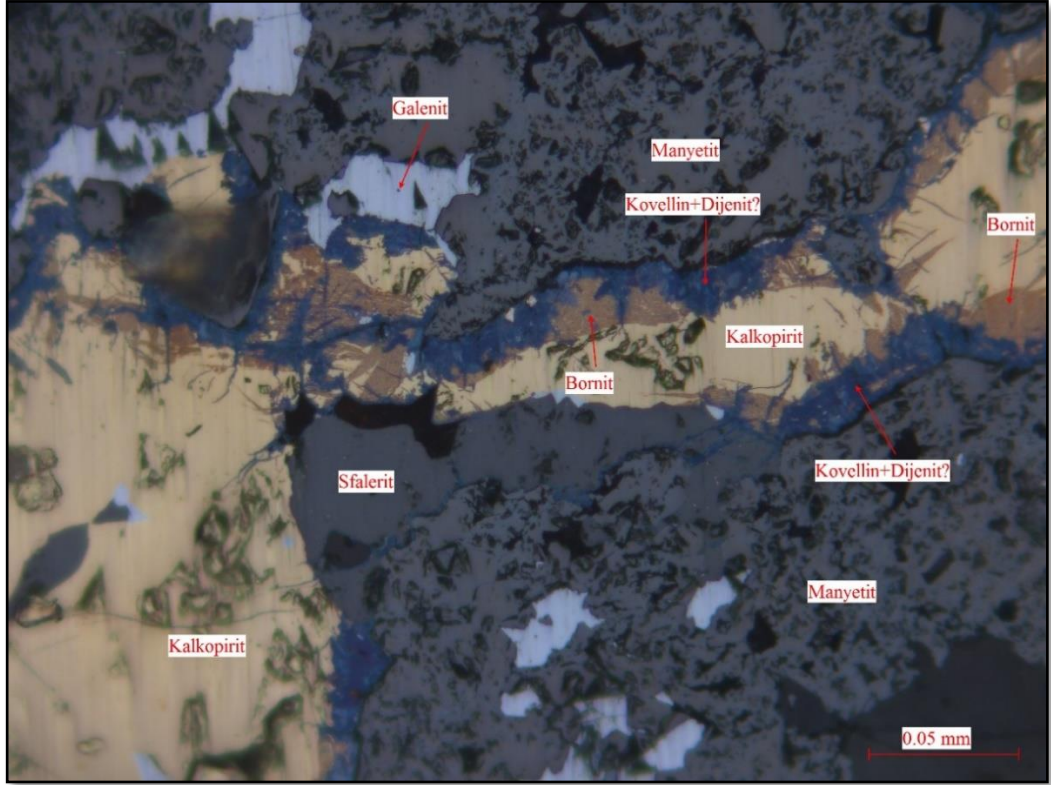
Detaylı cevher mikroskopisinde ise çoktan aza doğru manyetit, hematit, sfalerit, galenit, kalkopirit ile eser oranda rutil, pirit, kovelin ve bornit tespit edilmiştir. Manyetitler özşekilsiz taneler şeklinde, gang minerallerinin, sfaleritlerin araboşluklarında, kenar kısımlarında ve etrafında topluluklar, birikimler şeklinde izlenmiştir. Bazense galenitlerin, kalkopiritlerin ve piritlerin aralarında, etrafında boşluklarında izlenmiştirler (Şekil 3.34). Ayrıca manyetitler de eser oranda maghemit ve hematite dönüşümler belirlenmiştir. Manyetitlerin bir kısmı ise özşekilli çubuksu formda olup, primerine ait kalıntı izlenmemiş olmasına rağmen hematit'den dönüşüm (muşketofitleşme) olabilir (Şekil 3.35). Hematitler, özşekilli çubuklar, çubuklardan oluşan topluluklar-demetler şeklinde olup, gang minerallerinin ve manyetitlerin aralarında izlenmiştir (Şekil 3.36). Hematitler genellikle tamamen, bazen de eser oranda relikler şeklinde kalarak muşketofitleşme göstermektedir (Şekil 3.37).



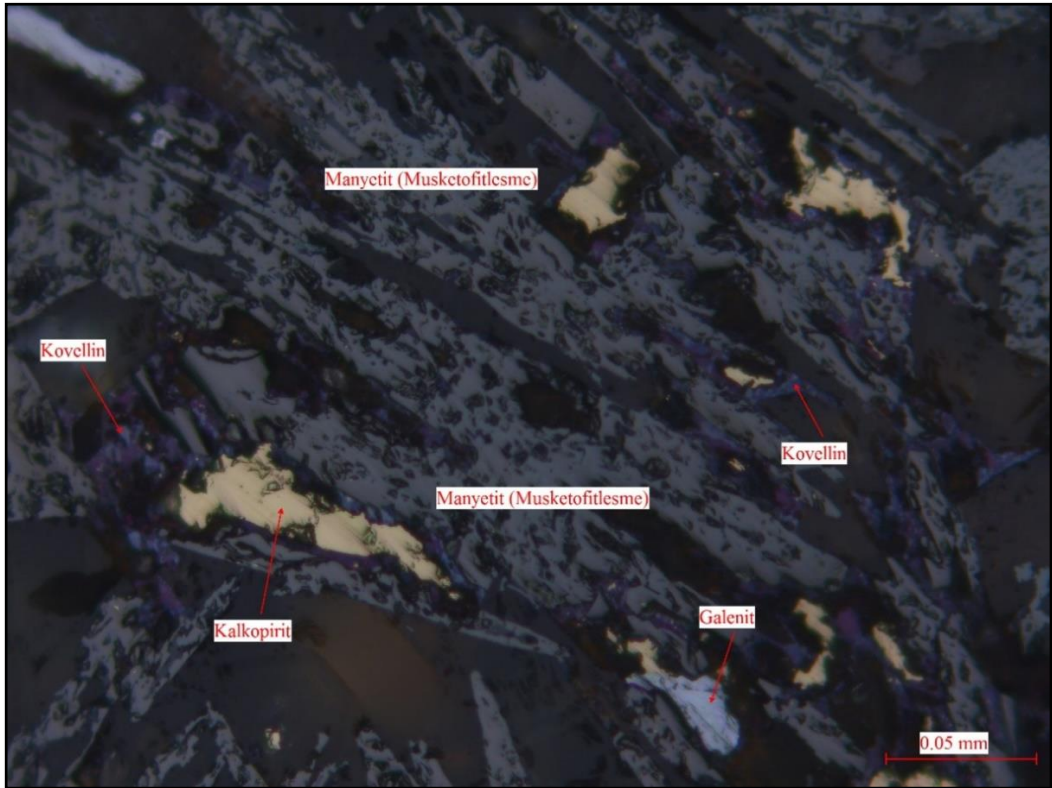


**Şekil 3.33:** Skarn zonundaki örneklerde gözlenen **a)** granat mineralinin çift ve tek nikol görüntüsü **b)** piroksen mineralinin çift ve tek nikol görüntüsü **c)** granat ve epidot mineralinin çift ve tek nikol görüntüsü





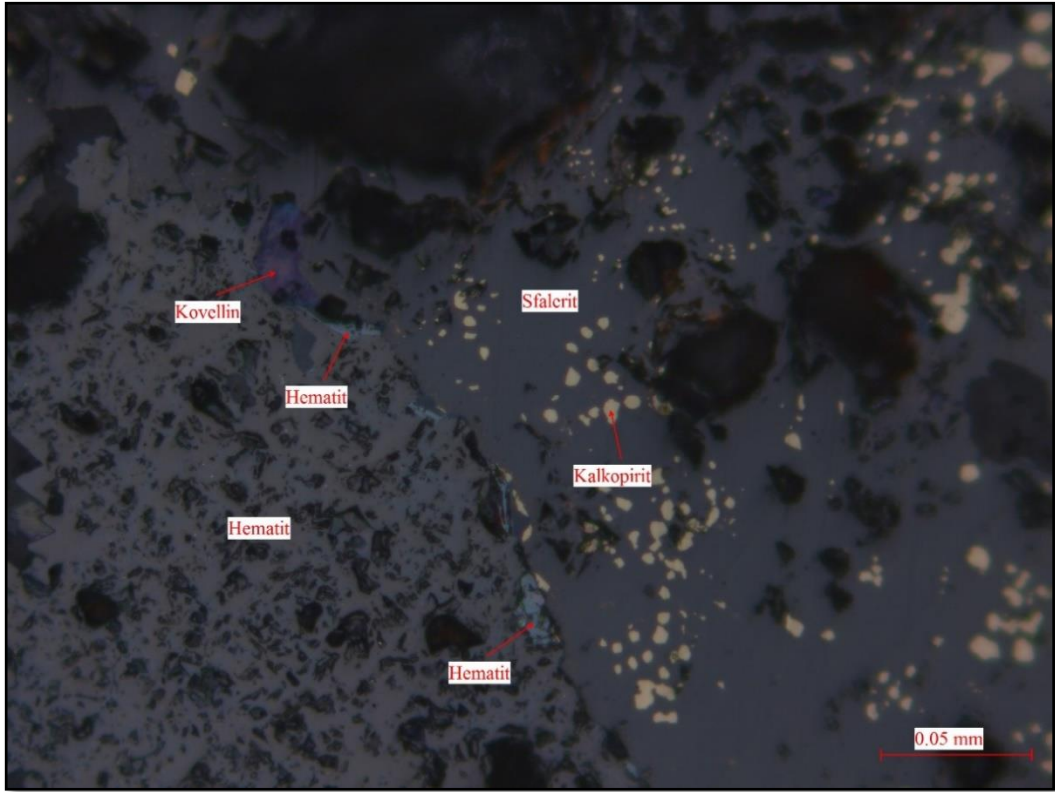
Şekil 3.34: K9 örneğindeki manyetitlerin musketofitleşme mikroskop görüntüsü



Şekil 3.35: K4 örneğindeki manyetitlerin arasında ve etrafında bulunan minerallerin mikroskop görüntüsü



