

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KIBLETEPE (ARAKLI, TRABZON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN  
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE MADEN YATAKLARI AÇISINDAN  
İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Sema AKYÜREK**

**ŞUBAT 2013  
GÜMÜŞHANE**

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KIBLETEPE (ARAKLI, TRABZON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN  
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE MADEN YATAKLARI AÇISINDAN  
İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Sema AKYÜREK**

**Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
“Jeoloji Yüksek Mühendisi”  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 18.01.2013  
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 15.02.2013**

**ŞUBAT 2013**

## KABUL ve ONAY

Yrd. Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ danışmanlığında **Sema AKYÜREK** tarafından hazırlanan **“KIBLETEPE (ARAKLI, TRABZON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE MADEN YATAKLARI AÇISINDAN İNCELENMESİ”** isimli bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi **Jeoloji Mühendisliği** Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak Oy Birliği ile kabul edilmiştir.

Başkan : Doç. Dr. Şükrü YETGİN

Danışman : Yrd. Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ

Üye : Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ

Üye : Doç. Dr. Şükrü YETGİN

## ONAY

Bu tez .... /.... /2013 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Temel BAYRAK  
Fen Bilimleri Enstitü Müdürü

**ÖZET**  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**KIBLETEPE (ARAKLI, TRABZON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN**  
**PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE MADEN YATAKLARI AÇISINDAN**  
**İNCELENMESİ**

Sema AKYÜREK

Gümüşhane Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ  
2013, 95 sayfa

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, Kibletepe (Araklı, Trabzon) ve çevresindeki volkanik kayalar Geç Kretase yaşlı olup, tabanda bazalt, andezit ve piroklastları, bunların üstünde bulunan dasit, riyolit ve piroklastları ile bunları kesen bazalt ve andezit dayklarından oluşmaktadır. Çalışma alanının tabanını oluşturan bazalt, andezit ve piroklastlarının üst seviyelerinde kireçtaşı tabakaları bulunmaktadır. Bu birimleri yer yer Kuvaterner yaşlı yamaç molozları örtmektedir.

Geç Kretase yaşlı volkanik kayalar genel olarak ayrıışmış olup, Zn-Cu cevherleşmesi ve cevherleşmeyle ilişkili alterasyonlar asidik piroklastik kayalar içerisinde izlenmektedir. Dasitik ve riyolitik kayalar hyalo-porfirik ve sferulitik dokuda olup, başlıca plajiyoklas, kuvars ve hornblendden oluşmaktadır. Cevher ağsal, saçınımlı ve breşik

yapıda bulunmaktadır. Pirit, sfalerit, kalkopirit ve daha az oranda fahlerz, dijenit, kovellin ve malahit cevher minerallerini oluşturmaktadır. Gang mineralleri ise kalsit, kuvars ve kil mineralleridir. Sfalerit ile kalkopirit arasında ayrılım dokusu görülmektedir.

Cevherin içinde bulunduğu kayaçlar toleyitik-geçiş özelliğe sahip olup, yüksek BİYE (büyük iyon yarıçaplı elementler) ve düşük YÇAE (yüksek çekim alanlı elementler) içerikleri ve yüksek BİYE/YÇAE oranları ile yitim ilişkili kayaçların jeokimyasal özelliğini yansıtmaktadır. Cevherleşmelerin etrafındaki yan kayaçlarda genellikle serizitleşme, silisleşme, killeşme ve daha az karbonatlaşma, kloritleşme, hematitleşme ve limonitleşme türü alterasyonlar izlenmektedir. Kil mineralleri olarak illit, kaolinit, klorit, simektit ve az oranda da illit/simektit aratabakalısi belirlenmiştir.

Sonuç olarak, Kibletepe'deki volkanitler, Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki masif sülfid yataklarının gösterdiği ayrışma özelliklerine benzer ayrışmalar göstermekte ve bunlardaki cevherleşme Doğu Karadeniz ada yayı volkanizmasına bağlı olarak gelişen hidrotermal kökenli sıvılarla ilişkilidir.

**Anahtar Kelimeler:** Geç Kretase, Hidrotermal Alterasyon, Kibletepe, Masif Sülfid, Volkanitler

**ABSTRACT**

**MS THESIS**

**PETROGRAPHICAL, GEOCHEMICAL INVESTIGATION AND ORE DEPOSITS**

**POTENTIAL OF VOLCANIC ROCKS AROUND THE KIBLETEPE**

**(ARAKLI, TRABZON)**

Sema AKYÜREK

Gümüşhane University

The Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geology Engineering

Supervisor: Asst. Prof. Dr. Ferkan SİPAHI

2013, 95 pages

In the Kibletepe (Araklı, Trabzon) and its surrounding areas at the eastern Black Sea Region, Late Cretaceous aged volcanic rocks consist of basalt, andesite and their pyroclastics that they are overlain by dacite, rhyolite and their pyroclastics at the basement cutting off by dykes of basalt and andesite. Limestone finds in the top level of the basalt, andesite and their pyroclastics constituting the basement of the study area. Quaternary aged debris flow covers all units sporadically.

Late Cretaceous aged volcanic rocks generally are altered and the Zn-Cu mineralizations and various alterations related to ores are observed with in acidic pyroclastic rocks. Dacitic and rhyolitic rocks have hyalo-porphyric and spherulitic textures and consist of plagioclase, quartz and hornblende. The mineralization is observed in the

form of stockwork, disseminate and breccia. The ore minerals include pyrite, sphalerite, chalcopyrite, and with less fahlers, digenite, covellite and malachite. Quartz, calcite and clay minerals are found as gang minerals. Exsolution lamellia texture was developed between sphalerite and chalcopyrite.

The rocks hosting the ore have tholeiitic-transitional characters and reflect geochemical properties of subduction related rocks with high LILE and low HFSE contents and high LILE/HFSE ratios. Sericitization, silicification, clay alteration and less carbonatization, chloritization, hematization and limonitization are generally observed in the wall rocks around the mineralizations. As clay minerals, illite, kaolinite, chlorite, smectite and less amount of interlayered illite/smectite were determined.

As a result, the volcanics in the Kibletepe reflect similarities to the hydrothermal alteration of the massive sulphide deposits in the eastern Black Sea Region and the ore are developed from hydrothermal fluids related to the eastern Black Sea island arc volcanism.

**Key Words:** Hydrothermal Alteration, Kibletepe, Late Cretaceous, Massive Sulphide, Volcanics

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Trabzon ili, Araklı ilçesinin, Kibletepe mevkiindeki volkanik kayaçların petrografi, jeokimya ve maden yatakları açısından incelenmesini kapsayan bu çalışma Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (GÜBAP) birimi tarafından desteklenmiştir.

Çalışmalarımın her aşamasında yardımlarını ve desteğini gördüğüm, bilgi ve önerilerinden yararlandığım değerli hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ'ye içtenlikle teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım sırasında yardımlarını ve bilgilerini esirgemeyen hocalarım Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ'a, Yrd. Doç. Dr. Çiğdem SAYDAM EKER'e ve Öğr. Gör. Halil İbrahim AKPINAR'a teşekkür ederim.

Arazi ve büro çalışmaları sırasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım, MTA elemanlarından Jeo. Yük. Müh. Sebahattin GÜNER'e ve Jeo. Yük. Müh. Aydın Hakan SAKA'ya teşekkürü bir borç bilirim.

İnce kesitlerin incelenmesinde Jeo. Yük. Müh. Osman TÜRK'e (MTA), parlak kesitlerin incelenmesinde Jeo. Yük. Müh. Hülya KÖSE'ye (MTA), ayrıca çalışmalarım sırasında yardımlarını gördüğüm arkadaşlarım Jeo. Yük. Müh. Efide KABAOĞLU'na (MTA), Dr. Saliha TOPÇUOĞLU'na (MTA), Mad. Yük. Müh. İkra CİNEL'e (MTA), Jeo. Yük. Müh. Şenol KARSLI'ya (MTA), Jeo. Müh. Zeki YILMAZ'a (MTA) ve kesitlerin hazırlanmasında teknisyen Hakkı YOKUŞ'a teşekkür ederim.

Çalışmam boyunca desteklerini hiçbir konuda esirgemeyen sevgili aileme ve ablam Seda AKYÜREK'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Sema AKYÜREK  
Gümüşhane, 2013



## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET .....	III
ABSTRACT .....	V
TEŞEKKÜR .....	VII
İÇİNDEKİLER.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	X
TABLolar DİZİNİ.....	XIII
SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ.....	XIV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş .....	1
1.2. Coğrafi Konum .....	2
1.2.1. Genel Topoğrafya .....	3
1.2.2. İklim ve Bitki Örtüsü .....	3
1.2.3. Ekonomik Durum .....	4
1.3. Önceki Çalışmalar .....	4
1.4. Genel Jeoloji .....	8
1.5. Çalışmanın Amacı .....	10
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	11
2.1. Materyal ve Yöntemler .....	11
2.1.1. Arazi Çalışmaları .....	11
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları .....	11
2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması, İncelenmesi.....	11
2.1.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması.....	12
2.1.2.3. X-Işınları Difraksiyonu (XRD) İçin Örnek Hazırlanması .....	12
2.1.3. Büro Çalışmaları.....	15
3. BULGULAR.....	16
3.1. Stratigrafi ve Petrografi .....	16
3.1.1. Bazalt, Andezit ve Piroklastları .....	17
3.1.2. Dasit, Riyolit ve Piroklastları .....	23
3.1.3. Bazalt ve Andezit Daykları.....	26
3.1.4. Yamaç Molozu.....	27
3.2. Yapısal Jeoloji .....	27

3.3.	Cevherleşme .....	28
3.3.1.	Cevher Mineralleri ve Parajenez .....	29
3.3.2.	Cevherleşmenin Oluşumu ve Kökeni .....	31
3.4.	Volkanitlerin Jeokimyası .....	32
3.4.1.	Ana ve İz Element İçeriklerinin Değerlendirilmesi.....	32
3.4.2.	İz ve Nadir Toprak Element İçeriklerinin Değerlendirilmesi.....	36
3.5.	Yan Kayaçlarda Görülen Hidrotermal Alterasyonlar .....	41
3.5.1.	Serizitleşme/İllitleşme .....	41
3.5.2.	Silisleşme.....	44
3.5.3.	Karbonatlaşma .....	45
3.5.4.	Kloritleşme .....	47
3.5.5.	Hematitleşme ve Limonitleşme .....	48
3.5.6.	Killeşme.....	49
3.6.	Kıbletepe Volkanitlerinde Görülen Ayrışmanın Bölgedeki Masif Sülfür Yataklarıyla Karşılaştırılması .....	50
3.7.	Kil Mineralojisi.....	53
3.7.1.	X-Işınları İncelemeleri.....	53
3.7.1.1.	XRD Tüm Kayaç Analizleri (XRD-TK) .....	53
3.7.1.2.	XRD Kil Fraksiyonu Analizleri (XRD-KF) .....	56
4.	TARTIŞMA.....	63
4.1.	Giriş .....	63
4.2.	Yan Kayaçtaki Hidrotermal Ayrışmanın Mineralojik ve Petrografik Özellikleri .....	64
5.	SONUÇLAR ve ÖNERİLER .....	67
6.	KAYNAKLAR .....	69
	ÖZGEÇMİŞ	

