

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**KISACIK (BİGA METALOJENİK PROVENİ, KB TÜRKİYE) EPİTERMAL
ALTIN SİSTEMİNİN CEVHERLEŞME KARAKTERİSTİKLERİNİN
İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ali Erdem BAKKALBAŞI

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

HAZİRAN 2023

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**KISACIK (BİGA METALOJENİK PROVENİSİ, (KB TÜRKİYE) EPİTERMAL
ALTIN SİSTEMİNİN CEVHERLEŞME KARAKTERİSTİKLERİNİN
İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Ali Erdem BAKKALBAŞI
(505201303)**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Dr. Öğr. Üyesi Zeynep DÖNER

HAZİRAN 2023

İTÜ, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün 505201303 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Ali Erdem BAKKALBAŞI, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “KISACIK (BİGA METALOJENİK PROVENİ, KB TÜRKİYE) EPİTERMAL ALTIN SİSTEMİNİN CEVHERLEŞME KARAKTERİSTİKLERİNİN İNCELENMESİ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Dr. Öğr. Üyesi Zeynep DÖNER**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Mustafa KUMRAL**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Selman AYDOĞAN
Balıkesir Üniversitesi

Teslim Tarihi : 22.05.2023
Savunma Tarihi : 08.06.2023





Annem Ayşegül Bakkalbaşı'na,



ÖNSÖZ

İstanbul Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Programında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışma Dr. Öğr. Üyesi Zeynep DÖNER danışmanlığında gerçekleştirilmiştir.

Tüm çalışmalarım süresince yanımda bulunan, hayatımda en özel yere sahip Nur Bayram başta olmak üzere, lisans eğitimimden beri bana hem akademik hem profesyonel alanda yardımcı olan hocam Mustafa Kumral, danışmanım Zeynep Döner, değerli hocalarım Ali Tuğcan Ünlüer ve Amr Abdelnasser’e teşekkürü borç bilirim.

Saha çalışmalarım sırasında ve sonrasında tecrübelerinden ve bilgi birikiminden beni mahrum bırakmayan müdürüm Cemal DOĞANALP’e teşekkür ederim. Her daim yanımda olan ekip arkadaşlarım Yekta Nur Çelik ve Burcu Erecek’e katkılarından dolayı en içten teşekkürlerimi sunarım.

Laboratuvar çalışmalarına katkılarından dolayı İTÜ Jeokimya Araştırmaları Laboratuvarı ekibine ve İTÜ İnce Kesit Hazırlama Laboratuvarı sorumlularına emekleri için teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmalarım süresince ve tüm eğitim-öğretim hayatım boyunca beni her zaman destekleyen sevgili annem ve babam Ayşegül-Mustafa Bakkalbaşı’na, kardeşim Uzun Bakkalbaşı’na, teyzelerim Sema-Yıldız-Esin Taşcı ve çok değerli anneannem Gülizar Taşcı’ya her daim beni destekledikleri için teşekkürü borç bilirim. Hayattaki ilham kaynağım çok sevgili dedem Hüseyin Taşcı’ya minnettarım.

Mayıs 2023

Ali Erdem Bakkalbaşı
(Arama Jeoloğu)



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ	vii
İÇİNDEKİLER.....	ix
KISALTMALAR.....	xi
ÇİZELGE LİSTESİ	xiii
ŞEKİL LİSTESİ	xv
ÖZET	xix
SUMMARY.....	xxi
1. GİRİŞ	1
1.1 Tezin Amacı	1
1.2 İnceleme Alanının Tanıtımı.....	2
1.2.1 İnceleme alanının konumu.....	2
1.2.2 Morfoloji ve iklim.....	3
1.3 Önceki Çalışmalar	3
2. MALZEME VE YÖNTEM	9
2.1 Saha Çalışmaları	9
2.2 Mineralojik ve Petrografik Çalışmalar	9
2.2.1 Petrografik incelemeler.....	9
2.2.2 Cevher mikroskopisi çalışmaları.....	9
2.2.3 X-Işını difraktometresi (XRD çalışmaları).....	10
2.3 Jeokimya Çalışmaları.....	10
2.3.1 X-Işını floresans spektrometresi (XRF) analizi.....	10
2.3.2 Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi (ICP-MS) analizi.....	11
2.3.3 Sıvı kapanım çalışmaları.....	12
2.4 Büro Çalışmaları	12
3. GENEL JEOLJİ	13
3.1 Bölgesel Jeoloji.....	13
3.2 Bölgenin Tektonik Konumu ve Evrimi	14
3.3 İnceleme Alanı Jeolojisi	15
3.3.1 Kretase (Çetmi Melanjı, Kç).....	18
3.3.2 Tersiyer.....	19
3.3.2.1 Miyosen.....	19
3.3.2.2 Pliyosen.....	23
3.3.2.3 Kuvaterner.....	23
4. MİNERALOJİ VE PETROGRAFI.....	25
4.1 Petrografik İncelemeler	25
4.2 X-Işını Difraktometresi (XRD) Çalışmaları	32
5. JEOKİMYA	35
5.1 Volkanik Kayaçların Kimyasal Sınıflandırma Diyagramları	35
5.2 Volkanik Kayaçların Majör Oksit ve İz Element Değişimleri	39
5.3 Mafik Kayaçların Jeokimyasal Sınıflama Diyagramı.....	41

5.4 Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	42
5.5 Alterasyon Jeokimyası.....	43
6. MADEN JEOLJİSİ VE CEVHERLEŞME.....	53
6.1 Epitermal Sistemlere Genel Bakış	53
6.2 Cevher Mikroskobisi	58
6.3 Altere Volkanikler ve Cevherleşme.....	60
7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	69
KAYNAKLAR.....	75
ÖZGEÇMİŞ	81



KISALTMALAR

AI	: Alterasyon İndeksi
CCPI	: Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi
qtz	: Kuvars
cal	: Kalsit
XP	: Cross Polarized (Çift Nikol)
PPL	: Plane Polarized (Tek Nikol)
FeOx	: Demir oksit
feld	: Feldispat
Cly	: Kil
Kç	: Çetmi Ofiyolitik Melanjı
Tmhü	: Hüseyinfakı Volkaniti
Tmar	: Arıklı İgnimbiriti
Tmay	: Ayvacık Volkaniti
Tmi	: İlyasbaşı Formasyonu
Plb	: Bayramiç Formasyonu
Qal	: Alüvyon
Alt	: Alterasyon
ser	: Serizit
py	: Pirit
asp	: Arsenopirit
marc	: Markazit
cpy	: Kalkopirit
Au	: Altın
hm	: Hematit
go	: Götite
Au	: Altın
K	: Kuzey
G	: Güney
D	: Doğu
B	: Batı

Alt	: Alterasyon
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
XRD	: X-ray Diffraction
kn	: Kilo Newton
XRF	: X-ray Fluorescence
LOI	: Loss on Ignition
CRM	: Certified Reference Material
HFSE	: High Field Strenght Element
LREE	: Light Rare Earth Element
Th	: Homojenleşme Sıcaklığı
Te	: Ötektik Sıcaklık
Tm	: Erime Sıcaklığı
PR	: Primer (Birincil)
SEC	: Sekonder (İkincil)

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 5.1 : Volkanik kayalar ve mafik kayalara (K12-13-15) ait major oksit analizleri.	36
Çizelge 5.2 : Volkanik kayalar ve mafik kayalara (K12-13-15) ait iz element analizleri.	36
Çizelge 5.3 : Sıvı kapanım ölçümleri tablosu: QZ: Kuvars, PR: Birincil, SEC: İkincil, Te: Ötektik Sıcaklık, Tm: Erime Sıcaklığı, Th: Homojenleşme Sıcaklığı.	42
Çizelge 5.4 : Altere ve altere olmayan volkanik kayaların major oksit değerlerinden oluşturulmuş AI ve CCPI tablosu. K: altere volkanikler, AR: Arıklı İgnimbiriti ve AV: Ayvacık Volkanikleri.	44
Çizelge 6.1 : Kaya örneklerinin Au-Ag ve baz metal içerikleri.	63



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanı yer bulduru haritası, Biga Yarımadası uydu görüntüsü.	2
Şekil 1.2 : Çalışma alanı yer bulduru haritası detayı.	2
Şekil 3.1 : Çalışma alanı genel jeoloji-alterasyon haritası ve en kesiti.....	16
Şekil 3.2 : Çalışma alanı ve yakın çevresini kapsayan tektono-stratigrafik kolon kesit, ölçeksiz. Yiğit (2012)'den değiştirilerek alınmıştır.....	17
Şekil 3.3 : Çetmi melanjına ait fillatların genel görünümü.....	18
Şekil 3.4 : Çetmi melanjına ait fillatların genel görünümü.....	19
Şekil 3.5 : Hüseyinfakı Fm. bazaltik andezitleri.	20
Şekil 3.6 : Hüseyinfakı Fm. bazaltik andezitleri detay görünümü.....	20
Şekil 3.7 : İgnimbirit-tüf yüzlekleri genel görünümü.....	21
Şekil 3.8 : Altere volkanikler genel yüzlek görüntüsü.	22
Şekil 3.9 : Kısacık yol üzeri altere volkanik yüzlekleri.	22
Şekil 3.10 : Bayramiç formasyonuna ait konglomera istifi.	23
Şekil 4.1 : K-14 numunesi çift nikol (XP) görüntüsü..	25
Şekil 4.2 : K-14 numunesi tek nikol (PPL) görüntüsü.....	25
Şekil 4.3 : K-14 numunesi tek nikol görüntüsü.	26
Şekil 4.4 : K-14 numunesi el örneği..	26
Şekil 4.5 : Tüf K-4.2 numunesi XPL görüntüsü..	26
Şekil 4.6 : K-4.2 el örneği Tüf, piroklastik kayaç.....	26
Şekil 4.7 : K-7 örneği. Fenokristalen porfiri dokulu andezitik kayaç.....	27
Şekil 4.8 : K-10 altere dasit örneği, serizitleşme ve demir oksit alterasyonu.....	27
Şekil 4.9 : K-10 altere dasit örneği.	27
Şekil 4.10 : K-19, asidik volkanik, riyolitik kayaç..	28
Şekil 4.11 : K-20 örneği kolloform kuvars dokusu.....	28
Şekil 4.12 : K-20 örneği kolloform kuvars dokusu..	28
Şekil 4.13 : Plumose ve tarak dokulu kuvarslar.....	28
Şekil 4.14: Zonal ve tarak dokulu kuvarslar.	29
Şekil 4.15 : Rekristalize ve sfelüritik dokulu kuvarslar.	29
Şekil 4.16 : KS-1 kuvars damarı örneği. XP görüntüsü.....	30
Şekil 4.17 : Diyabaz-metadiyabaz örnekleri, chl:klorit, cal:kalsit.	31
Şekil 4.18 : Diyabaz-metadiyabaz örneklerinden lattice-blade kalsit dokusu..	31
Şekil 4.19 : Kalsit damarlı diyabaz-metadiyabaz.....	31
Şekil 4.20 : K-15 numaralı örnek, fillat...	31
Şekil 4.21 : K-2 numaralı örneğin XRD sonucu ve el örneği. Fenjit, sanidin..	32
Şekil 4.22 : K-4 numaralı örneğin XRD sonucu ve el örneği. Kuvars, sanidin, muskovit.....	32
Şekil 4.23 : K-7 numaralı örneğin xrd sonucu. Kuvars, sanidine, biyotit.....	33
Şekil 4.24 : K-18 numaralı örneğin xrd sonucu. Kuvars, adularia, kaolin, zeolite, muskovit.	33
Şekil 5.1 : Volkanik kayaçların Nb/Y-Zr/Ti diyagramlarındaki konumları (Pearce,1996).....	37

Şekil 5.2 : Volkanik kayalara ait AFM (Irvine and Baragar, 1971) diyagramı.....	38
Şekil 5.3 : Volkanik kayalara ait TAS (Middlemost,1994) diyagramı.....	38
Şekil 5.4 : Volkanik kayalaların SiO_2 'ye karşılık Majör Oksitler Harker diyagramları.....	39
Şekil 5.5 : Volkanik kayalaların SiO_2 'ye karşılık iz element (ppm) Harker diyagramları.....	40
Şekil 5.6 : Mafik kayaların TAS (Middlemost,1994) diyagramındaki konumları..	41
Şekil 5.7 : Çetmi Melanjına ait kayalardan alınan numuneler:	41
Şekil 5.8 : Altere ve altere olmayan volkanikler arasındaki kimyasal farklılıkları gösteren diyagram.	45
Şekil 5.9 : Volkanik kayaların Al'ya karşılık Na_2O ve K_2O değişimleri.....	46
Şekil 5.10 : SiO_2 'ye karşılık Al ve CCPI kayas sınıflama tabloları.	46
Şekil 5.11 : Al-CCPI alterasyon diyagramı (Large vd. 2001).	48
Şekil 5.12 : Al-CCPI alterasyon diyagramı (Large vd. 2001).	49
Şekil 5.13 : Örnek şekil Al-CCPI diyagramlarında (A)Hidrotermal trendler ve (B) diyajenetik trendler.....	50
Şekil 5.14 : Kısacık altere volkanikleri ve çevresindeki altere olmayan volkaniklerin hidrotermal trendler diyagramı.....	50
Şekil 5.15 : Kısacık altere volkanikleri ve çevresindeki altere olmayan volkaniklerin alterasyon diyagramı.	51
Şekil 5.16 : Tl- K_2O grafiği.	52
Şekil 6.1: Hidrotermal maden yataklarının jenetik jeolojik yerleşimi ve karakteristiklerini gösteren konsept model.....	54
Şekil 6.2 : Düşük-S sistemlerde görülen kuvars dokuları ve hidrotermal çözeltiye doyunluk ilişkileri (Ridley,2013).	56
Şekil 6.3 : Cevher minerallerinin parlak kesit görüntüsü, py: pirit, asp: arsenopirit, Au: Altın.	58
Şekil 6.4 : (A) Hematitli matriks üzerinde pirit-arsenopirit mineralleri, (B) demir-oksit alterasyonuna ait geç evre hematit ve götit (go) mineralleri, (C) altın-arsenopirit ilişkisi, (D) altın-markazit ilişkisi, (E) 60 mikron boyutunda altın tanesi, (F) erken evre kalkopirit ve geç evre hematit minerali.....	59
Şekil 6.5 : Örnek şekil Kısacık ve civarındaki altere piroklastiklerin genel görünümü.....	60
Şekil 6.6 : Kısacık ve civarındaki altere volkaniklerin geniş görünümü.....	61
Şekil 6.7 : Kuzeydoğu silika-karbonat alterasyon zonu ve altın içeriği.....	61
Şekil 6.8 : Baharlar Köyü civarındaki breş bacası detay görünümü.	62
Şekil 6.9 : Baharlar Köyü civarındaki breş bacası mostra görünümü.	62
Şekil 6.10 : Volkanik kayalardaki killeşme ve silis+hematit alterasyonu.....	64
Şekil 6.11 : Kuvars damarı ve etrafında gelişen kil+serizit+silis alterasyonu..	64
Şekil 6.12 : Cevherleşmeyle ilişkili kuvars damarları. (B) Kalsedonik düşük-s kuvars damarı.....	65
Şekil 6.13 : Breşik kuvarslar	65
Şekil 6.14 : Altere tüfleri kesen kalın kuvars damarları ve yoğun kil alterasyonu. ...	66
Şekil 6.15 : Altere andezit ve pembe renkli silika damarı..	66
Şekil 6.16: Sıvı kapanım homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı ve akışkan evrimi trendleri (Ahmad vd., 1980 ve Wilkinson,2001).	67
Şekil 6.17 : Sıvı kapanım homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı ve akışkan kökenleri (Bodnar,1999).	68

Şekil 6.18 : Sıvı kapanım homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı ve maden yatak tipleri (Wilkinson,2001).	68
--	-----------





KISACIK (BİGA METALOJENİK PROVENİSİ, KB TÜRKİYE) EPİTERMAL ALTIN SİSTEMİNİN CEVHERLEŞME KARAKTERİSTİKLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZET

Biga Yarımadası (KB, Türkiye), damar tipi Pb-Zn, epitermal Au-Ag, skarn ve porfiri Cu-Mo gibi çok sayıda polimetallik tipte maden yatağını açısından zengindir. Bu cevherleşmeler esas olarak Oligo-Miyosen dönemindeki yüksek kalk-alkalen magmatizma ile ilişkilidir. Bunlardan ekonomik açıdan önemli olan Au-Ag mineralizasyonlu epitermal damarlar genellikle dasitler, andezitler ve piroklastik kayalar gibi volkaniklerde bulunur. Volkanik kayaların porozitesinin yüksek olması, maruz kaldıkları hidrotermal aktivite sonucunda metalik içeriği yüksek geniş alterasyon alanları oluşmasına sebep olmuştur. Kısacık (Ayvacık-Çanakale) volkanik kayalarında (tüf, altere riolit-dasit, andezit) gözlemlenen yoğun alterasyon zonları Au cevherleşmeleri açısından önemli bir potansiyeldir.

İnceleme alanının temelini Kazdağ Metamorfikleri oluşturmaktadır. Onları uyumsuzlukla üzerleyen Çetmi Ofiyolitik Melanjı bulunmaktadır. Bunların üzerine yine uyumsuzlukla gelen Miyosen volkanikleri (Hüseyinfakı, Arıklı ve Ayvacık) gelmektedir. Miyosen yaşlı İlyasbaşı Fm. Miyosen yaşlı volkanikler ile geçişli dokanak göstermektedir. En genç birimler ise Pliyosen yaşlı Bayramiç Fm. ve Kuvaterner yaşlı alüvyondan oluşmaktadır. Cevherleşmenin ve alterasyonun özelliklerini anlamak amacıyla mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar yapılmıştır. 21 adet kayaç örneğinde mineralojik ve petrografik tayinler için ince-parlak kesit ve XRD çalışmaları, jeokimyasal çalışmalar için XRF (majör-iz element), ICP-MS (Au-Pt grubu) analizleri ve sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. İnce kesitlerde ve XRD çalışmalarında alterasyonla ilişkili mineraller adularya, kaolin, montmorillonit, fenjit ve kuvars olarak tespit edilmiştir. Au-Pt grubu element analizlere göre altere volkaniklerin Au içeriği 0.03-21.34 ppm arasında değişim gösterirken, Ag değerleri ise 0.3-19.8 ppm arasında değişim göstermektedir.

Cevher petrografisi çalışmaları sonucunda parajenezde altın, markazit, pirit, arsenopirit, kalkopirit, götit ve hematit tespit edilmiştir. Altın esas cevher mineralini temsil ederken, arsenopirit ve markazit ise altını taşıyan olası sülfid mineralleri olarak öne çıkmıştır. Alterasyon özelliklerini belirlemek adına, tez çalışması kapsamında hesaplanan altere volkanik majör oksit değerleri kullanılarak ve altere olmayan Ayvacık volkaniklerinin majör oksit verileri literatür çalışmalarından alınarak Alterasyon İndeksi (AI) ve Klorit-Karbonat-Pirit İndeksleri (CCPI) hesaplanmıştır. Hesaplanan değerler ile oluşturulan alterasyon diyagramlarında altere-altere olmayan volkanikler karşılaştırılmış ve klorit-pirit-serizit alterasyon yönelimi gösterdikleri tespit edilmiştir.

Altın cevherleşmesiyle ilişkili kuvars damarlarından yapılan sıvı kapanım çalışmalarında homojenleşme sıcaklıkları $T_h(^{\circ}\text{C})$ 148.8-369.4 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişim gösterirken tuzluluk oranları (NaCl%) 0.42-25.02 arasındadır. Farklı kökene sahip

akışkanlar için sıcaklık-tuzluluk oranları kıyaslandığında cevherleşmenin hem magmatik-meteorik hem de metamorfik sıvılardan etkilendiği tespit edilmiştir. Yapılan çalışmalar sonucunda arazi gözlemleri, cevherleşme-yan kayaç ilişkisi, kuvars dokuları ve alterasyon-cevher mineralleri dikkate alındığında düşük sülfidasyon tip epitermal sistemin etkin olduğu gözükse de jeokimyasal veriler değerlendirildiğinde Kısacık altın cevherleşmesinin çok fazlı bir sisteme sahip metamorfik kökenli bir yapı olduğu ve en geç evre olarak metamorfik kaynaktaki altını tekrardan mobilize eden daha yüksek tenörlü epitermal cevherleşmenin meydana geldiği belirlenmiştir.



INVESTIGATION OF THE MINERALIZATION CHARACTERISTICS OF KISACIK (BIGA METALLOGENIC PROVINCE, NW TURKEY) EPITHERMAL GOLD SYSTEM

SUMMARY

The Biga peninsula (NW, Turkey) hosts numerous polymetallic mineral deposits including skarns, porphyry Cu-Mo, vein type Pb-Zn, and epithermal Au-Ag. These mineralizations are mainly associated with widespread high-K magmatism in the Oligo-Miocene period. Economic epithermal veins with Au-Ag mineralization are generally found in volcanics such as dacites, andesites and pyroclastic rocks. The high porosity of volcanic rocks has led to the development of large alteration halos with high metallic content as a result of the hydrothermal activity. The intense alteration zones observed in the Kısacık (Ayvacık-Çanakkale) volcanic rocks (tuff, altered rhyolite-dacite, andesite) are an important potential for Au mineralizations. Kazdağ Metamorphics are the basement of the study area. The Çetmi Ophiolitic Melange uncormably overlies them and the Miocene volcanics and clastics are representing the late stage. Miocene aged İlyasbaşı formation shows transitional contact with Miocene aged volcanics. The youngest units are Pliocene Bayramiç Fm. and Quaternary aged alluvium.

Mineralogy and geochemistry studies were carried out in order to understand the properties of mineralization and alteration. Thin-polished section, XRD, XRF major-trace element, ICP-MS Au-Pt group and fluid inclusion studies were performed on 21 rock samples. In thin sections and XRD studies, minerals associated with alteration were determined as adularia, kaolin, montmorillonite, phengite and quartz. Kaolin and adularia minerals detected in XRD studies represent a steam-heated alteration zone in epithermal systems. This zone can be seen in both high-sulphidation and low-sulphidation systems but commonly represents low-sulphidation. Especially adularia mineral is characteristic for low sulfation systems. Montmorillonite can occur in both low and high sulfidation but is usually associated with advanced argillic alteration in high-sulfidation systems. The coexistence of alteration minerals belonging to different systems indicates the existence of a multi-phase mineralization.

On the other hand, phengite mineral represents sericite group in quartz-sericite alteration. The presence of phengite indicates that a high-sulfidation system may have worked at a higher temperature, as well as a low-sulfidation system. In high-sulfidation systems, phengite mineral is closely located with Alunite-Au associations. It also indicates a metamorphic origin. In order to determine the alteration characteristics of the Kısacık Au mineralization, 18 volcanic rock samples were taken during the field studies. The presence of unaltered, altered or mineralized rocks together with fresh bedrocks in the database, creates a more reliable database for interpretation. Since almost all of the volcanic rocks associated with mineralization are altered, the major oxide values of the unaltered volcanic rocks have been compiled from previous literature studies. In this review, the study of Günaydın (2017) on the Arıklı Ignimbrite

and the database shared by Karacık (1998) on the Ayvacık volcanics were used. From these two studies, a total of 48 samples were created, 25 from the Arıklı Ignimbrite, 5 from the Ayvacık volcanics, and 18 from the altered and gold-containing volcanics made within the scope of this thesis.

AI and CCPI values were calculated separately for each sample and these values were interpreted on the diagrams. In the alteration diagrams created according to the AI-CCPI values, it was determined that the volcanics undergoing alteration were in the chlorite-pyrite-sericite trend. This hydrothermal alteration trend is typical of the footwall of mineralizations associated with chlorite-rich highly acidic volcanics. Negative correlation was detected in the $\text{Ti-K}_2\text{O}$ diagram. Anomaly can be expected in trace elements such as Hg, Au, Ag and Tl towards the surface in epithermal system mineralizations. In the near-surface parts of the mineralization, depletion in Na can be expected, while an enrichment in K can be expected. The main reason for this is that K-Feldspars, which are alteration products, replace sodium feldspars under the influence of acidic solutions. The best example of this type of feldspar is the mineral Adularia (KAlSi_3O_8), which is characteristic of low sulphidation epithermal systems and was also detected in XRD results. In such low-sulfidation systems, Tl usually acts with adularia.

Volcanic rocks outcropping around Kısacık and Baharlar villages can be divided into two groups in terms of lithology, alteration and mineralization: the first group is almost completely altered acidic volcanics, pyroclastics and tuffs; The second group is basaltic andesite, andesites, which are not associated with mineralization and generally give fresh outcrops. The mineralizations are generally associated with quartz veins that cut the porous acidic volcanics and the alteration zones created by them. Quartz veins do not show a certain direction, but they cut the volcanic rocks irregularly. It is observed more frequently in tuff and pyroclastic units and their thickness varies from 5 cm to 40-50 cm. Along with the quartz veins, another element associated with gold is the intense silica alteration of the volcanics. This silicification is sometimes accompanied by sericite and often clay minerals. In the elemental analyzes of the ICP-MS Au-Pt group, the Au content of altered volcanics varies between 0.03 and 21.34 ppm, while Ag values vary between 0.3-19.8 ppm. As a result of ore mineralogy studies, while gold, marcasite, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite are determined as primary stage ore minerals, goethite and hematite were determined as supergene stage. In the fluid inclusion studies carried out from quartz veins associated with gold mineralization, homogenization temperatures vary between $T_h(^{\circ}\text{C})$ 148.8-369.4 $^{\circ}\text{C}$, while salinity ratios (NaCl%) are between 0.42-25.02.

When salinity and homogenization temperatures are examined in microthermometric measurements made within the scope of fluid inclusion studies, it is seen that mineralization occurs in more than one phase. In the fluid inclusion fluid origin diagram, the samples are located in the metamorphic and magmatic-meteoric regions. In the Ore deposit diagram, 3 groups were detected in the Lode-Au (High-S), Epithermal and Sn-W domains. In particular, homogenization temperatures of 300 $^{\circ}\text{C}$ and above indicate that a mesothermal system is also a source of the system, apart from the epithermal system.

Apart from this, isothermal mixing and mixing with surface waters, which show that more than one system is active, seem to be dominant in the fluid evolution trends diagram. Metamorphic waters and basement rocks theoretically form the origin of the Au source in most epithermal type mineralizations. As a result of magmatism and

tectonic activity that may develop after these metamorphic fluids, Au can be mobilized again and form a new mineralization within an epithermal system.

As a result of the studies, when the field observations, mineralization-host rock relationship, quartz textures and alteration-ore minerals are taken into account, low sulphidation type epithermal system seems to be effective, but when geochemical data are evaluated, it has been determined that the Kısacık gold mineralization has a metamorphic origin with a multi-phase system. Geochemical data and the field observations shows that higher grade epithermal mineralization occurred in the late phase and it re-mobilizes the gold from metamorphic origin.





1. GİRİŞ

Bu yüksek lisans tezi çalışması kapsamında Çanakkale ili Ayvacık ilçesine bağlı Kısacık-Baharlar köyleri ve civarındaki volkanik kayalarda yapısal kontrolü gelişen Au cevherleşmesinin jeokimyası, mineraloji-petrografisi, oluşumu, kökeni ve alterasyon özellikleri araştırılmıştır. İnceleme alanı Ayvacık ilçesinin 12 km kuzeydoğusunda yaklaşık 16 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1 ve 1.2). Bölgenin temelini Paleozoyik Kazdağ metamorfikleri oluşturmaktadır. Bu birimleri Üst Kretase yaşlı Çetmi melanjı, Neojen volkanikler ve gölsel sedimanterler tektonik olarak üzerler. Tüm bu birimlerin üzerine Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı karasal sedimanterler ve alüvyon çökelir. Çalışma alanında yoğun tektonik aktivite sebebiyle meydana gelen horst-graben ve KD-GB yanal atımlı fay sistemleri Au cevherleşmesine sebep olan hidrotermal aktivitenin ana transfer zonu olmuştur.

Arazi çalışmalarında kullanılması amacıyla 1/25.000'lik topoğrafik, 1/100.000'lik genel jeoloji haritaları temin edilmiştir. Uydu görüntüleri, literatür araştırmaları ve elde edilen haritalar ışığında çalışma alanının litolojik ve yapısal özellikleri hakkında ön bilgi edinilmiştir.

1.1 Tezin Amacı

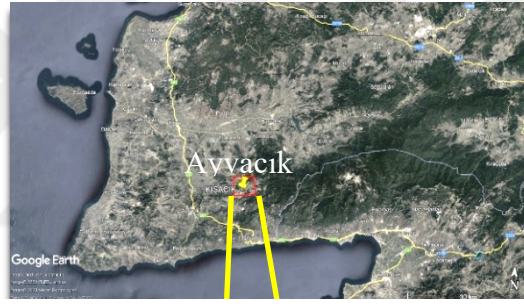
Çalışmanın amacı Kısacık altın cevherleşmelerinin yankayaç-alterasyon ilişkisini belirlemek, cevher zonlarından alınan numunelerde cevherleşmenin mineralojik-petrografik özelliklerini irdelemek ve cevherleşmenin jeolojik konumu, cevher kimyası, sıvı kapanım özellikleriyle oluşum sıcaklıklarını belirleyerek altın cevherleşmesinin oluşumu ve kökeninin araştırılmasıdır.