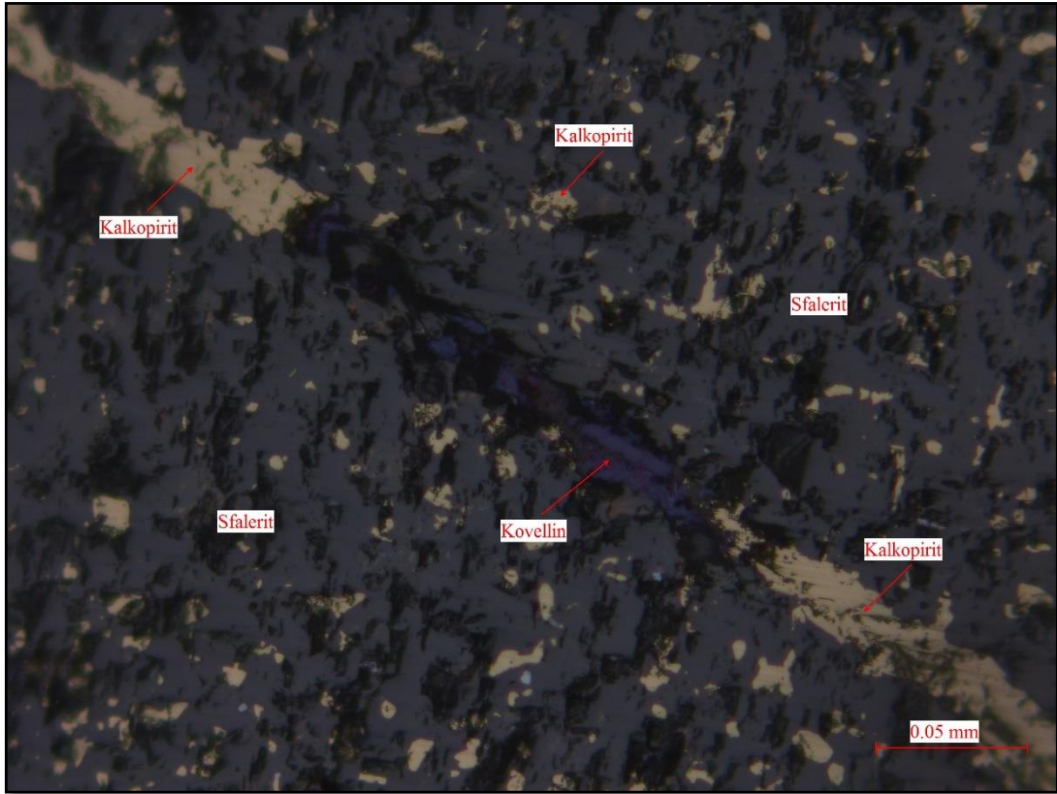
Şekil 3.36: K5 örneğindeki hematit minerallerinin demetler şeklinde mikroskop görüntüsü



Şekil 3.37: K6 örneğindeki hematit minerallerinin diğer minerallerin arasındaki mikroskop görüntüsü



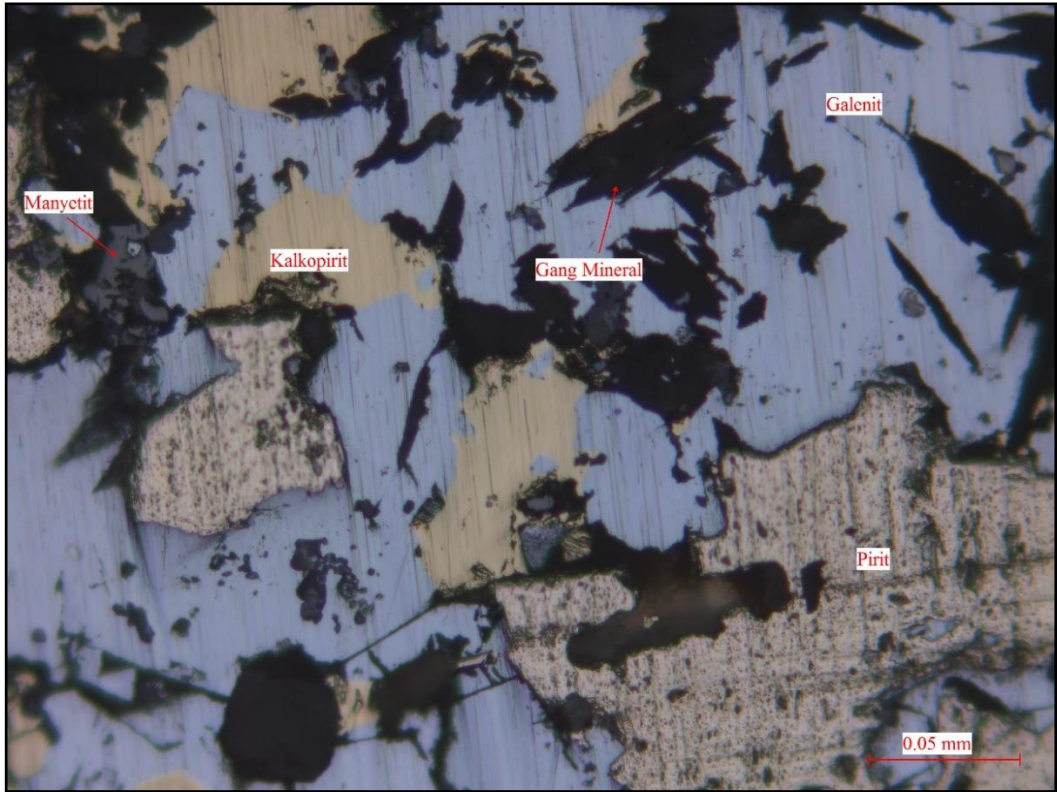
Sfaleritler, genellikle özşekilsiz iri taneler şeklinde, gang minerallerinin aralarında ve etrafında izlenmiş olup, bazen de devamlılıkları olmayan kılcal çatlak dolgusu şeklinde izlenmiştir. Sfaleritler, genellikle kalkopirit ayrılmaları içermektedir. Bazen sfaleritlerin dış kısımları kovellinler tarafından çevrenmiştir (Şekil 3.37 Şekil 3.38). Galenitler, genellikle özşekilsiz, gang minerallerinin, sfaleritlerin, manyetitlerin ve hematitlerin aralarında, kırık-çatlaklarında ve etrafında izlenmiştir (Şekil 3.39). Bazen ise ince taneler şeklinde pirit ve manyetitler içlerinde ve boşluklarında izlenmiş olup, eser oranda reliktler halinde kalarak serüzite dönüşüm göstermektedir (Şekil 3.40). Kalkopiritler, genellikle sfaleritlerin ara-çatlaklarında, etrafında ve içlerinde izlenmiş olup, bazense gangların, manyetitlerin ve galenitlerin aralarında, etrafında ve devamlılıkları izlenemeyen kılcal çatlak dolgusu şeklinde izlenmiştir. Kalkopiritlerin bazıları kovelline yer yer dijenit ve limonite dönüşüm göstermektedir Piritler, limonitler ve bornitler eser miktarda gangların, manyetitlerin, hematitlerin ve sfaleritlerin aralarında, etrafında ve kırık-çatlaklarında belirlenmiştir (Şekil 3.41, Şekil 3.42, Şekil 3.43).



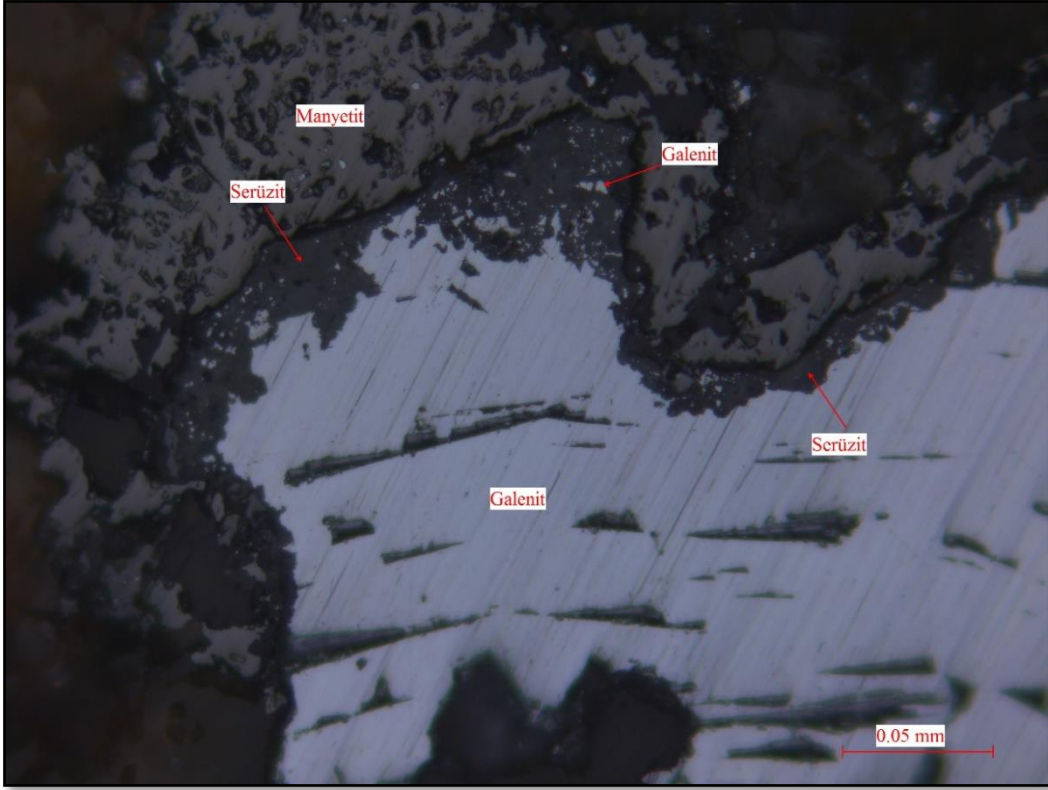
**Şekil 3.38:** C4 örneğindeki sfaleritlerin kalkopirit ayrılmaları mikroskop görüntüsü



Şekil 3.39: K1 örneğindeki sfalerit, galenit ve kalkopirit minerallerinin mikroskop görüntüsü



Şekil 3.40: K1 örneğindeki galenit, kalkopirit ve pirit minerallerinin mikroskop görüntüsü