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası .....2
Şekil 1.2.	İnceleme alanının (Kıbletepe mevki) görünümü .....3
Şekil 3.1.	Çalışma alanını içine alan bölgenin jeoloji haritası .....16
Şekil 3.2.	Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti .....17
Şekil 3.3.	Kıbletepe ve civarının jeoloji, petrografi ve sondaj yerlerini gösteren harita .....18
Şekil 3.4.	İnceleme alanından alınan A-B enine jeolojik kesiti .....19
Şekil 3.5.	Çalışma alanında kloritleşmiş andezitin görünümü .....20
Şekil 3.6.	Çağlayan Formasyonu (çalışma alanı dışında gözlenen) içindeki kırmızı renkli kireçtaşlarının arazideki görünümü .....21
Şekil 3.7.	a) Andezitin makroskobik görünümü, b) Andezitin ince kesitte çift nikoldeki porfirik dokusu .....21
Şekil 3.8.	Bazaltların ince kesitte görünüşleri. a) İntersertal doku, b) Tek nikolde intersertal doku, c) İntergranüler doku, d) Tek nikolde kalsit minerali .....22
Şekil 3.9.	Çağlayan Formasyonu'na ait kırmızı renkli kireçtaşları ve üzerine gelen Tirebolu Formasyonu'na ait dasit - riyodasit tüflerinin arazi görünümü .....23
Şekil 3.10.	İnceleme sahasında dasitlerle dasitik piroklastların sınırı .....24
Şekil 3.11.	Kıbletepe'nin kuzeyinde izlenen, beyaz renkli, kaolinleşmiş, silisleşmiş dasit - riyodasit tüflerden görünüm .....24
Şekil 3.12.	Dasit, riyolit ve piroklastlarının ince kesitte, çift nikoldeki görünüşleri. a) Sferulitik doku, b) Porfirik doku, c) Porfiri plajiyoklas minerali, d) Korrode olmuş kuvars minerali .....25
Şekil 3.13.	Çalışma alanında dasitik tüfleri kesen bazalt daykısı .....26
Şekil 3.14.	a) Bazalt daykısının makroskobik görünümü, b) Bazalt daykısının incekesitte çift nikoldeki porfirik dokusu .....27
Şekil 3.15.	Kıbletepe sahasındaki dasitik tüflerde görülen bakırlı damarlar .....28
Şekil 3.16.	Cevher minerallerinin parlak kesitteki görünüşleri. a) Kalkopirit ve sfalerit içerisindeki pirit kapanımları, b) Kalkopirit içindeki pirit kapanımı, c) Sfaleritle kalkopiritin yaptığı ayrılma dokusu, d) Dijenite dönüşmüş kalkopirit, e) Piritlerin kenar kısımlarında gelişmiş götit-lepidokrosit, f) Kataklastik doku .....31
Şekil 3.17.	Kıbletepe civarındaki dasit ve riyolitlerin Nb/Y – Zr/TiO <sub>2</sub> diyagramı kullanılarak adlandırılması .....32

Şekil 3.18.	Kibletepe volkanitlerinin a) AFM diyagramı, b) Yb'a karşı La, c) Zr'a karşı Y diyagramı.....	33
Şekil 3.19.	Kibletepe ve çevresindeki riyolitlerin ana elementlerinin LAI (( <sup>4</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO)/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O))'ne karşı değişim diyagramları .....	34
Şekil 3.20.	Kibletepe ve çevresindeki riyolitlerin ana ve iz elementlerinin LAI (( <sup>4</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO)/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O))'ne karşı değişim diyagramları.....	35
Şekil 3.21.	Riyolitlerin zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltına göre normalleştirilmiş uyumsuz element çizgisellemesi .....	36
Şekil 3.22.	Riyolitlerin kondirite göre normalleştirilmiş NTE dağılımları .....	40
Şekil 3.23.	Kibletepe'nin batısında görülen ağsal saçınım piritli dasitik tüfler.....	41
Şekil 3.24.	Riyolitlerde çift nikolde killeşme (illit) gösteren plajiyoklaslar .....	42
Şekil 3.25.	Volkanitlerin serizitleşme indeksine (SI) karşı (a) (K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O) ve (b) CaO diyagramındaki dağılımları .....	42
Şekil 3.26.	Riyolitlerin Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -MgO-(CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) üçgen diyagramındaki dağılımları .....	43
Şekil 3.27.	Volkanit örneklerinin K <sub>2</sub> O'e karşı (CaO+Na <sub>2</sub> O) diyagramındaki konumları .....	43
Şekil 3.28.	Dasitlerde kırık zonu boyunca gelişen ikincil kuvarslar .....	45
Şekil 3.29.	a) Ayrıışmış dasitik tüfün makroskobik görünümü. b) Tamamen karbonatlaşmış plajiyoklasın ince kesitteki görünümü .....	45
Şekil 3.30.	Volkanitlerin içerdikleri toplam CO <sub>2</sub> değerlerine karşı oluşturulan a) CaO, b) Sr değişim diyagramları .....	46
Şekil 3.31.	Volkanitlerin H <sub>2</sub> O (%) ve CO <sub>2</sub> (%) içerikleri arasındaki ilişki .....	46
Şekil 3.32.	a) Bazaltlarda oluşan kloritlerin mikroskopta çift nikol ve b) tek nikoldeki görünümü, c) Dasitlerde kloritle dolgulu ince damarcıkların çift nikol ve d) tek nikoldeki görünümü .....	47
Şekil 3.33.	Volkanitlerin Al'ya karşı a) Na <sub>2</sub> O ve b) K <sub>2</sub> O diyagramlarındaki konumları .....	48
Şekil 3.34.	a) Dasitteki hematit bantlarının ve beneklerinin görünümü ve b) Dasitik tüfdeki hematit-limonit damarcıklarının görünümü.....	49
Şekil 3.35.	Dasitte çift nikolde killeşmenin görünümü.....	49
Şekil 3.36.	Volkanitlerin SiO <sub>2</sub> – KKPI diyagramındaki dağılımları.....	51
Şekil 3.37.	Volkanitlerin Al değerlerinin KKPI değerlerine karşı değişimlerini gösteren grafik .....	51
Şekil 3.38.	Volkanitlerdeki a) K <sub>2</sub> O'in Na <sub>2</sub> O'e, b) tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 'in MgO'e, c) SiO <sub>2</sub> 'nin tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO'e d) tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO'in Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O'e göre değişimleri.....	52
Şekil 3.39.	Kuars ve feldispatça zengin örneğe ait X-ışınları difraktogramı .....	55
Şekil 3.40.	Dolomitçe zengin örneğe ait X-ışınları difraktogramı.....	56

Şekil 3.41.	İllitçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim) .....	58
Şekil 3.42.	Kaolinitçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim) ve b) N (Normal çekim) .....	59
Şekil 3.43.	Kloritçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim) .....	60
Şekil 3.44.	Simektitçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, A) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim) .....	61
Şekil 3.45.	İllit/Simektit içeren örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim) .....	62
Şekil 4.1.	Çalışma alanında petrografi, XRD ve jeokimyasal analizlere göre belirlenen ayrışma türlerinin yüzey dağılım haritası .....	64
Şekil 4.2.	Çalışma alanındaki sondaj verileri (petrografik, XRD ve jeokimyasal analizleri) dikkate alınarak hazırlanan enine kesit haritası.....	65

## TABLolar DİZİNİ

	<b><u>Sayfa No</u></b>
Tablo 3.1. Sondajların genel durumu .....	29
Tablo 3.2. Kibletepe çevresindeki riyolitlere ait ana (% ağırlık) ve iz (ppm) element analiz sonuçları.....	37
Tablo 3.3. Kibletepe çevresindeki riyolitlere ait nadir toprak element (ppm) analiz sonuçları .....	39
Tablo 3.4. Tüm kayaç X-ışınları difraktogramlarına göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler .....	54
Tablo 3.5. Kil fraksiyonu X-ışınları difraktogramlarına göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler .....	56

## SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ

Å	: Angstrom
AI	: Ishikawa ayrışma indeksi = [100 x ((MgO + K <sub>2</sub> O) / (MgO + K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O + CaO))]
AK	: Alt kabuk
A.K.	: Ateşte kayıp
An	: Anortit
ANTE	: Ağır nadir toprak elementler
BIYE	: Büyük iyon yarıçaplı elementler
Ç.N.	: Çapraz nikel
D	: Dolomit
Dj	: Dijenit
EG	: Etilen glükolle doyurulmuş
Eu	: Eu <sub>N</sub> / Eu*
Eu*	: (Sm <sub>N</sub> + Gd <sub>N</sub> ) / 2
Eu <sub>N</sub>	: Normalleştirilmiş Eu
F	: Feldispat
<sup>t</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	: Toplam demir Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak
HNTE	: Hafif nadir toprak elementler
I	: İllit
I/S	: İllit/simektit aratabakalısı
K	: Kaolinit
Ka	: Kalsit
Kb	: Kilobar
KAI	: Kimyasal ayrışma indeksi = [100 x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O + CaO*)] * Karbonat minerallerinde bulunan CaO'nin çıkarılmasıyla bulunan değer
KF	: Kil fraksiyonu
KKPI	: Klorit – karbonat – pirit indeksi = [100 x (MgO + <sup>t</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) / (MgO + <sup>t</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)]
Kl	: Klorit
Kp	: Kalkopirit
Ku	: Kuvars
Kv	: Kovellin
LAI	: Lentz ayrışma indeksi = [( <sup>t</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + MgO) / (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)]
Lp	: Lepidokrosit
m	: Metre
Mg <sup>#</sup>	: Mg numarası = [100 x ((molar MgO) / (molar MgO + molar <sup>t</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ))]
My	: Milyon yıl
N	: Normal çekim
NTE	: Nadir toprak elementler
Op	: Opak mineral
Örn. No	: Örnek numarası
Pl	: Plajiyoklas
Pr	: Pirit
S	: Simektit

SI	: Serizitleşme indeksi = $[K_2O / (K_2O + Na_2O)]$
Sf	: Sferulit
Sfr	: Sfalerit
TK	: Tüm kayaç
ÜK	: Üst kabuk
XRD	: X-ışınları difraksiyonu
VMS	: Volkanojenik masif sülfür
YÇAE	: Yüksek çekim alanlı elementler
Z-OOSB	: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı



## 1. GENEL BİLGİLER

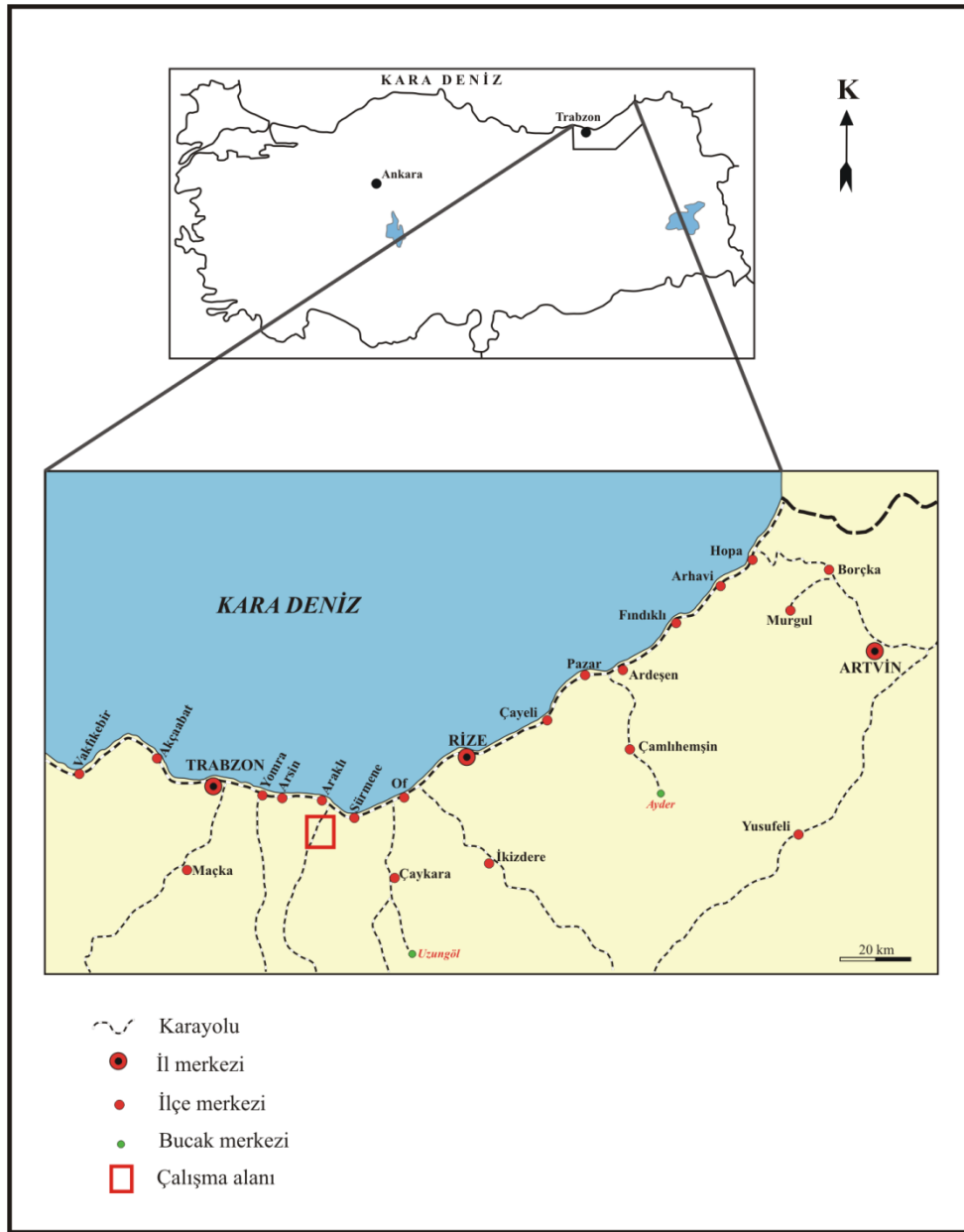
### 1.1. Giriş

Volkanik kayalıklara bağlı masif sülfid (VMS) yatakları bakır, çinko, kurşun, gümüş ve altın metalleri açısından dünyanın önemli kaynaklarından birini oluşturmaktadır. Bol miktarlarda Cu, Zn, Pb, Au, Ag gibi baz ve değerli metallerin yanı sıra Co, Sn, Ba, S, Se, Mn, Cd, Bi, Te, Ga, Ge üretimleri de bu tür yataklardan gerçekleştirilmektedir (Barrie ve Hannington, 1999). Volkanojenik masif sülfid (VMS) yatakları sığ denizel rift ile ilişkili ortamlarda (okyanusal, yay önü ve yay arkası, yay, kıta kenarı veya kıtasal) oluşurlar ve belirli jeokimyasal özelliklere sahip bimodal, mafik-felsik volkanik ürünler içerisinde bulunurlar (Hart vd., 2004). Doğu Pontidler (Karadeniz Bölgesi), Orta Asya-Pasifik'ten Doğu Avrupa'ya kadar uzanan Tetis-Avrasya metalojenik kuşağının bir parçasıdır. Karadeniz Bölgesi'nde 350 km doğu-batı ve 60 km kuzey-güney boyunca uzanan zon Pontid metalojenik kuşağı olarak bilinmektedir (Pejatoviç, 1979; Akıncı, 1980). Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bu VMS tip yataklar çok sayıda bulunmakta ve dasitik kayalar içinde yer almaktadır. Pejatoviç (1979), VMS yataklarının taban kayalarında serizitleşme ve kloritleşme, tavan kayada ise silisleşme ve killeşmeyi prospeksiyonda kılavuz olarak düşünmüştür. Çağatay (1980), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde incelediğı VMS cevherleşmelerinin kil ve karbonat mineral topluluklarının oluşturduğu düzenli ve geniş alterasyon zonları ile sarıldığını ifade etmiş ve incelenen cevherleşmelerde masif cevherin altında bulunan dasitik kayalarda serizitik (illitik) alterasyonun yaygın olmasını en önemli ortak özellik olarak belirtmiştir. Tüysüz (2003), Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki cevherleşmelerde yer yer birkaç km'ye varan yoğun bir hidrotermal alterasyonun gözlemlendiğini ve bu alterasyonun belirgin bir zonlanma gösterdiğini öne sürerek, en içte kuvars-serizit±Fe-klorit olup, dışa doğru serizit-Mg-klorit ve en dışta da Mg-klorit–montmorillonit–kalsit alterasyonu gözlemlendiğini belirtir.

Çalışma alanını oluşturan Kibletepe (Araklı, Trabzon) Zn-Cu cevherleşmesi Türkiye'nin kuzeydoğusunda ve Alp-Himalaya Dağ kuşağı üzerinde olan Doğu Karadeniz Dağları'nın kuzey kesiminde yer almaktadır.

## 1.2. Coğrafi Konum

İnceleme alanı; Trabzon ili, Araklı ilçesinin yaklaşık 25 km güneyinde (Şekil 1.1), Taştepe köyü sınırları içerisindeki Kibletepe mevkiinde (Şekil 1.2), Trabzon G43-b3 ile Trabzon G44-a4 paftalarında yer almaktadır. Trabzon il merkezine 60 km uzaklıktadır. İnceleme alanına ulaşım, Trabzon-Rize karayolunun 35. km' sinden Dağbaşı beldesine ayrılan asfalt yolla sağlanmaktadır. Sahaya en yakın havalimanı 55 km'lik karayolu ile ulaşılan Trabzon Havalimanı'dır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

### 1.2.1. Genel Topoğrafya

Çalışma alanı morfolojik olarak Doğu Karadeniz'e ait tüm karakteristik özelliklere sahip olup, oldukça sarp ve engebelidir. Yükselti 700 m ile 1100 m arasında değişmekle birlikte, özellikle dere yataklarında çok sarp topoğrafya belirgin olarak gözlenmektedir. Yörenin en büyük akarsularını çalışma sahasının batısından geçmekte olan Karadere ile Mağlut Dere ve Derin Dere oluşturmaktadır.



Şekil 1.2. İnceleme alanının (Kibletepe mevki) görünümü

### 1.2.2. İklim ve Bitki Örtüsü

Bölgenin iklimi, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde hüküm süren Karadeniz iklimidir. Bölgede yazlar ve kışlar ılıman ve yağışlı geçmektedir. İnceleme alanında sıcaklık 10-30° arasında değişmektedir. Yaygın olarak ormanlık (gürgen, kızılâğaç, kestane, çam) alanların bulunduğu çalışma sahası içerisinde ayrıca çay, fındık, mısır, meyve ve sebze bahçeleri de yer almaktadır.

### 1.2.3. Ekonomik Durum

Yöre halkının başlıca geçim kaynakları tarım ve hayvancılıktır. Yörenin bol yağış almasından dolayı çay üretimi yapılmaktadır. Hayvancılık ise yetersizdir.

### 1.3. Önceki Çalışmalar

Alpan (1971), G44-b1,b2,b3, G44-a1,a2,a4 paftalarının 1/25.000 ölçekli jeoloji raporunda, sahada Üst Kretase yaşlı alt dasit, üst bazik ile üst dasit seviyelerine ait birimlerin bulunduğunu belirtmiştir.

Iğdır (1971), G44-a1, G43-b2, G43-b4 paftalarında yaptığı çalışmalar sonucunda Özdil bakır zuhuru ile Derebaşı deresinde jeofizik önerisinde bulunmuş ve cevherleşme sahalarının 1/2000, 1/5000 ölçekli detay jeolojisinin yapılmasını önermiştir.

Türk – Japon ekibi (1974), MTA tarafından Türk-Japon işbirliği ile Trabzon yöresi jeolojisi çalışılmış ve 1/50.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Bu çalışmaya göre yöredeki istif Üst Kretase yaşlı kireçtaşı-marn-çamurtaşı ardalanması ile başlamakta, bunu aynı yaşlı andezitik, dasitik lav ve piroklastitler içeren andezitik piroklastlar üstlemektedir.

Aslaner (1977), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yer alan masif sülfid yataklarının, yitim zonundaki ada yayında oluştuklarını ve sonradan kıtaya kaynaşmış olduklarını ileri sürmüştür. Ayrıca, bölgedeki porfiri bakır yataklarının Karadeniz Okyanus Kabuğu'nun Anadolu Plakacığı altına dalmasıyla (güney yönlü yitim) meydana gelen kalkalkalen magmadan itibaren oluştuğunu vurgulamıştır.

Çınar ve Van (1977), Kestanelik (Araklı, Trabzon) cevherleşmesinin 1/10.000'lik detay haritasını yapmış ve cevherleşmenin ince damarlar şeklinde, breşik yapıları içerisinde, hidrotermal olarak oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Çınar (1977), Trabzon, Sürmene ve Of yörelerinde yaptığı genel jeoloji amaçlı çalışmada, Of-Sürmene yöresinde yoğun hidrotermal ayrışma gösteren dasitler ile örtü niteliğindeki baziklerin dokunağının detaylı araştırılmasını ve masif cevher açısından yörede bir havza etüdü yapılmasını önermiştir.