1.2 İnceleme Alanının Tanıtımı

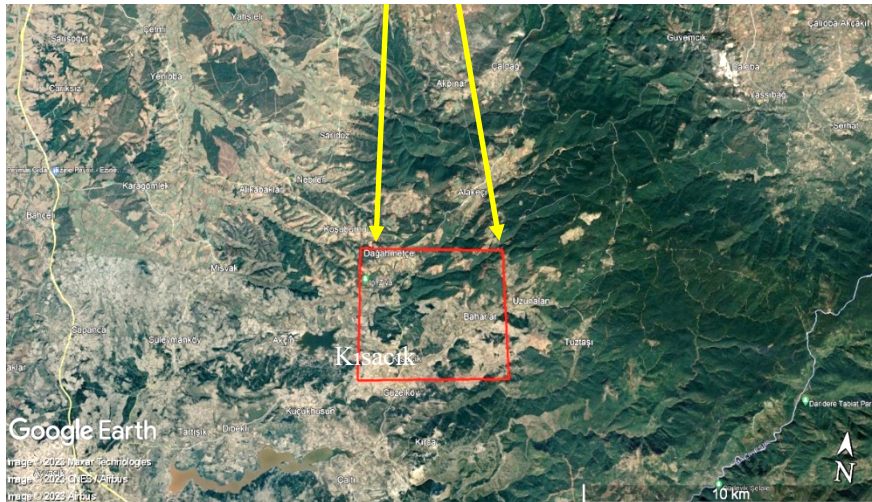
1.2.1 İnceleme alanının konumu

İnceleme alanı Çanakkale ili Ayvacık ilçesinin kuzeydoğusundadır (Şekil 1.1). 1/25.000 ölçekli İ17-d1 paftasında European Datum-1950 UTM Zone 35N 45800-4400000, 467000-4400000, 46700-4387000 ve 458000-4387000 köşe koordinat noktalarının sınırlandığı alan içerisinde konumlanmaktadır.

İnceleme alanı içerisindeki başlıca yerleşim yerleri, güneyde Kısacık Mahallesi, Güzelköy Mahallesi, doğuda Baharlar Mahallesi ve Dereoba Mahallesi, kuzeyde Dağahmetçe ve Koşuburnu Türkmenleri Mahallesi'dir. İnceleme alanı içerisinde biri kuzeyde biri güneyde olmak üzere KD doğrultulu iki ana dere vardır. Kuzeyde olan Ören Deresi, güneyde olan ise Çay Deresidir.



Şekil 1.1 : Çalışma alanı yer bulduru haritası, Biga Yarımadası uydu görüntüsü.



Şekil 1.2 : Çalışma alanı yer bulduru haritası detayı.

1.2.2 Morfoloji ve iklim

Ayvacık ilçesi kuzeydoğusunda Kısacık ve Baharlar mahalleleri civarını kapsayan inceleme alanının en yüksek tepesi Çakıldere Tepesi (587m)'dir. Diğer tepeler sırasıyla Ağaçüstü Tepe (475 m), Tuzluk Tepe (450 m), Kırantepe (440 m), Yazlık Tepe (425 m), Dedekıranı Tepe (419 m) ve Bağyeri Tepe (400 m)'dir. Bölge yükseltisi genel olarak 250-590 metre aralığında değişen tepeler, ovalar, tarım arazileri ve kuru-yaş derelerden oluşmaktadır. İki ana dere olan Ören Deresi ve Çay Deresi bölgede geniş bir alüvyon çökel havzası oluşturmaktadır. Bu iki ana derenin çokça fazla kuru ve yaş kolları bulunmaktadır.

Çalışma alanının bağlı olduğu Ayvacık ilçesinin %52'si ormanlıktır. Denizden yükseliği 270 metredir. Önemli ovaları Tuzla Kösedere ve Babakale ovalarıdır. Ayvacık ilçesinin Edremit Körfezi'ne bakan güney kıyısı Akdeniz ikliminin etkisini gösterirken, iç kısımlar Marmara iklimi etkisindedir (Çanakkale Valiliği, 2023). Sıcak ve ılıman iklimle birlikte kış ayları yaz aylarından daha yağışlı geçmektedir. Ayvacık ilinin ortalama sıcaklığı 15.4 °C'dır. Yıllık ortalama yağış miktarı 864 mm'dir (climate-data.org, 2023).

1.3 Önceki Çalışmalar

Biga Yarımadası'nın ve kuzeybatı Anadolu'nun volkanizması, ekonomik cevherleşmeleri, genel jeolojisi, bölgesel yapısal jeolojisi ve tektonizmasıyla ilgili araştırmalar yaklaşık 1950'li yıllardan beri yapılmakta olup günümüzde halen devam etmektedir. Yapılan bu çalışmalar, tez konusu kapsamında irdelenip, kronolojik bir sıra içerisinde sunulmuştur.

Kaaden (1957), Kazdağ Masifi ve Biga Yarımadası geneli ve Uludağ civarında yaptığı çalışmasında bu bölgeleri magmatizması tektonizması ve jeolojik oluşumu açısından 4 kısma ayırmıştır: 1) Hersiniyen orojenezi öncesi kristalen kompleksleri, 2) Hersiniyen orojenezi sonrası Paleozoyik formasyonları, 3) Alpin orojenezine bağlı Mesozoyik ve Erken Tersiyer formasyonları, 4) Geç Tersiyer sedimanter, volkanik ve piroklastik kayalar.

Ovalıoğlu (1973), Biga Yarımadasının jeolojisi ve Cu-Pb-Zn potansiyelleri üzerine yaptığı çalışmada bölgedeki cevherleşmelerde Paleozoyik asidik plutonikleriyle Tersiyer plutonik ve volkaniklerinin etkili olduğunu savunmuştur. Paleozoyikleri Cu-Pb-Zn-W-Mo-Fo açısından, Tersiyer yaşlı kayaları ise Pb-Zn-Ba-Sb-Hg açısından değerli görmüştür. Bölgedeki cevherleşmeleri öncelikli olarak KD-GB doğrultulu yapısal unsurlara ve ikincil olarak da KB-GD uzanımlara bağlamıştır.

Okay vd. (1991), tüm Biga Yarımadası'nın tektonostratigrafik haritasını yapmışlar ve bölgedeki kayaçları bu tektonizma ile ilişkilendirerek bölgenin tektonik evriminden erken dönemlerde geçirdiği magmatizmanın sebebini irdelemişlerdir. Yapılan çalışmada Biga Yarımadası'nı KD-GB doğrultusulu 4 ana gruba ayırmışlardır. Bu bölgeler kuzeybatıdan güneydoğuya Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır. Üst Kretase ofiyolitik melanj kuşağı ve bölgenin kuzeybatısında Permiyen Karbonat platformunu haritalamışlardır. Yapılan çalışmada elde edilen en önemli bulgular şu şekildedir: Alpin orojenezine bağlı gelişen bindirme faylarıyla ilişkili yerleşen ofiyolitik melanjlara ilk kez bu çalışmayla ortaya konmuştur. İç-Pontid okyanusunun kapanmasıyla ilişkili Erken Tersiyer Alpin bindirme fayları Biga Yarımadası'nın kıta kabuğunun kalınlaşmasına sebep olmuş ve Geç Tersiyer kısmi ergimesini tetiklemiştir. Bununla birlikte Geç Oligosen-Erken Miyosen zaman aralığına yayılan bir kalk-alkalen magmatizmayı meydana getirmiştir.

Pirajno (1994), Biga genelinde volkanik ana kayaçlı epitermal sistemlerle ilgili yaptığı çalışmada cevherleşmeleri Oligosen-Pliyosen kalk-alkalen volkanik kayaçlara bağlamıştır. Çalışması kapsamında hem işletilen yataklarda hem de arazide gözlemler yaparak alterasyon, mineralizasyon ve jeokimyasal açıdan yatakları irdemiş ve bu sonuçları genel tektonizmayla sentezleyerek kökensel yorumlar yapmıştır. Bu gözlemler sonucunda Oligosen-Pliyosen aralığında meydana gelen cevherleşmelerin büyük bir çoğunluğunu yüksek sülfidasyon epitermal sistemlere bağlamıştır.

Karacık ve Yılmaz (1995), Biga Yarımadası Ezine zonundaki magmatik kayaçlarda yaptıkları petrografi-petroloji çalışmalarında magmatizmanın kaynağı mantonun hibrit bir yapıda olduğunu öne sürmüşlerdir ve bunun D-B uzanımlı bir graben açılmasına bağlı bir sıkışma rejiminde meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Genç (1998), Bayramiç ve çevresindeki magmatik kayalarda yaptığı izotop ve jeokimya çalışmaları sonucunda eş yaşlı plutonik ve volkanikler olduğunu ileri sürmüştür. İzotop verilerine göre Bayramiç magmatik kompleksinin, çarpışma sonrası tektonik aktiviteden dolayı kalın kıta kabuğunun etkisiyle kontamine olmuş litoserik manto kökenli olduğunu öne sürmüştür. Bu magmatizmanın son ürününün ise Geç Miyosen-Pliyosen basalt lavları olduğunu söylemiştir.

Yılmaz vd. (2000), Kuzey Batı Anadolu'nun iki farklı magmatik birliklerini ve bunların tektonik önemini irdeledikleri araştırmalarında KB Anadolu'nun kalk-alkalen magmatik kayalarının plutonik, yarı-derinlik ve volanik kayaç gruplarından meydana geldiğini ve bu grupların hem eşzamanlı hem de eşkökenli olduklarını öne sürmüşlerdir. Dolayısıyla jeokimyasal ve izotopik özellikleri birbirine benzerdir. Volcano-plutonik merkezlerin hibrid ve manto-kabuk karışımli bir kökene sahip olduğunu öne sürmüşlerdir. Plutonik kayalar ve bunlarla ilişkili volkaniklerin jeokimyasal özellikleri yay magmatizmasından türemiş olduklarını göstermektedir. Bununla birlikte bölgenin Oligo-Miyosen magmatik kayalarının oluştuğu sıradaki tektonik rejimi daha çok Tibet tipi tektonik ortamla mukayese edilmektedir. Tibet tipi kalınlaşan kıta kabuğunun magmanın jeokimyasını kontamine etmesi ile ilgilidir. Batı Anadolu'nun D-B gerilmesi Geç Miyosen'de başlayıp halen günümüzde devam etmektedir. Bu tektonik aktiviteye bağlı olarak D-B doğrultusunda Edremit ve Bergama gibi iki büyük graben meydana gelmiştir. Alkalen karakterli en geç bazaltik volkanizma bu süre boyunca etkisini göstermiştir. Riftleşme sırası oluşan alkali bazalt lavları ile benzer jeokimyasal özellikler göstermektedirler.

Dönmez vd. (2005), Biga Yarımadası'ndaki Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritlerin oluşum meknanizmasını ortaya koymuştur. Buna göre Çanakkale ilinin Umurbey, Balıklıçeşme, Çan ve Bayramiç ilçeleri arasında Eosen yaşlı asidik-ortaç bileşimli volkanik aktiviyeye bağlı olarak denizel ortamda depolanmış ignimbiritlerin varlığı ilk kez tespit edilmiş, haritalanmış ve olası bir oluşum modeli önerilmiştir. Önceki çalışmalarda yaşlarının Oligosen olduğu düşünülen piroklastik toplulukların büyük bir bölümünün Eosen yaşlı oldukları ve denizel ortamda oluştukları belirlenmiştir.

Yiğit (2012), Biga Yarımadası genelindeki cevherleşmelerin jeolojisi ve jeokronolojisiyle ilgili yaptığı çalışmada jeokronoloji verilerinden elde ettiği sonuçla Biga Yarımadası'ndaki cevherleşmelerin en az 3 farklı porfiri faza ve 2 farklı yüksek sülfidasyon fazına bağlı altın cevherleşmesi olduğunu göstermiştir. En önemli altın cevherleşmelerinin 22 ila 38 milyon yıl yaşındaki volkanik kayalarla ilişkili olduğunu, dolayısıyla Oligosen volkanizmasının Biga Yarımadası'ndaki birçok porfiri ve epitermal altın cevherleşmeleri için önemli rol oynadığını savunmuştur.

Özpınar vd. (2012), Kısacık altın cevherleşmesinin hem fay kontrollü hem de litolojik kontrollü gerçekleştiğini öne sürmüşler, Kısacık altın cevherleşmesini iki tipe ayırmışlardır: birincisi göreceli olarak daha yüksek tenörlü, pumisler içerisindeki kuvars-sülfid damarları ile ilişkili altın cevherleşmesi, ikincisi ise kalın piroklastik tabakalarıyla ilişkili altın cevherleşmesidir.

Yiğitbaş vd. (2014), Biga Yarımadası'nın Neojen öncesi tektonik birlikler ve bölgenin jeodinamik evrimiyle ilgili yaptıkları çalışmada Biga Yarımadası'nda mostra veren tüm metamorfik kayaların alttan üste birbirleriyle dokanak ilişkisi olan, alt-üst ilişkisi doğrudan görülen kaya topluluklarından oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Bu kaya topluluklarını üç büyük grup halinde vermişlerdir: 1) Kazdağ Grubu, 2) Kalabak Grubu, 3) Karakaya Kompleksi. Yine aynı çalışmada Çetmi Grubu metamorfik temel kayalarının Erken Kretase'de açılal diskordans ile başlayan ve Üst Kretase sonunda kapanan bir havzayı temsil ettiğini söylemişlerdir. Biga Yarımadası'nın Geç Kretase-Erken Eosen aralığında yaygın ve yoğun bir doğrultu atım tektoniğinin etkisi altında kaldığını öne sürmüşlerdir.

Günaydın (2017), nodüler Arıklı ve Nusratlı hidrotermal fosfat mineralizasyonlarıyla ilgili yaptığı çalışmasında Kısacık ve çevresinde de yüzlek veren Arıklı İgnimbiriti'nin jeoloji ve jeokimyasını ortaya koymuştur. Bu çalışma, tez çalışması kapsamında altere olmamış ana kayanın jeokimyasını anlamak adına çok önemli bir veri kaynağı olarak kullanılmıştır. Günaydın bu çalışmasında Arıklı İgnimbiriti'ni vitritik ve litik olmak üzere iki farklı tuf grubunda irdelemiştir. Bu tuf karakterli kayalarda silisleşme, arjilik alterasyon zonları tespit etmiştir. Bölgedeki ignimbiritik kayaların petrografisini, jeokimyasını ve fosfat potansiyelini ortaya koymuştur.

Bölgedeki cevherleşme ve jeolojiyle ilgili detay çalışmaları ilk olarak Vural (2006, 2011, 2016, 2020 ve 2021) yapmıştır. Yaptığı çalışmalarda genel olarak cevherleşmenin epitermal tip olduğunu ancak yer yer derin damar tip altın zenginleşmelerinin de eşlik ettiğini işaret etmiştir.

Vural ve Aydan (2020), uzaktan algılama yöntemler ile Kısacık ve civarındaki hidrotermal alterasyon zonlarının belirlenmesi üzerine çalışmışlar ve özellikle altın cevherleşmeleriyle ilişkili alterasyon zonlarının belirlenmesinde doğru sonuçlar verdiğini ortaya koymuşlardır.

Vural ve Kaygusuz (2021), Kısacık volkanitlerinin petrografisi ve jeokimyası üzerine yaptıkları çalışmada Alt-Orta Miyosen yaşlı volkanitlerin bazaltik trakiandezit ve trakiandezit bileşiminde olup, başlıca plajiyoklas, amfibol ve biyotit minerallerinden oluştuklarını ortaya koymuştur. Büyük iyon yarı çaplı litofil elementler ve hafif nadir toprak elementler açısından zenginleşmiş olduklarını ve volkanitleri oluşturan kayaçların benzer kökenden geldiklerini savunmuşlardır. Köken magmanın zenginleşmiş bir litosferik manto kaynağı olabileceğini ifade etmişlerdir.

Yapılan bu araştırmalar haricinde çalışma bölgesinde başlangıç tarihi belli olmayan madencilik faaliyetleri yapılmıştır. İnceleme alanı içerisinde özellikle belirli dere kotlarında eski galeri girişleri tespit edilmiştir. Bunun haricinde bölgede Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından 2008 Arama Projeleri kapsamında karotlu sondaj çalışması yapılmıştır.



2. MALZEME VE YÖNTEM

2.1 Saha Çalışmaları

Arazide yüzlek veren birimler litolojik, alterasyon ve mineralizasyon açısından detaylı şekilde incelenmiştir. Sedimanter yapılar, cevherleşmeyle ilgili ve ilgili olmayan yapısal unsurlardan çok sayıda ölçüm alınarak dokanak sınırları ve faylar haritaya işlenmiştir. Birimlerin birbiriyle ilişkisini gösteren 1/25.000’lik genel jeoloji haritası ve cevherleşmeyle ilişkili alterasyon zonları haritalanmıştır. Haritalama ve jeolojik çalışmalarda Brunton marka jeolog pusulası ve el gps’si kullanılmıştır. Jeolojik birimler Harita Genel Komutanlığı’nın hazırladığı 1/25.000’lik paftalar üzerine işlenmiştir. Bunun haricinde MTA’nın bölgeyle ilgili daha önceden hazırladığı 1/100.000’lik jeoloji haritası ve harita raporundan faydalanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında şerit metre, lup, jeolog çekici, çizgi kalemi, manyetik kalem ve çeşitli asitler kullanılmıştır.

2.2 Mineralojik ve Petrografik Çalışmaları

2.2.1 Petrografik incelemeler

Cevherleşmeyle ilişkili volkanik kayaların ve kuvars damarlarının mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemek adına ince kesitler hazırlanmıştır. İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında tüm ince kesit çalışmaları tamamlanmıştır. İnce kesitlerin incelemesi yine İTÜ İleri Mikroskop Araştırmaları (İMA) Laboratuvarında LEICA DM4500P araştırma mikroskobu (polarizan mikroskop) ile yapılmış ve fotoğraflanmıştır.

2.2.2 Cevher mikroskopisi çalışmaları

Jeokimyasal analizler sonucu cevherleşme içerdiği kanıtlanan numunelerin parlak kesitleri İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında yapılmıştır. Parlak kesitlerin incelemesi yine İTÜ İleri Mikroskop

Araştırmaları (İMA) Laboratuvarında LEICA DM4500P araştırma mikrsokobu (polarizan mikrsokop) ile yapılmış ve fotoğraflanmıştır.

2.2.3 X-Işını difraktometresi (XRD) çalışmaları

Cevherleşmeyle ilgili alterasyon minerallerini tanımlamak adına XRD çalışmaları yapılmıştır. Numuneler öncelikle İTÜ Jeokimya Araştırmalar Laboratuvarı (JAL) numune hazırlama bölümünde 80 mikron boyutuna indirilmiş, daha sonra 150 kn basınç altında preslenerek rijit bir hale getirilmiştir. Bruker D8 Advance model XRD cihazında analizler yapılarak tüm kayaç XRD difraktogramları (patern) elde edilmiştir. Pananalytical X'Pert HighScore Plus programı yardımıyla XRD patternleri yorumlanmış ve mineraller tayin edilmiştir.

2.3 Jeokimya Çalışmaları

2.3.1 X-Işını floresans spektrometresi (XRF) analizi

Arazi çalışmaları sırasında farklı litolojilerden alınan örnekler majöt oksit ve iz element içeriklerini belirlemek adına XRF analizleri yapılmıştır. Kayaç numuneleri analiz öncesi hazırlıklar için İTÜ JAL numune hazırlama bölümünde RETSCH (BB-200) model çeneli kırıcıdan çakıl boyutuna indirilmiş ve ardından RETSCH (RS-200) model havanlı öğütücüde dakikada 1250 dönme (rpm) hızıyla öğütülerek 80 mikrona indirilmiştir. Öğütülen numuneler 105°C'da kurutulmuştur. XRF analizi için hazırlanan peletlerin Bruker S8 TIGER model XRF cihazında majör ve iz element analizleri tamamlanmıştır. Numunelere ait kızdırma kaybı (%LOI – Loss of Ignition) değer hesaplamaları için numuneler öncelikle etüvde kurutularak desikatörde nem almaması için bekletilmiş, sonrasında kayaçların cinsine ve numunenin yoğunluğuna göre yaklaşık 1-2.5 gr arasında porselen krozede tartımı yapılmıştır. Özel fırınlarda 1050°C' de 1,5 saat kızdırılan numuneler, fırından alındıktan sonra bir müddet (2-3dk) desikatörde soğutulmuş, sonrasında tekrar tartılarak numunelere ait %LOI değerleri hesaplanmıştır.

2.3.2 Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometrisi (ICP-MS) analizi

Kayaç ve cevher örneklerinin iz elementler, nadir yer elementleri ve altın-platin grubu element içerikleri belirlenmek adına ICP-MS analizleri yapılmıştır. ICP-MS analizlerinden önce kayaç numuneleri 80 mikrona öğütülmüş ve kurutulmuştur. Kurutulan numuneler ICP-MS analizi öncesi, mikrodalga çözömlendirme cihazında çözeltiye alınmıştır. ICP-MS cihazının kalibrasyonu için kullanılan element standartları safsızlık açısından analitik dereceli sertifikalıdır. Standart çözeltileri; 10 mg/l (Li, Be, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Rb, Sr, Ag, Cd, In, Cs, Ba, Tl, Pb, U), 10 mg/l (Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th) ve 10 mg/l (Au, Hf, Ir, Pd, Pt, Rh, Ru, Sb, Sn, Te). Numunelerde iç standart olarak PerkinElmer tarafından hazırlanan 1000 mg/l Re (renyum) çözeltisi kullanılmıştır. Ayrıca, Mikrodalga çözömlendirme ve ICP-MS yöntemlerinin doğrulanması için sertifikalı referans malzeme (CRM) Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Kurumu (USGS)'den sertifikalı Granodiorite, Silver Plume, Colorado, GSP-2 kullanılmıştır. ICP-MS analizinin yapılışı; iz elementleri, nadir yer elementlerini (REE) ve altın-platin grubu elementlerinin (PGE) tayini için PerkinElmer marka Elan DRC-e 6000 model ICP-MS cihazı kullanılmıştır. İç standart olarak, mikrodalga çözömlendirme ile elde edilen numune çözeltilerine 50 µg/l Re çözeltisi ilave edilmiştir. Kalibrasyon standartları; iz elementler ve nadir yer elementleri için 10, 20, 30, 40 ve 50 µg/l, altın-platin grubu elementler için 0.1, 0.5, 1 ve 2 µg/l konsantrasyonlarında kalibrasyon çözeltileri hazırlanmıştır. Doğrusal kalibrasyon grafiklerinde korelasyon katsayısının (R²) her element için en az 0.999 olmasına dikkat edilmiş, standartların, numunelerin ve standart referans malzemelerinin çözeltileri seyreltilerek üçer kez analiz edilmiştir. % RSD (relative standard deviation, bağıl standart sapma) değerleri analiz boyunca %5'in altında tutulmuştur. Ayrıca, her üç numunenin ardından, boş çözelti analiz edilerek kirlenme kontrol edilmiştir.

2.3.3 Sıvı kapanım çalışmaları

Cevherleşmenin oluşum sıcaklığı (T_h =homojenleşme sıcaklığı), cevherleşme sırasında etkin olan çözeltilerin %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri, metal iyonlarının taşınmasında etkin olan olası iyon kompleksleri, türleri ve olası kaynaklarının aydınlatılabilmesi amacıyla İstanbul Teknik Üniversitesi İleri Mikroskop Araştırmaları (İMA) Laboratuvarında Leica DM2500P polarizan mikroskop ve Linkam LNP95/T95 sıvı kapanımı cihazıyla mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır.

2.4 Büro Çalışmaları

Arazi çalışmaları sonucu çizilen 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası taratılarak Quantum-GIS (QGIS) programı üzerinden koordinatlandırılarak çizilmiştir. Yine aynı programda bu harita kullanılarak jeolojik en kesit alınmıştır. Jeokimya verileri GCD Kit ve Excel kullanılarak yorumlanmıştır. Tüm harita, kesit, şekil ve tablolar Adobe Illustrator ve CorelDraw çizim programları kullanılarak görselleştirilmiştir. Tüm veriler daha sonra MS Word programında yazıya dökülerek tez formatında sunulmuştur.

3. GENEL JEOLojİ

3.1 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı, sinkinematik granitik sokulumlu sıyrılma fayları ve volkanik-sedimanter örtü kayaçları ile yükselen Geç Oligosen metamorfik çekirdek kompleksi olarak kabul edilen Kazdağ Masifi'nin güneybatı kenarında yer almaktadır (Yaltırak ve Okay, 1994; Okay ve Satır, 2000; Duru vd., 2004; Cavazza vd., 2009; Erdoğan vd., 2009). Kazdağ Masifi'nin stratigrafik ve metamorfik evrimi üzerine birçok çalışma yapılmıştır (örn. Bingöl, 1969; Okay vd., 2001; Duru vd., 2004; Okay vd., 2006; Erdoğan vd., 2013). Kazdağ Masifi'nin temel stratigrafisi ile ilgili farklı yorumlar olsa da, güncel stratigrafik ve jeokronolojik çalışmalar orta dereceli metamorfik temel kayaçlarının amfibolitler, mermerler, metaofiyolitik kayaçlar ve felsik gnayslardan oluştuğunu göstermektedir (Duru vd., 2004).; Erdoğan ve diğerleri, 2013; Yiğitbaş ve diğerleri, 2014; Şengün ve Zack; 2019). Kazdağ Masifi'nin temel jeokronolojisi ve metamorfik evrimi de karmaşık bir geçmişe sahiptir. Genellikle Alpin orojenezi sırasında sıkışma tektoniği altında gelişen amfibolit-granülit fasiyes metamorfizmasına maruz kalmışlardır (Okay ve Satır, 2000).

Yaşlandırma sonuçları, metamorfik yaşların genellikle Alpin orojenezi sırasında magmatizasyon ve migmatitleşme ile üzerlendiğini göstermektedir. Kazdağ metamorfik temel kayalarının orta dereceli metamorfizmasının genel yaş aralığı, Geç Oligosen- Karbonifer'de meydana geldiğini ve Geç Oligosen-Erken Miyosen üzerlemelerini barındırdığını göstermektedir (Okay vd., 1996; Okay ve Satır, 2000; Erdoğan vd., 2013).; Yiğitbaş ve diğerleri, 2014). Kazdağ Masifi'nin bu metamorfik temel kayaçları, tektonik olarak, Paleotetis okyanus alanının kapanması sırasında gelişen tortul ve yığılma kayaçları ile yeşil şist fasiyes metamorfik kayaçlarından oluşan Triyas Karakaya Kompleksi tarafından üzerlenir (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Kazdağ Masifi ayrıca çok sayıda granitik sokulum ve örtü kayalarına ev sahipliği yapmaktadır. Plütonik kayaçlar genellikle Miyosen yaşlıdır ve granitik sığ seviye sokulumları ile temsil edilir. Evciler graniti, Kazdağ Masifi'nin kuzey kesimlerinde yer alır ve Kazdağ metamorfite ile sokulumlu dokanaklar gösterir (Genç, 1998). Doğuda Eybek graniti, Kazdağ Masifi'ni daha genç örtü kayalarından ayıran bir sıyrılma fayının tavan bloğunda yer almaktadır (Altunkaynak ve Genç, 2008; Altunkaynak vd., 2021). Plutonik kayaçların doğu temsilcisi Kazdağ Masifi'ni, melanjlari ve Karakaya Kompleksi'nin naplarını kesen Kestanbul granitidir (Karacık ve Yılmaz, 1998).

Kalın bir Neojen volkanik ve tortul kayaç istif, çoğunlukla Kazdağ Masifi'nin batı kesimlerinde temel kayaları örter. Literatürde bu volkanik ve tortul kayaçlar üzerinde farklı adlandırma ve stratigrafik yorumlar yapılmıştır. Volkanik kayaçlar andezitik, dasitik ve riyolitik lavlarla ilişkili piroklastik kayaçlarla temsil edilmektedir (örn. Karacık ve Yılmaz, 1998; Aldanmaz vd., 2000; Ersoy vd., 2017). Bu kayaçlar, KB Anadolu'nun alt-orta Miyosen volkanik birlikteliklerinin temsili örnekleridir (örn. ve Altunkaynak, 2019; Kamacı ve Altunkaynak, 2019). Kazdağ Masifi'nin batı kenarındaki tortul kayaçlar Küçükkuşu, İlyasbaşı ve Bayramiç Formasyonları ile temsil edilmektedir (Saka, 1979; Siyako vd., 1989; Beccaletto, 2004). Küçükkuşu Formasyonu, tabanda konglomeralardan oluşan Erken Miyosen boyunca karasal çökellerle temsil edilir ve bunları şeyl, tuf, kumtaşı ve silttaşları takip eder. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı İlyasbaşı formasyonu, Küçükkuşu Formasyonu'nu örter ve akarsu ve gölsel konglomera, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Bu sedimanter istiflerin en üstünde sığ denizel sedimanlara yanıl ve düşey geçiş meydana gelir (Bozcu, 2017). Kumtaşı, konglomera, şeyl, oolitik kireçtaşı ve marnlardan oluşan bu denizel çökeller Bayramiç formasyonuna aittir (Siyako vd., 1989).