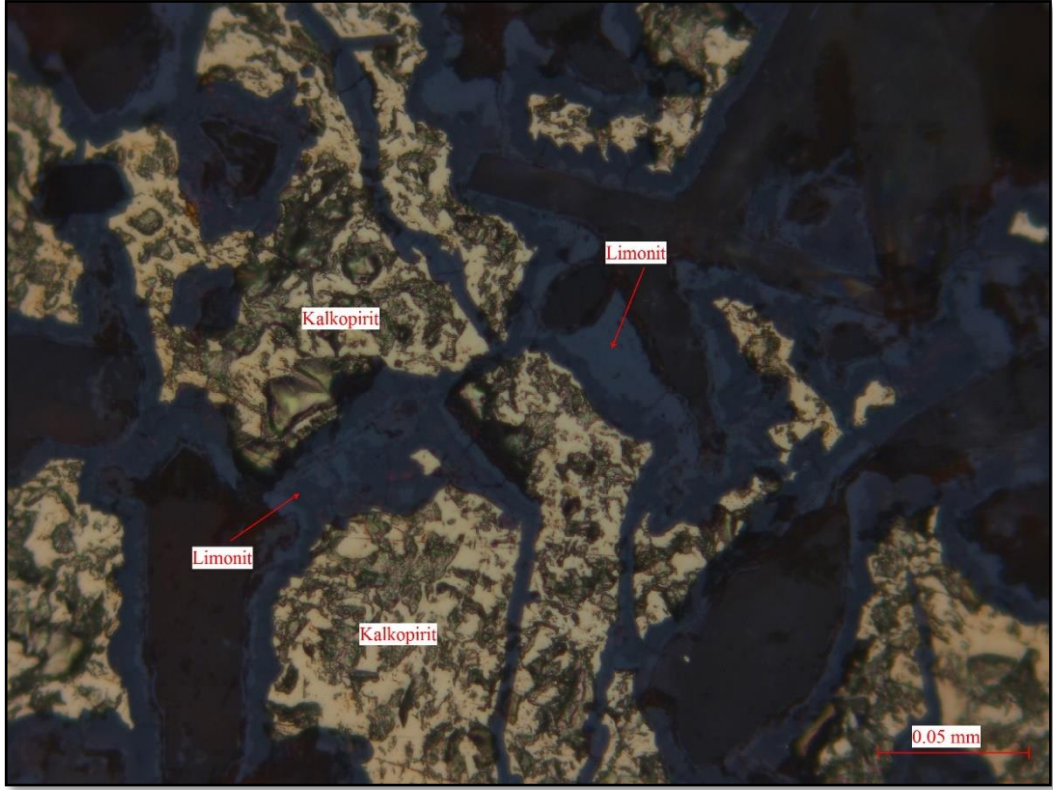


Şekil 3.41 K3 örneğindeki galenitlerin etrafındaki serüzit dönüşümleri mikroskop görüntüsü

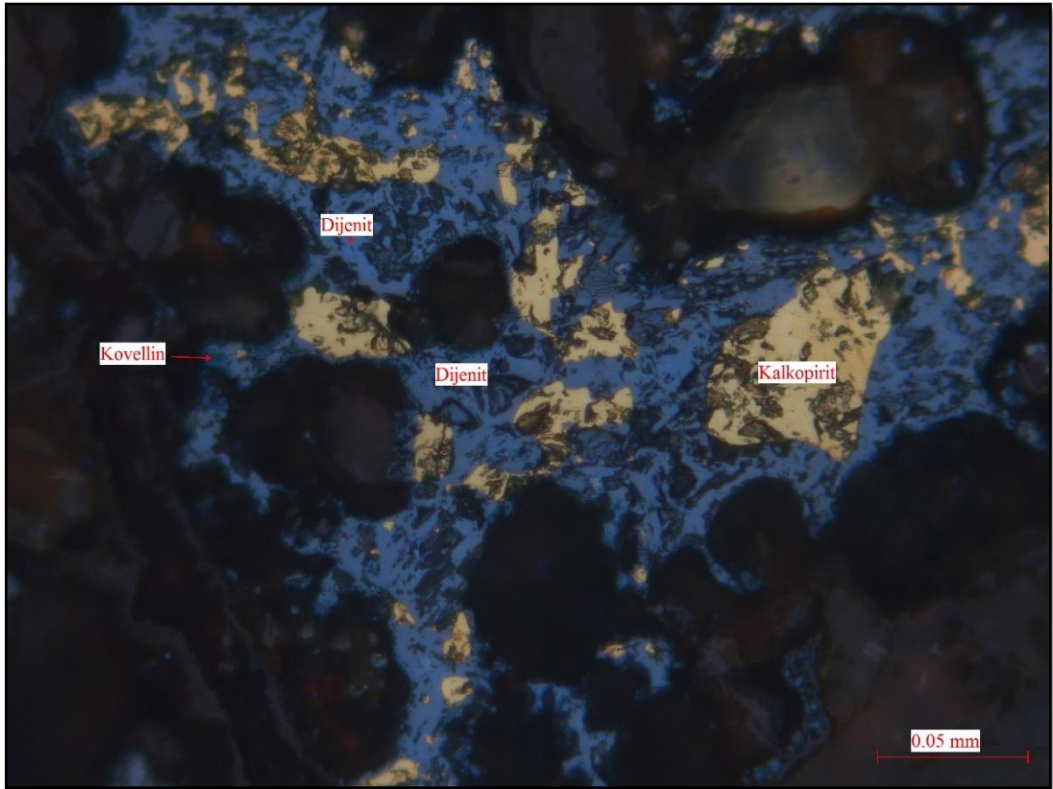


Şekil 3.42: K4 örneğindeki pirit mineralinin gang mineralleri arasındaki mikroskop görüntüsü





Şekil 3.43: C1örneğindeki kalkopiritlerin kenarlarından itibaren limonite dönüşüm mikroskop görüntüsü



Şekil 3.44: C1örneğindeki kalkopiritlerin dijenit mineraline dönüşüm mikroskop görüntüsü

Tüm örnekler bir arada değerlendirilirse Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinde, demir mineralleri olan manyetit ve hematit yoğun bir şekilde bulunmaktadır. Demir minerallerinden sonra yine yoğun miktarda sfalerit ve galen mineralleri daha az oranda kalkopirit ve pirit mineralleri bulunmaktadır. Bu sonuçlarda Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinin sadece demir skarn cevherleşmesi olmadığına işaret etmektedir. Arazi gözlemleri ve detay cevher mikroskobisi sonucunda bir süksesyon tablosu aşağıda oluşturulmuştur (Tablo 3.3).

**Tablo 3.3:** Kuşdili demirli skarnlarının genelleştirilmiş mineral parajenez ve süksesyon dağılımı

<b>Kuşdili Cevherleşmesi</b>	<b>Prograd (İlerleyen) Evre</b>	<b>Retrograd (Gerileyen) Evre</b>	<b>Hidrotermal Evre</b>	<b>Süperjen Evre</b>
<b>Piroksen</b>	—————			
<b>Granat</b>		—————		
<b>Epidot</b>		—————		
<b>Manyetit</b>		—————		
<b>Hematit</b>		—————		
<b>Kuvars</b>			- - - - -	
<b>Kalsit</b>			- - - - -	
<b>Sfalerit</b>			—————	
<b>Galen</b>			—————	
<b>Kalkopirit</b>			—————	
<b>Pirit</b>			—————	
<b>Malakit</b>				—————
<b>Dijenit</b>				—————
<b>Kovellin</b>				—————
<b>Limonit</b>				—————
<b>Bornit</b>				—————

### 3.3.3 Mineral Kimyası

Karbonatlı yan kayaçlar ile granitoyit sokulumları arasında gelişen, metazomatik süreçlere bağlı olarak oluşan yataklara skarn tipi yataklanma denir. Sokulum yapan granitoyitin yüksek sıcaklığından dolayı, bu olayın ilk evresinde prograd (ilerleyen) evre skarn mineralleri, granitoyitin soğumasına bağlı olarak geç evresinde ise retrograd (gerileyen) evre skarn mineralleri gözlenir. İlerleyen evrede susuz silikat minerallerinin (granat ve piroksen), gerileyen evrede ise sulu silikat minerallerinin (epidot, amfibol, klorit) geliştiği daha önceki çalışmalarda belirtilmektedir (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1992; Orhan ve Mutlu, 2009; Oyman, 2010). Araştırma sonuçları gösteriyor ki skarnların metal içerikleri ile granat ve piroksen bileşimleri ve oksidasyon derecesi arasında bir ilişki görülmüş, sınıflandırmalar buna göre yapılmıştır (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert ve diğer., 2005; Nakano ve diğer., 1994; Nakano, 1998). Yapılan enstrümental analiz yöntemleriyle kimyasal içerikleri tespit edilen bu minerallerin stokiyometrik bileşimleri genel olarak üçlü diyagramlar üzerinde uç bileşenler şeklinde gösterilmektedir. Bu çalışmalarda pirop + spersartin + almandin-grosüler-andradit uç bileşenleri granat mineralleri için kullanılırken, Johansenit-hedenbergit-diyopsit uç bileşenleri piroksenler için kullanılmaktadır. Şekil 3.45’de görülen bu sınıflamalarda diyopsit-hedenberjit arası bileşime sahip piroksenler ise Cu-Fe tip skarnlara, mangan içeriği yüksek piroksenler (johansenit) Zn tip skarnlara karşılık gelmektedir.

Kuşdili demir sahasının skarn zonlarında tespit edilen granat ve piroksen minerallerinin bileşimleri taramalı elektron mikroskobu ile analiz edilerek bu minerallerin kimyasal bileşimleri ve uç bileşenleri hesaplanmıştır. Stokiyometrik bileşimlere göre skarn tipi belirlemek için üçgen diyagram üzerine aktarılmıştır. 8 adet granat minerali ve 6 adet piroksen minerali için hesaplama yapılmıştır. Droop (1987)’a göre granat ferrik demir oranı hesaplanmıştır (Tablo 3.4-Tablo 3.5).

#### 3.3.3.1 Granat ve Piroksen Mineralleri Kimyası

Kuşdili demir cevherleşmesinde prograd (ilerleyen) evreyi temsil eden skarn mineralleri, granat ve piroksenlerden Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) kullanılarak belli hatlarda mineral kimyası analizleri yaptırılarak sonuçlar Tablo 3.4 ve 3.5’de verilmiştir. Buna göre prograd(ilerleyen) evreyi temsil eden granatlar grosüler ile

andradit arasında değişim göstermekte ve bileşimleri  $And_{0-51}Grs_{45-72}Psa_{3-34}$  şeklinde hesaplanmıştır. Skarn lokasyonlarındaki ilerleyen evreye ait piroksenler ise diyopsit ile hedenberjit arasında değişim göstermekte olup ve bileşimleri  $Hed_{1-59}Diy_{38-98}Joh_{2-5}$  şeklinde hesaplanmıştır.