Pejatoviç (1979), doktora çalışmasında Doğu Karadeniz Metalojenik Kuşağına ait jeolojik ve metalojenik birçok ayrıntıya ilk kez yer vermiş ve bölgeye ait ilk havza bazlı çalışma gerçekleştirerek Kuroko Tip VMS yatakları grubu içerisinde kendine özgü yapıyla Pontid Tipi VMS alt sınıflandırmasını ilk kez önermiştir.

Akıncı (1980), Kestanelik (Araklı, Trabzon) Köyü'nde jeolojik etüt (G43-b3 paftasında) yapmıştır. Ayven köyü cevherleşmesinin önemli olabileceğini, köy civarında galeri ve curufların bulunduğunu, 1/10.000 ölçekli detay jeoloji yapılması gerektiğini belirtmiştir. Eyman Köyü (Araklı, Trabzon) bakır zuhurunun 50-60 metre uzunluk ve 20-25 metre genişlik gösterdiğini, yüzeyde gözlenen limonitleşmenin derinde muhtemel bir manyetit cevherleşmesini işaret ettiğini belirtmiştir.

Çağatay (1980), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde incelediği VMS cevherleşmelerinin kil ve karbonat mineral topluluklarının oluşturduğu düzenli ve geniş alterasyon zonları ile sarıldığını ifade etmiştir. Bu zonların çevresindeki volkanikler içerisinde bu zonları saran zeolit varlığını saptayarak bu zeolitlerin kökeninin belli olmadığını belirtmiştir. Araştırmacı, incelenen cevherleşmelerde en önemli ortak özelliğin masif cevherin tabanında bulunan dasitik kayaçlardaki yaygın serizitik (illitik) alterasyonu olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (1982), Trabzon-Sürmene-Of yörelerinin jeolojisi ve maden yataklarını incelemiş, andezit, bazalt ve piroklastlarından (kırmızı kireçtaşı arakatkılı) oluşan örtü kayacının alt kesimlerinin maden yatakları açısından araştırılması gerektiğini belirtmiştir.

İskender (1985), Araklı-Dağbaşı-Büyükayven yörelerinde yaptığı incelemede, granodiyorit bileşimindeki plütonun Alt Bazik Seri, mermer, kırmızı kireçtaşı ve dasitleri kestiğini belirtmiştir.

Gülibrahimoğlu (1986), Trabzon G43-c1,c2,c3,c4, G44c1,c2,c3,c4, G44-d1,d2,d3,d4 paftalarındaki cevherleşmelerin daha çok bazik ve granitik kayaçlarda damar ve skarn tipte geliştiğini belirtmiştir.

Hacıbrahimoğlu (1986), Dağbaşı-Araklı çevresinde yapmış olduğu çalışmada, inceleme alanının en yaşlı kayaçlarını Jura-Alt Kretase yaşlı Alt Bazik Seri olduğunu, bunların üzerine sırasıyla mercek şekilli mermerlerin ve dasitlerin geldiğini ve Dağbaşı Granitoidinin tüm bu birimleri kestiğini belirtmiştir.

Kargı (1987), "Araklı-Bahçecik Granitoidinin Petrografik ve Jenetik İncelenmesi" isimli yüksek lisans çalışmasında, Bahçecik Granitoidi'nin monzonit ve granit bileşiminde olduğunu, granitoidin Liyas yaşlı volkanik kayaçlar ve Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşların kestiğini belirtmiştir.

Şen (1988), "Dağbaşı (Trabzon) Bölgesinde Yüzeyleyen Alt Bazik (Jura)-Granitoid (Üst Kretase) Birimlerinin Petrografik-Jeokimyasal Özellikleri" isimli yüksek lisans çalışmasında, Dağbaşı Granitoidinin granodiyorit ve kuvarslı diyorit bileşiminde

olduğunu, granitoyidin henüz olgunlaşmakta olan bir ada yayının ürünü olduğunu, inceleme alanındaki Jura volkanitlerinin yitim kökenli toleyitik-kalkalkalen kökenli olduklarını belirtmiştir.

Kolaylı (1989), Kutlular (Sürmene, Trabzon) cevherleşmesinde görülen alterasyondaki kimyasal değişimleri incelediği çalışmada, cevher kütlelerine yaklaştıkça MgO değerinin kısmen değişiklik göstermesine karşın genelde azaldığını, Na<sub>2</sub>O değerlerinin buna paralellik gösterdiğini, K<sub>2</sub>O'nun ise ters bir ilişki göstererek arttığını ifade etmiştir.

Kaygusuz (1992), "Dağbaşı (Araklı, Trabzon) ve Çevresinin Mineralojik ve Petrografik Olarak İncelenmesi" adlı yüksek lisans çalışmasında, Dağbaşı Granitoyidi'nin kenar kısımlarının tonalit ve mikrogranit bileşiminde olduğunu, granitoyidin iri kuvarşlı dasit daykları tarafından kesildiğini ve granitoyidin birkaç santimetre çapından bir metreye kadar varabilen büyüklükte anklavlar içerdiğini belirtmiştir. Ayrıca Granitoyidin Alt Bazik Seriyi keserek kısmen metamorfize olmasına neden olduğunu, seri içindeki kireçtaşlarıyla dokanaklarında skarn zonlarının geliştiğini ve inceleme alanında dokanak-pirometasomatik ve hidrotermal cevherleşmelerin varlığını da bildirmiştir.

Güven (1993), çalışma alanının da içinde bulunduğu Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/25.000 ölçekli haritasını hazırlamış, bölgede yapılan eski çalışmaları yeniden derleyerek Kuzey Anadolu Sıradağları'nın doğu kesimi için "Kuzey Zon" ve "Güney Zon" diye iki farklı stratigrafik kolon kesit önermiştir. Bu incelemeye göre, Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Üst Kretase yaşlı kayaçlar, Alt Kretase yaşlı kayaçlar üzerine uyumlu olarak gelmektedirler. Kumtaşı, marn, killi kireçtaşı ve tuf ara katkılı bazalt, andezit ve piroklastitlerden oluşan Üst Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu, Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmekte olup, riyolit-riyodasitik ve piroklastitlerden oluşan Üst Kretase yaşlı Çayırbağ Formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir.

Hasançebi (1993), "Dağbaşı Granitoyidine Bağlı Cevherleşmenin İncelenmesi" adlı yüksek lisans tezinde, çalışma alanındaki cevherleşmelerin granitoyide bağlı hidrotermal ve skarn tipi cevherleşmeler olduğunu saptamıştır. Skarn tipi cevher minerallerinin Dağbaşı Granitoyidi etrafında zonlanma gösterdiklerini belirterek, granitoyid dokanağında Fe zonu, Cu zonu ve Zn zonu olmak üzere 3 zon saptamıştır.

Çamur vd. (1996), Doğu Pontidlerin jeokimyasal özelliklerini irdeledikleri çalışmalarında bölgede yer alan volkanik kayaçların jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini incelemiş ve Doğu Pontid volkanitlerinin genellikle havza açılımı veya yitim esnasında

oluşan, zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (MORB) benzeri bir mantodan türemiş olabileceğini söylemişlerdir. Ayrıca Üst Kretase ve Tersiyer volkanitlerinin toleyitik, kalkalkalen ve şoşonitik karakterli olduklarını ve uyumsuz elementler bakımından zenginleşmiş manto kaynağından türediklerini ifade etmişlerdir.

Arslan vd. (1997), "Doğu Pontid Alkalen Volkanik Provensi" adlı çalışmalarında, Doğu Pontidler'in Liyas, Üst Kretase ve Eosen dönemlerinde faaliyet gösteren üç volkanik evre ile karakterize edilebileceğini belirtmişler ve bu evrelerin jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini karşılaştırmalı olarak irdemişlerdir. Dalma-batmanın riftleşmeden hemen sonra Liyas'da başladığını, Üst Kretase'de devam ettiğini ve Eosen'de kabuk kalınlaşmasıyla olgunluğa ulaştığını belirtmişlerdir. Jeolojik verilerle birlikte elde ettikleri jeokimyasal verilere göre, Doğu Pontid volkanik kayaçlarının bir ada yayı ortamına işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Tüysüz (2000), Murgul (Artvin) masif sülfid yatağının jeolojik, mineralojik ve kökensele özelliklerini incelediği çalışmasında, cevherli dasitlerde silisleşme, cevherli ve cevhersiz dasitlerde ise serisitleşme, killeşme ve karbonatlaşma tespit etmiştir. Araştırmacı cevherli dasitlerdeki hidrotermal alterasyonun, masif cevherden itibaren en içte besleme kanalları etrafında kuvars-serisit±Fe-klorit, dışa doğru serisit-Mg-klorit ve en dışta ise Mg-klorit-montmorillonit-kalsit şeklinde belirgin bir zonlanma gösterdiğine dikkat çekmiştir.

Akçay ve Moon (2001), Akçay (2003) çalışmalarında, Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki dasitik kayaçların kimyasal analizlerine bağlı olarak birbirinden ayırt edilebileceğini belirtmişlerdir. Bünyesinde masif sülfid yatağı içerme ihtimali olabilecek dasitlerin bu şekilde tanınabileceği ve masif sülfid yatakları için potansiyeli olan sahaların belirlenmesinde dasitlerin jeokimyasal özelliklerinden yararlanılabileceğini ifade etmişlerdir.

Gümrükçüoğlu (2002), "Doğu Pontidlerde Yüzeyleyen Jura Volkanitlerinin Jeokimyasal Özellikleri" isimli yüksek lisans çalışmasında, Doğu Pontid Kuzey ve Güney zonlarında yer alan beş lokasyonda yüzeyleyen Jura yaşlı volkanik kayaçların jeokimyasal özelliklerini karşılaştırmıştır. Dağbaşı (Çankaya) civarındaki Jura volkanitlerinin bazalt, andezit, spilitik bazalt, tuf ve aglomeralardan oluştuklarını, volkanitlerin jeokimyasal olarak yitimle ilişkili olabileceklerini belirtmiştir.

Sipahi (2005), Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) volkanitlerindeki hidrotermal ayrışmaların mineralojisi ve jeokimyasını ortaya koyduğu doktora çalışmasında; yöredeki dasitleri jeokimyasal karakteristiklerine göre Dasit-I ve Dasit-II olarak tanımlamış ve

inceleme sahasındaki alterasyon mineralojisinin jeokimyasal değişimlerini irdelemiştir. Magmatik kökenli hidrotermal sıvılarla meydana gelen alterasyonda illitlerin yaşını Kampaniyen-Daniyen ( $78.7 \pm 2.3$  My ve  $75.3 \pm 2.4$  My) olarak ortaya koymuştur.

Aydınçakır (2006), “Dağbaşı (Araklı-Trabzon) Granitoyidi ve Çevre Kayaçların Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik Özelliklerinin İncelenmesi” isimli yüksek lisans tezinde; Dağbaşı Granitoyidi’nin genel olarak I-tipi, düşük-orta K’lu kalk-alkali, peralümin-metalümin geçişli, kafemik karakterli olup, volkanik yay granitoyidleri özelliği gösterdiğini, gelişiminde özellikle fraksiyonel kristallenme ve magma karışımının etkili olduğu ve az oranda da asimilasyon ve kısmi ergimenin rol oynadığını ortaya koymuştur.