3.2 Bölgenin Tektonik Konumu ve Evrimi

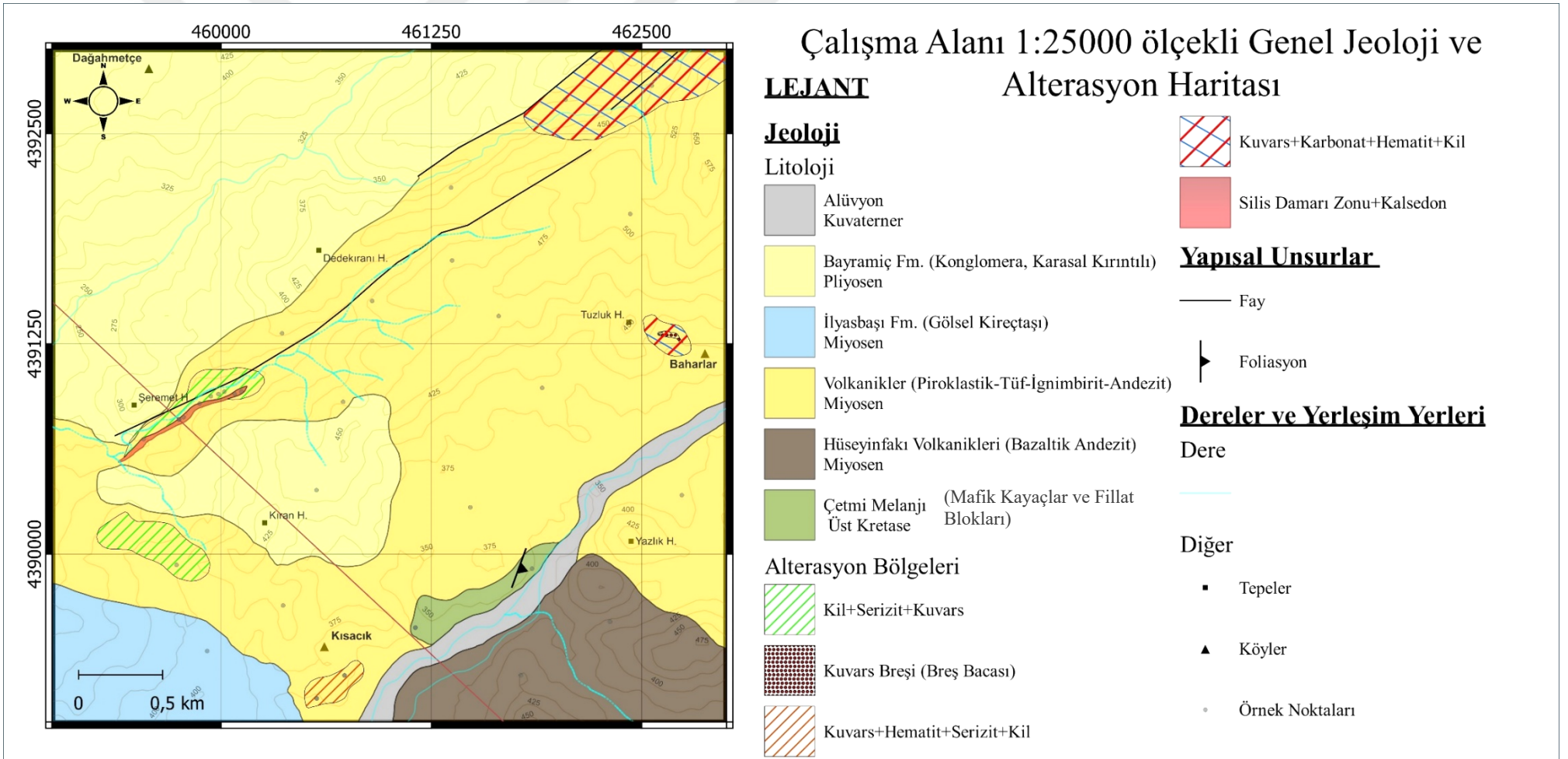
Biga Yarımadası, Türkiye tektonik birlikleri haritasına göre iki ana zona ayrılmaktadır. Bunlar batıda Ezine zonu, doğuda ise Sakarya zonu olarak adlandırılmıştır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bölge yine Okay vd. (1991) tarafından KD-GB yönelimli dört büyük tektonik hatta ayrılmıştır: Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır. Gelibolu ve Ayvacık-Karabiga zonları Geç Kretase-Paleosen yaşlı ofiyolitik melanjl ile temsil edilmektedir. Ezine zonu ise Permo-triyas zamanında okyanus kabuğunun kıta kabuğunu üzerlemesi sonucu gelişen ofiyolitlerden meydana gelmekteyken,

Sakarya Zonu Karakaya Kompleksi'ne ait birimlerden oluşmaktadır (Okay vd., 1991). Bölge Geç Triyas'da başlayan Cimmeride orojenezi ve Paleotetis'in kapanmasının ardından bölgede meydana gelen sıkışma Karakaya riftinin kapanmasıyla sonuçlanmıştır. Permo-Triyas ofiyolitik kayaçlar ve Geç Paleozoyik pelajik bloklar bir okyanus tabanına işaret etmektedir. Bu okyanus Paleo-Tetis okyanusu olarak da bilinmektedir (Şengör vd., 1970, Okay vd., 1991). Paleo-Tetis'in kapanması sonucunda bu sıkışmaya bağlı olarak Ezine Zonu kuzeyinde Rodop-Istranca masifinin güneyinde kalan Neo-Tetis oluşmuştur. Bu deniz, Rodop-Istranca ile Ezine ve Sakarya zonlarını birbirinden ayırmaktadır. Çetmi Melanjı'na ait Orta Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşları ve Orta Eosen yaşlı neritik karbonatlar Neo-Tetis'in bu zaman aralığında kapandığına işaret etmektedir (Okay vd., 1991). İlk kez Geç Paleosen'de başladığı düşünülen bu kapanmayla beraber Çetmi Melanjı güney doğuya sürüklenerek Ezine ve Sakarya zonlarının belirli kısımlarını örtmüştür. Devam eden sıkışmalar sonucunda Geç Triyas Paleo-Tetis süturu tekrardan aktif hale gelmiş ve Ezine Zonu'nun Çetmi Melanjı üzerine yerleşmesine sebep olmuştur. Böylelikle Erken Eosen'de Biga'da kıta çok kalınlaşmıştır. Bu kıtasal kalınlaşma Geç Oligosen'deki yükselmeye ve Oligo-Miyosen kalk-alkalen magmatizmanın görülmesine sebep olmuştur. Bu volkanizma sırasıyla andezitik bileşimden asidik volkaniklere kadar değişen bir volkanik kayaç istifi meydana getirmiştir (Okay vd. 1991).

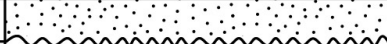
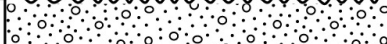
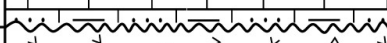
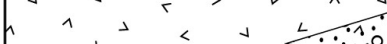
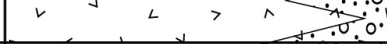
Miyosen ve sonrasında devam eden Anadolu Bloğu'nun Batı Anadolu'yu batıya doğru sıkıştırmasıyla Biga Yarımada'sında kabuk incelmış ve bu incelmeye bağlı KD-GB tektonik hatlar, horst-graben sistemleri meydana gelmiştir. Kazdağ Grubu kayaçları bu grabenlerin önemli kısmını oluşturmaktadır. Volkanik istife ait kayaçlar genellikle bu hatlar boyunca yerleşmişlerdir (Okay vd. 1991).

3.3 İnceleme Alanı Jeolojisi

İnceleme alanı jeolojisi kısmında 16 km²'lik alanda haritalanan ve gözlemlenen birimler literatürdeki karşılıklarıyla eşleştirilerek detaylandırılmıştır. Bu kısma Duru vd.'nin (MTA,2007) yaptığı Ayvalık 1:17 paftası raporu, arazi gözlemleri ve sonrasında yapılan petrografik incelemeler kaynak oluşturmaktadır. Çalışmanın ana kapsamını daha kolay kavramak ve aktarmak adına farklı litolojilerde görülen Miyosen yaşlı volkanik birimler 1:25.000'lik haritalama kapsamında Miyosen Volkanikler olarak ayrılmadan haritalanmıştır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 : Çalışma alanı genel jeoloji-alterasyon haritası

DÖNEM	PERİYOT	ÇAĞ	Formasyon	Litoloji	Açıklama
SENOZOYİK	Kuvaterner		Alüvyon		Sıkışmamış çakıl ve kumtaşları ve bloklar
	Neojen	Miyosen	Bayramiç Fm.		Konglomera, kumtaşı ve silttaşı
			İlyasbaşı Fm.		Gösel kireçtaşı
			Ayvacık Vol.		Andezit, andezitik piroklastik, tuf
			Arıklı İgnimbiriti		Konglomera, karasal sedimanter, İlyasbaşı Fm. ile geçişli
			Hüseyinfakı Vol.		Tuf, altere riyolit, piroklastik, andezit, ignimbiritik tuf, riyodasit
MESOZOYİK	Kretase	Üst	Çetmi Melanjı		Fillat, serpantin ve kireçtaşı blokları
					Listvenit blokları
PALEOZOYİK	Üst		Alakeçi Milonitik Zonu		Milonitik kayalar, listvenit zonları
	Permien Öncesi	Kazdağ Grubu	Sütüven Fm.		Gnays, migmatit ve mermer

Şekil 3.2 : Çalışma alanı ve yakın çevresini kapsayan tektono-stratigrafik kolon kesit, ölçeksiz. Yiğit (2012)'den değiştirilerek alınmıştır.

3.3.1 Kretase (Çetmi Melanjı, Kç)

Çetmi Melanjı ilk kez Okay vd. (1990) tarafından adlandırılmıştır. Hem Sakarya zonu hem de Ezine zonu kayaçlarının üzerinde yer alan birim genellikle sürüklenim halinde yerleşmiştir. Ofiyolitik kayaçlarla birlikte oldukça farklı kökenden kayaçların tektonik dilimler ve olistostrom şeklinde görüldüğü bir birimdir. Çetmi melanjı içerisinde grovak, fillat, mikaşist, eklojit, serpantinit, spilitik basalt, radyolarit ve kireçtaşı-mermerlerin bulunduğu karmaşık bir kayaç topluluğudur (MTA, 2007). Kazdağ metamorfikleriyle faylı dokanak oluşturmaktadır.

İnceleme bölgesinde Çetmi melanjına ait kayaçlar Kısacık-Baharlar köyleri arası yol güzergahında yüzlek vermektedir. Birimler iyi foliasyon geliştirmiş fillatlar, tabakalı şeyller, mikaşistler, eklojit blokları ve serpantinitler olarak belirlenmiştir. Fillatların foliasyon düzlemleri (Şekil 3.3 ve 3.4) 105/40 (eğim yönü/eğim açısı), şeyl-grovak ardalanmalı tabakalı istifler ise 115/10 ölçümünde ve yer yer yatay tabakalı seyir etmektedir. Melanja ait grovak-şeyl ardalanmaları D-B doğrultulu küçük ölçekli normal faylanmaya uğramıştır. Çetmi melanjına ait birimler inceleme alanında yol güzergahı üstünde yüzlek vermekte ve dere alüvyonuyla sınırlanmaktadır. Volkanik birimler tarafından üzerlenmektedir (Şekil 3.2).



Şekil 3.3 : Çetmi melanjına ait fillatların genel görünümü.



Şekil 3.4: Çetmi melanjına ait fillatların genel görünümü.

3.3.2 Tersiyer

3.3.2.1 Miyosen

Hüseyinfakı Volkaniti (Tmhü)

İlk kez Ercan vd. (1995) tarafından adlandırılan birim bazaltik andezit, trakiandezit ve piroklastik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 3.5). Çalışma alanında Kısacık köyü ve civarında ve çalışma alanının güneydoğu kısmını kapsamaktadır. Genellikle kahverengi, siyah ve koyu gri renkli ve boşluklu bir yapı göstermektedir (Şekil 3.6). Daha asidik karakterli volkanikler ile uyumlu bir geçişi vardır. Yine çalışma sahası içerisinde bulunan Orta Miyosen yaşlı İlyasbaşı formasyonu ile geçişli dokanak göstermektedir. Birimin yaşı Orta Miyosendir (MTA,2007).



Şekil 3.5 : Hüseyinfakı Fm. bazaltik andezitleri.

Arıklı İgnimbiriti (Tmar)

Arıklı İgnimbiriti ilk kez Dönmez vd. (2005) tarafından adlandırılmıştır. Çalışma alanında ve bölge genelinde çok geniş alanlarda ve farklı şekillerde yüzlek veren bir birimdir. Genellikle beyaz, açık sarı rekli, gözenekli, yer yer killeşmiş ve silisleşmiş halde gözlenmektedir (Şekil 3.7). Kısacık köyü ve civarında oldukça altere halde ve neredeyse tanınmaz durumdadır. Kısacık köyü ve çevresinde gelişen ve bu tezinde araştırma konusu olan epitermal tip cevherleşmenin sebep olduğu bir hidrotermal alterasyona maruz kalmıştır.



Şekil 3.6 : Hüseyinfakı Fm. bazaltik andezitleri detay görünümü.

Altere olmayan kısımlarda hamurunda volkan camı, çok ince taneli kuvars ve feldspatlardan oluşmaktadır. Kısacık ve köyü çevresinden alınan altere ignimbirit örneklerinde yapılan incelemeler sonucu riyolitik tüf olduklarına karar verilmiştir. Hem sahada hem de petrografik incelemelerde sfelüritik oluşumlara rastlanmıştır. Birim Hüseyinfakı volkaniti gibi İlyasbaşı formasyonunun gölge kayaçlarıyla geçişlilik göstermektedir (MTA,2007).



Şekil 3.7 : İgnimbirit-tüf yüzlekleri genel görünümü. Düzensiz kuvars damarları mostrayı kesmektedir.

Ayvacık Volkaniti (Tmay)

Beyaz renkli, kısmen pomza içerikli, ignimbiritik tüflerle başlayıp, bazaltik andezit ve andezitik piroklastiklerin yoğun oluşu volkanik kayaç topluluğu Ayvacık Volkaniti olarak adlandırılmıştır (Dönmez vd., 2005). Çalışma alanında bu gruba ait kayaçlar genellikle nispeten altere olmamış andezitler ve piroklastiklerdir (Şekil 3.8). Kısacık köyü civarında ve doğusunda, genellikle ignimbiritlerle geçişli olarak gözüken birim, açık gri, kahverengi ve gri renkli andezitlerden oluşmaktadır (Şekil 3.9). El örneklerinde iri feldspatlar, kuvars ve biyotitler görülmektedir. Biyotitler öz şekillidir. Bazı çalışmalarda bu birim bazaltik andezit olarak da adlandırılmıştır. İlyasbaşı formasyonu ile geçişlilik göstermektedir.



Şekil 3.8 : Altere volkanikler genel yüzlek görüntüsü.



Şekil 3.9: Kısacık yol üzeri altere volkanik yüzlekleri.

İlyasbaşı Formasyonu (Tmi)

Ayvacık ilçesi ve civarında yüzlek veren birim Saka (1979) tarafından İlyasbaşı Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Marn, kireçtaşı, çamurtaşı, tuf, kumtaşı ve konglomeradan oluşan kayaç topluluğunu temsil eder (MTA,2007). İnceleme alanında Kısacık köyünün güneybatı kesiminde bu birime ait gölsel kireçtaşları yüzlek vermektedir. Genellikle orman içinde 1-2 metreden 10-15 metre genişliğine kadar

bloklar halinde görülmektedir. Beyaz, açık sarı renkli mikritik bir doku göstermektedir. Bloklar yer yer kalın karbonat damarlarınca kesilmektedir.

3.3.2.2 Pliyosen

Bayramiç Formasyonu (plb)

Siyako vd. (1989) tarafından isimlendirilen birim Pliyo-Kuvaterner yaşlı flüviyal çökellerden oluşmaktadır (MTA,2007). Bayramiç formasyonu çökelleri içinde erozyonal taban yüzeyli konglomeraler ile başlayıp, kumtaşlarına ve çamurtaşlarına geçen yukarı doğru incelen istifler gözlenir (MTA,2007). Bayramiç Formasyonu'na ait birimler çalışma sahası içerisinde konglomeralardır. Konglomeralar yaklaşık 10-12 metre kalınlıkla volkanik birimleri üzerlemektedir (Şekil 3.10).

Bayramiç Formasyonu alüvyon yelpazesi, örgülü ve menderesli akarsu çökellerinden oluşur ve kendinden önce gelen tüm birimleri uyumsuz olarak üzerler (MTA,2007).



Şekil 3.10 : Bayramiç formasyonuna ait konglomera istifi.

3.3.2.3 Kuvaterner

Alüvyon (Qal)

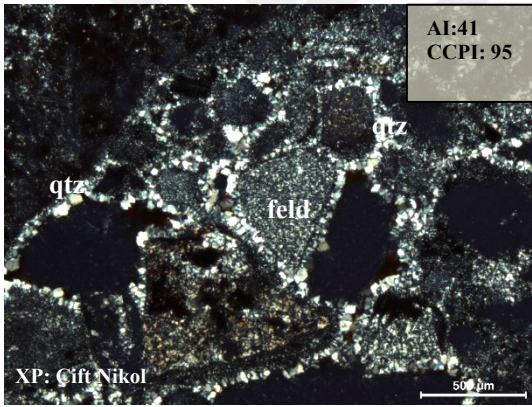
Çalışma sahasının akarsularını ve bunların yakın çevresinde gelişmiş kısımları kapsar. Birbirilerine tutturulmamış, taşlaşmamış çakıllar, kum birikintileri ve çamurlardan meydana gelir.



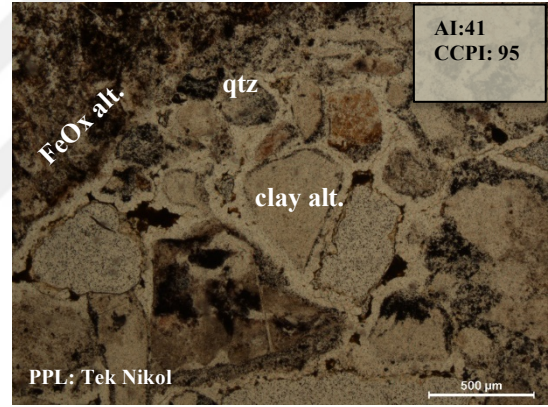
4. MİNERALOJİ VE PETROGRAFİ

4.1 Petrografik İncelemeler

Çalışma alanında yüzlek veren volkanik kayaçların, kuvars damarlarının ve melanja ait mafik kayaçların mineralojik-dokusal özelliklerini incelemek adına kayaç numuneleri alınmıştır. İnce kesitlerde yapılan incelemelerde kayaç yapıcı mineraller haricinde alterasyon izlerine ve kuvars damarlarındaki epitermal dokulara odaklanılmıştır.



Şekil 4.1 : K-14 numunesi çift nikol (XP) görüntüsü. feld: feldspat, qtz: kuvars, AI: alterasyon indeksi, CCPI: Chlorite-carbonate-pyrite indeksi.



Şekil 4.2: K-14 numunesi tek nikol (PPL) görüntüsü. FeOx: iron-oxide, qtz: kuvars, alt.: alterasyon.

Genel olarak asidik volkanik kayaçlarda matriks oldukça ince taneli feldspatlardan meydana gelmektedir (Şekil 4.1). Bu feldspatlar üzerinde ve yan kısımlarında breşik dokuya benzer kuvars mineralleri görülmektedir. Kuvars mineralleri yaklaşık 5-15 mikron boyutlarında ve yer yer öz şekilli, yer yer özşekilsiz gözükmemektedir. Burada çift-nikol görüntüsündeki kuvarsların ikincil oluştukları söylenebilir. Bunun en önemli sebeplerinden biri öz şekilsiz oluşları ve gösterdikleri mozaik benzeri doku olmasıdır. Daha ince taneli kuvarsları çevreleyen ikincil gelişmiş ve nispeten daha iri taneli kuvarslar gözlemlenmiştir.

İnce taneli feldspat matriks üzerinde ve kuvarsların çevresindeki demir-oksit alterasyonu tek nikolde görülmektedir (Şekil 4.2 ve 4.3). Aşırı altere andezit olarak adlandırılabilir (Şekil 4.4).

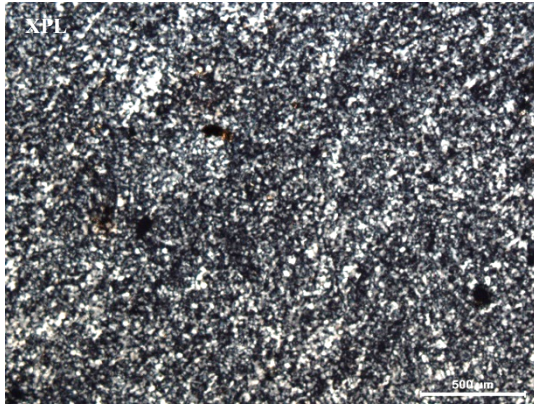


Şekil 4.3 : K-14 numunesi tek nikol görüntüsü.



Şekil 4.4 : K-14 numunesi el örneği.

Volkanik gruba ait kayalar genellikle tüfler, riolitik tüfler, aşırı altere andezitler ve piroklastik kayalara benzerlik göstermektedir (Şekil 4.6). Tüflerin ince kesit çift nikollerinde eser miktarda çok ince taneli muskovitler tespit edilmiştir (Şekil 4.5). Genellikle kuvarsların arasına balık gözü şeklinde yerleşmişlerdir.



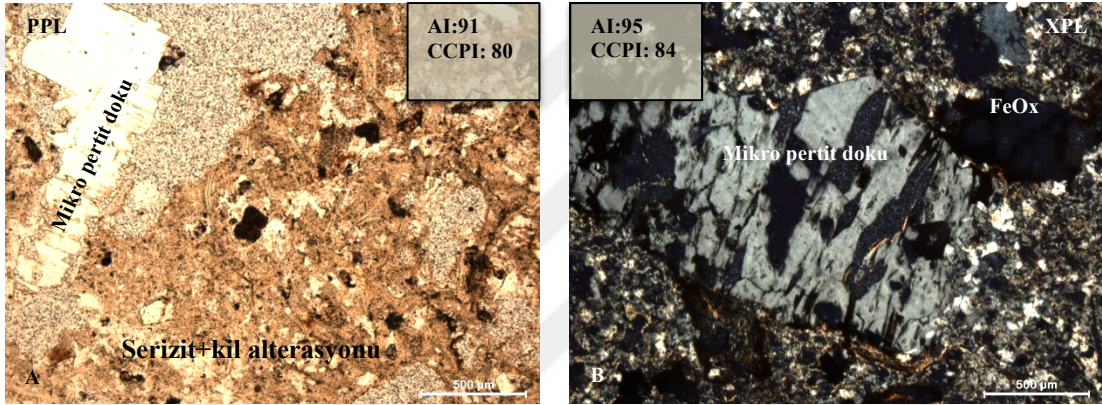
Şekil 4.5 : Tüf K-4.2 numunesi çift nikol görüntüsü.



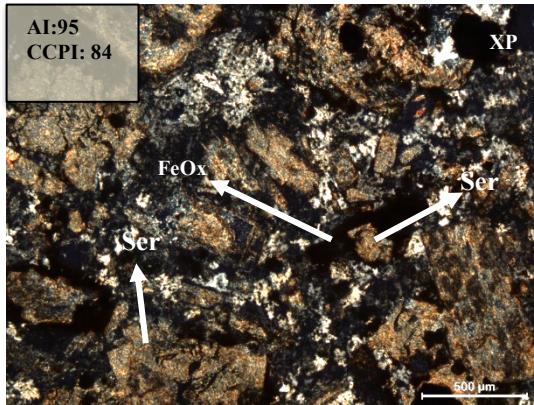
Şekil 4.6 : K-4.2 el örneği Tüf, piroklastik kayaç.

Serizit, muskovit görülen volkanik kayalarda bir eksolüsyon dokusu olarak bilinen pertit dokulu feldspatlar görülmektedir (Şekil 4.7). Bunlar zaman zaman yoğun hidrotermal aktivite etkisindeki kayalarda feldspatların bozunmaya başlamasıyla ilişkilendirilirler.

Çok ince taneli ve nispeten daha yuvarlanmış gözüken, sarı-kahverengi renkli minerallerin serizit olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.8). Serizitler muskovitlerin yoğun hidrotermal alterasyona maruz kaldığı ortamlarda oluşabilmektedirler. Muskovitler ise daha ince uzanımlı ve çok renkli bir görünüm vermektedirler. Kayaçlar yer yer çok ince taneli volkanik matriksten oluşmaktadır. Daha önce bahsedilen kayaç türlerinde bu denli ince malzemeli matriks olması normaldir. Yer yer orta taneli kuvars-biyotit-kaolinleşmiş feldspatlardan oluşan porfirik dokulu bir matriks üzerinde fenokristalen yapı göze çarpmaktadır (Şekil 4.7).



Şekil 4.7: K-7 örneği. Fenokristalen porfiri dokulu andezitik kayaç.

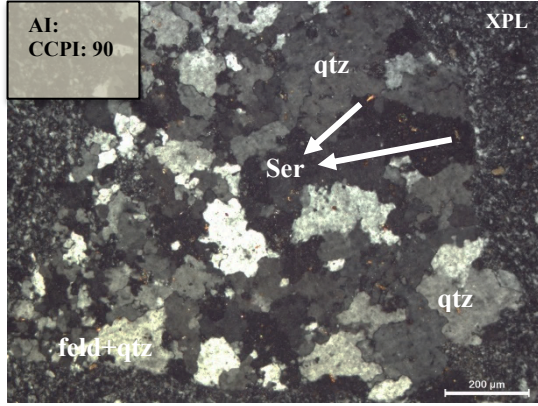


Şekil 4.8 : K-10 altere dasit örneği, yoğun seriziteşme (ser) ve demir oksit alterasyonu.

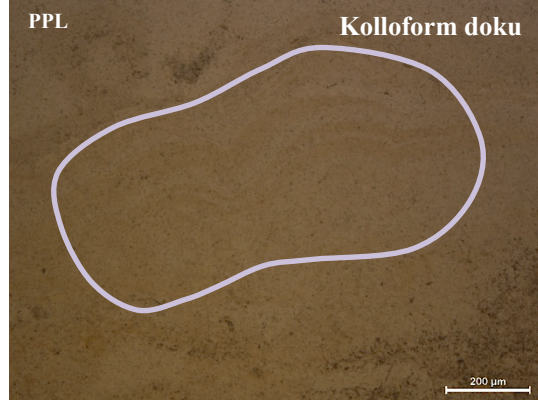


Şekil 4.9 : K-10 altere dasit örneği.

İnce kesitlerde özellikle cevherleşmenin ana taşıyıcısı olduğu düşünülen kuvars damarlarını ve bunların göstereceği olası epitermal dokular üzerine incelemeler yapılmıştır.

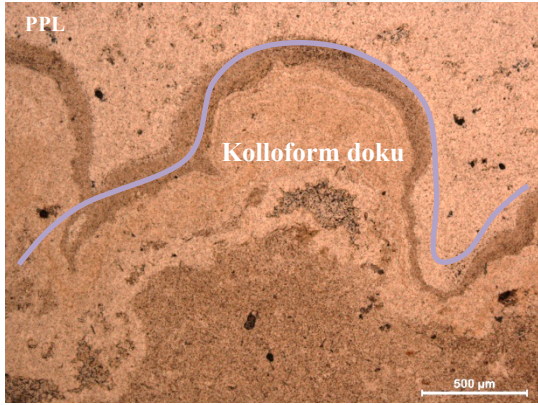


Şekil 4.10 : K-19, asidik volkanik, riyoitik kayaç.

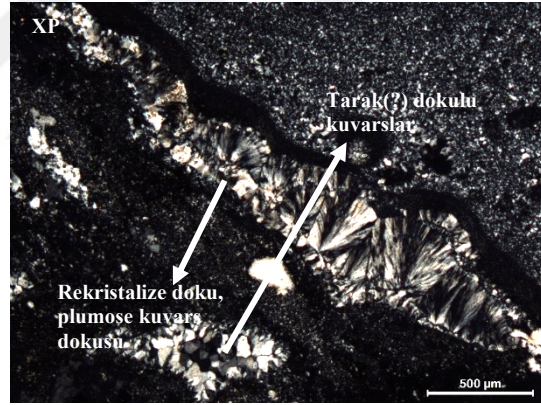


Şekil 4.11 : K-20 örneği kolloform kuvars dokusu.

Kolloform dokusu genellikle epitermal sistemlerde kalsitlerde ve kuvarslarda görülen bir dokudur (Şekil 4.11 ve 4.12). Cevherleşme aşamasında sistem için çok önemli bir yer olan kaynama zonunu temsil eden bir dokudur. Kaynama zonu meteorik sular ile magmatik suların belirli bir derinlikte birleştiği ve metal-iyon alışverişinin maksimum düzeye çıktığı zondur.