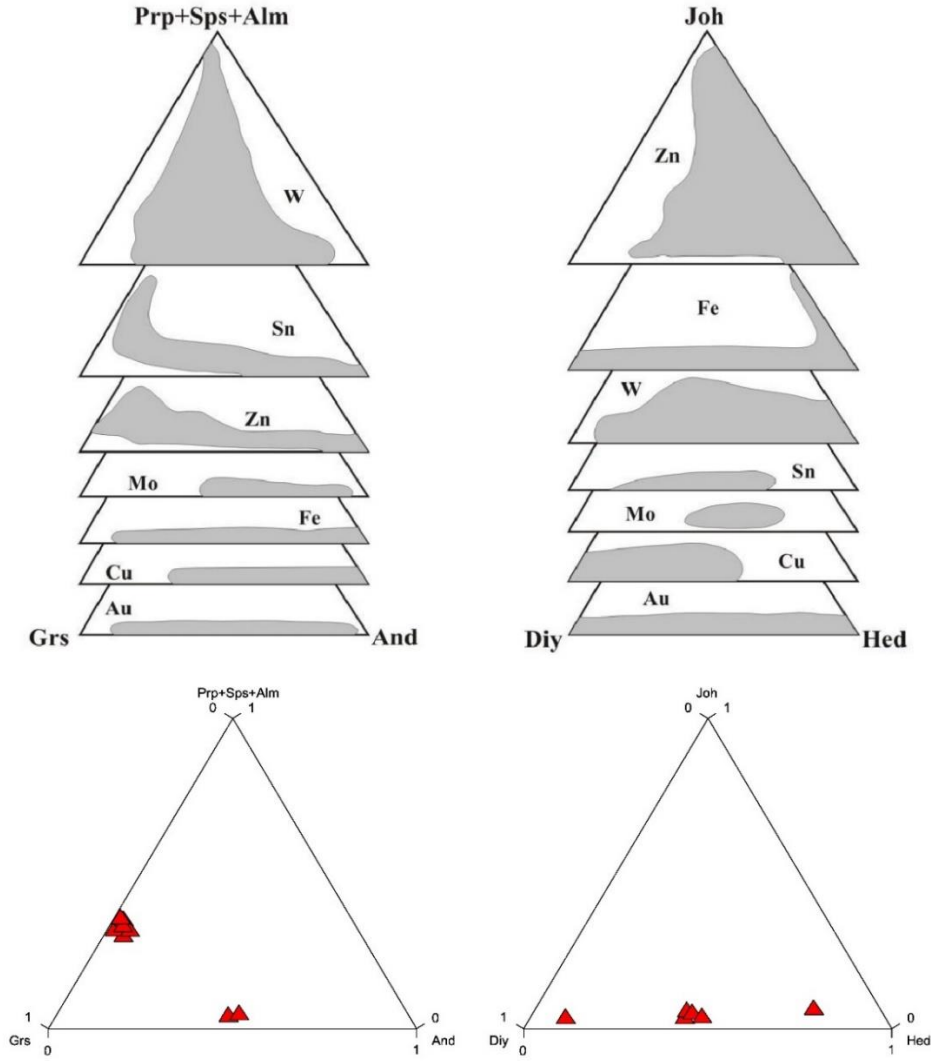
**Tablo 3.4:** Skarn zonlarına ait granatların mineral kimyası analiz sonuçları (%)

Örnek No	K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8
<b>Analiz No</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,99	37,75	37,44	38,72	38,05	37,40	35,74	35,67
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,10	0,08	0,13	0,10	3,74	3,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,27	22,95	22,16	23,06	24,26	21,78	10,55	10,49
FeO	10,24	11,44	12,53	10,62	9,84	12,87	12,77	12,92
MnO	0,34	0,07	0,56	0,25	0,15	0,41	0,07	0,04
MgO	0,03	0,02	0,02	0,05	0,05	0,04	0,59	0,61
CaO	23,22	23,57	22,97	22,16	23,49	23,17	35,37	35,32
N <sub>2</sub> O	0,02	-	0,01	0,15	0,01	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,05	-	0,01	-	0,10	0,13
Σ	96,20	95,91	95,84	95,19	96,02	95,80	98,93	98,91
Si	2,930	2,961	2,974	3,013	2,969	2,985	2,856	2,854
Al iv	0,070	0,039	0,026	-	0,031	0,015	0,144	0,146
Al vi	2,180	2,110	2,065	2,156	2,051	2,046	0,883	0,875
Ti	0,002	0,003	0,006	0,005	0,008	0,006	0,225	0,223
Cr	-	-	0,003	-	0,001	-	0,006	0,008
Fe+2	-	-	-	-	0,152	-	0,760	0,766
Fe+3	0,896	0,898	0,930	0,919	0,490	0,929	0,093	0,098
Mn	0,010	0,005	0,038	0,016	0,010	0,027	0,005	0,003
Mg	0,003	0,003	0,003	0,006	0,006	0,005	0,070	0,073
Ca	1,919	1,981	1,955	1,848	1,964	1,982	3,029	3,028
Σ	8,010	8,001	7,999	7,966	7,681	7,996	8,071	8,074
Andradit	-	-	9,2	-	-	-	50,2	51,4
Grosüler	67,9	68,6	70,3	66,3	71,6	67,3	49,2	45,2
Py+Sp+Al	32,1	31,4	20,5	33,7	28,4	32,7	3,2	3,3

**Tablo 3.5:** Skarn zonlarına ait piroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçları (%)

Örnek No	K1	K2	K3	K4	K5	K6
<b>Analiz No</b>						
SiO <sub>2</sub>	55,78	54,21	42,20	49,58	46,79	47,13
TiO <sub>2</sub>	-	0,01	2,06	0,25	1,41	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,41	10,75	5,99	7,53	8,75
FeO	0,12	0,15	14,29	12,92	11,95	11,46
MnO	0,35	0,17	0,10	0,02	0,11	0,12
MgO	18,74	18,37	12,21	13,04	14,47	15,02
CaO	26,37	26,82	11,74	14,74	11,99	12,00
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	2,14	0,36	1,42	1,56
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,66	0,07	0,74	0,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,02	0,01	-	0,04	0,63
Σ	101,60	100,20	96,30	97,07	96,52	97,97
Si	1,986	1,964	1,663	1,907	1,806	1,785
Ti	-	0,000	0,061	0,007	0,041	0,035
Al iv	0,007	0,018	0,337	0,093	0,194	0,215
Al vi	-	0,000	0,165	0,177	0,149	0,175
Cr	0,001	0,000	0,000	-	0,001	-
Fe+3	0,030	0,085	0,358	-	0,154	0,169
Fe+2	0,100	0,120	0,101	0,407	0,227	0,189
Mn	0,004	0,005	0,003	0,001	0,004	0,004
Mg	0,993	0,992	0,425	0,443	0,833	0,848
Ca	1,013	1,043	0,498	0,604	0,496	0,487
Na	0,001	0,002	0,164	0,026	0,106	0,115
K	0,000	0,001	0,033	0,004	0,036	0,030
Σ	4,011	4,029	4,109	3,969	4,047	4,052
Johansenit	2,1	1,5	4,5	1,2	1,5	1,5
Hedenberjit	18,3	0,5	58,6	35,4	31,3	29,6
Diyopsit	80,6	98,0	38,1	64,6	68,4	70,1

Minerallerin stokiyometrisini ortaya koymak için ideal yöntemlerden biri, kimyasal bileşimleri, analitik yöntemlerle belirlenen minerallerin üçlü diyagram üzerinde uç bileşen olarak göstermektir (Meinert, 1992). Granatlar için üçlü diyagramlarda (Pirop+Sipersartin+Almandin)–Grosüler–Andradit diyagramı kullanılmıştır. Şekil 3.45’de verilen sonuçlara göre granatların bileşimleri üçlü diyagramlar üzerinde andradit-grosüler arasında değişmekte olup, ağırlıklı olarak grosüler bileşime yakındır. Hed-Diy-Joh üçlü diyagramı üzerinde gösterilen piroksen analiz sonuçları da diyopsithedenberjit arasında değişmekte olup diyopsit bileşimine daha yakın olarak dağılım sunar (Şekil 3.45). Kuşdili demirli skarnının granat ve piroksenlerin bileşimleri skarn yatak tipleri ile kıyaslandığında bu minerallerin Cu-Fe-Zn tip skarnlar ile benzer bileşime sahip olduğu görülmektedir (Şekil 3.45 ).



**Şekil 3.45:** Granat ve piroksen minerallerinin uç bileşenlerine göre dağılımı ve skarn tipi karşılaştırması



### 3.3.3.2 Sülfit Mineralleri Kimyası

Kuşdili demir cevherleşmesinin ana minerallerini oluşturan manyetit ve hematitlere, yüksek oranda sfalerit ve galen daha az oranda kalkopirit ve piritten oluşan sülfit mineralleri eşlik etmekte olup bunların mineralojik ve dokusal özellikleri önceki bölümlerde verilmiştir. Bu sülfit minerallerinin bileşimlerini, iz element içeriklerini ve benzer tip yataklarla olan ilişkilerini belirlemek amacıyla belli hatlarda SEM yardımıyla mineral kimyası analizleri yapılmış olup mineral türlerine göre bulgular aşağıda verilmiştir.

#### 3.3.3.2.1 Sfalerit Kimyası

Detay cevher mikroskobisinde yapılan çalışmada sfaleritin tüm örneklerde çok yoğun bir şekilde bulunduğu ortaya konulmuştur. Bu örneklerden seçilen 5 adet sfalerit mineralinden yapılan mikrokimyasal analizlerde, ana bileşen olan Zn'nın dışında en yüksek değerler olarak 3,70 ağırlık % Fe, 2,15 ağırlık % Cu ve 0,39 ağırlık % Cd içermektedir (Tablo 3.6). Sfaleritlerdeki Fe ve Zn arasında pozitif bir korelasyon varken Cu ve Zn arasında negatif bir korelasyon vardır. Bu verilerde bize Cu elementinin kristal sistemi içerisinde Zn ile değiş tokuş yaptığını göstermektedir.

**Tablo 3.6: Sfalerit minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%)**

Örnek No	C1	C2	C3	C4	C5
<b>Analiz No</b>					
Fe	3,01	2,81	2,57	2,98	3,70
Pb	0,06	0,47	0,58	0,54	0,92
As	0,17	-	0,11	0,15	0,22
Zn	63,47	64,66	65,01	62,91	62,74
Sb	-	0,02	-	-	0,06
Cd	0,34	0,13	0,04	0,26	0,39
Ag	0,09	0,08	0,05	0,09	0,15
S	31,04	31,45	32,10	32,38	31,61
Cu	1,42	0,44	0,73	2,15	2,69
Ni	0,01	0,01	0,02	-	0,01
Co	0,09	0,03	0,07	-	0,04
Σ	99,58	99,62	101,35	101,10	102,65

### 3.3.3.2.2 Galen Kimyası

Galen minerali, sfaleritlerden sonra örneklerde en fazla bulunan 4. cevher minerali olarak göze çarpmaktadır. Galen minerali örneklerinden seçilen 5 adet in de mikrokimyasal analiz yapılarak, ana bileşen olarak bulunan kurşun elementinin dışında en yüksek olarak ölçülen eser elementlerin sonuçları: % 1.42 Ag, ağırlık % 1.15 Cu, ağırlık % 0.99 Zn ve ağırlık % 0.48 Fe şeklinde olup, analizlerin detayı Tablo 3.7’de verilmiştir. SEM yardımı ile yapılan mikrokimyasal analizlere göre galen mineralinin bileşimi ağırlık % Pb(81,23-83,52)S(13,28-14,23) şeklinde hesaplanmıştır. İz elementlerden gümüş dışında olanların miktarı hesaba katılmayacak kadar küçüktür. Buna rağmen gümüş değerleri % 1’in üzerinde olduğu görülmektedir (ağırlık % 1.22–1.42). Bu durum çalışma alanı içerisindeki galen minerallerinin kristal yapısında Pb elementi ile Ag elementinin yer değiştirdiğini ve bu alanda Gümüş potansiyelinin olduğunu düşündürmektedir.