Abdioğlu (2008), Kutlular (Sürmene-Trabzon) VMS yatağı hidrotermal alterasyonunun kil mineralojisi, jeokimyası, duraylı izotop özellikleri ve kökenini ortaya koyduğu doktora çalışmasında; taban ve örtü kayaçlarındaki alterasyon zonlarının cevhere yaklaştıkça sistematik olarak Na ve Ca değerlerinde azalma, K ve Si değerlerinde artış, alterasyon indeksi ve KKPI değerlerinde artış,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$ ’de azalma sergilediğini, kil minerallerinin oluşum sıcaklıklarının klorit için  $184-250$  °C, kaolinit için  $77-118$  °C, simektit için  $87-134$  °C, illit/simektit için  $121-186$  °C ve illit için  $149-323$  °C olduğunu ortaya koymuş ve K-Ar yöntemine göre illit/simektitlerin ( $75-91.3$  My) yani Kampaniyen döneminde başlayan karmaşık bir illitleşme sürecini işaret ettiğini belirtmiştir.

Kaygusuz ve Aydınçakır (2009, 2011), Dağbaşı Granitoyidi üzerine yapmış oldukları çalışmada, Dağbaşı Granitoyidi’nin yaşını  $88-82$  My (U-Pb-Zr) olarak bulmuşlardır. Ayrıca granitoyidin düşük-orta K’lu metalümin-peralümin karakterli olduğunu belirtmişlerdir.

Aydınçakır ve Kaygusuz (2012), Dağbaşı yöresindeki Geç Kretase yaşlı volkanik kayaçların kalkalkalen karakterli ve düşük-orta potasyum içeriğine sahip olduklarını belirtmişlerdir.

#### **1.4. Genel Jeoloji**

Ketin (1966), tektonik üniteleri Türkiye’nin orojenik gelişimini esas alarak, kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olarak dört ana tektonik birliğe ayırmıştır. Bu tektonik birlikleri Ketin ve Canitez (1972) yeniden düzenleyerek, Pontidleri “Doğu Pontidler” ve “Batı Pontidler” olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Doğu Pontidler’deki Geç Kretase yaşlı kayaçlar, kuzey ve güney



bölgelerinde farklılıklar gösterdikleri için güney (iç) ve kuzey (dış) bölümlere ayrılmıştır (Akın,1978; Gedikoğlu vd., 1979; Özsayar vd., 1981).

Bektaş (1986), Doğu Karadeniz magmatik yayını farklı magmatik, tektonik ve sedimentolojik evrim aşamalarına göre kuzeyden güneye doğru kuzey zon, güney zon ve eksen zonu olmak üzere üç alt zona ayırmıştır.

Pontidler Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenezinin etkisinde kalmış, dolayısıyla da dalma, bindirme, yay ve yay gerisi oluşumu gibi birçok olay sonucunda şekillenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bunun sonucu olarak Pontidler birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Tokel (1977), Pontid magmatik arkının güneyindeki ofiyolitik kayalar Paleotetis'e ait kalıntılar olarak düşünmüş ve Pontidler'in kapanmış, kuzeye dalımlı bir yitim zonu yönünde geliştiğini belirtmiştir. Bektaş (1984)'a göre ise Pontid kuşağı güneye dalımlı bir yitim zonedir.

Doğu Pontidler'de temel kabul edilen Paleozoyik yaşlı kayalar, kristalen şistler ve granitlerden oluşmaktadır. Doğu Pontidler'in Güney Zonu'nda büyük plütonik kütleler halinde Gümüşhane yöresinde ve Gümüşhane-Köse arasında (Zankl, 1961, 1962; Tokel, 1972; Çoğulu, 1975; Yılmaz, 1976; Açar, 1977; Gedikoğlu, 1978; Özdoğan, 1992) egemen olan bu kayalar, Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'ndaki önceki çalışmaya (Schultz-Wetsrum, 1961) göre küçük mostralar halinde sadece Giresun güneyinde metamorfik kayalarla birlikte görülmektedir. İnceleme alanını da içine alan Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda ilk olarak Kaygusuz vd. (2012) tarafından Paleozoyik yaşlı granitlerin varlığı ortaya konulmuştur. Bu Paleozoyik yaşlı kayalar, Tonya güneyi (Derinoba, Kayadibi, Şahmetlik ve Kızılağaç), Maçka güneyi (Soğuksu) ve Özdil yöresinde yüzeyleme verirler (Kaygusuz vd., 2012). Bu taban kayaları Erken-Orta Jura yaşlı volkano-tortul kayalar tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üzerlenir.

Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda Liyas'ta başlayan bazik bir volkanizma hakimdir. Erken Kretase sonuna kadar devam eden ve bazalt, andezit ve onların piroklastitlerinden oluşan bu seri "Alt Bazik Volkanik Seri" olarak adlandırılmıştır (Gedikoğlu, 1978; Van, 1990). Kuzey Zonu'nun hemen her kesiminde çoğunlukla merccekler şeklinde görülen ve Berdiga Formasyonu olarak adlandırılan gri renkli kireçtaşları ise Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlarını vermektedir (Gedikoğlu, 1978; Bulut, 1989). Alt Kretase yaşlı kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Kretase yaşlı oluşuklar tabandan itibaren içerdikleri ekonomik cevherleşmeler nedeniyle cevherli dasit olarak adlandırılan dasitik tüflerle başlar. Doğu Pontid Kuzey Zonu'ndaki bu dasitik kayalar

Dasit-I ve bunların üzerine gelen dasitler Dasit-II olarak Sipahi (2005) ve Sipahi ve Sadıklar (2012) tarafından adlandırılmış ve bimodal karakterde olan bu kayalar volkanik yay ortamlarında gelişmişlerdir. Alt Asitik Seri olarak bilinen bu seri üzerine uyumlu olarak kırmızı biyomikritler gelir. Bu biyomikritler, merccekler şeklinde Üst Asitik Seri olarak bilinen ve hiçbir ekonomik cevherleşme içermeyen mor dasitler üzerinde uyumlu olarak izlenir. Hematitli dasit olarak da adlandırılan seri, piroklastik kayalarla devam eder ve kireçtaşı, marn, kumtaşı, tuf ve aglomeralardan oluşan volkano-tortul seri ile son bulur. Pontidler'de yaygın olarak görülen üçüncü volkanitler ise Üst Bazik Seri olarak adlandırılan bazalt, andezit ve volkanotortul birimlerden oluşur (Leitch, 1975).

Geç Kretase-Paleosen geçişi Doğu Pontidler'de yer yer gözlenmektedir. Şarman (1975), Tirebolu'nun güneydoğusunda Geç Kretase kireçtaşlarının devamı olarak Paleosen yaşlı birimleri tesbit etmiştir. Hopa-Cankurtaran yöresinde volkano-tortul seri, Geç Kretase'den Eosen'e kesintisiz geçmektedir (Özsayar vd., 1981). Kale (Gümüşhane) yöresinde Geç Kretase yaşlı filişle başlayan istif, uyumsuz olarak konglomera ve mikritik kireçtaşlarından oluşan Paleosen yaşlı Kale Formasyonu'na geçmekte ve Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu ile örtülmektedir (Aliyazıcıoğlu, 1999).

Eosen, genellikle Kretase ve Paleosen yaşlı birimler üzerine taban konglomerası ile gelmekte ve bunları andezit ve piroklastitleri ile filiş çökellerinden oluşan seriler üstlemektedir. Gedikoğlu (1970), Çambaşı ve Gököy yörelerinde Eosen'in taban konglomerası ile başladığını belirtmiştir.

Oligosen, Trabzon, Ünye ve Fatsa yörelerindeki sahil kesimlerinde görülmektedir (Schultz-Westrum, 1961; Özsayar, 1971). Neojene ait tortullar Trabzon-Akçaabat ve Rize-Pazar sahillerine yakın yerlerde mevcuttur (Yalçınlar, 1952; Özsayar, 1971). Kuvaterner yaşlı oluşuklar traverten ve alüvyonlardan oluşmaktadır.

### **1.5. Çalışmanın Amacı**

Çalışma sahasındaki kayalarda gözlenen alterasyon hakkında şu ana kadar ayrıntılı bilgi verilmemiştir. Yapılan bu çalışmayla Kibletepe sahasındaki masif sülfid yatağını içeren asidik kayaların petrografik, jeokimyasal özellikleri ile cevherin ve alterasyonun mineralojisi belirlenerek, sahanın alterasyon haritası hazırlanmıştır.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Materyal ve Yöntemler**

Bu çalışma Kibletepe sahasının genel jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası ve alterasyon mineralojisini belirlemek amacıyla gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla yürütülen çalışmalar; arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere başlıca üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

#### **2.1.1. Arazi Çalışmaları**

Arazi çalışmaları kapsamında, petrografik ve jeokimyasal çalışmalarda kullanılmak üzere mostradan 30 adet kayaç örneği, alterasyon mineralojisini belirlemek üzere 37 adet karot örneği ve 26 adet mostra örneği olmak üzere toplam 63 adet örnek alınmıştır. Bunlardan başka arazide gerekli görülen jeolojik birimlerin fotoğrafları çekilmiştir.

Çalışma sahasının jeoloji çalışmaları, MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, Metalik Madenler Koordinatörlüğü tarafından yürütülen “Doğu Karadeniz Metalik Maden Aramaları” projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

#### **2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları**

##### **2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması, İncelenmesi**

Arazi çalışmaları boyunca çalışma alanından alınan mostra ve sondaj örneklerinden mineralojik ve petrografik tayinlerin yapılabilmesi için 29 adet ince kesit, cevherleşmenin mineralojisini ve parajenezini belirlemek amacıyla 8 adet parlak kesit hazırlanmıştır.

Mineralojik ve petrografik tayinler için kesitler, Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, incekesit laboratuvarında hazırlanmıştır. Örneklerden 0.5x2x4 boyutlarında plakalar kesilip pürüzsüzleştirildikten sonra, 0.1x2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapıştırılmış örnek, aşındırıcı tozlar kullanılarak 0.3 mm kalınlığa kadar inceltirilmiştir. Örneklerin üzeri lamelle kapatılmamıştır. Hazırlanan ince kesit örnekleri MTA Doğu Karadeniz Bölge

Müdürlüğü Petrografi Laboratuvarı ve Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'ndaki polarizan mikroskoplarda incelenerek, dokusal, mineralojik ve alterasyon mineralojisi açısından irdelenmiş ve kayaç adlaması yapılmıştır. Ayrıca gerekli görülen örneklerden mikro fotoğraflar çekilmiştir.