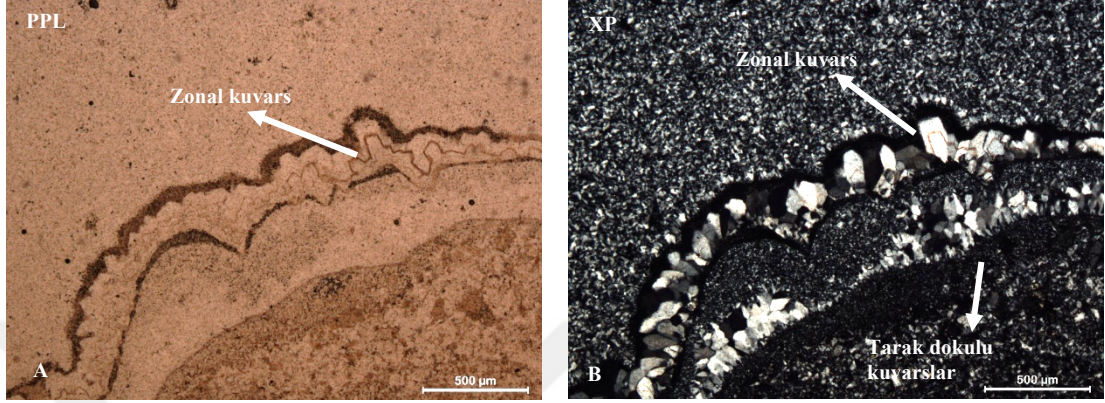
Şekil 4.12 : K-20 örneği kolloform kuvars dokusu.



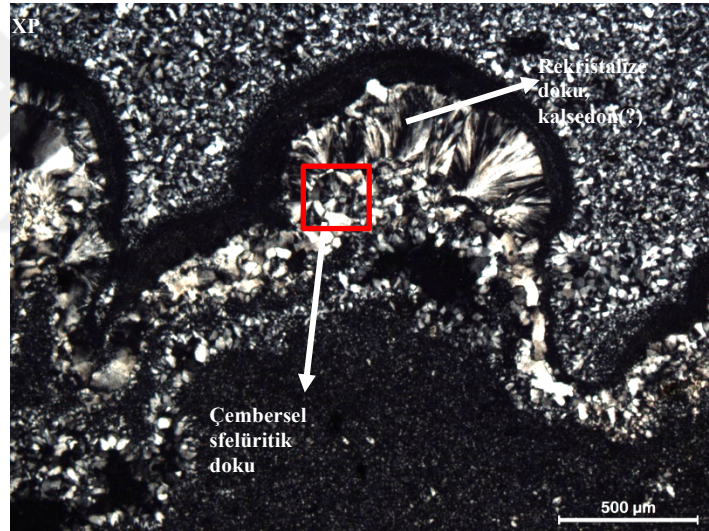
Şekil 4.13 : Plumose ve tarak dokulu kuvarslar.

Kolloform dokuya göre hidrotermal çözeltiye daha doymuş ortamlarda, daha yüksek basınç ve sıcaklık altında oluşan rekristalize kuvars dokuları (plumose) ve daha düşük sıcaklık tarak dokuları birlikte görülmektedir (Şekil 4.13).

İlksel (primer) dokulardan zonal kuvarslar görülmektedir (Şekil 4.14). Bu zonal kuvars dokuları birbirlerine paralel biçimde oluşmuş ve iç içe kuvars kristallerinden meydana gelir. Bu dokularla beraber tarak dokusu yine paralel dizilmiş prizmatik kuvarslardan meydana gelmektedir. Her iki doku da ilksel dokuları olup, cevherleşme sisteminin soğuk ve sık kısımlarını temsil etmektedirler.



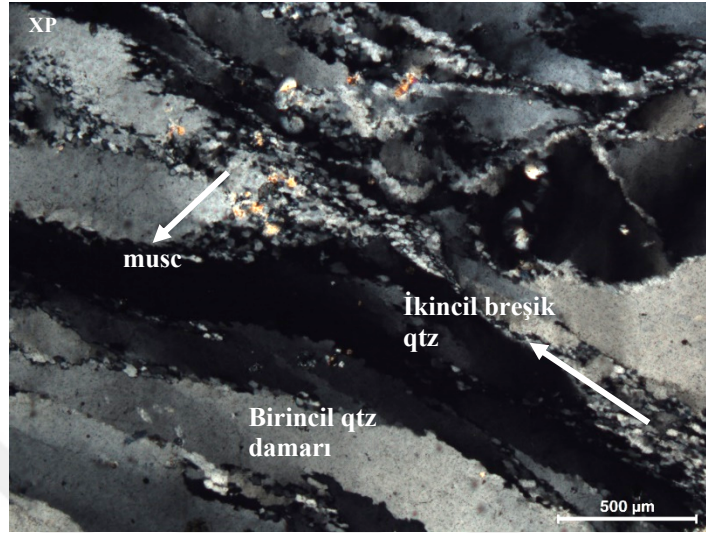
Şekil 4.14 : Zonal(A) ve tarak dokulu kuvarslar (B).



Şekil 4.15 : Rekristalize ve sfelüritik dokulu kuvarslar.

Sfelüritik doku kuvars ve feldspat kristallerinin iç içe gelişmesi ile meydana gelen iğnemsî mineral dokusudur (Şekil 4.15). İlk önce kristallenen lifsi yapıdaki mineralin liflerinin arasına daha sonradan kristallenen mineralin yerleşmesiyle oluşur. Sfelüritleri Alex Strekeisen 5 farklı morfolojik tipte sınıflandırmıştır. Bunlar çembersel, papyon, demet, kuş tüyü ve aksiolitik (axiolitic)'tir. Kesitlerde yapılan incelemelerde sfelüritik dokuların genellikle çembersel bir morfoloji verdiği görülmektedir. Bu dokunun en ayırt edici özelliği haç şeklinde bir sönme göstermesidir. Çift nikolde ayırt edilirler. Genellikle oldukça asidik kayalarda ve obsidyenleşme sırasında meydana gelebilen bir dokudur. Bir kayacı obsidyenleşme

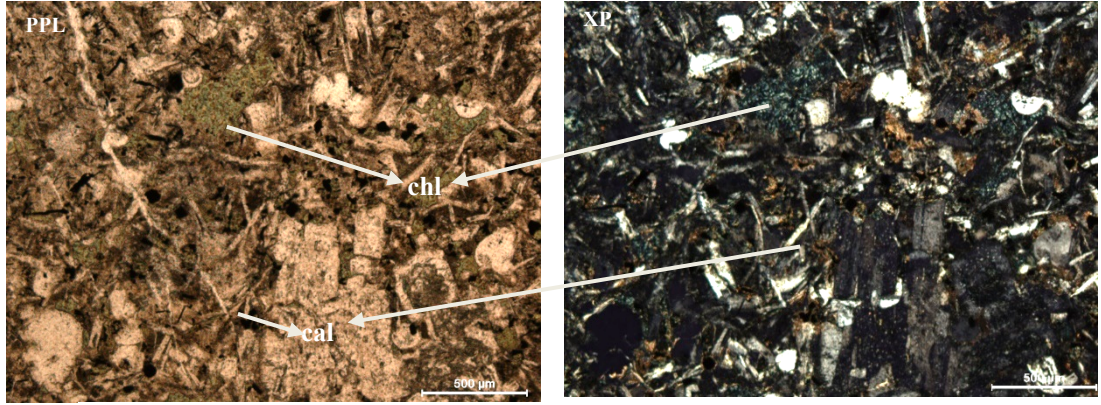
seviyesine getirebilecek bir başka durum ise hidrotermal solüsyonlara aşırı doygunluk durumudur. Rekristalize dokular ve ilksel dokuların bir arada görülmesi çok fazla bir hidrotermal sürece işaret etmektedir.



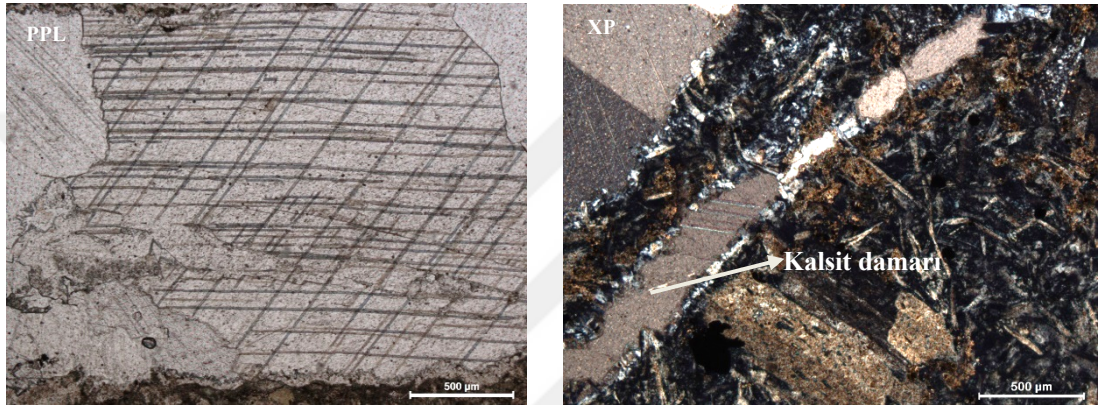
Şekil 4.16 : KS-1 kuvars damarı örneğinin çift nikol görüntüsü. Birincil ve ikincil kuvars oluşumları.

Kuvars damarında birincil olarak oluşmuş ve damar şeklinde uzamış kuvars mineralleri görülmektedir (Şekil 4.16). Bu birincil kuvars damarına eşlik eden ve bölgesel olarak çevreleyen ikincil hidrotermal kuvars mineralleri görülmektedir. Bu ikincil oluşum kuvarslar yaklaşık 40-50 mikron boyutlarında olup, daha ince taneli ve yer yer breşik-mozaiik bir doku göstermektedir. İkincil kuvarsların arasına yerleşmiş muskovit mineralleriyle birlikte yer yer serizitler görülmektedir. Hidrotermal alterasyonun sonucu olarak feldspatlar mika minerallerine dönüşebilmektedir.

Çalışma sahasında Çetmi Melanji'na ait fillatlar ve mafik kayalarda yapılan incelemelerde mafik grubu kayaların granüler dokuda ve yoğun klorit içerdiği görülmektedir. Hornblend mineralleri kloritleşmeye mağruz kalmıştır. Plajiolklas fenokristalleri yine intergranüler dokulu bir plajiolklas-klorit matriksle beraber bulunmaktadır. İnce kalsit kristalleri saçınımlı halde görülmektedir (Şekil 4.17). Kesit incelemelerinde meta-diyabaz-diyabaz olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.18 ve 4.19). Daha sonra jeokimyasal incelemede TAS Middlemost (1994) plutonik kayalar diyagramında gabronun asidik ucunda konumlandırılmıştır.



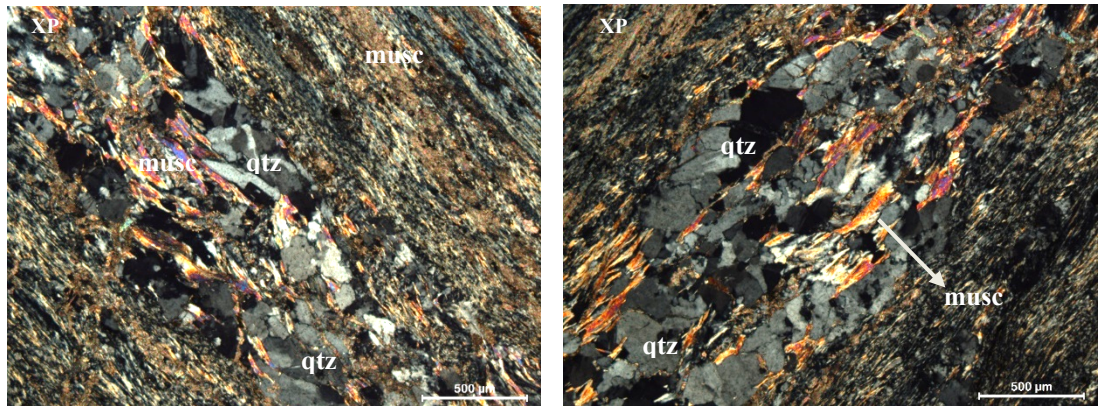
Şekil 4.17: Diorit-metadiorit örnekleri, chl:klorit, cal:kalsit.



Şekil 4.18 : Diorit-metadiorit örneklerinden lattice-blade (bıçak dokusu) kalsit dokusu.

Şekil 4.19 : Kalsit damarlı diorit-metadiorit.

Fillatların metamorfik dokusu net olarak görülmektedir. Uzamış kuvarslar ve onları çevreleyen muskovitlerle birlikte matriks içinde dağılmış ince kalsit kristalleri görülmektedir (Şekil 4.20). Hem ince kesit hem de arazi çalışmalarında kayaç fillat olarak adlandırılmıştır.

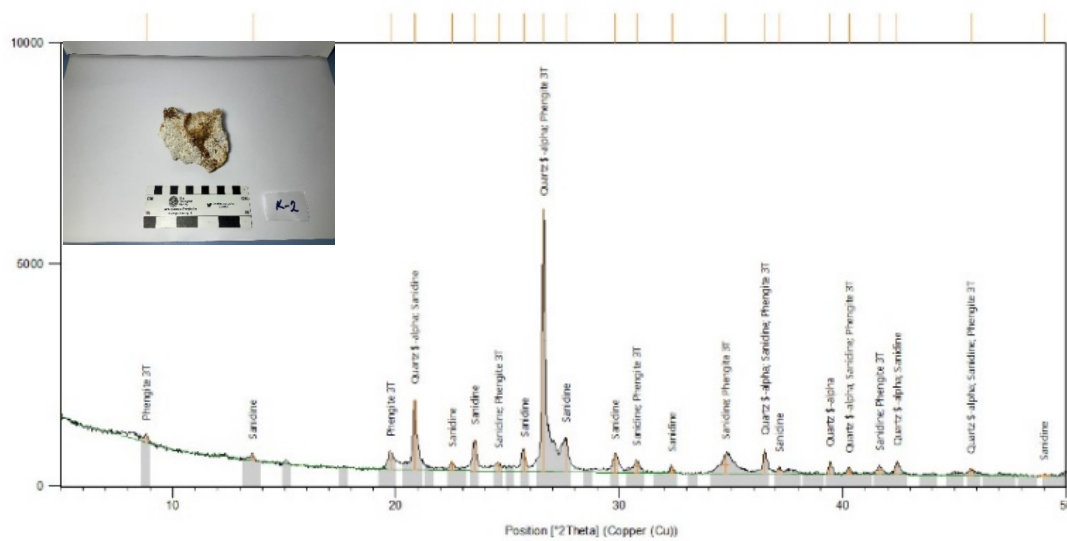


Şekil 4.20 : K-15 no'lu örnek, fillat.

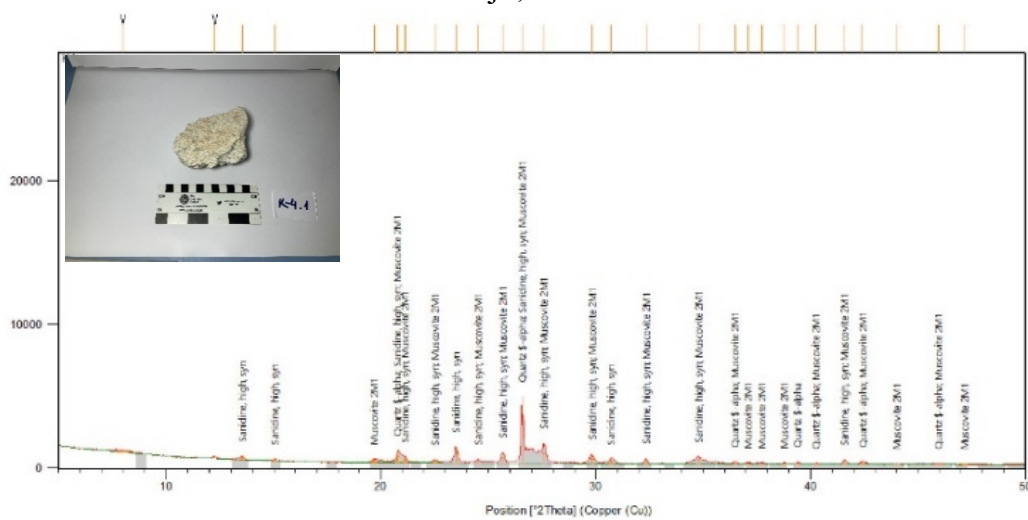
4.2 X-Işını Difraktometresi (XRD) Çalışmaları

Cevherleşmeyle ilişkili alterasyon zonlarını ve bu zonları temsil eden mineralleri tespit edebilmek adına 4 altere numunede inceleme yapılmıştır. XRD paternlerinin okunması ve yorumlanması sonucunda tespit edilen alterasyon mineralleri:

Adularya($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), Kaolin($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), Montmorillonit($(\text{Na}, \text{Ca})_{0.33}(\text{Al}, \text{Mg})_2 (\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), Zeolit ($\text{Al}_2\text{O}_5\text{Si}$), Sanidin ($\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$) ve Fenjit ($\text{KA}_{11.5}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0.5}(\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$) (Şekil 4.21, 4.22, 4.23 ve 4.24)



Şekil 4.21 : K-2 numaralı örneğine ait difraktogram ve örneğinin görüntüsü.
Fenjit, sanidin.



Şekil 4.22 : K-4 numaralı örneğin xrd sonucu ve el örneği. Kuvars, sanidine, muskovit.



5. JEOKİMYA

İnceleme alanında otokton konumlu Miyosen volkanik kayaçlar ve allokton konumlu Çetmi Melanjına ait birimler yüzlek vermektedir. Cevherleşmenin ana kayası volkaniklerin jeokimyasal özelliklerini ve cevher içeriğini belirlemek, kayaç sınıflamalarını yapmak ve alterasyon jeokimyasını ortaya koymak adına toplamda 21 adet numune XRF Major-İz element analizi, ICP-MS elementel analizleri ve cevherleşmeyle ilişkili kuvars damarlarından sıvı kapanım çalışmaları jeokimyasal çalışmalar bünyesinde tamamlanmıştır. Yapılan bu çalışmalar birimler ile ilişkili cevherleşmelerin köken ve oluşumu hususunda önem arz etmektedir. Volkanik kayaçlardan 18 adet (riyolitik tüf, piroklastik ve andezit), Çetmi Melanjına ait birimlerden ise 3 adet (fillat, gabroik diyorit-diyabaz, gabro) örnekte majör, iz ve nadir yer elementi analizleri yapılmıştır (Çizelge 5.1 ve 5.2). Analiz sonuçlarıyla hazırlanan jeokimyasal sınıflama tabloları değerlendirilmiştir. Majör element jeokimyasına bakıldığında volkaniklerde SiO_2 değerleri %58-95,7 arasında, Fe_2O_3 %0,27-7,2, K_2O %0,08-9,4, Na_2O %0,03-0,7 arasında değişmektedir. Çetmi Melanjına ait örneklerde (K-11,12 ve 15) ise SiO_2 değerleri %37-47, MgO %2-14, Fe_2O_3 %7-12, Al_2O_3 %13-18 arasında değişmektedir (Çizelge 5.1).

5.1 Volkanik Kayaçların Kimyasal Sınıflandırma Diyagramları

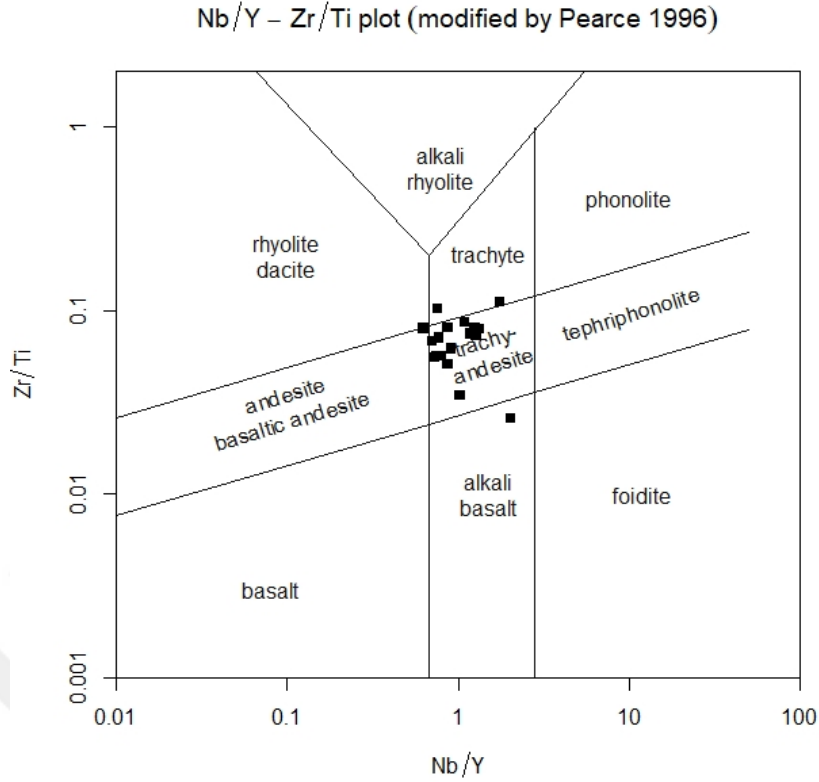
İnceleme alanındaki volkanik kayaçlar Arıklı İgnimbiriti, Ayvacık Volkanitleri ve Hüseyinfakı Volkanitleri formasyonlarına ait genellikle asidik karakterli Miyosen yaşlı volkanik kayaçlardır. Arıklı İgnimbiriti ve Ayvacık Volkanitlerine ait kayaçlar bölgedeki cevherleşmeyi taşıdığından dolayı hidrotermal alterasyona da fazlasıyla mağruz kalmıştır. Bölgedeki volkaniklerin hemen hemen tümü altere haldedir. Alterasyon sebebiyle özellikle majör oksit değerlerinde ciddi değişimler meydana gelmiştir. Dolayısıyla sınıflama diyagramlarında hareketsiz iz elementleri dikkate alan tablolar kullanılmaya özen gösterilmiştir.

Çizelge 5.1 : Volkanik kayalar ve mafik kayalara (K12-13-15) ait major oksit analizleri.

%	K-1	K-2	K-3	K-4.1	K-7	K-8	K-10	K-11	K-12	K-13	K-15	K-16	K-17	K-18	K-20
SiO₂	95.7	64.5	71.5	62.5	66.5	75.3	67.0	58.1	43.5	46.7	37.2	82.7	60.6	66.1	93.1
Al₂O₃	1.7	17.7	14.7	18.5	17.3	14.5	16.6	17.5	17.9	16.4	13.3	0.4	18.2	18.7	3.7
Fe₂O₃	0.3	2.7	1.8	2.6	3.3	2.6	1.9	6.6	11.7	7.4	9.2	1.9	7.2	2.0	0.5
MgO	0.05	0.74	0.27	0.52	0.35	0.46	0.50	0.12	3.4	2.6	13.7	0.15	0.48	0.79	0.09
CaO	0.08	0.13	0.04	0.13	0.10	0.21	0.19	0.12	6.9	11.4	10.2	0.13	0.05	<0,01	0.10
Na₂O	<0,01	0.39	0.12	0.65	0.73	0.05	0.23	0.17	2.6	5.1	0.23	0.03	0.17	0.05	0.05
K₂O	0.28	7.8	6.6	9.4	8.0	2.8	7.1	7.91	3.70	1.2	1.88	0.08	7.00	6.73	0.98
TiO₂	0.06	0.60	0.39	0.60	0.35	0.21	0.43	0.48	0.99	0.94	0.70	12.07	0.57	0.59	0.07
P₂O₅	0.02	0.12	0.31	0.15	<0,01	0.03	0.07	0.35	0.26	0.24	0.02	0.07	0.23	0.08	0.16
MnO	<0,01	0.01	<0,01	0.01	0.01	0.14	0.01	0.01	0.18	0.16	0.17	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SO₃	0.06	0.02	0.10	0.05	0.02	<0,01	0.63	2.18	0.03	0.94	0.01	0.53	0.49	0.18	0.13
Cl	<0,01	<0,01	0.01	0.02	<0,01	0.02	0.02	0.03	<0,01	0.02	<0,01	<0,01	0.01	0.01	<0,01
Cr₂O₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.01	<0,01	0.16	0.01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	1.7	5.2	4.0	4.7	3.2	3.7	5.2	6.2	8.8	6.9	13.2	1.1	4.8	4.7	1.2

Çizelge 5.2: Volkanik kayalar ve mafik kayalara (K12-13-15) ait iz element analizleri.

ppm	K-1	K-2	K-3	K-4.1	K-7	K-8	K-10	K-11	K-12	K-13	K-14	K-15	K-16	K-17	K-18	K-20
Sc	<1	8	3	7	11	3	7	5	27	26	10	28	79	7	10	3
V	9	62	34	41	46	25	52	50	267	162	73	178	195	50	70	11
Ni	<1	12	4	9	15	12	9	15	32	25	27	426	43	21	13	3
Cu	<1	21	9	7	5	8	18	21	122	120	142	62	165	10	6	3
Zn	6	41	4	20	64	26	17	28	83	64	5	51	<1	12	31	5
As	45	8	153	38	7	<1	28	50	<1	6	187	<1	265	558	19	35
Sr	89	40	31	103	52	20	43	78	148	237	834	168	48	55	24	66
Zr	29	242	131	201	215	92	205	203	113	99	178	36	1851	211	195	33
Nb	4	16	12	17	19	13	14	15	14	11	9	2	103	14	15	4
Ba	56	675	316	739	317	191	757	729	117	55	94	74	5514	521	618	109
Pb	<1	27	38	37	23	26	29	41	<1	16	100	11	135	23	10	9
Y	3	23	15	23	25	10	22	19	22	19	9	15	51	15	20	3

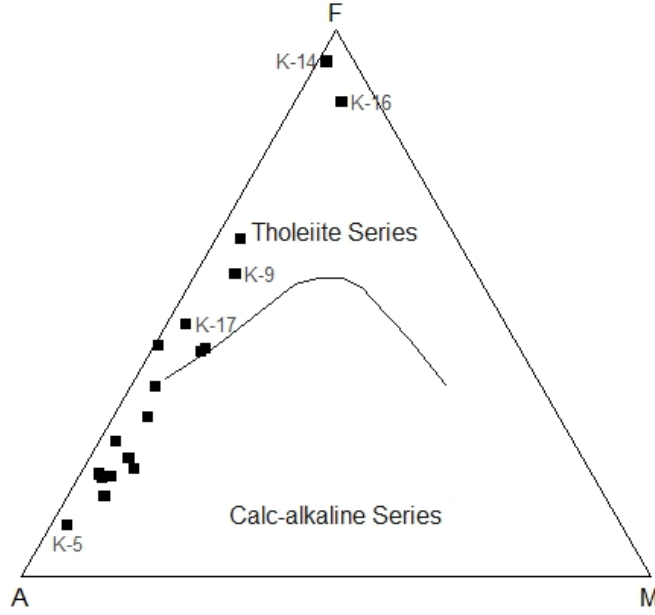


Şekil 5.1 : Volkanik kayaçların Nb/Y-Zr/Ti diyagramlarındaki konumları (Pearce,1996).

Pearce (1996) Nb/Y-Zr/Ti diyagramında volkanik kayaçlar genellikle traki-andezit alanında konumlanmaktadır. Hüseyinfakı formasyonuna ait volkanikler daha çok andezit- bazaltik andezit alanına yakın durmakla birlikte Arıklı İğnimbiritine ait birimler riyalitik dasit ve trakit alanlarına, yani daha asidik uçlara doğru konumlanmaktadırlar (Şekil 5.1).

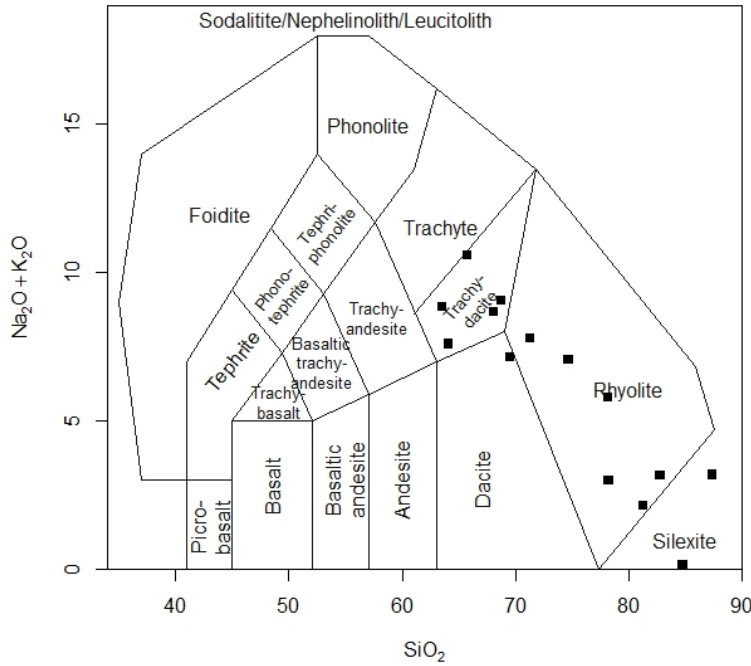
Irvine ve Benagar AFM diyagramında volkanik kayaçlar genellikle kalk-alkalen alanda konumlanmaktadır. Kalk-alkalen'den toleyitik seriye bir geçiş gözükmemektedir (Şekil 5.2). Middlemost (1994) TAS diyagramına bakıldığında (Şekil 5.3) Kısacık volkanik kayaçlarının Riyolit- Traki dasit bileşiminde olduğu görülmektedir. Bu sonuç arazi gözlemleri ve petrografik incelemelerde elde edilen sonuçlar ile örtüşmektedir.

AFM plot (Irvine and Baragar 1971)



Şekil 5.2 : Volkanik kayalara ait AFM (Irvine and Baragar, 1971) diyagramı.