**Tablo 3.7:** Galen minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%)

Örnek No	C1	C2	C3	C4	C5
<b>Analiz No</b>					
Fe	0,15	0,12	0,48	0,42	0,23
Pb	83,15	82,89	82,76	81,23	83,52
As	-	-	-	-	-
Zn	0,55	0,18	0,47	0,99	0,35
Sb	0,01	-	-	0,01	-
Cd	-	-	0,22	0,13	0,06
Ag	1,22	1,39	1,26	1,42	1,30
S	13,59	13,88	14,23	13,71	13,28
Cu	0,26	0,05	0,72	1,15	0,37
Ni	0,01	-	0,02	0,01	0,01
Co	0,06	-	0,06	0,03	0,06
Σ	98,98	98,51	100,18	99,02	99,12

### 3.3.3.2.3 Kalkopirit Kimyası

Kuşdili demir cevherleşmesinde bulunan kalkopiritlerden mineral kimyası analizleri yaptırılmış tablo 3.8’de verilmiştir. Analizi yapılan 5 kalkopirit mineralinin tamamında mineralin ana bileşenini oluşturan Cu, Fe ve S’nin dışında bazı örneklerde en yüksek değerler olarak 2,16 ağ.% Zn ve 1,28 ağ.% Pb tespit edilmiştir. Bunların dışında ölçümü yapılan As, Ni, Co, Sb, Cd ve Ag elementlerinin miktarı önemsenmeyecek kadar düşüktür. Analiz sonuçları değerlendirildiğinde Fe ile Cu arasında pozitif korelasyon olduğu görülmektedir.

**Tablo 3.8:** Kalkopirit minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%)

Örnek No	C1	C2	C3	C4	C5
<b>Analiz No</b>					
Fe	29,90	29,70	29,91	29,85	30,18
Pb	1,21	1,28	0,74	0,72	0,68
As	0,08	-	-	0,05	0,22
Zn	0,50	2,16	1,35	1,46	0,07
Sb	-	-	-	-	-
Cd	0,07	-	-	0,05	0,08
Ag	0,10	0,08	0,09	0,07	0,03
S	33,10	35,03	34,67	35,37	34,81
Cu	33,89	33,67	34,10	33,74	34,12
Ni	0,04	0,01	-	-	-
Co	-	-	-	-	-
Σ	98,43	101,24	99,99	100,74	100,09

#### 3.3.3.2.4 Pirit Kimyası

Detay cevher mikroskobisinde çok az miktarda tespit edilen piritlerden yapılan mineral kimyası analizlerinin sonuçları tablo 3.9’da verilmiştir. Analizi yapılan minerallerin sonuçlarına göre demir elementinden sonra en yüksek değerler olarak ağ.% 0,73 Zn, ağ.% 0,62 Pb, ağ.% 0,25 Cd ve ağ.% 0,72 Cu belirlenmiştir.

**Tablo 3.9:** Pirit minerallerinin taramalı elektron mikroskobu analiz sonuçları (%)

Örnek No	C1	C2	C3	C4	C5
Analiz No					
Fe	45,39	46,22	47,06	45,96	46,33
Pb	0,32	0,27	0,62	0,44	0,64
As	0,09	-	0,03	-	0,08
Zn	0,05	0,73	0,03	0,03	0,73
Sb	-	-	-	-	-
Cd	-	0,25	-	0,06	0,15
Ag	0,07	0,08	0,01	0,10	0,08
S	53,55	52,67	51,72	53,54	52,30
Cu	0,02	0,09	-	0,72	0,05
Ni	0,01	-	0,01	-	-
Co	-	-	-	0,17	0,06
$\Sigma$	98,80	99,48	99,36	101,05	100,37

### 3.3.4 Cevher Jeokimyası

Kuşdili demir cevherleşmesine ait cevher zonu sistematik bir şekilde örneklendi. Zonun merkezine doğru seçilen örneklerden jeokimyasal analiz yapılarak değerli metallerin ppb ve ppm cinsinden miktarları ölçüldü (Tablo 3.10). Bu jeokimyasal analizler için ICP-MS ve ICP-OES cihazları kullanıldı. Jeokimyasal analiz sonucunda Pb değerleri ortalama olarak %1 civarında, Zn değerleri ise %4 ile %9 arasında, Cu değerleri ortalama %0.4 civarında olduğu görülmektedir. Kıymetli metallerden olan Ag değerlerinde ise 2 örnekte yüksek değerler (422,4-226,6 ppm) göze çarpmaktadır.

**Tablo 3.10: Cevher zonu örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları(ppm)(Au:ppb)**

Örnek No	C2	C3	C4	C5	C6
<b>Analiz No</b>					
Au	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	11502	11358	10757	10629	8924
As	21	15	13	9	12
Zn	80245	91402	39100	41672	67847
Sb	<5	<5	<5	<5	<5
V	11	14	6	9	8
Ag	422,4	226,6	14,1	8,2	29,3
Mo	5	6	<5	5	<5
Cu	3867	4853	2689	4752	2325
Ni	8	6	5	5	7
Co	59	57	8	8	16
Bi	999	485	19	<5	60



## 4. TARTIŞMA

### 4.1 Granitoyid Petrografisi, Jeokimyası ve Skarn Tipleriyle İlişkisi

Halkalıtaş plütönu'ndan alınan örneklerin ince kesitleri laboratuvarında incelenmiş ve bu analizler sonucunda birimi oluşturan kayaların diyorit, kuvarslı monzonit, kuvars monzodiyorit ve kuvarslı diyorit bileşimlerine sahip olduğu anlaşılmıştır.

Halkalıtaş plütönundan alınan örneklere ait anaokisit, iz ve NTE analizi yapılmıştır. Kimyasal analizlere göre örneklerin kuvars monzonit, diyorit, monzodiyorit ve monzogabro alanına düştüğü görülmektedir. Plütöndan alınan örneklerin tümü kalkalkali ve orta-yüksek potasyumlu serilerden oluşmaktadır. Ayrıca metalümin I-tipi karakterli kayalardır.

Halkalıtaş plütönunu oluşturan magma tektonik ortam olarak çarpışma sonrası (post collisional) oluşmuştur. İncelenen plütönik kayalar volkanik yay granitoyidleri özelliğini sunmaktadır. Bunun yanı sıra Halkalıtaş plütönik kayaların ana magması alt kıtasal kabukta meta-magmatik ve meta-sedimanter kayaların, kısmi ergimesiyle ve magma etkileşimiyle oluşmuş olabileceği sonucuna varılmıştır. Böylece Halkalıtaş plütönu'nun magmasının kökeni; manto kökenli magmaların kıtasal kökenli magmalar ile karışması veya manto kökenli magmanın kıta kabuğunda kirletilmesi ve hibridleşmesi şeklinde olabilir.

Skarn oluşturan granitoyitlerin ana ve iz element içerikleri ile skarn tipleri arasındaki ilişkiler bu konuda yapılan öncü çalışmalarda araştırılmıştır (Meinert, 1983; Newberry, 1983; Meinert vd., 2005; Kwak ve White, 1982). Bu çalışmalarda ana element içerikleri bakımında skarn oluşturan plütönların çoğunluğu kalk alkali plütönlarla ilişkilidir. Al doygunluğu bakımından da skarn oluşturan plütönlar çoğunlukla metalüminyum bileşimli granitoyitlerle ilişkilidir (Meinert vd., 2005). Ayrıca yapılan diğer skarn cevherleşmeleri ile ilgili araştırmalarda (Meinert vd., 1991, Kuşçu vd., 2001; Meinert vd., 2005; Öztürk vd., 2005) intrüzif kayaların tektojenetik olarak ayrılması ve bunların skarn cevherleşmeleri ile olan ilişkileri eser element içeriklerine göre sınıflandırılmıştır. Bu araştırmalarda volkanik yay granitoyitleri Fe,

Au, Cu ve Zn skarnlar ile, plaka içi granitoyitler Sn, W ve Mo skarnlar ile bağdaştırılmıştır.

Halkalıtaş plütönuna ait örnekler kalkalkali ve metalümin I-tipi karakterli kayaçlardır. Yukardaki çalışmalara uygun ve skarn oluşturan plütönlar ile benzer bileşime sahip olup skarn üretme potansiyeli olan bir granitoyittir. Ayrıca plütöndan alınan örnekler çarpışma sonrası (post collisional) ve volkanik yay granitoyidleri özelliği ile Fe, Au, Cu ve Zn skarnlar oluşturma olasılığına sahiptir.

#### **4.2 Kuşdili Demir Cevherleşmesinin Jeolojik ve Mineralojik Özellikleri**

Kuşdili demirli skarn cevherleri Eosen yaşlı Halkalıtaş plütönu ile Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'na ait kireçtaşı mercekleri dokanaklarında 2 kafa şeklinde gelişmiştir. Arazi çalışmalarında plütönun kireçtaşı mercekleri ile dokanak ilişkisi görülemediği için, yüzlek veren plütönlarda skarn mineralleri gelişmemiştir. Skarn tip yataklar intrüzif kayaçlar ile karbonatlı kayalar arasında gelişen metazomatik süreçlerle oluştuğundan, dokanak ilişkisinin tam olarak görülememesi, Kuşdili demirli skarn cevherleşmesini açıklamakta güçlük yaratmaktadır. Dokanak ilişkisi olmadığından, endoskarn ve ekzoskarn zonlarının her ikisini de görmek mümkün olmamıştır. Bunlardan ekzoskarn zonu Şenköy Formasyonun kireçtaşları merceklerinde ve volkanik kayaçları içinde gelişmiştir. Ekzoskarn zonda masif, bantlı ve saçınımlı manyetit ve hematit cevherine yoğun miktarda sfalerit, galen ve daha az oranda kalkopirit eşlik eder. Ayrıca bu zonda kireçtaşları ve volkanik kayaçlar içinde gelişen epidot ve yer yer granatlara rastlanmaktadır. Endoskarn zonun ise daha derinlerde Halkalıtaş plütönu dokanaklarında olduğu düşünülmektedir. Cevher alanındaki işletmede bulunan galeriler ve cevher pasaları, cevherleşmenin yüzeyin altında da devam ettiğinin göstergesidir.