Parlak kesitler Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır ve parlatma işlemleri de aynı bölümün, örnek hazırlama laboratuvarında yapılmıştır. Parlak kesit için seçilen örnekler amaca uygun olarak belirlenen boyutlarda kesilip, farklı boyutlardaki tozlarla aşındırılıp, incelenecek yüzeyleri alüminyum oksit tozuyla parlatılmıştır. Hazırlanan parlak kesitler MTA Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü'nde ve Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'nda üstten aydınlatmalı cevher mikroskopisi ile yağlı ortamda incelenerek, mineral parajenezi ve süksesyonu belirlenmiş, gözlenen mineraller ve özellikleri fotoğraflanmıştır.

#### **2.1.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması**

Ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analizleri için petrografik incelemeler sonucu seçilen kayaç örneklerinden yaklaşık 10 gr ağırlığında poşetlenerek, ACME (Vancouver, Kanada) analitik laboratuvarına gönderilmiştir. Kayaç örnekleri, öncelikle çelik kırıcılarla kırılmış, daha sonra tane büyüklüğü 200 mesh'den daha küçük olacak biçimde agat bir havan içinde öğütülmüştür. Ana ve iz element içerikleri, 0.2 gr toz kayaç örneğinin 1.5 gr LiBO<sub>2</sub> ile çözdürülmesi ve daha sonra 100 ml %5 HNO<sub>3</sub>'de çözülmesinden sonra ICP-MS ile ölçülmüştür. NTE içerikleri 0.25 gr toz kayaç örneğinin dört farklı asit içerisinde çözdürülmesinden sonra ICP-MS ile analiz edilmiştir.

Ateşte kayıp (A.K.), örnekler 1000 °C'de yakıldıktan sonra ağırlık farkından hesaplanmıştır. Toplam Fe içeriği, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cinsinden ifade edilmiştir. Dedeksiyon limitleri, ana oksitler için % ağırlık olarak 0.002 - 0.04, iz elementler için 0.1 - 8 ppm ve NTE için 0.01 - 0.3 ppm arasında değişmektedir.

#### **2.1.2.3. X-Işınları Difraksiyonu (XRD) İçin Örnek Hazırlanması**

Çalışma alanından alınan kil numunelerinin XRD incelemeleri MTA Genel Müdürlüğü (Ankara), Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Başkanlığı, Mineraloji-

Petrografi Koordinatörlüğünde, Cu X-ışın tüplü Rigaku DMAX III C model X ışınları difraktometresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

XRD incelemelerinde kullanılan aletsel koşullar şöyledir;

Anod	: Cu (CuK $\alpha$ =1.541871 Å)	Kağıt Hızı	: 2 cm/dk
Filtre	: Ni	Duyarlılık	: 4.10 <sup>2</sup>
Gerilim	: 35 kV	Zaman sabiti	: 1 sn
Akım	: 15 mA	Yarıklar	: 1°-0.1mm-1°
Ganyometre Hızı	: 2°/dk	Kağıt aralığı	: TK 2 $\theta$ =2-70° KF 2 $\theta$ =2-40°

XRD tüm kayaç (TK) ve kil fraksiyonu (KF) çalışmalarında kullanılacak olan örnekler çekiç yardımıyla 3-5 cm'lik parçalara bölünmüş ve halkalı öğütücüde 30 sn süresince öğütülmüştür. Öğütülen örneklerin mineralojik olarak yarı nicel bileşimlerini saptamak için XRD-TK analizi yapılmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu XRD analizi toplam 63 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Tüm kayaç difraktogramlarının çözümlenmelerinde J.C.P.D.S. (1990) kartlarından yararlanılmıştır. Belirlenen minerallerin yarı nicel yüzdeleri, pik şiddetlerinden yararlanılarak Gündoğdu (1982) tarafından belirlenen minerallerin kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt oranları dikkate alınarak hesaplanmıştır.

Kil fraksiyonunun tüm kayaç içerisindeki diğer minerallerden ayrılmasını sağlamak için Jackson (1956), Kunze (1965), Gündoğdu ve Yılmaz (1983) tarafından önerilen kimyasal çözme, santrifüjleme-dekantasyon-yıkama ve sedimentasyon-sifonlama-santrifüjleme işlemleri uygulanmıştır. Bu uygulamaya başlamadan önce kayaca kırma ve öğütme işlemleri uygulanmıştır. Öğütme işleminde tane boyunun 5-10  $\mu$ m'nin altına düşmemesine özen gösterilmiştir. Öğütme işleminden sonra 20-30 gr örnek 1 litrelik behere alınmış ve üzerine 100 ml saf su eklenerek aşağıdaki işlem sırası takip edilmiştir.

1) Kimyasal çözme: Kil ayırma işlemi yapılırken kil olmayan minerallerin kimyasal çözme yoluyla atılması için yapılan işlemdir. Karbonat minerallerinin atılması için 1N'lik asetik asit kullanılır. 1-10 gr arasında öğütülmüş örnek 100 ml'lik behere koyulur ve daha sonra üzerine 40 ml 1N'lik asetik asit eklenir ve 30 dakika bekletilir. Örnek santrifüj tüplerine alınır ve 2000 devirde 5 dakika süre ile santrifüjlenir ve sıvı ile örnek ayrılır. Bu işleme karbonatlar atılıncaya, bir başka ifade ile CO<sub>2</sub> gaz çıkışı duruncaya kadar devam edilir (Jackson, 1956; Kunze, 1965).

Organik maddenin atılması H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (hidrojen peroksit) ile oksidasyon vasıtası ile sağlanır. Karbonatların atılması işlemi uygulanmış ve minimum miktardaki saf su ile 100 ml'lik behere alınmış olan örnek üzerine %30'luk H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>'den 5 ml eklenir ve ara sıra karıştırılarak örnek bekletilir. Bu işleme örnekte organik maddeden kaynaklanan koyu renk gidene kadar devam edilir. Örnek santrifüj tüpüne alınır ve 2000 devirde 5-10 dakika süre ile santrifüjlenerek örnek ile asitin ayrılması sağlanır ve asitli sıvı atılır (Jackson, 1956; Kunze, 1965).

2) Kararlı süspansiyon elde edilmesi: Yıkama - dekantasyon - santrifüjleme işlemlerinden oluşur. Kimyasal çözme işleminin ardından örnek saf su ile birlikte behere alınır ve karıştırılır. Daha sonra dinlenmeye bırakılır. Bu işleme dekantasyon denilir. Bu işlem sonucunda kil ve kil dışı malzeme beherin dibine çöker ve üstte yabancı katyon ve anyonları (Örneğin Ca, Mg ve Cl gibi) içeren berrak kısım atılır. Bu işlemin daha hızlı yapılabilmesi için santrifüjlemeden yararlanılabilir. Bu işleme 2500 devir/dakika hızla santrifüjlenerek çökmeyen kararlı bir süspansiyon elde edilinceye kadar devam edilir (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983).

3) Kil fraksiyonunun kazanılması: Elde edilen kararlı süspansiyon 3 saat, 40 dakika süresince dinlenmeye bırakılır. Kilin süspansiyonda kalmasını sağlayan bazı özellikleri vardır. Bunlar; kilin ağırlığı (yerçekimi etkisi) ve suyun kaldırma kuvveti, kilin yüzey yükünün değeridir. Kilin yüksek yüzey yüküne sahip olması durumunda topaklanma olmaz ve çökme yavaş olarak gerçekleşir. Kilin bu özelliğinden yararlanılarak saf su ile karıştırılır ve kum ve silt boyundaki materyal kilden daha hızlı çökeceğinden üstte kalan killi kısım alınır ve altta kalan kısım atılır. Sedimentasyon olarak tanımlanan bu işlem birkaç kez tekrarlanır. İstenilen kil boyutundaki (2 $\mu$ ' dan küçük malzeme) Stokes yasası yardımı ile alınır. Stokes yasası (2.1) ve (2.2) numaralı formüller ile ifade edilmektedir. Elde edilen kil tane boyutundaki partiküllerden oluşan çözelti 3600 devir/dakika hızla, 30-40 dakika santrifüjlenerek kil çamuru elde edilir (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983 ).

Stokes Kanunu:

$$\gamma = \frac{ga^2}{18\mu} (d_2 - d_1) \quad (2.1)$$

$$t = \frac{18\mu h}{ga^2 (d_2 - d_1)} \quad (2.2)$$

t= 3 saat 40 dakika

Formüllerde  $t$ , zaman;  $\gamma$ , tanenin düşme hızı;  $g$ , yerçekimi ivmesi;  $a$ , tanenin çapı;  $\mu$ , suyun viskozitesi;  $d_2$ , tanenin yoğunluğu;  $d_1$ , suyun yoğunluğudur.

Bu şekilde her bir örnekten X-ışınları difraktometre aletinde doğal, etilen glikollü ve fırınlı çekim yapılabilmesi için üç ayrı cam film hazırlanmıştır.

### **2.1.3. Büro Çalışmaları**

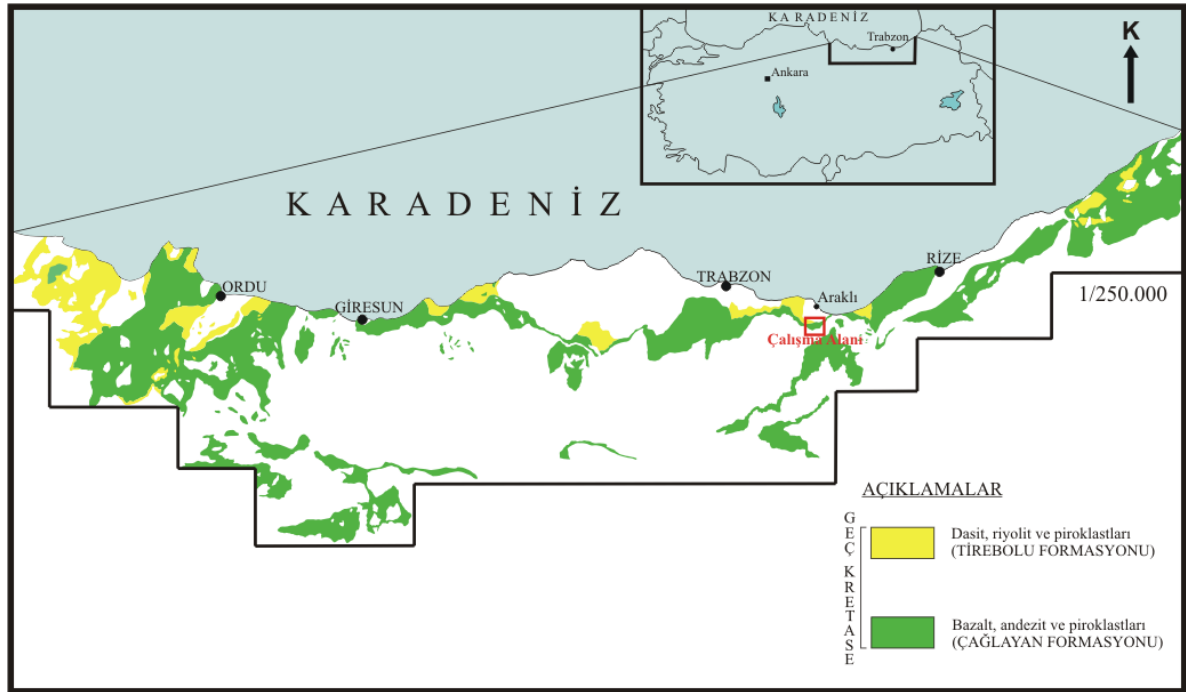
Büro çalışmalarında, tez çalışmasının konusu ile ilgili çalışmalar araştırılmış, arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen veriler birlikte değerlendirilmiştir. Tüm harita ve kesitler bilgisayara aktarılarak, çizim programları kullanılarak çizilmiştir. Petrografik, mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları da yine çeşitli paket programlar yardımı ile değerlendirilmiş, grafik ve tablolar hazırlanmıştır. Elde edilen veriler birleştirilerek yorumlanmış ve Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uyularak tezin yazımı gerçekleştirilmiştir.