TAS (Middlemost 1994)

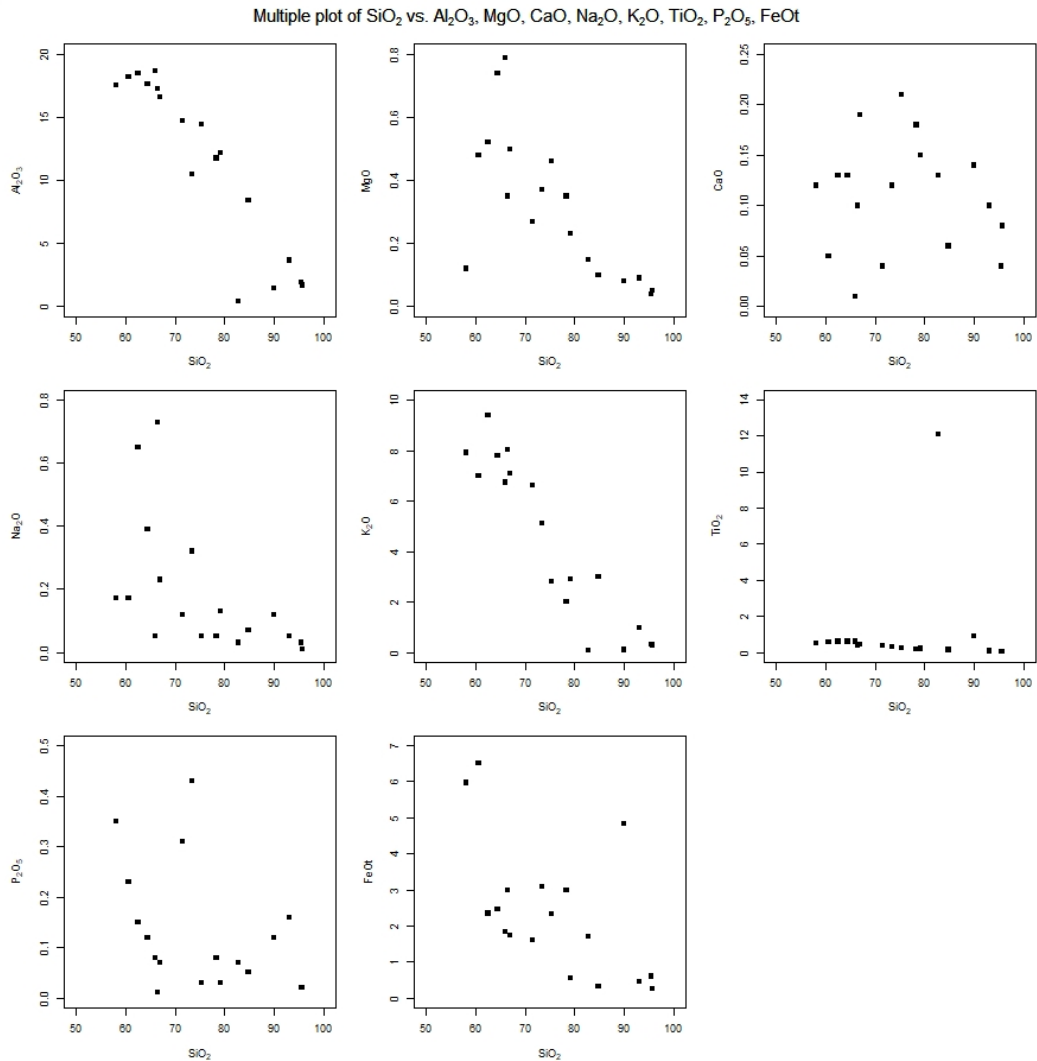


Şekil 5.3 : Volkanik kayalara ait TAS (Middlemost,1994) diyagramı. Maruz kaldıkları alterasyon sonucunda başlangıçta traki-andezit olan volkaniklerin değişimi.

5.2 Volkanik Kayaçların Majör Oksit ve İz Element Değişimleri

Majör oksit ve iz element sonuçları SiO_2 'ye göre Harker diyagramlarında irdelenmiştir (Şekil 5.4 ve 5.5). Buna göre majör oksit karşılaştırmalarında MgO , CaO , P_2O_5 gibi bileşiklerin fraksiyonel kristallenme sırasında mafik minerallerin bünyesine katılmasıyla SiO_2 arttıkça azalış gösterdikleri görülmektedir.

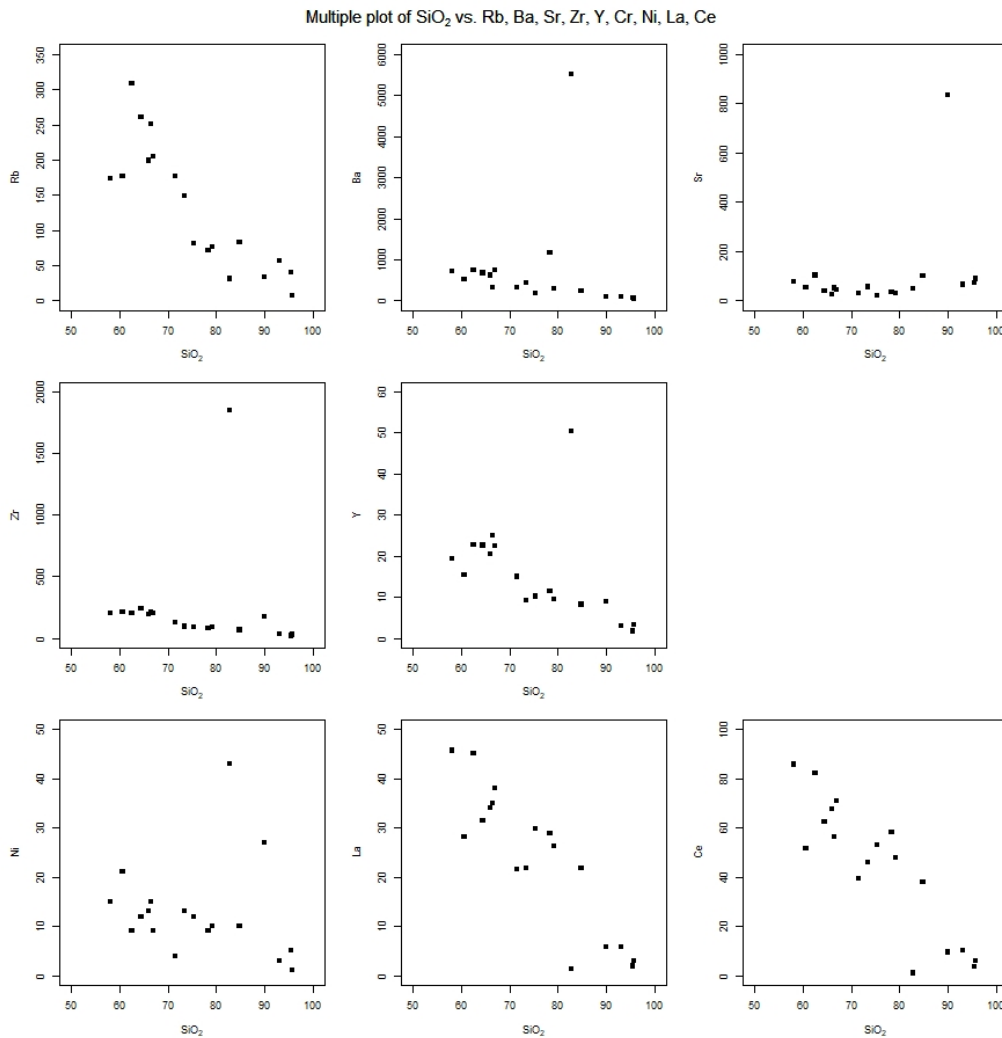
Diyagramlara bakıldığında artan SiO_2 'ye karşılık Al_2O_3 , MgO , Na_2O , FeO , K_2O ve P_2O_5 değerlerinin azalmasıyla aralarında negatif bir ilişki olduğu görülmektedir. Artan SiO_2 'ye karşılık Al_2O_3 'ün azalması hidrotermal alterasyon etkisinde önce arjilik alterasyona uğrayan minerallerin daha sonra silisleşmeye maruz kalmasıyla ilişkilendirilebilir.



Şekil 5.4 : Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşılık majör oksitler Harker diyagramları.

K₂O değerleri genel yönelimde negatif ilişki gösterse de bölgesel olarak SiO₂' ile pozitif ilişki gösterdiği kısımlar vardır. Burada hidrotermal alterasyon ile yükselen SiO₂ değeri ile birlikte potasyumun XRD çalışmalarında tespit edilen adularya, sanidin gibi minerallerin bünyesine katılması negatif ilişkiyi tetiklemiştir.

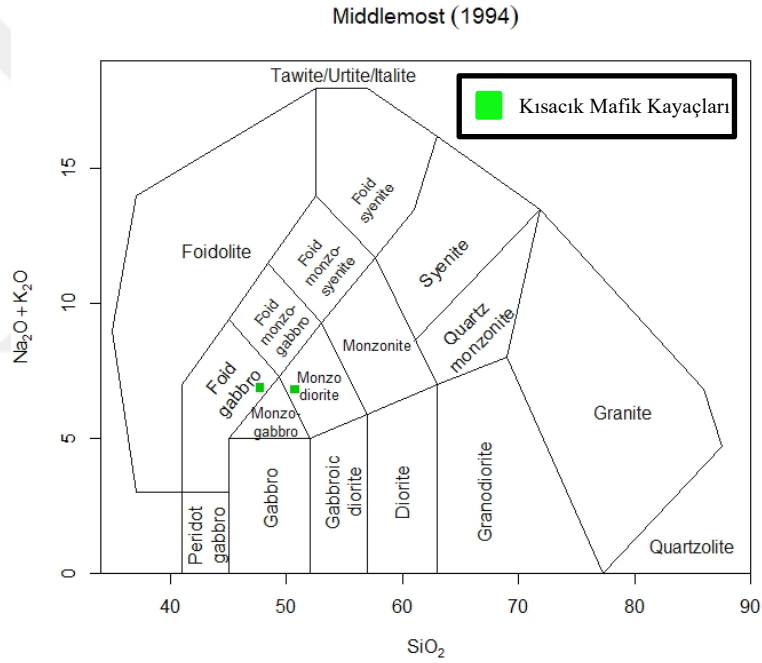
Volkanik kayaların SiO₂'ye karşılık iz element Harker diyagramları incelendiğinde Rb ve Ba gibi büyük iyon yarı çaplı elementlerde negatif bir ilişki gösterdiği görülmektedir. Davranış kalıcılığı yüksek olan (HFSE) Y ve Zr gibi elementler ise negatif ilişki göstermektedir. Hafif yer elementleri (LREE) La ve Ce yine negatif ilişki göstermektedir.



Şekil 5.5 : Volkanik kayaların SiO₂'ye karşılık iz element (ppm) Harker diyagramları.

5.3 Mafik Kayaçların Jeokimyasal Sınıflama Diyagramı

Çalışma sahasında Çetmi Melanjına ait yüzlek veren birimlerden en sık görüleni fillatlardır. Yer yer gabbro, gabroik diyorit ve diyabaz mostraları da görülmüştür (Şekil 5.7). Middlemost (1994) TAS kayaç sınıflama diyagramında mafik kayaçlar monzodiyorit, foid gabbro ve peridot-gabbro alanlarına düşmektedir. Arazi çalışmasında gabroik-diyorit, diyabaz olarak adlandırılan mafik kayaçlar monzodiyorit-foid gabbro alanlarında konumlanmaktadır (Şekil 5.6).



Şekil 5.6 : Mafik kayaçların TAS (Middlemost,1994) diyagramındaki konumları.



Şekil 5.7 : Çetmi Melanjına ait kayaçlardan alınan numuneler: K-12 (gabbro-foid gabbro), K-13 (monzodiyorite-gabroik diyorit), K-15 (fillat).

5.4 Sıvı Kapanım Çalışmaları

Altını taşıyan ana unsur olduğu düşünülen ve volkanik kayalar kesen kuvars damarlarında ve minerallerinde tespit edilen sıvı kapanımların petrografisi ve mikrotermometrik ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 5.3).

Çizelge 5.3 : Sıvı kapanım ölçümleri tablosu: QZ: Kuvars, PR: Birincil, SEC: İkincil, Te: Ötektik Sıcaklık, Tm: Erime Sıcaklığı, Th: Homojenleşme Sıcaklığı.

Örnek	Mineral	Faz	Te(°C)	Tm(°C)	Th(°C)	Tuzluluk(%)
K-1	QZ	PR	-18.1	-16.3	278.3	19.68
KS-1	QZ	PR	-5.6	9.8	317.4	0.42
KS-1.2	QZ	PR	7.1	9.3	329.6	1.44
KS-1.3	QZ	PR	-8.3	7.8	344.7	4.33
K-20	QZ	PR	-10.2	-10.2	257.2	14.15
K-1.2	QZ	SEC	-15.9	-13.8	314.9	17.61
K-1.3	QZ	SEC	-15.9	-15.9	323.4	19.37
K-1.4	QZ	SEC	-21.1	-13.3	357.2	17.17
K-1.5	QZ	SEC	-24.4	-22.2	369.4	23.83
KS-2	QZ	SEC	-1.10	0.7	148.8	-1.27
KS-2.1	QZ	SEC	-7.8	-2.7	207	4.49
KS-2.2	QZ	SEC	-11.3	-2.1	205.1	3.55
KS-2.3	QZ	SEC	-11.9	-1.5	237	2.57
KS-2.4	QZ	SEC	-12.8	-6.4	336.1	9.73
K-1.6	QZ	SEC	-30.9	-24.1	339.1	25.02
K-1.7	QZ	SEC	-25	-2.4	280.3	4.03
K-1.8	QZ	SEC	-10.1	-4.9	244.6	7.73
KS-1.4	QZ	SEC	-6.50	-3.3	300.3	5.41
KS-1.5	QZ	SEC	-6.20	-3.2	302.5	5.26
KS-1.6	QZ	SEC	5.30	-2.9	294.6	4.80

Yapılan ölçümler incelendiğinde birincil faz kuvars ölçümleri iki gruba ayrılmaktadır: ilk grup Th(°C) 317,4-344,7 ve %0,42-4,33 tuzluluk değerli; ikinci grup Th(°C) 257,2 ve 278,3, %14,15 ve 19,68 tuzluluk değerlidir. İkincil faz kuvars ölçümleri 3 gruba ayrılmaktadır: ilk grup Th(°C) 148,8-244,6 ve %-1,27-7,73 NaCl; ikinci grup Th(°C) 280,3-302,5 ve %4,03-5,41 NaCl; üçüncü grup ise Th(°C) 314,9-369,4 ve %9,73-25,02 NaCl değerlidir. Bu sonuçların cevherleşmeyle olan ilişkisi 6. Kısım olan Maden Jeolojisi ve Cevherleşme kısmında irdelenmiştir.

5.5 Alterasyon Jeokimyası

Hidrotermal alterasyon birçok değerli ve baz metal yatakların aranması, işletilmesi ve kökensel olarak irdelenmesi açısından önemli bir veri kaynağıdır. Porfiri tip sistemler, epitermal, VMS (Volkanojenik Masif Sülfid), intrüzif ve orojenik altın sistemlerinde sıklıkla görülürler. Bu yataklar santimetre ölçeğinden kilometre ölçeğine kadar değişiklik gösterebilen alterasyon zonlarının çevrelediği magmatik-hidrotermal sistemlerin ürünü olarak oluşurlar. Bu alterasyon zonların belirlenmesi hem ekonomik hem de bilimsel açıdan bir maden yatağının araştırılmasında önem arz etmektedir. Alterasyonun farklı ölçeklerde haritalanması ve kimyasal içeriğinin ortaya konmasıyla cevherleşme için kritik olacak bölgelere bir yol haritası çizilebilir ve cevherleşme sisteminin neresinde konumlandığını bulabiliriz. Bunun için alterasyonu haritalamak, jeokimyasını ve mineralojisini bilmekle birlikte bunun sayısallaştırılmak da oldukça önemlidir (Mathieu, 2018).

Alterasyonu bir nevi ölçmek ve sayısallaştırmak adına birçok araştırma yapılmış ve yapılmaya da devam edilmektedir. Bu sayısallaştırmalar için alterasyon indeksleri üretilmiştir. Bu alterasyon indeksleri dünyanın farklı yerlerindeki hidrotermal kökenli maden yataklarının jeokimyasal özellikleri ve alterasyon zonları dikkate alınarak formüle edilmiştir. Bu tez çalışması kapsamında yine literatürde de en çok kullanılan Ishikawa (AI) ve Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi (CCPI) hesaplamaları yapılmıştır. Alterasyon indekslerinin hesaplanmasında sadece majör element sonuçları kullanılmaktadır dolayısıyla kullanılabilirliği oldukça ekonomik ve kolaydır. AI ve CCPI değerlerinin formülleri Denklem 5.1 ve 5.2’de verilmiştir.

$$AI = 100 \times (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO) \quad (5.1)$$

$$CCPI = 100 \times (FeOt + MgO) / (FeOt + MgO + Na_2O + CaO) \quad (5.2)$$

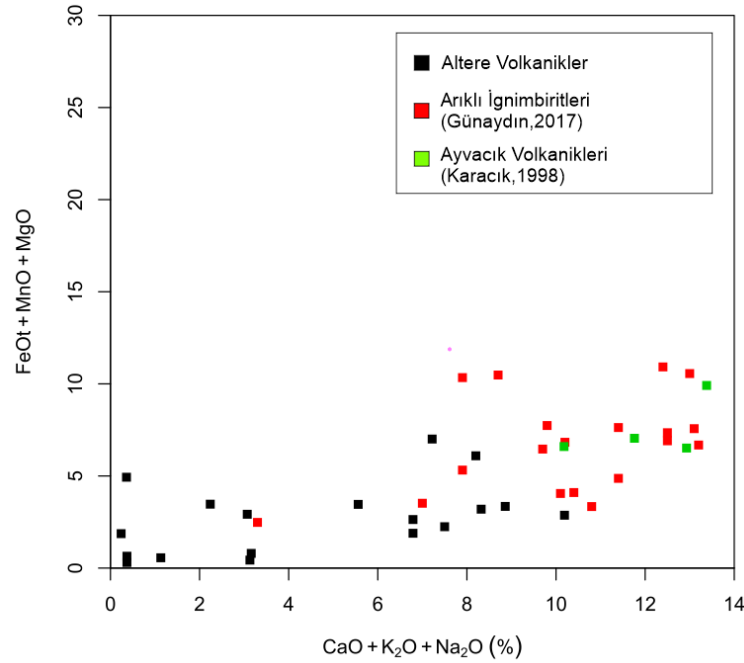
Kısacık Au cevherleşmesinin gösterdiği alterasyon özelliklerini belirlemek adına arazi çalışmaları boyunca 18 adet volkanik kayaç örneği alınmıştır. Alterasyon indekslerinin hesaplanması sırasında oluşturulacak veri tabanı içerisinde altere olmamış, taze ana kayaçlar ile birlikte altere olmuş veya mineralizasyon içeren kayaçların birlikte olması yorum yapmak için daha sağlıklı bir veri tabanı oluşturmaktadır. İnceleme alanı ve çevresinde cevherleşmeyle ilişkili volkanik kayaçların neredeyse hepsi alterasyona mağruz kaldığından dolayı altere olmamış volkanik kayaçlar ile ilgili majör oksit

değerleri daha önce yapılan literatür çalışmalarından derlenmiştir. Bu derlemede Günaydın (2017)'nin Arıklı İğnimbiriti ile ilgili yaptığı çalışması ve Karacık (1998)'in Ayvacık volkanikleri ile ilgili paylaştığı veri tabanı kullanılmıştır. Bu iki araştırmadan Arıklı İğnimbiritinden toplamda 25, Ayvacık volkaniklerinden 5, bu tez kapsamında yapılan alterasyonlu ve altın içeriğine sahip volkaniklerden 18 olmak üzere toplamda 48 örneklik bir veri tabanı oluşturulmuştur (Çizelge 5.4). Her örnek için ayrı ayrı AI ve CCPI değerleri hesaplanarak bu değerler diyagramlar üzerinde yorumlanmıştır. Yorumlamaları daha sağlıklı yapabilmek adına Günaydın ve Karacık'ın çalışmalarından alınan volkanik kayaç majör oksit değerleri içerisindeki tipik volkanik jeokimyasına uymayan numuneler veri tabanından çıkartılmıştır.

Çizelge 5.4 : Altere ve altere olmayan volkanik kayaçların majör oksit değerlerinden oluşturulmuş AI ve CCPI tablosu. K: altere volkanikler, AR: Arıklı İğnimbiriti ve AV: Ayvacık Volkanikleri

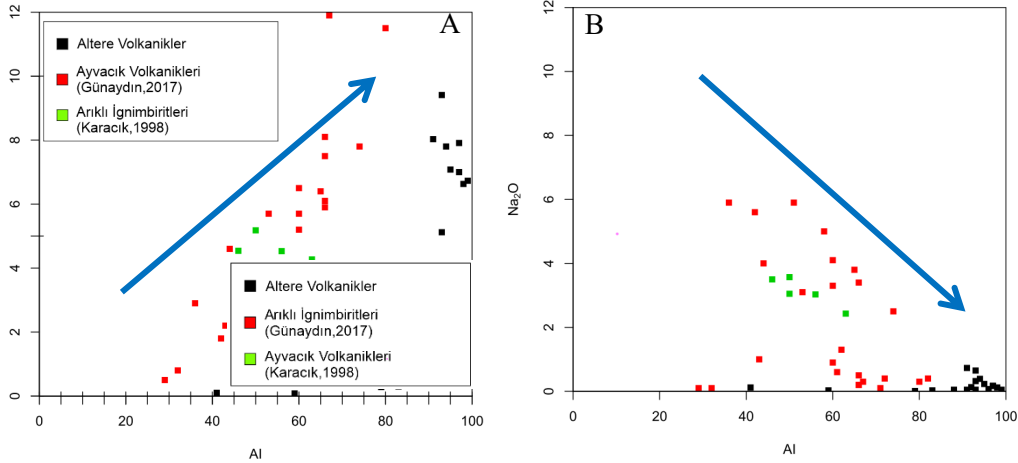
Örnek	CCPI	AI	Örnek	CCPI	AI
K-1	76	79	AR-34	50	66
K-2	86	94	AR-37	37	36
K-3	92	98	AR-41	69	62
K-4.1	79	93	AR-44	51	43
K-4.2	89	93	AR-48	57	60
K-5	77	96	AR-49	57	66
K-6	74	92	AR-50	50	61
K-7	80	91	AR-51	46	44
K-8	91	93	AR-54	26	58
K-9	94	91	AR-58	52	74
K-10	84	95	AR-60	41	71
K-11	95	97	AR-63	49	65
K-14	95	41	AR-65	46	42
K-16	92	59	AR-66	60	51
K-17	97	97	AR-67	50	60
K-18	98	99	AR-72	57	53
K-19	90	83	AV-1	47	50
K-20	79	88	AV-2	50	46
AR-4	66	66	AV-3	52	50
AR-9	62	66	AV-4	62	56
AR-10	56	80	AV-5	67	63
AR-13	46	67			
AR-18	41	29			
AR-20	49	32			
AR-24	55	82			
AR-25	49	72			
AR-33	46	60			

Hesaplanan AI ve CCPI değerleriyle birlikte altere ve altere olmayan volkanik kayalar arasındaki jeokimyasal ayrımı daha net gösterebilmek adına belirli parametrelerle diskriminasyon diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 5.8).



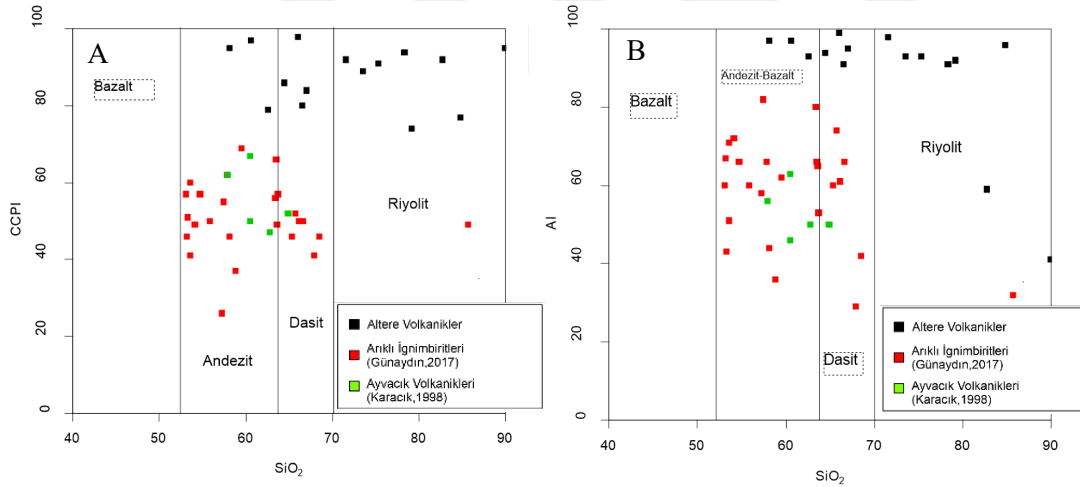
Şekil 5.8 : Altere ve altere olmayan volkanikler arasındaki kimyasal farklılıkları gösteren diyagram. Parametreler Mathieu vd. (2018)'den alınmıştır.

Hidrotermal alterasyona maruz kalan volkanik kayaların potasyum ve sodyum değerlerinde değişim meydana gelir. XRD çalışmalarında alterasyona nispeten daha az mağruz kalmış volkaniklerde Na açısından daha zengin bir alkali feldspat olan sanidin minerali görülürken, hidrotermal alterasyonun etkisinin daha yoğun olduğu numunelerde potasyum içeriği çok yüksek Adularia minerali görülmektedir. Özellikle kalk-alkalen bir magmatizmayla ilişkili sistemlerde sodyum feldspatların alterasyon sonucunda K-Feldspatlara dönüşmesi yaygındır. Buna bağlı olarak alterasyon miktarını AI değeri ile eşlediğimizde, AI üzerinde görülen bir artış ile sodyum içeriğinde azalma beklenirken, potasyum içeriğinde artış görülmesi muhtemeldir. Bununla ilgili olarak volkanikler altere-altere olmayan olarak renklendirilmiş ve AI-Na₂O, AI-K₂O diyagramları oluşturulmuştur. Diyagramlarda AI ile Na₂O arasındaki negatif ilişkiye karşın K₂O'daki pozitif ilişki net olarak ortaya konmuştur (Şekil 5.9).



Şekil 5.9 : Volkanik kayalara ait AI'ya karşılık K_2O (A) ve Na_2O (B) değişimleri.

Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi (CCPI) ve Alterasyon İndeksi (AI) üzerinden SiO_2 içeriklerine göre volkanik kayalar sınıflama diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.10).



Şekil 5.10 : SiO_2 'ye karşılık AI ve CCPI kayaç sınıflama diyagramları.(Large vd. 2001).

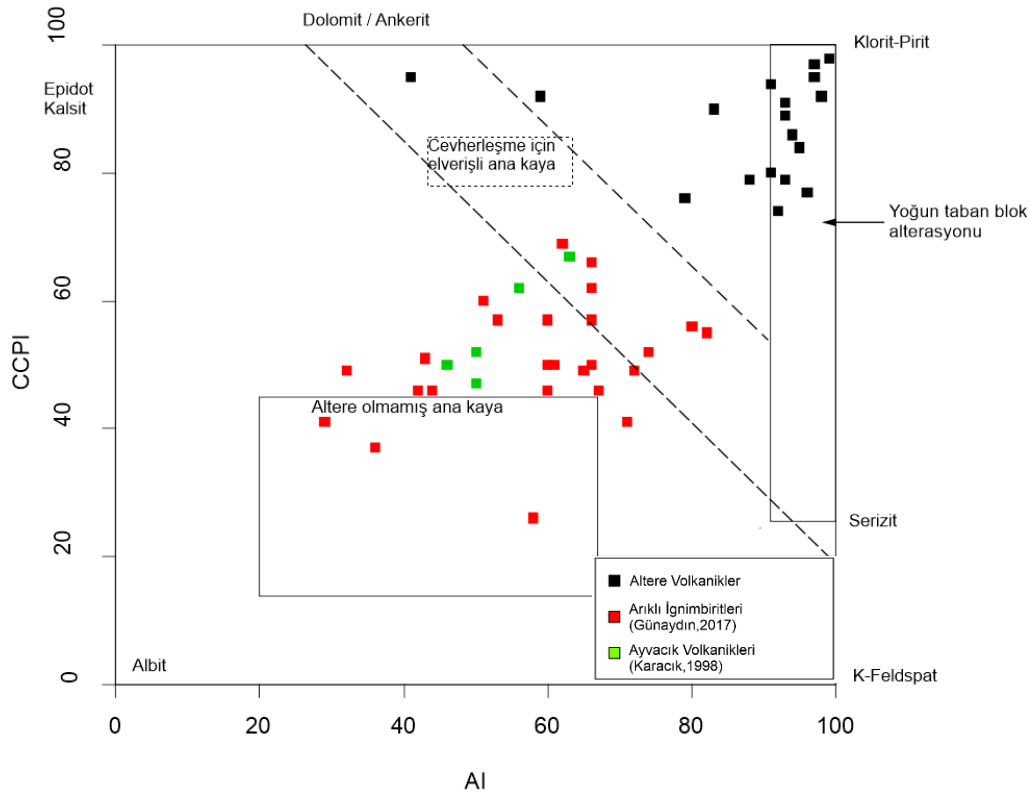
Kayaç sınıflama tablolarına bakıldığında her iki indeks için de altere olmayan volkaniklerin andezit alanına düştükleri görülmektedir. Buna karşılık altere volkanikler ise hidrotermal alterasyonun etkisiyle dasit-riyoit gibi daha asidik alanlarda konumlanmaktadır. Buradan elde edilen sonuçlar petrografi ve arazi tanımlamalarıyla uyum sağlamaktadır.