Skarnın ilerleyen(prograd) evresini temsil eden granatlar ekzoskarn zonunda çok az gözlenebilmektedir. Ekzoskarn zonunda plütön kireçtaşı dokanağından uzakta olduğu için yüksek sıcaklık minerali olan granat çok nadir olarak bulunmaktadır. Bunun yerine Şenköy Formasyonun kireçtaşı mercekleri ve volkanik kayaçları içinde, skarnın gerileyen(retrograd) evresini temsil eden bantlı, saçınımlı ve ağsal yapıda gelişmiş epidotlar yaygındır. Epidotlara yer yer kuvars ve kalsit eşlik eder. Arazi ve detay cevher

mikroskobisi çalışmaları sonucunda, ekzoskarn zonunda cevher farklı yapılarda geliştiği görülmüştür. Bunlar kireçtaşları mercekleri ve volkanikler içinde masif yapıda, saçınım halinde ve tabakalar arası zayıf zonlar boyunca tabakalı yapıdadır.

Gerileyen (retrograd) evre asıl cevherleşmenin olduğu alandır. Manyetit ve hematitler bu evrede oluşmuşlardır. Ayrıca detay cevher mikroskobisi ve jeokimyası hidrotermal evrede oluşan sfalerit, galen ve kalkopirit minerallerinin çok yoğun bir şekilde bulunduğunu ortaya koymaktadır. Bu sonuçlar yoğun bir hidrotermal evrenin yaşandığını göstermektedir. Bunun yanı sıra süperjen evrede gelişen kovelin, diyejenit, limonit ve malakit mineralleride tespit edilmiştir.

### **4.3 Skarn Tipi ve Oluşum Koşulları**

Granat ve piroksen minerallerinin bileşimleri skarn yataklarının sınıflandırılması ve oluşum ortamlarının belirlenmesinde önemli bilgiler vermektedir (Einaudi vd., 1981; Newberry, 1983; Kwak, 1986; Meinert, 1992; Zaw ve Singoyi, 2000). Newberry (1983), Einaudi vd. (1983) ve Kwak (1986)'a göre andradit bileşimli granatlar oksitlenmiş skarn koşullarını, grosüler bileşimli granatlar da indirgenmiş skarn koşullarını temsil etmektedir. Granat (andradit) minerallerinin  $Fe^{+3}$  bakımından zengin okside skarnlarda yaygın olduğunu söyleyerek, bu olayı sığ derinliklere yerleşen plütonik bir kütleinin göstergesi olabileceğini belirtmektedir (Einaudi vd. 1981).

Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinde SEM kullanılarak belli hatlar boyunca granatlarda yapılan mineral kimyası analizlerine göre bileşimleri grosüler ve andradit arasında değişmektedir ( $And_{0-51}Grs_{45-72}Psa_{3-34}$ ). Yukardaki bilgiler ışığında değerlendirildiğinde Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinde bulunan grosüler tipteki granatlar indirgenmiş skarn koşullarını temsil etmekte, andradit tipteki granatlar ise okside skarn koşullarını temsil edebileceği düşünülmektedir. Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinde, indirgenmiş skarn tipi koşullarından okside skarn tipine bir geçişin olduğu görülmektedir.

Skarn tip yataklarda, granatların ve piroksenlerin bileşimleri ile metal içerikleri arasında bir bağlantı vardır (Burt, 1972; Einaudi vd., 1981; Newberry; 1991; Nakona vd., 1994; Nakona, 1998). Bu çalışmada grosüler-andradit arasında değişen bileşime

sahip granatların, ilişkili oldukları skarn yatakları ve metal içerikleri üçlü diyagramlarda gösterilmiştir. Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinin granat bileşimlerine bakıldığında Fe-Zn-Cu tip skarn alanına düşmektedir (Şekil 3.43). Ayrıca piroksenlerin Mg, Mn ve Fe içerikleri skarn türüne göre farklılık ihtiva etmektedir. Buna göre Mn içeren piroksenler (johansenit) Zn tip skarnları, diyopsit ve hedenberjit içeren skarnlar ise Cu-Fe tip skarnları temsil etmektedir (Einaudi ve Burt,1982). Kuşdili demirli skarn cevherleşmelerinin piroksen bileşimleri diyopsit ile hedenberjit arasında değişim göstermektedir. Piroksen mineralinin üçlü diyagramı incelendiğinde Cu-Fe tip skarnların alanına benzer şekildedir (Şekil 3.43).

Skarn cevherleşmeleri ilgili araştırmalarda piroksen minerallerinin Mn/Fe oransal değerinin bu tip yatakları sınıflandırmada yol gösterici olmaktadır (Nakano vd., 1994; Nakano, 1998). Bu araştırmalarda piroksen minerallerinin Mn/Fe oranları  $< 0.1$  ise, Cu-Fe tipi skarn alanına,  $0.1-0.2$  arasında ise W tipi skarn alanına ve  $> 0.2$  ise Pb-Zn tipi skarn cevherleşmesi olduğunu belirtmektedir. Yapılan bu çalışmada piroksen mineralinin Mn/Fe oranları  $0.001-2.91$  arasında hesaplanmıştır. 2 örneğin analizinde piroksen mineralleri  $> 0.2$  Mn/Fe oranının çok üzerindedir. Bu durum Pb-Zn tip skarn cevherleşmesini işaret etmektedir. Bunun yanı sıra geriye kalan 4 piroksen minerallerinin Mn/Fe oranları  $0.1$ 'in altında olduğundan Cu-Fe skarn tipine uyum sağlamaktadır. Cevher jeokimya analizlerindeki yüksek Zn ve Pb değerleri ve mikroskop altında görülen yoğun sfalerit ve galenit mineralleri bu sonucu destekler niteliktedir.

#### **4.4 Skarn Cevherleşmesine Kaynak Oluşturan Halkalıtaş İntrüzif Kayaçların Potansiyel Mineralizasyon Alanları**

Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki tüm ekonomik polimetal cevherleşmeleri, genellikle Pontid Magmatik Yayı ile ilişkili olup Kretase-Eosen zaman aralığında birçok porfiri, skarn, VMS ve epitermal tip Au-Cu-Pb-Zn-Mo-Fe cevherleşmeleri geliştiği bilinmektedir. Yapılan son çalışmalarda (Delibaş vd., 2016) bölgede Geç Jura-Erken Kretase yaşlı cevherleşmelerinde bölgede olduğu görülmektedir.

Doğu Pontid Orojenik Kuşaağın'daki intrüzif kayalar Güven (1993) tarafından Kaçkar Granitoyidi I-II olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanında yaptığımız çalışmalarda bu intrüzif kayaların Geç Jura'dan başlayıp Eosene yaş aralığına kadar devam ettiği ve farklı tipte granitoyitlerden oluştuğu tespit edilmiştir. Çalışma alanı çevresinde bu granitoyidlerle ilişkili porfiri, skarn, epitermal ve damar tipi cevherleşmeler oluşmuştur. Halkalıtaş plütunu Doğu Karadeniz bölgesindeki, mineralizasyonlar için önemli bir kaynak kayaç olabileceği granitoyid jeokimya verilerinin sonuçlarında görölmektedir.

## 5. SONUÇLAR

Kaçkar Batolitinin içinde gösterilen Eosen yaşlı Halkalıtaş plütunun, Kuşdili (İspir-Erzurum) yöresindeki Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonuna ait bazik volkanik kayalar içerisinde mercek biçiminde yer alan kireçtaşlarının dokanak kısımlarına magmatik ergiyiklerin gelişi ile kontakt metazomatik bir etkileşim oluşmuş ve skarn tipte cevherleşmeler meydana gelmiştir. Kuşdili demir cevherleşmesinin jeolojik ve mineralojik özellikleri, skarn tipi ve oluşum koşulları, kaynak kayacın jeokimyası ve skarn tipi ile ilişkisini belirlemeye yönelik çalışmalar yapılmıştır. Çalışmalar sonucunda aşağıdaki bulgular elde edilmiştir:

Kuşdili yöresindeki demir cevherleşmesi oluşumunda kaynak kayaç olarak Halkalıtaş plütunu rol almaktadır. Bu skarn cevherleşmesi Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu içerisindeki kireçtaşı mercekleri içerisinde gerçekleşmiştir.

Skarnın prograd (ilerleyen) ve retrograd (gerileyen) evresi aynı anda bulunmaktadır. Buna göre prograd skarn evresinde granat ve piroksenler görülürken, retrograd evrede epidot, kuvars ve kalsit oluşumu gözlenir.

Kuşdili demirli skarn cevherleşmesinde bulunan grosüler tipteki granatlar indirgenmiş skarn koşullarını temsil etmekte, andradit tipteki granatlar ise okside skarn koşullarını temsil etmektedir. İndirgenmiş skarn tipi koşullarından okside skarn tipine bir geçişin olduğu görülmektedir. Oksidasyon seviyesindeki pozitif yönlü belirgin değişim, sığ derinliklerde ve meteorik çözeltilerin etkisi altında gelişim gösterebileceği yönündedir.

Granat ve piroksen bileşimleriyle birlikte skarnın mineralojik ve dokusal özellikleri incelendiğinde Kuşdili skarnın Fe-Zn-Pb-Cu tip bir skarn cevheri olduğunu ve oksidan şartlarda geliştiğini göstermektedir.



Skarnın ana cevher bileşenlerini manyetit ve hematit oluşturur. Bunun yanında yüksek miktarda sfalerit, galenit ve kalkopirit mineralleri şeklindedir. Cevher jeokimyası sonuçlarında görülen Zn, Pb ve Cu miktarları bu sonucu desteklemektedir.

Mineral kimyası çalışmalarına göre sfaleritlerin en yüksek demir ve bakır içerikleri sırasıyla % 3,70 ve 2,15 (ağ.%) şeklinde olup bu elementler çinko ile kristal kafesinde yer değişikliği yapmaktadır. Galen minerallerinin (ağ.%)1,22 ile 1.42 arasında değişen gümüş elementi miktarı ekonomik açıdan önem arzedebilir. Cevher jeokimyası analizlerinde 422,4 ppm seviyesine kadar çıkan gümüş miktarı dikkat çekici ve bu durumu destekler niteliktedir.

## 6. ÖNERİLER

Kuşdili demirli skarn cevheri Doğu Karadeniz Bölgesi'nde geniş alanlarda mostra veren Şenköy Formasyonuna ait kireçtaşı mercikleri ile Eosen yaşlı Halkalıtaş plütunun dokanakları boyunca gelişmiştir. Halkalıtaş plütunu tüm Doğu Pontid Kuşağında mostralar vermektedir. Bu intrüzif kütlelerin, granitoid jeokimyası verilerinde görülebilecek üzere mineralizasyon için kaynak kayaç olabilecek özelliklere sahiptir. Bundan dolayı bilinen skarn yatakların dışında başka sahalara ortaya çıkarılması açısından bu intrüzif kütlelerin dokanağı detaylı bir şekilde araştırılmalıdır.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Şenköy Formasyonuna ait kireçtaşlarının dışında Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşları birçok alanda mostra vermektedir. Bu kireçtaşları ile Halkalıtaş plütunun sınırları boyunca da skarn cevherlerinin bulunabileceği dikkate alınmalıdır.

Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki skarnların rezervinin düşük olması, bu yatakların işletilmesini güçleştirmektedir. Ancak bu skarnların yüksek tenörü ve bölge genelindeki yaygınlığı dikkate alındığında bunların eş zamanlı olarak işletilmek suretiyle ekonomiye kazandırılması mümkün görülmektedir.

## 7. KAYNAKLAR (APA)

- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi. Fen Fakültesi, İstanbul, 56.
- Akaryalı, E. and Tüysüz, N., 2012. The genesis of the slab window-related Arzular low-sulfidation epithermal gold mineralization (Eastern Pontides, NE Turkey). *Geoscience Frontiers*, doi: 10.1016/j.gsf.2012.12.002.
- Akçay, M. and Arar, M., 1999. Geology, Mineralogy and Geochemistry of the Çayeli Massive Sulphide Ore Deposit, Rize, NE Turkey, *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Standley et al. (eds), Balkema, Rotterdam, 459-462.
- Akçay, M. and Gündüz, Ö., 2004. Porphyry Cu-Au mineralization associated with a multi-phase intrusion and related replacement fronts in limestones in an island arc setting near the Gümüşhane village (Artvin) in the eastern black sea province (Turkey), *Chemie der Erde, Geochimistry*, 64, 359-383.
- Akdeniz, N., Akçaören, F. ve Timur, E., 1994. Aşkale - İspir arasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Derleme Rapor No. 9731, Ankara.
- Alan, İ., Balcı, V., Keskin, H., Altun, İ., Böke, N., Demirbağ, H., Arman, S., Elibol, H., Soyakıl, M., Kop, A., Hanilçi, N., 2016. Çayeli(Rize)-İspir(Erzurum) Arasında Kalan Alanın Jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No:11859 Ankara.
- Aslaner, M., 1977. Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi, Yayın No: 12, Trabzon.
- Atherton, M. P. and Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362,144-6.
- Ayaz, M.E. 2017. Yeryuvarının zonlu içyapısı, yerbilim kaynaklarının sınıflandırılması ve granitoyidlere bağlı olarak gelişen maden yatakları, *MTA doğal kaynaklar ve ekonomi bülteni* 23, 1-12.

- Aydıncakır, E., 2006. Dağbaşı (Araklı-Trabzon) granitoyidi ve çevresinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi.
- Aydıncakır, E., Şen, C., 2013. Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 172, 98-117.
- Bayraktar, K., 2018. Düzköy (Kürtün-Gümüşhane) skarn cevherinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y., Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the eastern pontide magmatic arc (NE Turkey). *Geol. J.*, 34, 95-106.
- Boztuğ D., Erçin Aİ., Kuruçelik MK., Göç, D., Kömür, İ., İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey. *J Asian Earth Sci* 27:286–302.
- Boztuğ, D., Arehart, G.B., Platevoet, B., Harlavan, Y., Bonin, B., 2007. High-K calc-alkaline I-type granitoids from the composite Yozgat batholith generated in a postcollisional setting following continent-oceanic island arc collision in central Anatolia, Turkey, *Mineralogy and Petrology* 91, 191–223.
- Burt, D.M., 1972. Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits, Ph.D. thesis, Harvard University, 256 pp. (unpublished).
- Burt, D.M., 1982. Skarn deposits-historical bibliography through 1970, *Economic Geology*, 77, 755–763
- Chen, W. and Arculus, R. J. (1995). Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *Lithos* 110, 99-119.
- Clechenko, C.C. ve Valley, J.W., 2003. Oscillatory zoning in granat from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondacks Mts, New York: a record of shallow hydrothermal

- processes preserved in granulite facies terranes, *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 771–784.
- Çiftçi, E., 2010. Sphalerite associated with pyrrhotite-chalcopyrite ore occurring in the Kotana Fe-Skarn deposit (Giresun, NE Turkey): Exolutions or replacement, *Turkish Journal of Earth Science*, 20, 307–320.
- Delibas, O., Moritz, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Saraç, C., Revan, K.M., and Göç, D., 2016, 1231 Cretaceous subduction-related magmatism and associated porphyry-type Cu-Mo mineralizations in the Eastern Pontides, Turkey: New constraints from geochronology and geochemistry: *Lithos*, v. 248-251, p. 119-137.
- Demir, Y., Uysal, İ. and Sadıklar, M.B., 2013. Mineral Chemical Investigation on Sulfide Mineralization of the Istala Deposit, Gümüşhane, NE-Turkey, *Ore Geology Reviews*, 53, 306-317.
- Demir, Y., Uysal, I., Kandemir, R. and Jaus, A., 2017. Geochemistry, fluid inclusion and stable isotope constraints (C and O) of the Sivrikaya Fe-skarn mineralization (Rize, NE Turkey). *Ore Geology Reviews* 91, 153-172.
- Demir, Y., 2018. Dağbaşı skarn yataklarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *MTA doğal kaynaklar ve ekonomi bülteni* doi.org/10.19076/mta.413683.
- Demir, Y., 2019. Geological, mineralogical and Geochemical Properties of the Dağbaşı Skarn Ores (Araklı-Trabzon, NE Turkey), *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 158, 165–194.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonin, J., 1973. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 84, 3137-3180.
- Dipple, G.M. ve Gerdes, M.L., 1998. Reaction-infiltration feedback and hydrodynamics at the skarn front. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 26, 71–97.
- Dişli, A., 2019. Dağbaşı (Araklı-Trabzon) skarn cevherlerinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi.

- Dokuz, A., Karşlı, O., Chen, B., Uysal, I., 2010. Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, *Tectonophysics* 480, 259–279
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe<sup>+3</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, 51, 431–435.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology* 75, 317-391.
- Einaudi, M.T. ve Burt, D.M, 1982. A Special Issue Devoted to Skarn Deposits, Introduction-Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits, *Economic Geology*, 77, 4, 745–754.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Chung, S.L., 2011a. Petrochemistry and U-Pb ages of adakititic intrusions from the Pulur massif (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for slab roll-back and ridge subduction associated with Cenozoic convergent tectonics in eastern Mediterranean, *Journal of Geology* 119, 394e417.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Akaryalı, E., Dudas, F., Bektaş, O. 2014. The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: geochemistry, zircon U–Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 59, 29–54.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991). Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96, 13693-13711.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. and Ulmer, P. (1995). Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting: *JGR Solid Earth*. Cited by: 159.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979. The main lines of the geotectonic evolution of the eastern pontides in mesozoic era, *Gescience*, 68–69.



- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979. The main lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic areas. *Geochome-I*, 555-580.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1987. Rize- Fındıklı- Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8283, Ankara (yayımlanmamış).
- Genç, Ş.C., and Tüysüz, O., 2010. Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A geochemical and isotopic approach, *Lithos*, v. 118, n. 1–2, p. 95–111, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.03.017>.
- Görür, N., A.M.C. Şengör, R. Akkök, and Y. Yılmaz, 1983. Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of the Neo-Tethys (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, v. 26, p. 11-19.
- Gülibrahimoğlu, İ., Çağlar, O., Boğuşlu, M., Dursun, A., Yılmaz, H., Erçin A.İ., 1993. Rize Alt Bölgesi (Tatos Batoliti Kuzey ve Güney Zonu) Metalik Maden Prospeksiyonu Raporu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:10109 Ankara.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu, MTA Yayınları, Ankara.
- Harms, U., Camerob, K. L., Simon, K. and Bratz, H. (1997). Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. *Geologische Rundschau* 86, 155– 166.
- Hasançebi, N., 1993. Dağbaşı (Araklı-Trabzon) granitoidine bağlı cevherleşmelerin incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 65s.
- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Kandemir, R., 2004. Gümüşhane Yakın Yörelerindeki Erken- Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 274s.
- Karakaya, M.Ç., Karakaya, N., Küpeli, Ş. ve Yavuz, F., 2012. Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey, *Ore Geology Reviews*, 48, 197–224.
- Kandemir, R., and Yılmaz, C., 2009. Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic ammonitico rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys ocean, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 34, n. 4, p. 586–598.
- Kandemir, Ö., Kanar, F., Pehlivan, Ş., Tok, T., Çobankaya M. ve Akbayram, K., 2014. Doğu Pontid magmatik yayının gelişimi: Yay ardında Doğu Karadeniz havzasının açılması ve Doğu Pontid yayının Anatolid - Torid Levhası ile çarpışması. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara.
- Kandemir, Ö., Kanar, F., Çobankaya, M., Pehlivan, Ş., Tok, T., Akbayram, K., Atıcı, G., 2017. Artvin-Borçka-Yusufeli Arasında Kalan Alanın Jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No:13575 Ankara.
- Kaygusuz, A., 1992. Dagbası (Araklı-Trabzon) ve Çevresinin Minerolojik ve Petrografik Olarak İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mimarlık-Mühendislik Fakültesi, 63s, Trabzon.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1989. Bayburt dolayının jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No: 8995, Ankara.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *MTA Dergisi*, Ankara, 66, 20-34.
- Konak, N., Hakyemez, Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N., Ercan, T., 2001. Kuzeydoğu Pontidler'in (Oltu- Olur-Şenkaya- Narman-Tortum-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 10489, Ankara (Yayımlanmamış).

- Konak, N., Okay, A.I., Hakyemez, Y., 2009. Tectonics and Stratigraphy of the Eastern Pontides, Field trip guide book, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü ve TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara, ISBN 978-9944-897-83-9, 120 pp.
- Köprübaşı, N., 1992. Aşağı Harşit bölgesinin magmatik petrojenezi ve masif sülfütlere jeokimyasal hedef saptama uygulamaları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kurt, Y., 2014. Giresun, Bulancak Kirazören bölgesi skarn tipi demir yataklarının jeolojik ve jeokimyasal incelenmesi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul, 111s.
- Kuşçu, İ., Gençaliolu, G. ve Erler, A., 2001. Geochemical signatures of granitoids associated with skarn in central Anatolia, *International Geology Reviews*, 43, 8, 722–735.
- Kuşçu, İ., Tosdal, G., Kuşçu G.G., 2019. Episodic porphyry Cu(Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage, *Ore Geology Reviews*, 107, 119–154.
- Kwak, T.P.A. and White, A.J.R., 1982. Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids. *Mineralogical Geologist* 32,339-351.
- Kwak, T.A.P., 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits), *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 363–384.
- Meinert, L.D., 1983. Variability of skarn deposits-guides to exploration, S.J. Boardman (Ed.), *Revolution in the earth sciences*, Kendal-Hunt Publishing, 301–316.
- Meinert, L.D., Brooks, J.W. and Myers, G.L. 1991. Whole rock geochemistry and contrast among skarn types, in Bufo, R.H. and Coyner, A.R. (ed), *Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada*, Geological Society of Nevada, Fieldtrip Guidebook Compendium 1, 72-80.
- Meinert, L.D., 1992. Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, 19, 145-162.
- Meinert, L.D., Diple, G.M. ve Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits, society of economic geologist, *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 299–336.

- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system: *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224.
- Miyashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rock series: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104.
- Nakona, T., Yoshino, T., Shimazaki, H. ve Shimizu, M., 1994. Pyroxene Composition as an Indicator in the Classification of Skarn Deposits, *Economic Geology*, 89, 1567–1580.
- Nakano, T., 1998. Pyroxene Geochemistry as an Indicator for Skarn Metallogenesis in Japan, *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, D.R Lentz. (Ed.), *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 26, 147–167.
- Newberry, R.J., 1983. The formation of subcalcic granat in scheelite-bearing skarns. *Canadian Mineralogist* 21, 529-544.
- Newberry, R.J., 1991. Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California: Contrast in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory. In *skarns- Their Genesis and Metallogeny*, A. Barto- Kyriakidis (Ed.), *Theophrastus Publications*, Atkens, Greece, 343–384.
- Okay, A.I., 1984. The geology of the Ağvanis metamorphic rocks and neighbouring formations: *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, v. 99/100, p. 16-36, Ağvanis metamorfitleri ve çevre kayalarının jeolojisi, *MTA Dergisi*, 99/100, 51-57.
- Okay, A.I. and Leven, E.Ja., 1996. Stratigraphy and Paleontology of the Upper Paleozoic Sequences in the Pulur (Bayburt) Region, Eastern Pontides, *Tr. J. of Earth Sciences* 5, 145-155.
- Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides, In: A.G. Robinson, (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, *American Association of Petroleum Geologists Memorial*, 68, 291-311.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999, Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M., (Eds), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society London Special Publications* 156, 475-515.

- Okay, A.I., 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau ? In "Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area" (eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.A.D. Piper), *Geological Society*, London, Special Publication, 173, 25-41.
- Okay, A., Monod, O. and MONIÉ, P., 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the PaleoTethyan subduction, *Lithos* 64, 155–178.
- Okay, A., 2008. Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.
- Okay, A.I. and Nikishin, A.M., 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region, *International Geology Review*, 57(5-8), pp.1051-1076.
- Orhan, A. ve Mutlu, H., 2009. Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografik Özellikleri. Eskişehir, Osmangazi Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi 12, 2, 65-90.
- Oyman, T., 2010. Geochemistry, mineralogy and genesis of teh Ayazman Fe-Cu skarn deposit in Ayvalık, (Balıkesir), Turkey, *Ore Geology Reviews*, 37, 175–201.
- Özsayar, T., Pelin, S. and Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase (Cretaceous in the Eastern Pontides), *Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi Jeoloji*, v. 1, p. 65-114.
- Öztürk, Y.Y., Helvacı, C. ve Satır, M., 2005. Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and comparison with World skarn granitoids. *Turkish Journal of Earth Science*, 14, 255–280.
- Patino Douce, A. E. And Johnston, A. D. (1991). Phase Equilibria and Melt Productivity in the Pelitic System: Implications for the Origin of Peraluminous Granitoids and Aluminous Granulites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107, 202-218.
- Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996). Effects of P, f (O<sub>2</sub>) and Mg/Fe Ratio on Dehydration Melting of Model Metagreywackes. *Journal of Petrology* 37, 999-1024.
- Patino Douce, A. E. (1997). Generation of Metaluminous A-type Granites by Low-Pressure Melting of Calc-Alkaline Granitoids. *Geology* 25, 743-746.

- Patino Douce, A. E. and McCarthy, T. C. (1998). Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: When continents collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultra-high Pressure Rocks, edited by Hacker, B. R., Liou, J. G., Kluwer Academic Publishers, *Dordrecht*, 27-55.
- Patino Douce, A. E. (1999). What do Experiments Tell Us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas?. In: Understanding Granites: Intergrating New and Classical Techniques, (eds.): Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L., *Geological Society of London*. Special Publication 168, 55- 75.
- Pearce, J. A, Haris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C .F. (1991). Partial Melting of Amphibolite Eclogite and the Origin of Archean Trondhjemites and Tonalites. *Precambrian Research* 51, 1-25.
- Rapp, R. P. 1995. Amphibole-out Phase Boundary in Partially Melted Metabasalt, its Control over Liquid Fraction and Composition, and Source Permeability. *Journal of Geophysical Research* 100, 15601-15610.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision, *Ore Geology Reviews* 70, 323-345.
- Rudnick, R.L. and Gao, S. (2004). Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-65.



- Saraç, S., 2003. Doğu Karadeniz Fe-Skarn Yataklarının karşılaştırmalı mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon, 259s.
- Schmidberger, S. S. and Hegner, E. (1999). Geochemistry and isotope systematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)- implications for Late Variscan orogenic development. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 373-385.
- Schultze-Westrum, H.H., 1961. Giresun civarındaki Aksu deresinin jeolojik profili, kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus cevher ve mineral bölgesinin jeolojisi ve maden yatakları ile ilgili mütalaalar, *MTA Dergisi*, 57, 63-71.
- Sipahi, F., 2011. Formation of skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogy* 188, 2, 169-190.
- Sipahi, F., Akpınar, İ., Eker, Ç.S., Kaygusuz, A. and Vural, A., 2017. Formation of the Eğrikar (Gümüşhane) Fe-Cu skarn type mineralization in NE Turkey: U-Pb zircon age, lithogeochemistry, mineral chemistry, fluid inclusion, and O-H-C-S isotopic compositions. *Journal of Geochemical Exploration* 182, 32-52.
- Skjerlie, K. P. and Johnston, A. D. (1996). Vapor-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, 37, 661-691.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. and Wang, K. F. (1999). Geochemistry of mafic magmas in the hurricane volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107, 433-448.
- Stevens, G., Clemens, J. D. and Droop, G. T. R. (1997). Melt Production during Granulite Facies Anatexis: Experimental Data from 'Primitive' Metasedimentary Protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352- 370.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, In: A.D. Saunders, M.J. Norry,

- (eds.), Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society of London Special Publication*, 42, 313-345.
- Şen, C., 2007. Jurassic volcanism in the eastern Pontides: is it rift related or subduction related?: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 16, n. 4, p. 523–539.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980. Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys, *Geol. Soc. America Bull.*, 91, Part I, 599-609.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: a Plate Tectonic, Approach, *Tectonophysics* 181, 241– 981.
- Taylor, S .R. and McLennan, S. M. (1985). The Continental Crust, Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980. Ünye - Ordu – Koyulhisar - Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 23/2, 179-182.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O., Schwartz, W.H., 2004a. Aluminous granulites from the Pulur Complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation, *Lithos*, 72, 183-207.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Schwartz, W.H., 2004b. Low-grade metamorphic rocks from the Pulur Complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. *Int. J. Earth Sc.*, 93, 72-91.
- Topuz, G., Alther, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A. and Meyer, H.P., 2007. Variscan amphibolite facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex. Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey. *International Journal of Earth Science*, 96, 861– 873.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Dokuz, A., and Meyer, H.-P., 2007. Variscan amphibolite-facies metamorphic rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey): *International Journal of Earth Sciences*, v. 96, n. 5, p. 861– 873, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-006-0138-y>
- Türk-Japon Ekibi, 1985. The Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1, MTA Raporu No: 334, Ankara.

- Tüysüz, N. 2000. Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulphide Deposit, NE-Turkey, *Chemie der Erde*, 60, 231–250
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1996. Paleotethyan tectonic evolution of the North Tethyan margin in the central Pontides, N Turkey. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örcen, S. (Eds), International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Proceedings-I, 24-33.
- Ustaömer, T., & Robertson, A. H. F., 2010. Late Paleozoic– Early Cenozoic tectonic development of the eastern Pontides (Artvin area), Turkey: Stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. In M. Sosson, N. Kaymakçı, R. A. Stephenson, F. Bergerat, & V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian platform* (Vol. 340, pp. 281–327), London: *Geological Society*, Special Publications.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., Ustaömer, P. A., Gerdes, A., and Peytcheva, I., 2013. Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli–Artvin area), NE Turkey from U–Pb dating and granite geochemistry, in Robertson, A. H. F., Parlak, O., and Ünlügenç, U. C., editors, *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region: Geological Society, London, Special Publications, v. 372, p. 49 –74, <http://dx.doi.org/10.1144/SP372.13>*
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadıklar, M.B. ve Şen, C., 2007. Platinum-group elements geochemistry and mineralogy in ophiolitic chromitites from the Kop Mountains, northeastern Turkey, *Canadian Mineralogist*, 45, 355–377.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R. (1988). Experimental Determinations of the Fluid-absent Melting Reactions in the Pelitic System. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257-276.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla-Maçka-Trabzon porfiri Mo-Cu cevherleşmesinin jeolojik, yerleşimi ve jeokimyası, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Yardley, B.W.D. ve Lloyd, G.E., 1995. Why metasomatic fronts are really metasomatic sides. *Geology*, 23, 53–56.

- Yaylalı-Abanuz, G. ve Tüysüz, N., 2010. Chemical, mineralogical and mass-change examination across a gold bearing vein zone in the Akoluk area, Ordu, NE Turkey, *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, 187, 1, 11–22.
- Yılmaz, O., and Boztuğ, D., 1986. Kastomonu granitoids belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to subduction of Paleo-Tethys: *Geology*, v. 14, n. 2, p. 179–183, [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<179:KGBONT.2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<179:KGBONT.2.0.CO;2).
- Yılmaz, A., Engin, T., Adamia, S., Lazarashvili T., 1997. Geoscientific Studies of the Area Along Turkish- Georgian Border, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Der. No: 10122, (yayımlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. ve Şengör, A.M.C., 1997. Geology of Tectonic Evolution of the Pontides, *AAPG Memorial*, 68, 183–226.
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J. and Joron, J. (1987). Geochemistry of Ocean Island Basalt from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunda”, In: Fitton, J.G. and Upton, B.G.J., Eds., Alkaline Igneous Rocks, *The Geological Society London*, Special Publication 30, 1, 253-267.
- Zaw, K., Singoyi, B., 2000. Formation of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania: from mineral chemistry and stable isotopes. *Economic Geology* 95, 1215-1230.

## ÖZGEÇMİŞ

### Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı : Yasin BOZKURT

Doğum tarihi ve yeri : 16/05/1990 - Çankaya

e-posta : yasinbozkurt@mta.gov.tr

### Öğrenim Bilgileri

Derece	Okul/Program	Yıl
Y. Lisans	Balıkesir Üniversitesi/Jeoloji Mühendisliği	2019-2021
Lisans	Hacettepe Üniversitesi/ Jeoloji Mühendisliği- Ankara Üniversitesi/Fen Fakültesi Kimya Bölümü	2014-2016 2010-2014
Lise	M.R.Uzel Kimya Anadolu Meslek Lisesi	2004-2008

### Yayın Listesi