### 3. BULGULAR

#### 3.1. Stratigrafi ve Petrografi

İnceleme alanındaki birimlerin tümü volkanik karakterli ve Geç Kretase yaşlıdır (Şekil 3.1). Çalışma alanının tabanını Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılan bazalt, andezit ve bunların piroklastları oluşturmaktadır (Şekil 3.2). Çağlayan Formasyonu'nun üzerine Tirebolu Formasyonu olarak adlandırılan dasit, riyolit ve bunların piroklastları gelmektedir (Şekil 3.3). Bu birimi bazalt ve andezit daykları kesmektedir (Şekil 3.4). Kuvaterner yaşlı yamaç molozları inceleme alanındaki en genç birimleri oluşturmaktadır.

Çalışma alanında yer yer kısa aralıklarla görülen bazik ve asitik kayaçlar bimodal karakterdedir.

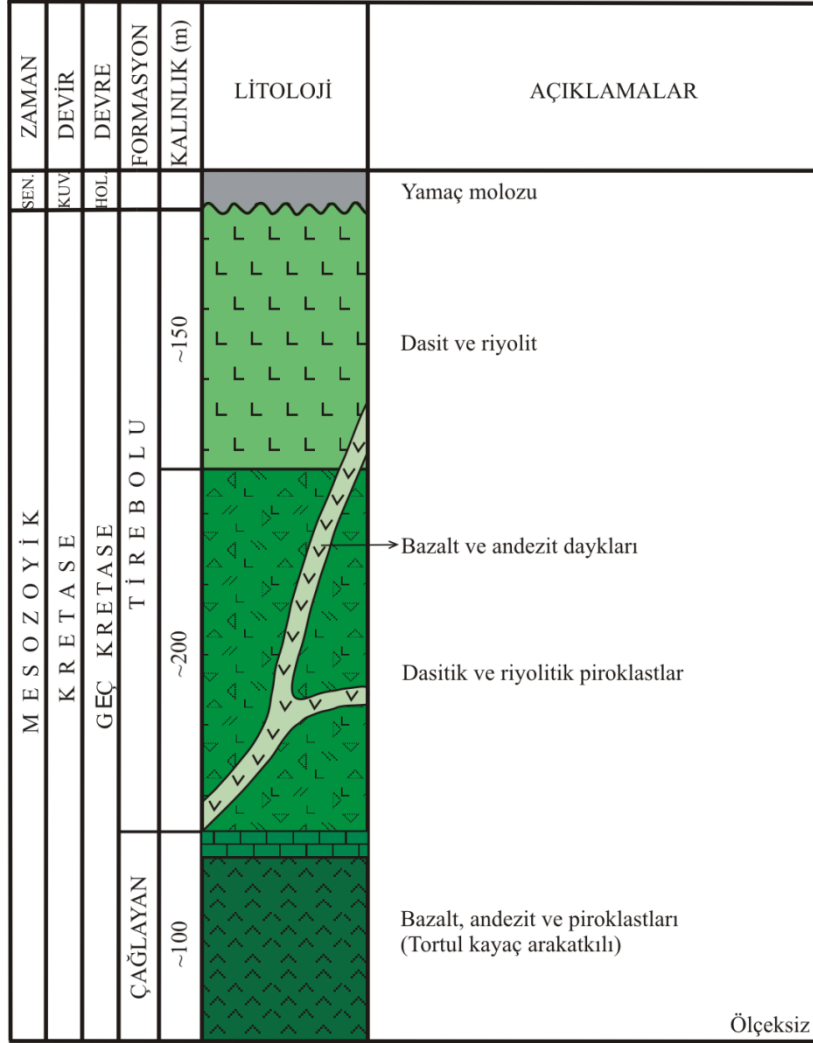


Şekil 3.1. Çalışma alanını içine alan bölgenin jeoloji haritası, (Güven 1993'den sadeleştirilerek alınmıştır).

Çalışma sahasının stratigrafisi Güven (1993)'in kompilasyon çalışmasından faydalanılarak ortaya çıkarılmıştır (Şekil 3.2). Saha ve yakın çevresindeki stratigrafik birimler tavandan tabana (üstten alta) doğru şu şekilde sıralanırlar;



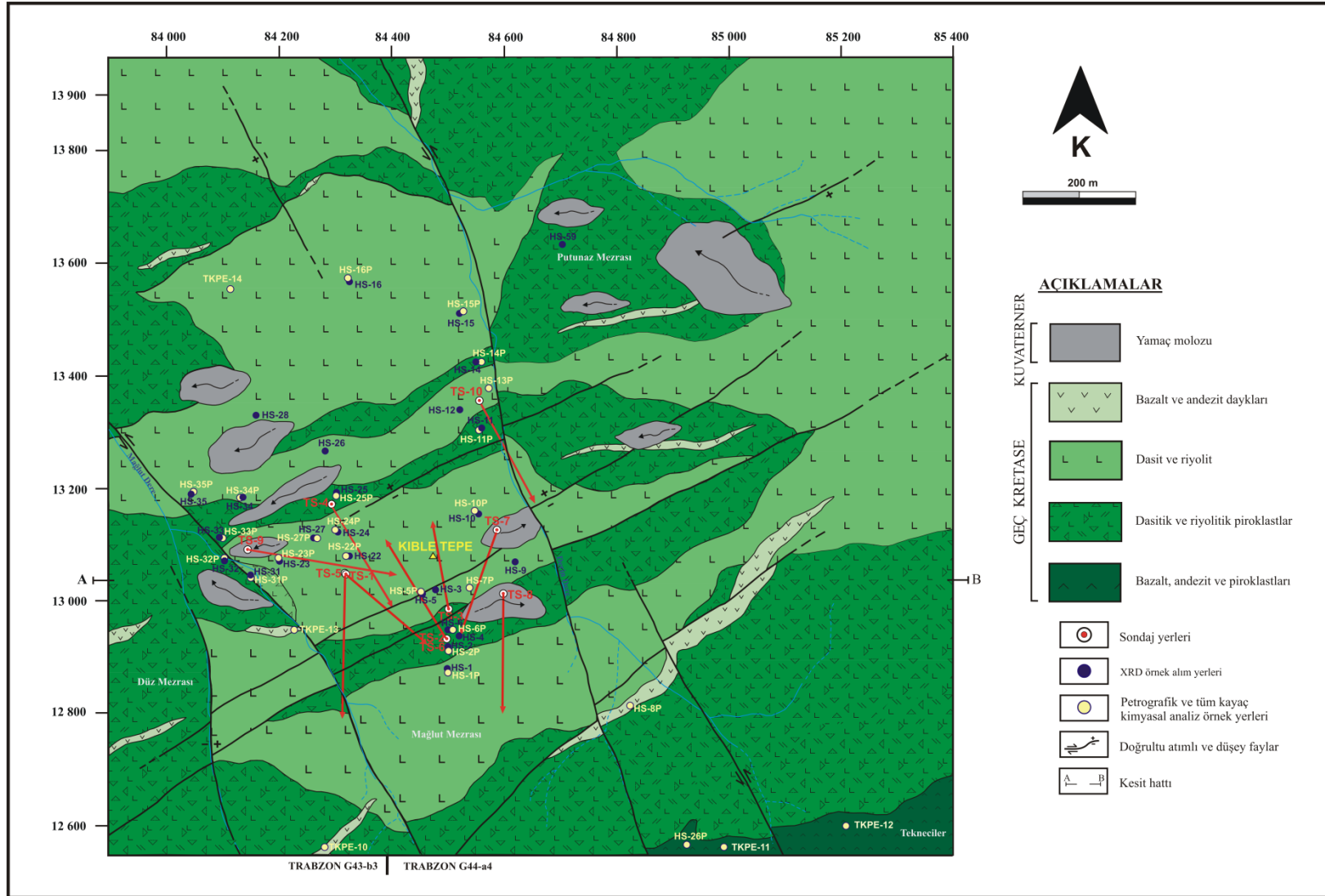
- |                                     |   |             |
|-------------------------------------|---|-------------|
| 4. Yamaç molozu                     | } | Kuvaterner  |
| 3. Bazalt ve andezit daykları       |   |             |
| 2. Dasit, riyolit ve piroklastları  | } | Geç Kretase |
| 1. Bazalt, andezit ve piroklastları |   |             |