Alterasyon İndeksi (AI), klorit-serizit alterasyonu sırasında kazılan başlıca kayaç yapıcı minerallerin yine alterasyon sırasında kaybedilen ve kazanılan minerallerin

toplamının oranı olarak hesaplanmaktadır. Başlıca kayaç yapıcı mineralleri temsilen $MgO+K_2O$ kullanılırken kaybedilen mineraller için $CaO+Na_2O$ parametreleri kullanılır. Seçilen her bir majör oksit kazanılıp, kaybedilen minerallerin kimyasal içeriğine göre seçilmektedir. Bunlar sonucunda daha önce verilmiş Denklem 5.1 kullanılarak nihai değere ulaşılmaktadır. Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi (CCPI) ise AI'ne göre nispeten daha yüksek sıcaklıklarda meydana gelen bir alterasyon zonunu temsil etmektedir. Genellikle VHMS (Volcanic Hosted Massive Sulphide) yataklarda görülmekle birlikte volkanik kayaçların bünyesinde gelişen hidrotermal yataklar için de kullanılan bir yöntemdir. Cevherleşmenin merkezine daha yakın konumda bir alterasyon zonunu temsil ettiğinden dolayı Fe ve Mg'ca daha zengin bir kimyayı temsil etmektedir. Bu elementlerce zengin alterasyon Large vd. (2001) tarafından Mg-Fe Klorit alterasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu alterasyon genellikle albit, k-feldspat ve serizit gibi Na ve K açısından zengin minerallerin yer değiştirmesi sonucu oluşur (Large vd.,2001). Bu klorit alterasyonu ölçülürken cevherleşme çevresinde Mg veya Fe açısından kaynak olabilecek karbonat alterasyonunun varlığı önemlidir. Dolomit, ankerit veya siderit gibi mineraller bu alterasyonun hesaplanmasında sonucu istenmeyen değerlere çekebilir. Bu tip hesaplamalar yapılmadan önce sahada bu alanların tespiti yapıp, ona göre örnekleme ve jeokimyasal çalışmalar tamamlanmalıdır (Large vd.,2001). Sonuç olarak CCPI değerinin hesaplanmasında önemli olan kısım Mg ve Fe oranındaki artış ile Na-K değerlerindeki azalıştır. Buradan yola çıkarak daha önce verilen Denklem 5.2 Large vd., (2001) tarafından formülize edilerek kullanılmıştır.

AI-CCPI hesaplanırken kullanılan majör oksitlerin her biri belirli bir alterasyon mineral tarafından temsil edilmekte ve bu mineraller AI-CCPI diyagramlarının uç üyelerini oluşturmaktadır. Bu tez çalışması kapsamında cevherleşmenin alterasyon özelliklerini daha iyi anlamak açısından AI ve CCPI değerleri üzerinden diyagramlar oluşturulmuştur (Şekil 5.11 ve 5.12). Oluşturulan diyagramlarda x-ekseni AI ile temsil edilirken, y-ekseni ise CCPI değerleri ile temsil edilir. AI ekseninin uç üyeleri albit ve k-feldspat mineralleridir. Buna karşılık CCPI ekseninin uç üyelerini albit ve epidot-kalsit grupları oluşturmaktadır. Bunlar haricinde serizit, klorit-pirit gibi alterasyonun en yoğun olduğu bölgeleri temsil eden uç üyeler de bulunmaktadır. Genellikle tüm diyagramlarda 40-60 AI ve 80-100 CCPI değerleri arasında temsil edilen ve uç üyesi dolomit-ankerit mineralleriyle temsil edilen bir alan bulunmaktadır. Bu alana düşen volkanik kayaçlar genellikle silika-karbonat alterasyonuna maruz kalmıştır veya bu iki

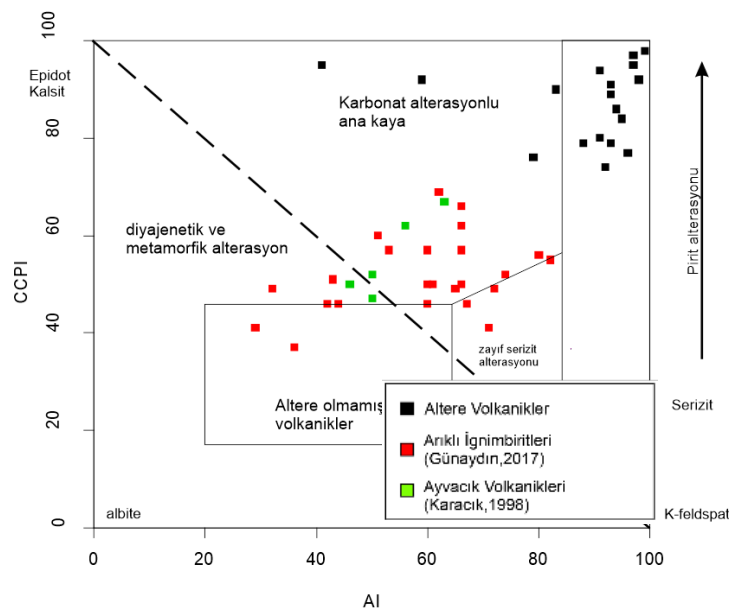
uç üye minerali bünyesinde barındırmaktadır. Bazı diyagramlarda bu alan karbonat alterasyonlu ana kaya olarak da adlandırılır. AI-CCPI diyagramları birçok araştırmacı tarafından farklı alanlar geliştirilerek kullanılsa da hemen hemen hepsi Large vd.'nin 2001 yılında yaptığı çalışmayı temel olarak almaktadır.



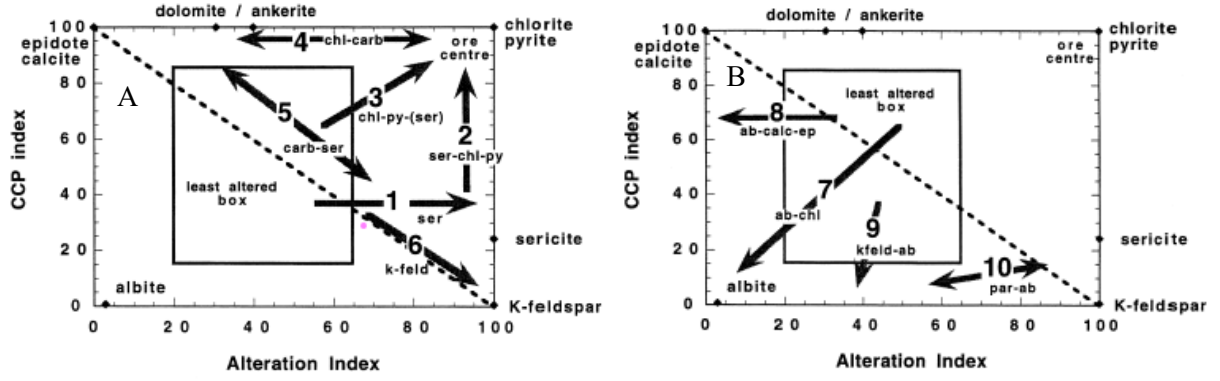
Şekil 5.11 : AI-CCPI alterasyon diyagramı (Large vd. 2001).

Çalışma kapsamında kullanılan diyagramlardaki alanlar önceki çalışmalarda geliştirilen ve Large (2001) tarafından kullanılan alanlardır (Şekil 5.11). Bu alanlar içerisinde çok az altereasyona uğramış veya altere olmamış volkanikler, cevherleşmeye uygun ana kaya, yoğun taban blok alterasyonu, zayıf serizitik alterasyon, karbonat alterasyonlu ana kaya, arjilik alterasyon, silisleşme, yoğun silis+pirit alterasyonlarını temsil eden alanlar bulunmaktadır. Şekil 5.11’de görüldüğü üzere altere olmayan volkanik kayaçların az bir kısmı az altere alana düşmekle birlikte büyük çoğunluğu cevherleşme için uygun ana kaya alanına doğru konumlanmaktadır. Hem Arıklı ignimbiritleri hem de Ayvacık volkanikleri benzer özellikler göstermektedir. Buna karşılık altere-mineralize volkanik kayaçlar ise hem AI hem de CCPI açısından en altere uç olarak temsil edilen Klorit-Pirit uca doğru bir yönelim göstermektedir. Altere örneklerin büyük bölümü yoğun taban bloğu alterasyonu alanında konumlanmaktadır. Benzer parametreler ile oluşturulmuş diğer diyagramda

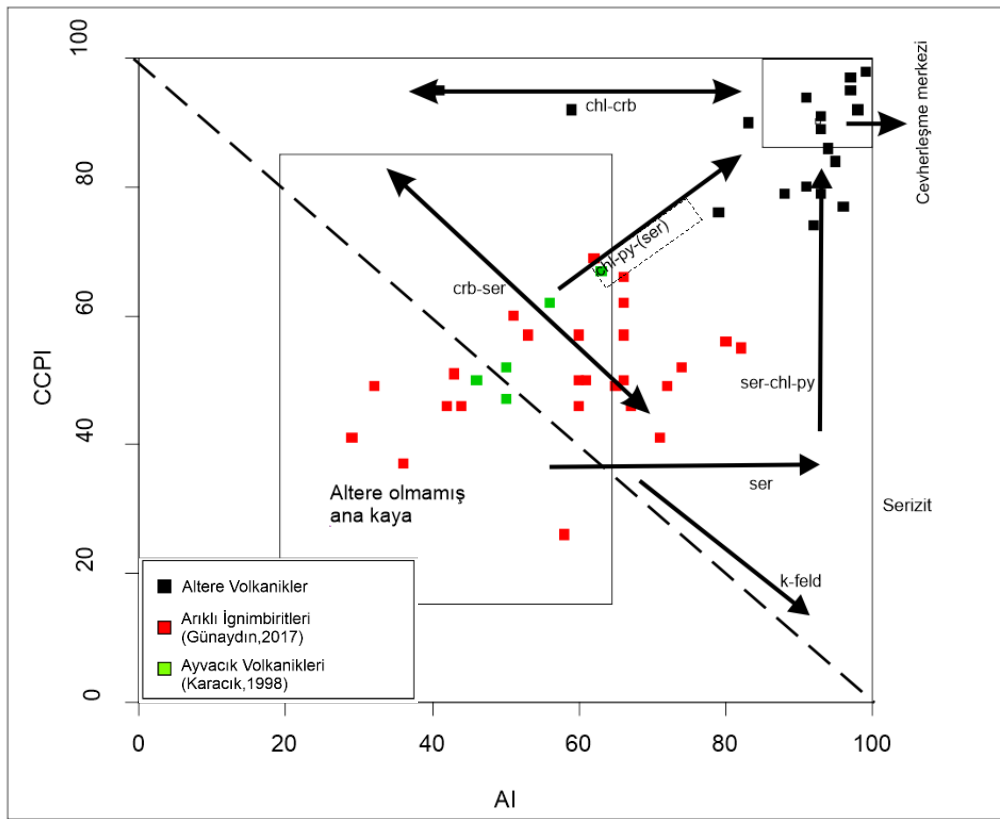
ise iki altere örneğin karbonat alterasyonlu ana kaya alanına yakın konumlandığı görülmektedir (Şekil 5.11). Bu iki örnek ve çevresi sahada silis+karbonat+kil+hematit alterasyon alanı olarak haritalanmış ve yer yer listvenit olduğu düşünülen fakat oldukça altere kayaçlara rastlanılmıştır (Şekil 6.7). Çalışma kapsamında kullanılan diyagramlardaki alanlar önceki çalışmalarda geliştirilen ve Large (2001) tarafından kullanılan alanlardır (Şekil 5.11). Bu alanlar içerisinde çok az altereasyon uğramış veya altere olmamış volkanikler, cevherleşmeye uygun ana kaya, yoğun taban blok alterasyonu, zayıf serizitik alterasyon, karbonat alterasyonlu ana kaya, arjilik alterasyon, silisleşme, yoğun silis+pirit alterasyonlarını temsil eden alanlar bulunmaktadır. Altere olmayan volkanik kayaçların az bir kısmı az altere alana düşmekle birlikte büyük çoğunluğu cevherleşme için uygun ana kaya alanına doğru konumlanmaktadır (Şekil 5.11). Hem Arıklı İgnimbiritleri hem de Ayvacık Volkanikleri benzer özellikler göstermektedir. Buna karşılık altere-mineralize volkanik kayaçlar ise hem AI hem de CCPI açısından en altere uç olarak temsil edilen Klorit-Pirit uca doğru bir yönelim göstermektedir (Şekil 5.15). Altere örneklerin büyük bölümü yoğun taban bloğu alterasyonu alanında konumlanmaktadır. Benzer parametreler ile oluşturulmuş diğer diyagramda ise iki altere örneğin karbonat alterasyonlu ana kaya alanına yakın konumlandığı görülmektedir (Şekil 5.12). Bu iki örnek ve çevresi sahada silis+karbonat+kil+hematit alterasyon alanı olarak haritalanmış ve yer yer listvenit olduğu düşünülen fakat oldukça altere kayaçlara rastlanılmıştır.



Şekil 5.12 : AI-CCPI alterasyon diyagramı (Large vd. 2001).



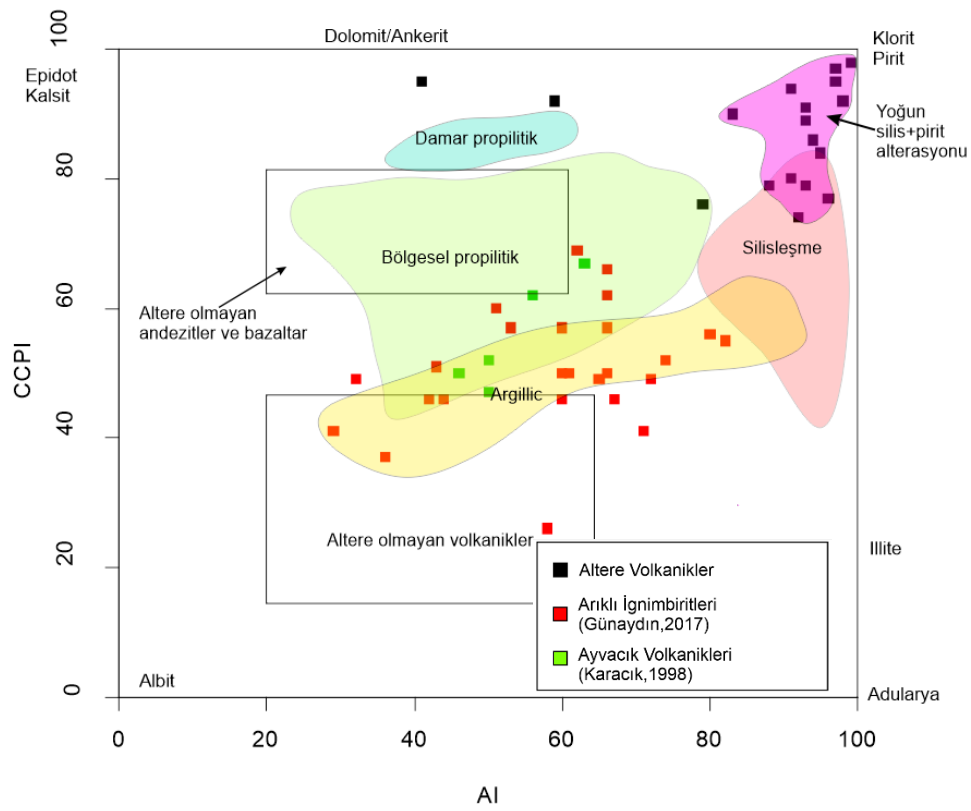
Şekil 5.13 : AI-CCPI diyagramlarında (A)Hidrotermal trendler ve (B) diyajenetik trendler.



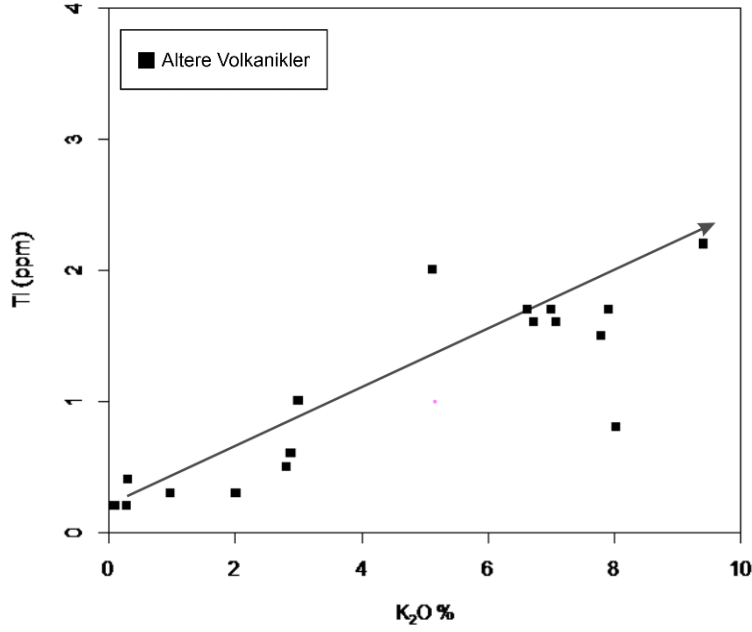
Şekil 5.14 : Kısacık altere volkanikleri ve çevresindeki altere olmayan volkaniklere ait hidrotermal trendler diyagramı (Large vd, 2001).

Hidrotermal trendler ile ilgili oluşturulan diyagramda altere olmayan volkaniklerden altere volkaniklere doğru 3 farklı yönelim tespit edilmiştir (Şekil 5.14). Bunlar ilk verilen referans diyagramlarda 1,2 ve 3 numaralı yönelimlerdir (Şekil 5.13). Hakim yönelim 3 numaralı gözükürken, özellikle Arıklı İğnimbiriti'nden altere volkaniklere doğru 1 numaralı ve 2 numaralı trendler az da olsa görülmektedir. Tüm örneklere bakıldığında 3 numaralı trendin alterasyonu temsil ettiği söylenebilir. Bu trend Klorit+serizit+pirit alterasyonu olarak tanımlanmıştır (Large vd., 2001).

Klorit içeriği yüksek asidik volkaniklerle ilişkili cevherleşmelerin taban bloğunda tipik olarak görülen bir yönelimdir. Mafik volkaniklerde de yer yer görülebilir. Diyagramda ‘Ore Center’ yani cevher merkezi olarak oluşturulan alanda altere volkaniklerin yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 5.14). Bu alandan alınan örneklerin Au içeriği Maden Jeolojisi ve Cevherleşme kısmında bahsedilecektir. Bu örneklerde yapılan XRD ve petrografik incelemelerde tespit edilen alterasyon mineralleri diyagramlarda görülen yönelimler ve mineraller ile uyum sağlamaktadır.



Şekil 5.15: Kısacık altere volkanikleri ve çevresindeki altere olmayan volkaniklere ait alterasyon diyagramı. Alanlar Gemmel (2007)’den değiştirilerek yeniden oluşturulmuştur.



Şekil 5.16 : Tl-K₂O grafiği.

Epitermal sistem cevherleşmelerde yüzeye doğru Hg, Au, Ag ve Tl gibi iz elementlerde anomali beklenebilir. Yüzeye yakın kısımlar yani cevher zonunun ıraksak kısımlarında Na açısından fakirleşme beklenirken, K açısından bir zenginleşme beklenebilir. Bunun en temel sebebi asidik çözeltiler etkisindeki sodyum feldspatların yerine alterasyon ürünü olan K-Feldspatların almasıdır. Bu tip feldspatlara en iyi örnek düşük sülfidasyon epitermal sistemlerde karakteristik olan Adularia (KAlSi₃O₈) mineralidir. Bu tip düşük-sülfidasyon sistemlerde Tl genellikle adularia hareket eder. Tl ile K₂O arasındaki pozitif ilişki bu sebepten kaynaklanmaktadır (Şekil 5.16).

6. MADEN JEOLJİSİ VE CEVHERLEŞME

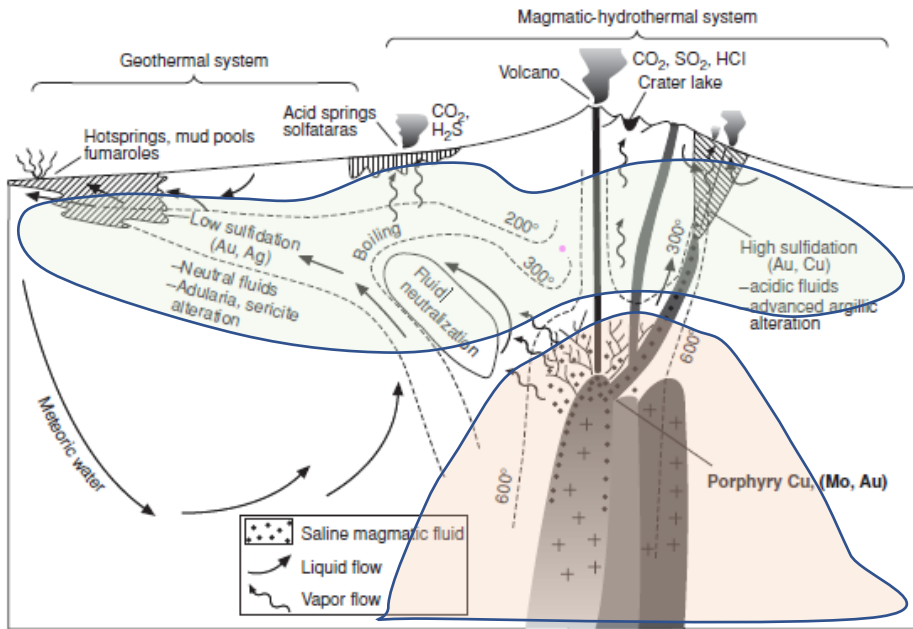
6.1 Epitermal Sistemlere Genel Bakış

Epitermal: Yunanca'da sığ-sıcaklık anlamına gelmektedir. Epitermal sistemler kıtasal kabuğun sığ kesimlerinde (yaklaşık 1km'den az.) meydana gelmektedir. Diğer yatak tiplerine göre düşük sıcaklık ve düşük basınç koşullarında oluşmaktadırlar. Yaklaşık 100-300 °C derece aralığında bir oluşum sıcaklığına sahiptirler. Epitermal sistem kendi içinde üç ana gruba ayrılabilir. Bunlar epitermal yataklar, carlin tipi yataklar ve kısmen VMS tipi yataklardır. Hidrotermal maden yataklarının genelinde olduğu gibi epitermal sistemlerin de kökeninde ilksel bir porfiri sistem rol oynamaktadır. Porfiri sistemi kısaca özetleyecek olursak:

Magma odası en dışından içine doğru soğumaya başladığında önce değerli metaller açısından fakir olan feldspatlar ve kuvarslar kristallenir. Bu sayede geriye kalan ergiyik, uçucular ve metaller açısından zengin konuma gelir. Uçucu oranının artması cevherli solüsyona kıtasal kabuğa doğru bir yükselme şansı vermektedir. Uçucular magma odasının en dış çeperine doğru hareket ederek burada bir yoğunlaşma oluştururlar. Dış çeperde daha önce oluşmuş kuvars ve feldspat mineralleri yer kaplamaktadır ve poroziteyi düşürmektedirler. Bunlarla birlikte sıcak buhar (CO₂, H₂S, klorin gazı ve buharı) ve uçucu gazlar bu kısımdaki basıncı yükselten diğer faktörlerdir.

Basıncın yükselmesiyle beraber çevredeki yan kayaçlar basınca dayanamayarak çatlamaya ve faylanmaya başlar. Burada bahsedilen çatlamalar ve faylanmalar çok büyük ölçeklidir. 0-1 km arası uzunlukta kırık hatları oluşabilmektedir. Oluşan bu kırık hatları değerli metallerce ve uçucu gazlarca zengin solüsyon için ideal bir transfer zonu oluşturur. Basıncı yüksek cevherli solüsyon kademeli bir şekilde basıncını kaybederek yükselmeye devam eder. Yükselirken aynı zamanda soğuyan solüsyon bünyesindeki değerli metalleri yan kayaçlara veya kırık hatları içine bırakarak cevherleşmeleri

meydana getirmektedir. Başlangıçta 600-700°C sıcaklıkta olan solüsyon 350-250 derece aralığına geldiğinde bünyesindeki metaller çökmeye başlar. Öncelikle Cu-Mo gibi metaller ve onları takiben Pb-Zn cevherleşmeleri meydana gelir. En sonunda bu solüsyon kıtasal kabuğu geçip yüzeyde sıcak su olarak açığa çıkmaktadır. Bu sıcak su çıkışları günümüzde ‘kaplıca’ olarak da adlandırılmaktadır. Epitermal sistemler burada bahsedilen porfiri sistemlerin daha sığ kesimlerini temsil etmektedirler ancak her porfiri sistemle beraber epitermal sistem de meydana gelir gibi bir kural yoktur. Porfiri sistemlerde cevherleşme yerleşim şekli daha sıcaklığa ve litolojiye bağlı iken, epitermal sistemlerde daha önce bahsedilen fay-kırık hatları gibi yapısal unsurlar daha etken rol oynamaktadır.



Şekil 6.1 : Hidrotermal maden yataklarının jenetik jeolojik yerleşimi ve karakteristiklerini gösteren konsept model, Hedenquist vd., (2000)’den alınmıştır. Yeşil alan epitermal sistemleri, turuncu alan ise porfiri sistemi temsil etmektedir.

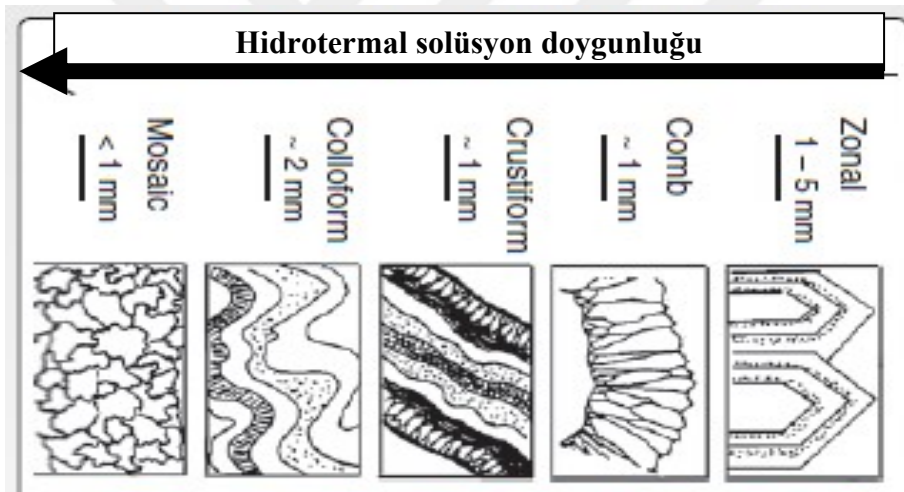
Epitermal sistemler yüzeye yakın koşullarda yüksek sülfidasyon, ortaç sülfidasyon ve düşük sülfidasyon olmak üzere iki tipte meydana gelirler. Porfiri sisteme daha yakın olan kısımda yüksek sülfidasyon, uzak olan kısımlar da ise düşük sülfidasyon sistemler meydana gelmektedir (Şekil 6.1). Tektonik ortam olarak genellikle ada yayı gerisi havzalarda ve porfiri sisteme yakın olan aktif kıta kenarlarında meydana gelmektedirler. Düşük sülfidasyon epitermal yataklara ev sahipliği yapan kayalar çeşitli olabilir. Tipik olarak yüksek sülfidasyon sistemlerine göre volkanik aktivite merkezlerinden 2 ila 20 km kadar daha uzak bölgelerde yataklanırlar (Ridley,2013).

Bu yataklar çoğunlukla yarı-derinlik ve yüzey volkanik kayaç paketleriyle ilişkilidirler. Bu volkanik paket ortaç ve asidik kompozisyona sahip lavlar ve piroklastik kayaçlardan oluşmaktadır. Çok nadiren porfiri sistemle ilişkili intrüzif birimlerde görülebilmektedirler. En karakteristik yerleşim yerleri dike yakın eğimli ve kalınlığı 10 metreye kadar çıkabilen damar sistemleridir. Bu damar sistemleri genellikle hidrotermal alterasyona uğramış yan kayacın içerisinde bulunmaktadır. Bu kayaçlar porozite açısından bu damar sistemlerine ev sahipliği yapmaya müsait durumda olmalıdırlar. Damarlar ve cevher uzanımları birkaç km kadar takip edilebilir olabilir ve 1 km derinliğe kadar oluşabilirler. Yapısal unsurlar çözeltiler için bir iletim hattı görevi görmektedir. Ana yapısal unsurların genişleyen kısımları genellikle çözelti akışı ve döngüsünün gerçekleştiği ana merkez konumudur. Bu kısımlarda dönen cevherli çözelti yine burada cevher kütlelerini oluşturur ve düşük sülfidasyon damar tipi cevherleşmeleri meydana getirir. Burada genişlemeden dolayı damarlar daha kalındır ve daha yüksek tenörlerde metal içermektedirler. Bunun haricinde fayların kesişim noktaları cevher kütlelerin oluşumu ve hidrotermal çözeltilerin dolaşımı için uygun koşulları oluşturabilmektedir. Belirli yapısal sistemler farklı oryantasyonlarda cevher kütlelerini oluşturabilmektedir. Dik eğimli yanal atımlı faylar, fayların büküm noktalarında veya tabakaların tek yönlü kıvrımlarında dikey yönlü cevher merceklerini oluştururlar.

Permeabilitesi yüksek kayaçlar saçınımlı cevherleşme için uygun koşulları sağlamaktadır. Bu kayaçlar genellikle damar sistemlerinin yakınında veya damar sistemlerine ev sahipliği yapan kayaçlardır. Sülfid mineral parajenezisi yataktan yatağa değişiklik gösterebilmektedir. Bu değişiklik sülfidasyon aşamasına bağlıdır. Örnek olarak pirit+markazit genellikle ortaç sülfidasyon sistemlerde yoğundur. Buna karşılık pirotit ve arsenopirit yoğunlukları ise düşük sülfidasyon sistemler için karakteristiktir. Bunlar haricinde baz metal mineralleri olarak galen, sfalerit ve kalkopirit de görülebilir. Altın ve gümüş her düşük sülfidasyon sistemde direkt olarak mineral halde bulunmayabilirler. Bu tip cevherleşmelerdeki altın içeriği genellikle sülfid minerallerinden gelir. Altın, arsenopirit, markazit ve pirit gibi sülfür minerallerinin kristal kafesi içerisinde bulunabilmektedir.

Düşük-S sistemlerde damarlarda görülen kuvars dokuları genellikle ince, kalsedon ve bıçak dokulu kuvars (kalsit ile yer değiştirmeden dolayı) içeren crustiform bantlardan ve boşluk dolgularından oluşmaktadır ve bu dokular sığ derinlik koşullara işaret

etmektedir (Şekil 6.2). Bu tip dokular saçınım tip cevherleşmelerde daha az görülse de cevherleşmeyle beraber gelişen ve kesişen damar sistemlerinde görülebilmektedir. Kolloform bantlar büyük çoğunlukla çok sık derinliklerdeki silika birikimlerine bağlı oluşurlar ve yer yer altın içeriğine sahiptirler. Damar mineralleri birkaç farklı özel dokular ile birbirinden ayrılabilir. Boşluklu ve özşekli gelişmiş dokular bize mineralin oluşmaya başladığı sıralarda yeterli boşluğun ve fiziko-kimyasal koşulların uygunluğunu göstermektedir. Çok küçük ölçekli crustiform ve kolloform bantlı dokular minerallerin hızlı soğumanın etkisinde hızlı katılaştığını göstermektedir. Özellikle kolloform dokularda kuvars genellikle opal veya kalsedon gibi polimorf hallerde çöker. Psödomorfik kuvars minerallerinin kalsit ile yer değiştirerek meydana gelmesi düşük sülfidasyon cevher dokularında yaygındır. Buradan solüsyonun kalsit için aşırı doymun hale gelmesi sonucu kolloform dokuda psödomorf kuvarslarla yer değiştirir.



Şekil 6.2 : Düşük-S sistemlerde görülen kuvars dokuları ve hidrotermal çözeltiye doygunluk ilişkileri (Ridley,2013).

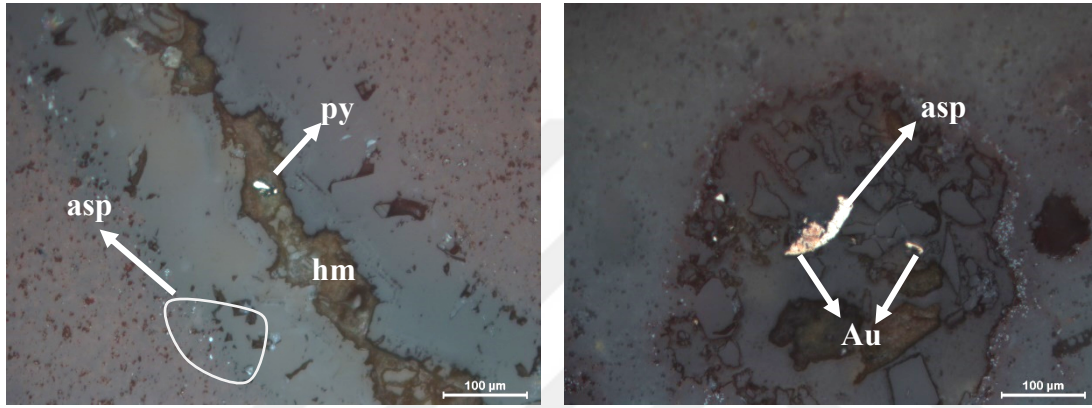
Düşük sülfidasyon epitermal sistemler birkaç metre genişliğinde bir aralıkta değişen hidrotermal alterasyon zonlarına sahiptir (Ridley,2013). Bu zonlarda arjilik fasiyesler ile beraber illit ve silisleşme de görülmektedir. Bu alterasyonlar cevherleşmeye ev sahipliği yapan ve uzun bir yatay devamlılığı olan ana kayaç ile ilişkili gelişmektedir. Bu tip bölgesel gelişen alterasyonlar genellikle propilitik alterasyonlardır fakat çoğunlukla hâkim mineral parajenezinin en önemli üyelerinden smektit gibi kil minerallerinden meydana gelmektedir. Buradaki propilitik alterasyon porfiri sistemlerdeki klorit içerikli porfiri alterasyona göre daha düşük sıcaklıklarda (200-275

°C) oluşmaktadır (Ridley,2013). Kil minerali içeriğine göre örneğin smektit, smektik-illit tabakalanması ve illit zonlarının varlığından bahsedilebilir. Bu zonlanmalar 275-150 °C derece aralığında değişen sıcaklık farklarından dolayı meydana gelmektedir. Cevher damarları genellikle en yüksek sıcaklık zonlarında bulunurlar. Genellikle düşey ekseninde propilitik-arjilik ve düşük sülfidasyon tipi ileri arjilik alterasyon zonları çoğu cevher yatağının üzerinde bulunmaktadır. Düşük sülfidasyon ve yüksek sülfidasyon sistemlerin en temel farklarından birisi sahip oldukları çözeltilerin kökensel farklılıklarıdır. Yüksek sülfide sistemler genellikle direkt magmatik sularla ilişkiliyken düşük sülfide sistemler genellikle meteorik ve magmatik-meteorik suların etkisinde gerçekleşir. Meteorik sular sığ bölgelerde sirkülasyona girerek saf kuvars açısından zengin hale gelir. Derindeki intrüzyon ile herhangi bir etkileşime girmediğinden metal açısından fakirdir. Magmatik-meteorik sularda ise meteorik sular kıtasal kabuğun nispeten daha derin kısımlarında magmatik kaynaklar ile etkileşime girer. Bu sayede düşük tenörlü ve sülfütlere bağlı bir cevherleşmeye sahip olurlar. Magmatik sular direkt magmatik intrüzyonlardan kaynaklı oluşur, değerli metallerce zengin sülfid içeriği çok yüksektir. Düşük-S sistemlerde hidrotermal sıvı indirgenmiş sülfür açısından zengin (HS, H₂S) nötral pH'a yakın, düşük tuzluluk oranına sahip ve CO₂-H₂S gibi gazlarca zengin meteorik sulardan meydana gelmektedir (Ridley,2013).

Düşük sülfidasyon sistemlerde altının çökmesi diğer tipe göre daha basit süreçlere bağlı olarak gelişmektedir. En önemli iki aşama kaynama ve karışma evreleridir. Cevherli solüsyonun kaynaması H₂S'in buhar fazına geçmesine sebep olur ve hali hazırda çözelti içindeki Au(HS)₂ için duraysız bir ortam meydana getirerek altının serbestleşmesine sebep olur. Cevherli solüsyonun yüzeyden gelen oksitlenmiş meteorik sularla karışması da yine benzer sonuçları vermektedir.

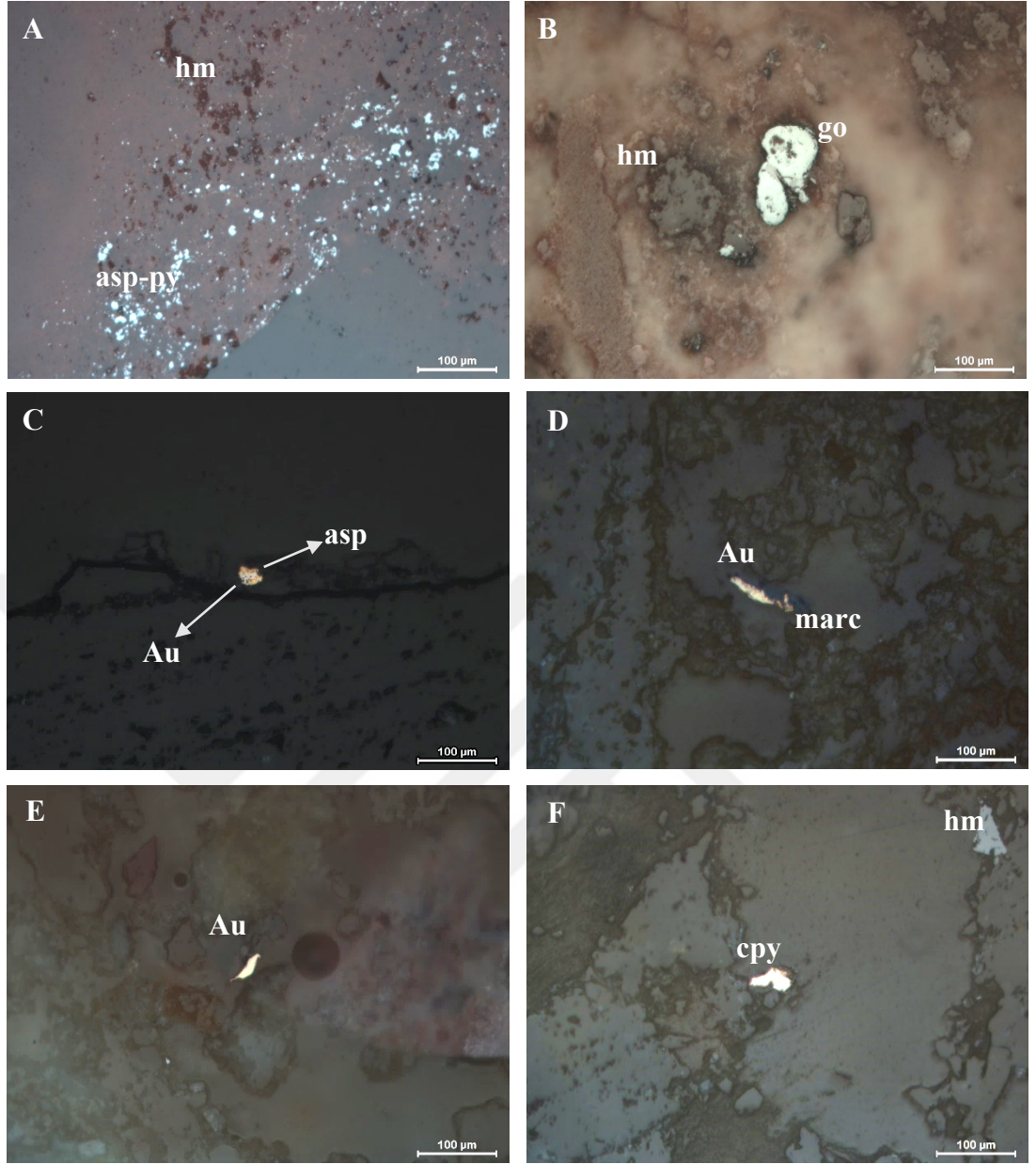
6.2 Cevher Mikroskopisi

Cevher içeriği jeokimyasal analizler ile doğrulanan numunelerin parlak kesitleri hazırlanarak cevherleşmeye eşlik eden mineraller tayin edilmiştir. Sülfid minerallerine bağlı cevherleşmeler epitermal sistemler için pirit, arsenopirit ve markazitlerin kristal kafesleri içerisinde meydana gelmektedir. Bunun haricinde silis açısından zengin damarlarda altın serbest halde de bulunabilir.



Şekil 6.3: Cevher minerallerinin parlak kesit görüntüsü, py: pirit, asp: arsenopirit, Au: Altın, hm: hematit.

Pirit-markazit ortaç sülfidasyon sistemlerde görülen sülfid mineralleri olmakla beraber düşük sülfidasyon sistemlerde ise arsenopirit ve pirotit gibi sülfidler daha yoğun olabilmektedir. İnceleme yapılan kesitte hem pirit hem de altınla birlikte bulunan arsenopirit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 6.3). Pirit mineralleri 5-20 mikron boyutundadır. Au tane boyutları 10-40 mikron arasında değişiklik göstermektedir. Arsenopiritler ise 70-80 mikrona kadar çıkmaktadır. Arsenopiritler oluşum sıcaklığı ile düşük-sülfidasyon sistemler için karakteristik bir sülfid mineralidir. Kesitlerde açık sarı renkli, zaman zaman açık gümüş rengindedir. Bu mineraller demir oksitli bir matriks üzerinde konumlanmaktadır (Şekil 6.4). Matriksi oluşturan mineraller hematittir.



Şekil 6.4 : (A) Hematitli matriks üzerinde pirit-arsenopirit mineralleri, (B) demir-oksit alterasyonuna ait geç evre hematit ve götit (go) mineralleri, (C) altın-arsenopirit ilişkisi, (D) altın-markazit ilişkisi, (E) 60 mikron boyutunda altın tanesi, (F) erken evre kalkopirit ve geç evre hematit minerali.

6.3 Altere Volkanikler ve Cevherleşme

Kısacık ve Baharlar köyü civarlarında yüzlek veren volkanik kayaçlar litoloji, alterasyon ve mineralizasyon açısından iki gruba ayrılabilir: birinci grup neredeyse tamamı alterasyona uğramış asidik volkanikler, piroklastikler ve tüfler; ikinci grup ise cevherleşmeyle ilişkisi olmayan ve genellikle taze yüzlekler veren bazaltik andezit, andezitlerdir. Cevherleşmeler genellikle boşluklu asidik volkanikleri kesen kuvars damarları ve bunların yarattığı alterasyon zonlarıyla ilişkilidir (Şekil 6.5). Kuvars damarları belirli bir doğrultu-eğim göstermemekle birlikte volkanik kayaçları düzensiz olarak kesmektedir. Tüff ve piroklastik birimlerde daha sık gözlenmekte ve kalınlıkları 5 cm'den 40-50 cm'ye kadar değişmektedir. Kuvars damarlarıyla beraber altınla ilişkili bir başka unsurda volkaniklerin yoğun silis alterasyonudur. Bu silisleşmeye yer yer serizit ve sıklıkla kil mineralleri de eşlik etmektedir.



Şekil 6.5 : Kısacık ve civarındaki altere piroklastiklerin genel görünümü.

Kuvars damarları ve kuvars-karbonat damarları sertlik kalemi ve hidroklorik asit ile ayırt edilmiştir. Kuvars-karbonatça zengin damarların daha yoğun olduğu kısımlar genellikle yüksek oksidasyona da mağruz kalmıştır ve hematit-limonit damarcıklarıyla birlikte görülmektedir. Kuvars damarları dokusal olarak genellikle kalsedonik ve kristalen yapıda görülmektedir. Kuvars-karbonat damarlarında ise herhangi bir dokusal özellik gözükmemektedir. Kuvars damarlarının yoğun olduğu alanlarda killeşme, bölgesel silisleşme ve serizit alterasyonları daha sık görülmektedir (Şekil

6.6). Damarların üzerinde ve volkaniklerle yaptığı kontak zonlarda eser miktarda saçınımlı pirit, arsenopirit mineralleri tespit edilmiştir.



Şekil 6.6 : Kısacık ve civarındaki altere volkaniklerin genel görünümü, kil+serizit alterasyon zonu.

İnceleme alanında cevherleşmeye ait en yoğun alterasyon bölgeleri Kısacık Köyü merkezi ve yakınında, köyün kuzeybatısında ve sahanın en kuzeydoğusu ile Baharlar köyü civarındaki silika-karbonat alterasyonlu bölgelerde tespit edilmiştir (Şekil 6.7). En kuzeydoğuda muhtemelen melanja ait kayaçların hidrotermal alterasyonu sonucunda listvenitleşmeye benzer alterasyon zonları meydana gelmiştir. Oldukça kırmızı ve turuncu bir renk vermekte ve hematit-limonit damarcıklarıyla kesilmektedirler. Yer yer silis damar yoğunluğu artmaktadır. Altın içeriği altere volkaniklere kıyasla daha azdır.

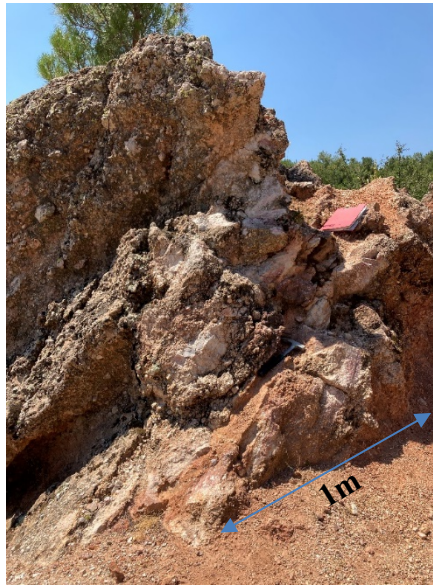


Şekil 6.7 : Kuzeydoğu silika-karbonat alterasyon zonu ve altın içeriği.

Silika-karbonat alterasyon (listvenitleşme) zonunun Baharlar köyü civarında yüzlek veren bölümlerinde boyu 3-4 metreye ulaşan kuvars breşleri tespit edilmiştir. Özellikle yüksek sülfidasyon epitermal sistemlerde breş bacası olarak tarif edilen yapı ile çok benzerlik göstermektedir (Şekil 6.8 ve 6.9). Kırmızı renkli ve aşırı silisli ve mm boyutunda kuvars klastlarından meydana gelen matriks üzerinde 2-3 cm genişliğe ulaşan kuvars tanelerinden oluşmaktadır. Epitermal sistemlerde kaynağa yakınlığı ile bilinen yapılardan biridir.



Şekil 6.8: Baharlar Köyü civarındaki breş bacası detay görünümü.



Şekil 6.9: Baharlar Köyü civarındaki breş bacası mostra görünümü.

Kırantepe ve kuzeyinde volkanik kayalarda gözlemlenen alterasyon inceleme alanındaki en yoğun alterasyon zonudur. Kalsedonik kuvars damarları ve silisleşmenin yoğun olduğu bu alan aynı zamanda sahayı KD-GB yönlü kesen bir fay ile aynı doğrultuda görülmektedir. Fayın karakteristiği ile ilgili bir çalışma yapılmamıştır. Fakat cevherleşmenin yerleşimi açısından önemli bir rol oynadığı düşünülmektedir. Bu bölgede yoğunlaşan silis damarlı alterasyon zonundan ve potansiyel diğer bölgelerden alınan kayaç numunelerinde altın analizleri yapılmıştır (Çizelge 6.1).

Çizelge 6.1 : Kaya örneklerinin Au-Ag ve baz metal içerikleri.

Örnek	Au(ppm)	Ag(ppm)	Cu(ppm)	Zn(ppm)	Pb(ppm)	Ni(ppm)
K-1	0.03	<0.02	<1	6	<1	<1
K-2	0.02	<0.02	21	41	27	12
K-10	0.08	0.329487	18	17	29	9
K-11	0.46	<0.02	21	28	41	15
K-12	<0.02	0.04	122	83	<1	32
K-13	<0.02	0.29	120	64	16	25
K-14	<0.02	0.15	142	5	100	27
K-15	<0.02	<0.02	62	51	11	426
K-16	0.15	<0.02	165	<1	135	43
K-17	0.19	0.05	10	12	23	21
K-18	0.02	<0.02	6	31	10	13
K-19	7.66	8.3	<1	6	<1	5
K-20	21.34	19.9	3	5	9	3

Au sonuçlarına bakıldığında 0,02 g/ton ile 21,3 g/ton aralığında sonuçlar alınmaktadır. Baharlar köyü civarı ve sahanın kuzeydoğusunda silika-karbonat alterasyon zonlarından alınan örneklerde (K-14 ve K-16) altın 0 ile 0.15 g/ton arasında değişim gösterirken, Kırantepe ve kuzeyindeki silisli yoğun altere zondan alınan örneklerde 21.3 g/ton'a varan çok yüksek Au değerleri alınmaktadır (Şekil 6.11 ve 6.12). Bununla birlikte K-14 ve 16 numaralı örneklerde Cu ve Ni anomalilerinin artması buradaki silika-karbonat alterasyonunun muhtemel bir ofiyolitik kayacın alterasyonu sonucunda meydana geldiğini göstermektedir. Kalsedonik silis damarlı zondan alınan K-20, K-19 örneklerinde Au ve Ag değerlerinin en yüksek seviyede olduğu görülmektedir. Her iki örnek de düşük sülfidasyon tip epitermal cevherleşme özelliklerini göstermektedir. Kısacık civarındaki silis+hematit+kil+serizit alterasyon zonuna ait örneklerde ise altın 0.08-0.46 g/ton, gümüş ise 0.0-0.33 g/ton aralığında değişmektedir (Şekil 6.14).

İnceleme alanında görülen alterasyonlar arazide tanımlanan mineral birlikteliklerine göre adlandırılmıştır. Alterasyon bölgeleri ve sınırları jeolojik haritayla birlikte verilmiştir. Haritalanan başlıca alterasyon zonları aşağıda verilmiştir:

- 1) Silisleşme+kalsedonik silis damarları (Şekil 6.12)
- 2) Silis+Kil+Serizit
- 3) Silis+Karbonat+Kil+Hematit
- 4) Silis+Hematit+Serizit+Kil (Şekil 6.10)
- 5) Breşik Kuvars (Şekil 6.13)

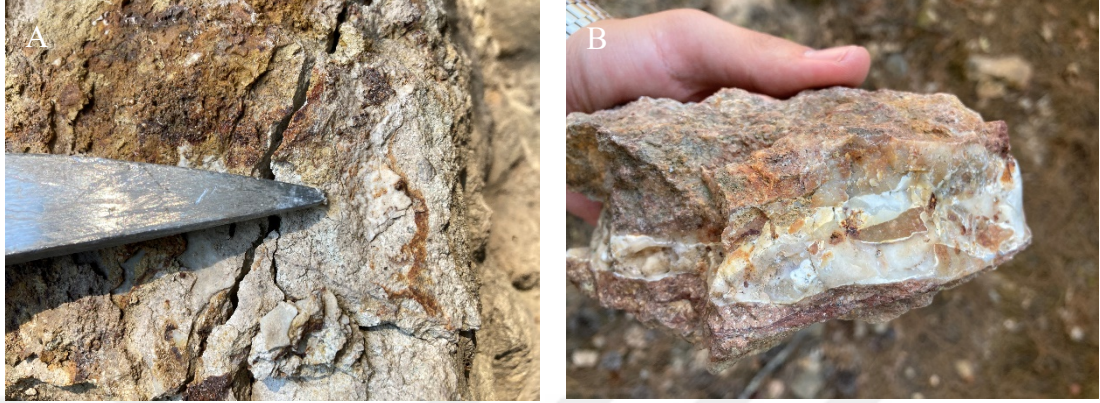


Şekil 6.10 : Volkanik kayalardaki killeşme (A) ve silis+hematit alterasyonu (B).



Şekil 6.11 : Kuvars damarı ve etrafında gelişen kil+serizit+silis alterasyonu.

Alterasyon özellikleriyle ilgili yapılan çalışmalara ek olarak mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar da yapılmıştır. İnce kesitlerde serizitleşme, kaolenleşme demir-oksit alterasyonu sahadaki gibi tespit edilmiştir.

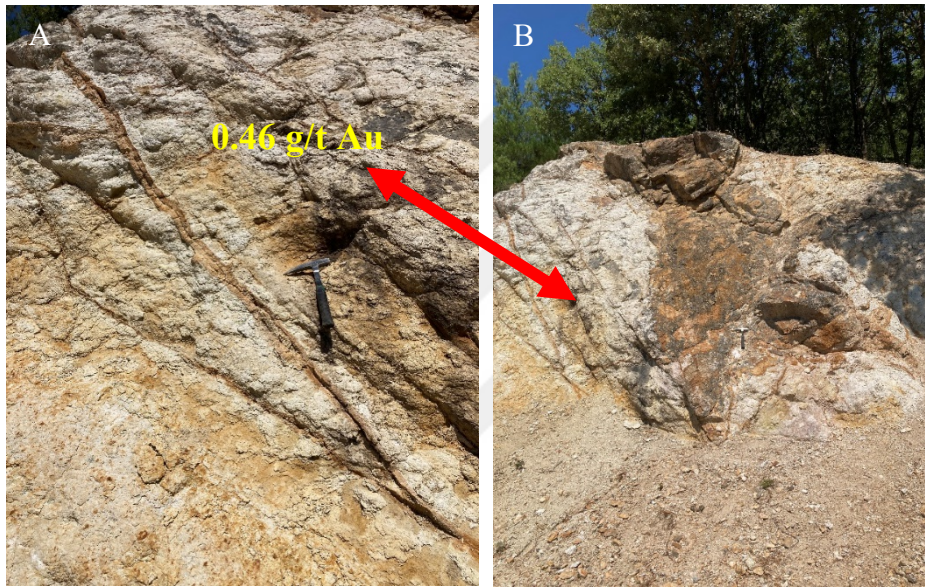


řekil 6.12 : (A) Cevherleřmeyle iliřkili kuvars damarları. (B) Kalsedonik dūřuk-s kuvars damarı.



şekil 6.13 : Breşik kuvarslar.

XRD çalışmalarında tespit edilen kaolen ve adularya mineralleri epitermal sistemlerde buhar kaynaklı ısınmaya bağlı (steam-heated) alterasyon zonunu temsil etmektedir (şekil 6.1). Bu zon hem yüksek sülfidasyon hem de düşük sülfidasyon sistemlerde görülebilir fakat yaygın olarak düşük slfidasyonu temsil etmektedir. Özellikle adularya minerali düşük sülfidasyon sistemler için karakteristiktir. Montmorillonit hem düşük hem de yüksek slfidasyonda görülebilir fakat genellikle yüksek sülfidasyon sistemlerde ileri arjilik alterasyonla ilişkilidir. Farklı sistemlere ait alterasyon minerallerinin birlikte görülmesi çok fazla bir cevheleşmeyi göstermektedir.

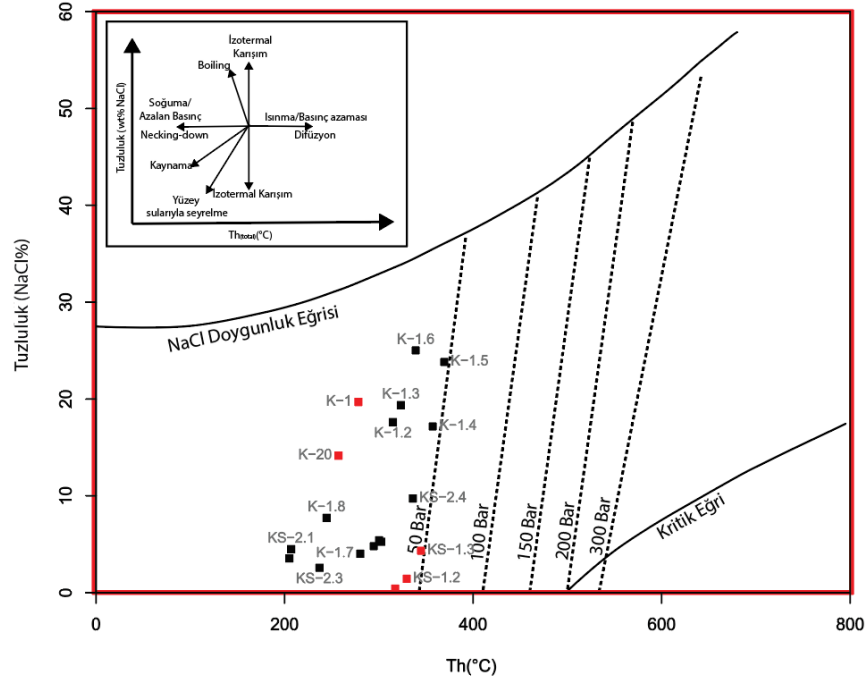


şekil 6.14 : Altere tüfleri kesen kalın kuvars damarları (A) ve yoğun kil alterasyonu (B).



şekil 6.15 : Altere andezit ve pembe renkli silika damarı.

Bununla birlikte Fenjit minerali kuvars-serizit alterasyonunda serizit grubunu temsil etmektedir. Fenjitin varlığı ortamda düşük sülfidasyonun yanı sıra daha yüksek sıcaklıkta bir yüksek sülfidasyon sistemin de çalışmış olabileceğine işaretir. Yüksek-sülfidasyon sistemlerde fenjit minerali Alunit-Au birliktelikleriyle yakın konumlanırlar. Metamorfik bir kökene de işaret etmektedir.



Şekil 6.16 : Sıvı kapanım homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı ve akışkan evrimi trendleri (Ahmad vd., 1980 ve Wilkinson,2001).

Sıvı kapanım çalışmaları kapsamında yapılan mikrotermometrik ölçümlerde tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları incelendiğinde cevherleşmenin birden fazla fazda gerçekleştiği görülmektedir (Şekil 6.17). Sıvı kapanım akışkan kökeni diyagramında örnekler metamorfik ve magmatik-meteorik bölgelerinde konumlanmaktadır. Yatak tipleri diyagramında Lode-Au (High-S), Epithermal ve Sn-W alanında 3 grup tespit edilmiştir (Şekil 6.18). Özellikle 300°C ve üzerindeki homojenleşme sıcaklıkları (Çizelge 5.3), epitermal sistemin haricinde bir mezotermal sistemin de sisteme kaynak oluşturduğuna işaret etmektedir. Bununla birlikte ölçümler izotermal karışım ve yüzey sularının etkisinde yönelimler göstermektedir (Şekil 6.16). Yüzey sularıyla olan karışım düşük sülfidasyon sistemlerde görülürken, izotermal karışımlar ise farklı sıcaklıklardaki sistemlerin aktif olabileceğine işaret etmektedir. Metamorfik kökenli sular ve temel kayalar teorik olarak çoğu epitermal tip cevherleşmedeki Au kaynağının



00

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Kısacık altın cevherleşmesi asidik volkanik kayaçlar, riyodasitler ve riyolitik tüflerle ilişkilidir. Bu kayaçları kesen farklı dokulardaki kuvars damarlarının altını taşıyan ana sistem olduğu düşünülmektedir. Saha gözlemleri ve jeokimyasal incelemeler birbirinden farklı fazların cevherleşme açısından rol oynadığını göstermektedir. Altın cevherleşmesi ile ilgili yapılan ilk jeolojik ve jeokimyasal çalışmaları sonucunda cevherleşmenin farklı kökenlerden meydana geldiği ve bu aşamaların birbirleriyle bağlantılı olabileceği düşünülmektedir. Sıvı kapanım verileri ve XRD çalışmaları sonucunda saptanan alterasyon mineralleri ve tipleri bunu destekler niteliktedir. Montmorillonit, zeolit ve fenjit gibi nispeten daha yüksek sıcaklıkla ilişkili metamorfik kökenli minerallerle birlikte adularya ve kaolen gibi düşük sıcaklık alterasyon mineralleri belirlenmiştir. İnce kesitlerde kalsedon ve tarak dokularıyla beraber rekristalize kuvars dokuları tespit edilmiştir. Bu dokular oluşum itibarıyla düşük sülfidasyon epitermal sisteme işaret etmektedir. Bununla birlikte ileri derece hidrotermal alterasyon sonucu oluşabilen sfelüritik doku görülmektedir. Aşırı silika doygunluğu sonucu sistemde amorf silikat yapıları oluşur, bu oluşumlar yaklaşık 120-140 °C’de karakteristiktir. Kloritce zengin nötral solüsyonlar genellikle yüzeye yakın kısımlarda geniş alanlar kaplayan amorf silika yapıları meydana getirir ve düşük sülfidasyon sistemlerde sıklıkla görülür. Metamorfik suların etkisindeki örneklerde Au 0.03-0.50 ppm seviyesinde iken epitermal sisteme ait magmatik-meteorik sıvıların etkisindeki örneklerde 21.34 ppm’e kadar Au değerleri elde edilmiştir. Buradaki ilksel metamorfik sıvılar ve bunlara bağlı gelişen kuvars damarları, bölgenin de temel birimi olan Kazdağ Masifi’ne ait kayaçlarla ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu kayaçların ve bünyelerindeki silisli damarların içerdiği Au, Eosen sonrası başlayan ve Oligo-Miyosen’de yoğunlaşan magmatizma ile birlikte gelişen hidrotermal aktivite ile tekrardan mobilize hale gelerek, yapısal kontroller ile daha sığ kotlarda ve soğuk ortamda epitermal tip altın cevherleşmesini meydana getirdiği düşünülmektedir. Sıvı kapanım çalışmaları, petrografik incelemeler, XRD sonuçları ve jeolojik verilere bakıldığında hem yüksek sülfidasyon hem de düşük sülfidasyon tip epitermal

cevherleşmeden söz edilebilir. Altının markazit ve arsenopiritlerle olan birlikteliği, altını getiren kuvars damarlarının sfelüritik, kalsedonik ve kolloform dokular göstermesi, adularya, sanidin ve kaolen gibi alterasyon mineralleri düşük sülfidasyon epitermal sistemler için karakteristiktir. Sıvı kapanım sonuçlarıyla oluşturulan köken diyagramlarında ise meteorik kökenli ilksel sıvılar ve magmatik kökenli yüksek sülfidasyon sistemin etkisi de görülmektedir. Yine tuzluluk-Th maden yatakları diyagramında örnekler yüksek sülfidasyon (Iode-Au) alanından Sn-W alanına doğru bir yönelim göstermektedir. Özellikle Sn-W alanında konumlanan örnekler metamorfik suların etkisindeki altın cevherleşmesine işaret etmekle birlikte, yüksek tenörlü altın cevherleşmesinin oluşmasında rol alan epitermal sistemin haricinde, bundan daha önce gelişmiş olabilecek ve altın içeriğine kaynak oluşturacak mezotermal sistemin de varlığına işaret etmektedir. Oluşum sırasına bakıldığında ilksel köken olarak metamorfik sıvılarla gelişmiş düşük tenörlü faz, sonrasında bölge geneli aktif hale gelen magmatizmayla birlikte gelişen ve kaynak olarak ilksel metamorfik (mezotermal) fazı kullanan yüksek sülfidasyon epitermal fazı ve son olarak düşük sülfidasyon epitermal faz ile birlikte en yüksek tenörlü cevherleşmenin meydana geldiği düşünülmektedir.

Bu tez çalışması ile aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

1- Çalışılan sahada yaşlıdan gence doğru, Çetmi Melanjı, Hüseyinfakı Volkanikleri, Arıklı İğnimbiriti, Ayvacık Volkanikleri, İlyasbaşı formasyonu, Bayramiç formasyonu ve Kuvaterner alüvyon bulunmaktadır. Çalışma kapsamında bahsedilen volkaniklerin tümü Miyosen yaşlıdır ve İlyasbaşı sedimanlarıyla geçişli dokanak göstermektedirler. Jeoloji haritası çalışmasında volkanikler birleştirilerek çizilmiştir.

2- Volkanik kayalardan yapılan ince kesitlerde volkaniklerin mineralojik ve alterasyon özellikleri incelenmiştir. Genellikle kuvars ve feldspat içerikli çok ince taneli bir matriks üzerinde yine kuvars açısından zengin, feldspat, serizit-muskovit, demir-oksit ve biyotit mineralleri tespit edilmiştir. Hidrotermal alterasyonu bağlı olarak ince kesitlerde kaolinleşme, demir-oksit alterasyonları ve serizitleşme gözlenmektedir. İncelemelerde kayalar tuf, altere dasit ve altere andezit olarak adlandırılmıştır.

3- Volkanik kayaçları kesen epitermal kuvars damarlarının dokusal özellikleri incelenmiş, rekristalize, kolloform, zonal ve tarak dokuları gibi farklı sıcaklık ve derinliklerde oluşabilen dokular tespit edilmiştir. Kuvars damarından yapılan ince kesitte damarın etrafında muskovit-serizit mineralleri hidrotermal alterasyonda sıklıkla gözüken serizitleşmeye örnektir. Bu alterasyon arazide damarlarda da görülebilmektedir. Bu dokuların görüldüğü örneklerde altın değerleri tespit edilmiştir. Bahsedilen dokusal özellikler düşük sülfidasyon tip epitermal cevherleşmeler için karakteristiktir.

4- Çetmi melanjına ait mafik kayaçların ince kesitlerinde klorit, kalsit ve kalsit damarları, kuvars ve piroksenler yoğunluktadır. Fillatlar ise tipik bir metamorfik doku göstermektedir. Eş uzanımlı kuvars ve muskovitten oluşmaktadır. İncelemelerde mafik kayalar metadiyabaz, metamorfik ise fillat olarak adlandırılmıştır.

5- Altere volkanikler ve cevher içeriği bilinen volkaniklerin alterasyon özelliklerini belirlemek adına yapılan XRD analizlerinde Adularya, Kaolenit, Montmorillonit, Zeolit, Sanidin ve Fenjit mineralleri tespit edilmiştir. Adularya ve kaolin mineralleri düşük sülfidasyon epitermal cevherleşmelerde üst kotlardaki alterasyon zonunu temsil etmektedir. Buna karşılık montmorillonit ve fenjit gibi mineraller daha yüksek sıcaklıklarda, cevherleşmeye yakın kısımlarda oluşan alterasyonların yapısında bulunurlar. Fenjit silis açısından çok doygun bir mika mineralidir.

6- Majör element jeokimyasına bakıldığında volkaniklerde SiO_2 değerleri %58-95,7 arasında, Fe_2O_3 %0,27-7,2, K_2O %0,08-9,4, Na_2O %0,03-0,7 arasında değişmektedir. Çetmi Melanjına ait örneklerde (K-11,12 ve 15) ise SiO_2 değerleri %37-47, MgO %2-14, Fe_2O_3 %7-12, Al_2O_3 %13-18 arasında değişmektedir.

7- Volkanik kayaçlara ait jeokimyasal sınıflama Nb/Y – Zr/Ti (Pearce,1996) diyagramında volkanikler traki-andezit ve riyolit-dasit alanında konumlanmaktadır. Irvine ve Benagar AFM üçgen diyagramında kalk-alkalen seride yoğunlaşmaktadırlar. TAS (Middlemost,1994) diyagramında volkanikler riyolit, traki-dasit olarak adlandırılmıştır. Mafik kayaçlar yine TAS (Middlemost,1994)'a göre monzo-diyorit, foid-gabro olarak adlandırılmıştır.

8- Bu çalışma kapsamında alınan altere volkanikler ve altere olmayan volkaniklere (Karacık,1995&Günaydın,2017) ait majör oksit değerlerinden yola çıkılarak Alterasyon İndeksi (AI) ve Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi hesaplamaları yapılmıştır.

Altere ve altere olmayan volkaniklerde AI değerleri 36 ila 99 arasında değişirken, CCPI değerleri 26-98 arasında değişim göstermektedir. Hesaplanan değerler ile volkanik kayalar AI-CCPI diskriminasyon diyagramlarında incelenmiştir. Yapılan incelemelerde altere örneklerin Large vd. (2001)'ne göre klorit-pirit ucunda ve en yoğun alterasyon alanlarında konumlandığı görülmektedir. Altere olmayan volkanikler ise az altere alanlar ve cevherleşmeye uygun yankayaç alanlarında kalmaktadır.

9- Large vd. (2001)'nin AI-CCPI hidrotermal trendler diyagramında altere volkanikler yoğun olarak klorit-pirit-(serizit) ve serizit-klorit-(pirit) trendleri göstermektedir. Bununla birlikte altın içeren altere volkaniklerin diyagramın 'cevher merkezi' (ore center) bölümünde konumlandıkları görülmüştür. Gemmel (2007) AI-CCPI diyagramında altere volkanikler yoğun silis-pirit alterasyonunda yoğunlaşırken, altere olmayan örnekler ise arjilik ve propilitik alterasyon alanlarında kalmaktadır.

10- Tl-K₂O diyagramında volkanikerdeki pozitif korelasyon Tl'ün adularyanın yapısına katıldığını göstermektedir.

11- Kısacık Au cevherleşmesi yüksek porozlu kalk-alkalen volkanik kayaları kesen kuvars damarları ve silisleşmiş volkaniklerle ilişkilidir. Sahada başlıca gözlemlenen alterasyonlar silisleşme, killeşme, serizitleşme ve breşik kuvars bölgeleridir. Breşik kuvarslar özellikle yüksek sülfidasyon sistemlerde görülen breş bacası oluşumlarıyla benzerlik göstermektedir. Bunlarla birlikte Baharlar köyü ve kuzeyinde haritalanan koyu kırmızı-turuncu renkli killi silis-karbonat alterasyon zonları muhtemel bir listvenitleşme zonunu temsil etmektedir. Bu bölgeye ait kayalar AI-CCPI diyagramlarında dolomit-ankerit ucuna yakınlık göstermektedirler. Bu bölgelerden 0.15 gr/ton'a kadar Au değerleri elde edilmiştir. Altere volkaniklerde Au değerleri 21.34 gr/ton'a ulaşırken Ag değerleri ise 19.9 gr/ton'a ulaşmaktadır. Au değerleri genellikle yoğun silisli ve kalsedonik silis damarlı düşük sülfidasyon epitermal sistemi temsil eden kısımlarda daha yüksektir.

12- Cevherleşmenin en yoğun görüldüğü bölge Kısacık köyü kuzeybatısında KD-GB uzanımlı yoğun kalsedonik silis damarlı ve serizit-kil-silis alterasyonlu bölgedir. Bölge içinde yapılan mineralojik ve petrografik incelemelerde adularya, kaolin ve kalsedonla birlikte, kolloform, rekristalize ve tarak dokulu silis damarları tespit edilmiştir. Silis damarlarının volkanikler ile yaptığı kontaklarda yer yer saçınımlı

sülfid mineralleri ve yoğun killeşme-serizitleşme görülmektedir. Bu özellikleriyle tipik bir düşük sülfidasyon epitermal sistemi temsil etmektedir. Öte yandan Baharlar köyü ve civarında ve Kısacık köyü güneyinde ve doğusunda gözlemlenen kuvars breş bacaları ve silika-karbonat alterasyonları ve kil+hematit+serizit alterasyonlu bölgelerde kuvars damarları seyrekleşmiş ve yerini bölgesel alterasyona bırakmıştır.

13- Cevher mikroskonisi incelemelerinde cevher parajenezinde Altın, pirit, markazit, arsenopirit, kalkopirit mineralleri tespit edilmiştir. Hematit ve götit süperjen evre mineraller olarak sınıflandırılmıştır.

14- Yapılan sıvı kapanım mikrotermometrik ölçümlerde birincil faz kuvars ölçümleri iki gruba ayrılmaktadır: ilk grup Th(°C) 317,4-344,7 ve %0,42-4,33 tuzluluk değerli; ikinci grup Th(°C) 257,2 ve 278,3, %14,15 ve 19,68 tuzluluk değerlidir. İkincil faz kuvars ölçümleri 3 gruba ayrılmaktadır: ilk grup Th(°C) 148,8-244,6 ve %-1,27-7,73 NaCl; ikinci grup Th(°C) 280,3-302,5 ve %4,03-5,41 NaCl; üçüncü grup ise Th(°C) 314,9-369,4 ve %9,73-25,02 NaCl değerliklidir.

15- Sıvı kapanım akışkan kökeni diyagramında örnekler metamorfik ve magmatik-meteorik bölgelerinde konumlanmaktadır. Yatak tipleri diyagramında (Wilkinson,2001) Lode-Au (High-S), Epithermal ve Sn-W alanında 3 grup tespit edilmiştir. Metamorfik kökenli sular ve temel kayalar teorik olarak çoğu epitermal tip cevherleşmedeki Au kaynağının kökenini oluştururlar. Bu metamorfik akışkanlardan sonra gelişebilecek bir magmatizma ve tektonik aktivite sonucunda Au tekrar mobilize olup epitermal bir sistem içerisinde yeni bir cevherleşme oluşturmaktadır. Kısacık köyü kuzeyindeki yoğun silisli bölgeye ait örnekler NaCl- Th(°C) (Wilkinson,2001) diyagramında epitermal alanında kalırken diğer örneklerin büyük kısmı yüksek sülfidasyon epitermal sistemle ilişkili Lode-Au alanında kalmaktadır. Metamorfik suların etkisindeki örneklerin ise Sn-W alanında konumlandıkları görülmektedir. Tüm bu veriler birden fazla sistemin cevherleşmede rol oynadığını göstermektedir.



KAYNAKLAR

- Abdioğlu, E., & Arslan, M.** (2009). Alteration mineralogy and geochemistry of the hydrothermally altered rocks of the Kutlular (Sürmene) massive sulfide deposit, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(1), 139-162.
- Ahmad, S. N., & Rose, A. W.** (1980). Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, 75(2), 229-250.
- Aldanmaz, E. R. C. A. N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., & Mitchell, J. G.** (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, 102(1-2), 67-95.
- Altunkaynak, Ş., & Genç, Ş. C.** (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102(1-2), 316-340.
- Altunkaynak, Ş., Ünal, A., Sunal, G., Kamacı, Ö., & Dunkl, I.** (2021). Miocene uplift and exhumation history of northwestern Anatolia (Turkey): Implications from apatite (U-Th)/He thermochronology of syn-extensional plutons. *Journal of Asian Earth Sciences*, 213, 104770.
- Aydal, D., Vural, A., Taşdelen, İ. U., & Aydal, E. G.** (2007). Alakeçi-Kısacık (Bayramiç-Balıkesir) cevherleşme bölgesinin landsat 7 etm+ kullanılarak Crosta tekniği ile incelenmesi. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik, Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 22(3), 29-40.
- Beane, R.E.,** (1983). Magmatic–meteoric water transition. *Geothermal Resource Council. Special Report No. 13*.(pp. 245–253).
- Beccalotto, L., & Jenny, C.** (2004). Geology and correlation of the Ezine zone: a Rhodope fragment in NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 145-176.
- Bingöl, E.** (1976). Bati Anadolu'nun jeotektonik evrimi. *MTA dergisi*, 86, 14-43.
- Bozkaya, G., Gokce, A., Banks, D., & Bodnar, R. J.** (2011). Epithermal mineralization in Western Turkey: nature and origin of the fluids. *European Current Research on Fluid Inclusions (Ecrofi-XXI)*, University of Leoben, Leoben, Australia, 9-11.
- Candan, O., Bozkurt, E. vd.,** (2014). Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış.

- Cavazza, W., Okay, A. I., & Zattin, M.** (2009). Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1935-1947.
- Chororoka, K.** (2012). *Geochemical and spectral characterization of hydrothermal alteration facies at the epithermal gold mineralization at Rodalquilar, Spain* (Master's thesis, University of Twente).
- Çiçek, M., & Oyman, T.** (2016). Origin and evolution of hydrothermal fluids in epithermal Pb-Zn-Cu±Au±Ag deposits at Kuru and Tesbihdere mining districts, Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 78, 176-195.
- Clarke, D. S., & Govett, G. J. S.** (1990). Southwest Pacific epithermal gold: a rock-geochemistry perspective. *Journal of Geochemical Exploration*, 35(1-3), 225-240.
- Çolakoğlu, A. R.** (2000). Küçükdere (Havran-Balıkesir) epitermal altın damarının özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43(2), 99-110.
- Dill, H. G., Dohrmann, R., Kaufhold, S., & Çiçek, G.** (2015). Mineralogical, chemical and micromorphological studies of the argillic alteration zone of the epithermal gold deposit Ovacik, Western Turkey: Tools for applied and genetic economic geology. *Journal of Geochemical Exploration*, 148, 105-127.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş. C., & Şükrü, Acar.** (2005). Middle-late Eocene volcanism and marine ignimbrites in Biga peninsula (NW Anatolia-Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 131(131), 21-21.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M., & Akçay, A. E.** (2007). 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi: Ayvalık 117 paftası..
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F., & Kar, H.** (2004). New results on the lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 177-186.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Ayşin, Dora., Sarıfakioğlu, E., Christoph, A. D. L. S., ... & Yıldırım, T.** (1995). Features of the Tertiary Volcanism Observed at Biga Peninsula and Gökçeada, Tavşan Islands. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 117(117), 40-41.
- Erdem, D., & Aslan, Z.** (2015). Kalk-alkalen Şapçı (Balıkesir) Volkanitlerin Petrografisi ve Petrolojisi: Biga Yarımadası'nda (Kuzeybatı Türkiye) Çarpışma ile İlişkili Volkanizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 58(3), 1-22.
- Erdoğan, B., Akay, E., Hasözbeke, A., Satır, M., & Siebel, W.** (2009, April). Geology and Tectonic Evolution of the Kazdağ Massif (NW Anatolia). In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 4417).
- Erdoğan, B., Akay, E., Hasözbeke, A., Satır, M., & Siebel, W.** (2013). Stratigraphy and tectonic evolution of the Kazdağı Massif (NW Anatolia) based on field studies and radiometric ages. *International Geology Review*, 55(16), 2060-2082.
- Ersoy, E. Y., Akal, C., Genç, Ş. C., Candan, O., Palmer, M. R., Prelević, D., ... & Mertz-Kraus, R.** (2017). U-Pb zircon geochronology of the

Paleogene–Neogene volcanism in the NW Anatolia: Its implications for the Late Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *Tectonophysics*, 717, 284-301.

- Ersoy, E. Y., Palmer, M. R., Genç, Ş. C., Prelević, D., Akal, C., & Uysal, İ. (2017).** Chemo-probe into the mantle origin of the NW Anatolia Eocene to Miocene volcanic rocks: Implications for the role of, crustal accretion, subduction, slab roll-back and slab break-off processes in genesis of post-collisional magmatism. *Lithos*, 288, 55-71.
- Gemmell, J. B. (2007).** Hydrothermal alteration associated with the Gosowong epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia: Mineralogy, geochemistry, and exploration implications. *Economic Geology*, 102(5), 893-922.
- Genç, Ş. C. (1998).** Evolution of the Bayramiç magmatic complex, north-western Anatolia. *Journal of volcanology and geothermal research*, 85(1-4), 233-249.
- Günaydın, A. (2017).** Geology and geochemistry of nodular-phosphate and fault-controlled hydrothermal-phosphate mineralizations in Arikli and Nusratli Villages (Ayvacik-Çanakkale, Nw Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 155(155), 131-146.
- Hedenquist, J. W., Arribas, Antonio., & Gonzalez-Urien, E. (2000).** Exploration for epithermal gold deposits.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971).** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Kaaden, G. (1957).** Çanakkale-Biga Edremit yarımadası bölgesindeki jeolojik saha çalışmaları ve maden yatakları hakkında rapor (Rapor no: 2661). *MTA (yayımlanmamış)*, Ankara.
- Kamacı, Ö., & Altunkaynak, Ş. (2019).** Magma chamber processes and dynamics beneath northwestern Anatolia: Insights from mineral chemistry and crystal size distributions (CSDs) of the Kepsut volcanic complex (NW Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 181, 103889.
- Karacık, Z., & Yılmaz, Y. (1998).** Geology of the ignimbrites and the associated volcano–plutonic complex of the Ezine area, north-western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 251-264.
- Kumral, M., Kabiru, M., Aydogan, M. S., Kocaturk, H., & Unluer, A. T. (2022).** The Soma polymetallic hydrothermal Pb–Zn–Cu ($\pm$ Mo $\pm$ Ag $\pm$ Au) mineralizations in the south of Biga Peninsula, NW Turkey: constraints from mineralogy, geochemistry, and fluid inclusion data. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(12), 1172.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., & Huston, D. L. (2001).** The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, 96(5), 957-971.

- Liu, Z., Mao, X., Deng, H., Li, B., Zhang, S., Lai, J., ... & Shang, Q.** (2018). Hydrothermal processes at the Axi epithermal Au deposit, western Tianshan: Insights from geochemical effects of alteration, mineralization and trace elements in pyrite. *Ore Geology Reviews*, 102, 368-385.
- Mathieu, L.** (2018). Quantifying hydrothermal alteration: a review of methods. *Geosciences*, 8(7), 245.
- Middlemost, E. A.** (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Najaran, M., Mehrabi, B., & Siani, M. G.** (2020). Mineralogy, hydrothermal alteration, fluid inclusion, and O–H stable isotopes of the Siah Jangal-Sar Kahno epithermal gold deposit, SE Iran. *Ore Geology Reviews*, 125, 103689.
- Okay, A. I.** (2001). Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 709-727.
- Okay, A. I., & Göncüoğlu, M. C.** (2004). The Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 75-95..
- Okay, A. I., & Satir, M.** (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516.
- Okay, A. İ., & SATIR, M.** (2000). Upper Cretaceous eclogite-facies metamorphic rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9(2), 47-56.
- Okay, A. I., & Tüysüz, O.** (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Okay, A. I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., & Akyüz, S.** (1996). 19 Paleo-and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints.
- Okay, A., & Satir, M.** (2006). Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest. *Geodinamica Acta*, 19(5), 251-266.
- Okay, A., Siyako, M., & Burkan, K. A.** (1991). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin-Technical University of Istanbul*, 44.
- Ovalıoğlu, R.** (1973). Biga Yarımadasının Jeolojisi-Maden Yatakları ve Bakır-Kurşun-Çinko Mineralizasyonu İçin Ümitli Olan Bölgeleri. *Scientific Mining Journal*, 12(6), 1-22.
- Oyman, T.** (2019). Epithermal deposits of Turkey. *Mineral Resources of Turkey*, 159-223.
- Özpınar, Y., Kılıç, M. vd.,** (2012). A new assessment of the Kısacık gold mineralization (Ayvacık-Çanakale, NW Anatolia). *Romanian Journal of Earth Sciences*, 86(2), 111-116.
- Pearce, J.** (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes Journal of International Geoscience*, 19(4), 120-125.

- Pirajno, F.** (1995). Volcanic-hosted epithermal systems in northwest Turkey. *South African Journal of Geology*, 98(1), 13-24.
- Ridley, J.** (2013). *Ore deposit geology*. Cambridge University Press.
- Saka, K.** (1979). Geology and Hydrocarbon Possibility of Edremit Gulf and Surroundings of Neogene.
- Şengör, A. C., & Yilmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Şengün, F.** (2019). Gönen (Biga Yarımadası) Kuzeybatısında Yer Alan Granitin Yaşına İlişkin İlk Bulgular, KB Anadolu. *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 5(2), 261-277.
- Shanks III, W. P.** 11. Hydrothermal Alteration.
- Siyako, M., Bürkan, K. A., & Okay, A. I.** (1989). Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu peninsulas. *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1(3), 183-99.
- Smith, M. T., Lepore, W. A., Incekaraoğlu, T., Shabestari, P., Boran, H., & Raabe, K.** (2014). Küçükdağ: a new, high sulfidation epithermal Au-Ag-Cu deposit at the Tv tower property in western Turkey. *Economic Geology*, 109(6), 1501-1511.
- Van Kranendonk, M. J., & Pirajno, F.** (2004). Geochemistry of metabasalts and hydrothermal alteration zones associated with c. 3.45 Ga chert and barite deposits: implications for the geological setting of the Warrawoona Group, Pilbara Craton, Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(3), 253-278.
- Vural, A.** (2006). Bayramiç (Çanakkale) ve çevresindeki altın zenginleşmelerinin araştırılması.
- Vural, A., & Aydal, D.** (2020). Determination of lithological differences and hydrothermal alteration areas by remote sensing studies: Kisacık (Ayvacık-Canakkale, Biga Peninsula, Turkey). *Journal of Engineering Research and Applied Science*, 9(1), 1341-1357.
- Vural, A., & Kaygusuz, A.** (2021). Alakeçi-Kısacık volkanitlerinin Petrografisi ve Jeokimyası (KB Türkiye). In *4th International European Conference on Interdisciplinary Scientific Research* (pp. 1-14).
- Vural, Alaaddin., Aydal, D., & Akpınar, İ.** (2011). A low sulphur epithermal gold mineralization in Kisacık-Ayvacık area (Çanakkale-Turkey). In *Goldschmidt Conference Abstracts. Prague, Czech Republic* (Vol. 2105).
- Wilkinson, J. J.** (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4), 229-272.
- Yaltırak, C., & Okay, A. I.** (1994). Geology of the Paleo-Tethyan units in the north of Edremit Bay. *Bulletin of the*.
- Yigit, O.** (2012). A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46, 118-148.

- Yilmaz, H., Yousefi, M., Parsa, M., Sonmez, F. N., & Maghsoodi, A. (2019).** Singularity mapping of bulk leach extractable gold and– 80# stream sediment geochemical data in recognition of gold and base metal mineralization footprints in Biga Peninsula South, Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 156-172.
- Yilmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yilmaz, K., Karacik, Z. & Elmas, A. (2000).** When did the western Anatolian grabens begin to develop. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 353-384.
- Yilmaz, Y., Genç, Ş. C., Karacik, Z., & Altunkaynak, Ş. (2001).** Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31(3), 243-271.
- Zhai, W., Sun, X., Sun, W., Su, L., He, X., & Wu, Y. (2009).** Geology, geochemistry, and genesis of Axi: a Paleozoic low-sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 36(4), 265-281.
- Zhong, J., Chen, Y. J., Chen, J., Qi, J. P., & Dai, M. C. (2018).** Geology and fluid inclusion geochemistry of the Zijinshan high-sulfidation epithermal Cu-Au deposit, Fujian Province, SE China: Implication for deep exploration targeting. *Journal of Geochemical Exploration*, 184, 49-65.

ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad: Ali Erdem BAKKALBAŞI

ÖĞRENİM DURUMU:

- Lisans: 2016-2020 İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

MESLEKİ DENEYİM:

2019-2020 arasında İTÜ Jeokimya Araştırmaları laboratuvarında stajyer ve lab mühendisi,

2020-2021 MGH Madencilik bünyesinde metalik maden arama jeoloğu,

2021'den bu yana Ozifin Madencilik bünyesinde arama jeoloğu görevini yürütmektedir.

YÜKSEK LİSANS TEZİNDEN TÜRETİLEN YAYINLAR:

Bakkalbaşı, A. E., Döner, Z., Bayram, H. N., Ünlüer, A. T., & Kumral, M. (2023). *The Alteration Chemistry of a Multi-Stage Volcanic Hosted Epithermal Gold Mineralization; Kısacık Case (Biga Metallogenic Province of NW, Turkey)* (No. EGU23-7382). Copernicus Meetings.