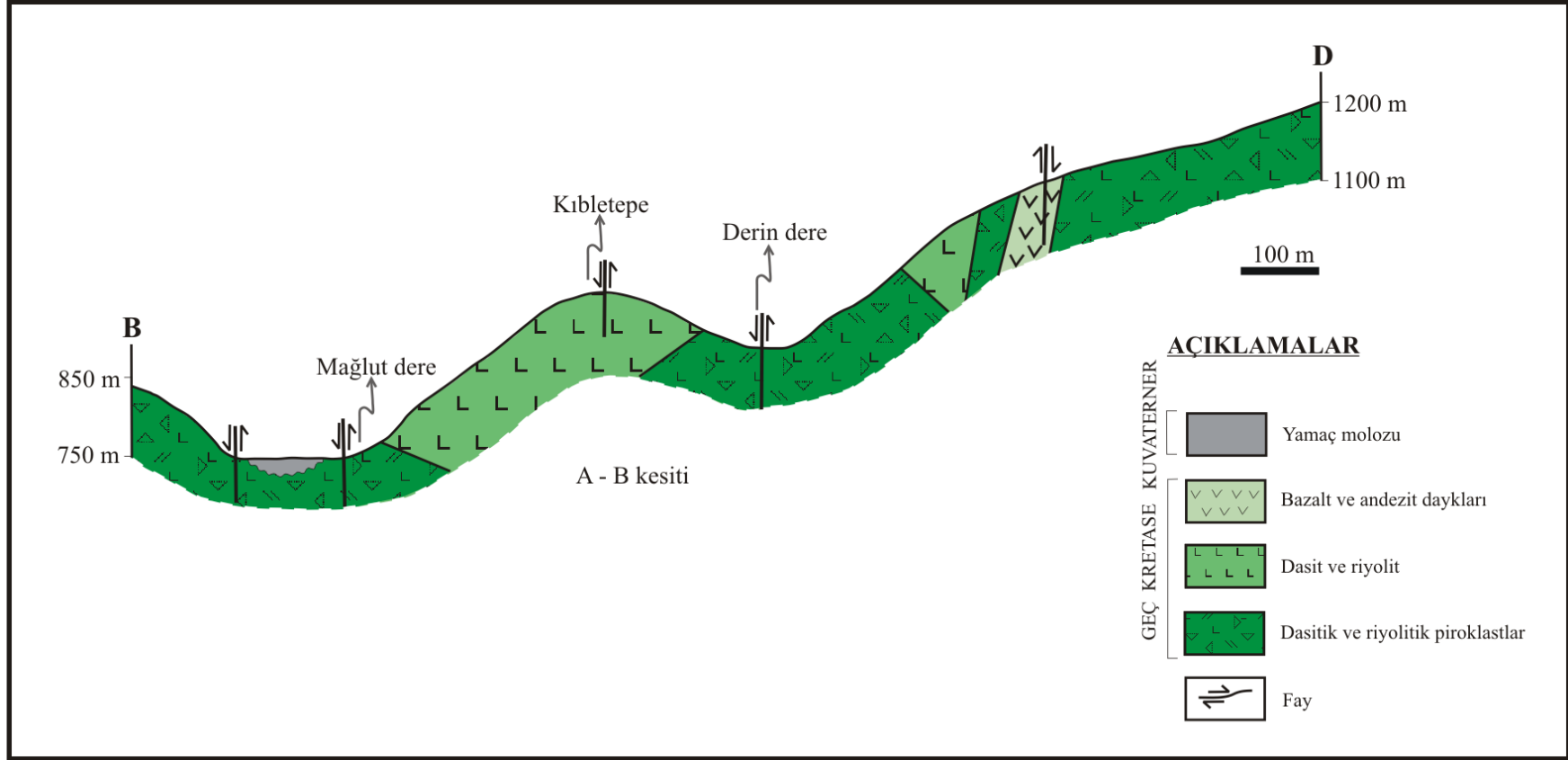
Şekil 3.2. Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti

### 3.1.1. Bazalt, Andezit ve Piroklastları

Gülibrahimoğlu (1986) tarafından andezit ve piroklastları olarak incelenen bu birime ait kayaçlar, Güven (1993) tarafından Maçka kuzeyindeki Çağlayan Köyü çevresinde en iyi şekilde izlendiğinden Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanında izlenen kırmızı mikrit ve kiltası ara seviyeleri içeren bazik-andezitik karakterli volkanik kayaçlar Çağlayan Formasyonu olarak incelenmiştir.



Şekil 3.3. Kibletepe ve civarının jeoloji, petrografi ve sondaj yerlerini gösteren harita



Şekil 3.4. İnceleme alanından alınan A-B enine jeolojik kesiti

Çalışma alanının taban kayaçlarını oluşturan bazalt, andezit ve piroklastları gri, siyah, kahverengi ve koyu yeşil renkli olup, birim tabanda bazaltik, üste doğru andezitik (Şekil 3.5) özelliğindedir. Piroklastlarda kumtaşı-marn-kırmızı bordo renkli killi kireçtaşı ara seviyeleri bulunmaktadır. Çağlayan Formasyonu'nun çalışma alanı dışında, özellikle tavan kesimlerinde, tortul (mikrit) kayaçlar (Şekil 3.6) izlenmektedir. Bu kayaçlardan alınan paleontolojik numuneler sonucu *G. Arca*, *Globotruncana cf. Fornicata*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana sp.* fosil türleri saptanmış (incelemeler Yrd. Doç. Dr. Meral ÇAĞLAR tarafından yapılmıştır) olup, yaşı Kampaniyen-Maestrihtiyen olarak belirlenmiştir.



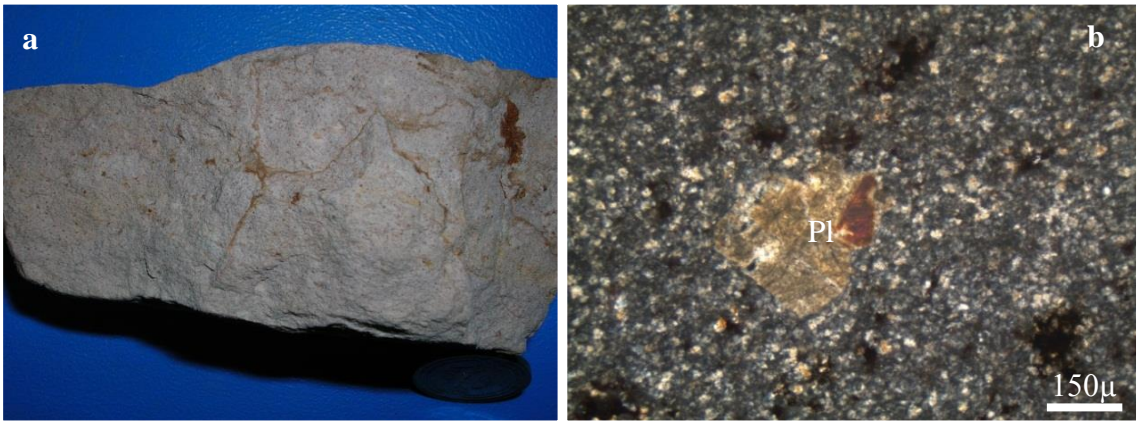
Şekil 3.5. Çalışma alanında kloritleşmiş andezitin görünümü

Arazide, Tekneciler (Horyan) civarında yüzeyleme veren birim genel olarak az silisleşme, kloritleşme ile birlikte yoğun arjilik alterasyon türleri göstermektedir ve görülen kalınlığı yaklaşık 100 m civarındadır.



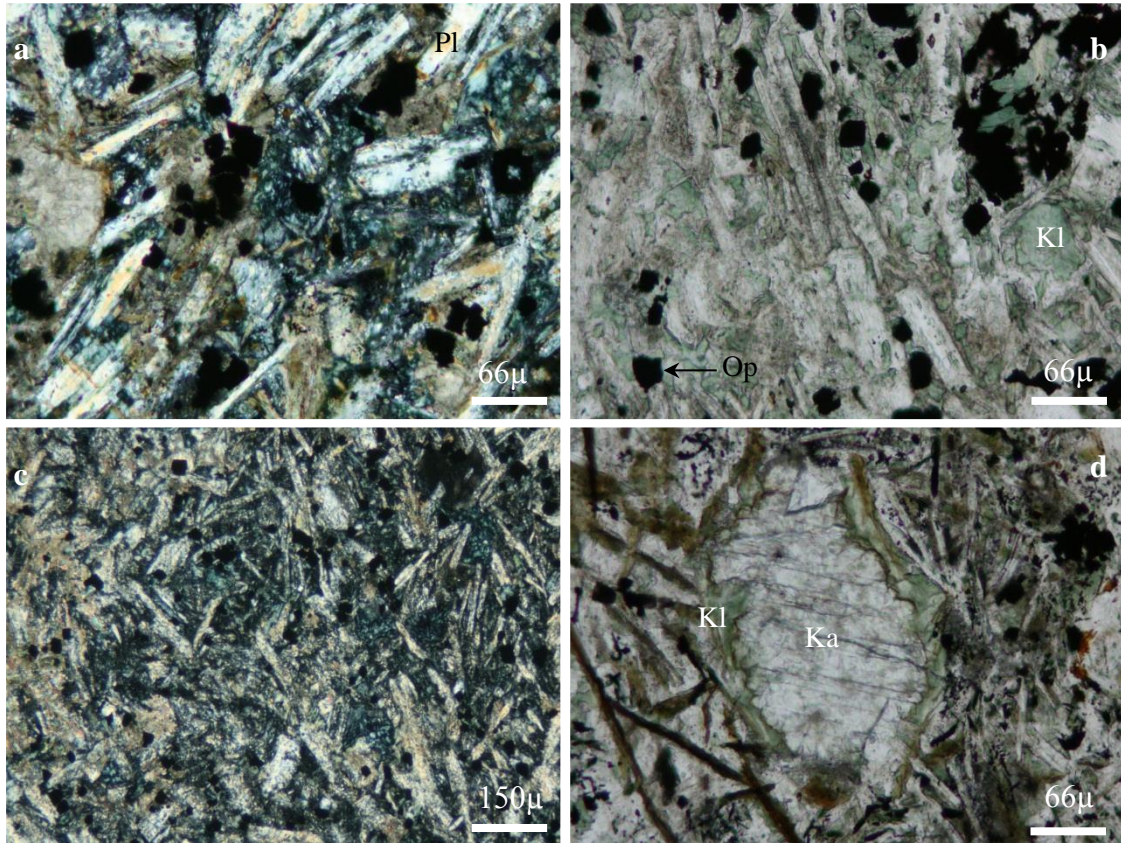
Şekil 3.6. Çağlayan Formasyonu (çalışma alanı dışında gözlenen) içindeki kırmızı renkli kireçtaşlarının arazideki görünümü

Andezitlerde (Şekil 3.7a) porfirik doku (Şekil 3.7b) gözlenmekte olup, çoğunlukla plajiyoklas mineralleri görülmektedir. Plajiyoklasların türü % 9 An içeren albit olarak tespit edilmiştir. Plajiyoklaslar hem fenokristal hem de küçük kristaller şeklinde bulunmakta olup, bir kısmı serizitleşmiştir. Ayrıca hamurda ikincil kuvars, serizit, kalsit ve opak mineraller plajiyoklas minerallerine eşlik etmektedir. Opak mineraller yer yer kümeler halinde görülmektedir (Şekil 3.7b).



Şekil 3.7. a) Andezitin makroskobik görünümü, b) Andezitin ince kesitte çift nikoldeki porfirik dokusu (Örn. No: HS-26P). Pl: Plajiyoklas

Bazaltlar intersertal ve intergranüler doku göstermektedir. Plajiyoklaslar öz ve yarı özşekilli mikrolitler halinde, açık renkli minerallerin tamamına yakınına yakınını oluştururlar. Plajiyoklaslar labrador ( $An_{53-58}$ ) bileşimindedir. Mikrolitler hamurun önemli bir kısmını oluşturur ve akma yönüne paralel dizilim gösterirler. İnce kesitlerin bazılarında plajiyoklas mineralinin yerini kısmen albit ve kalsit minerallerinin aldığı görülmektedir. Plajiyoklas mikrolitlerinin arasını karbonatlaşmış, kloritleşmiş, serizitleşmiş, opaklaşmış ferromagnezyen kalıntıları (olivin, piroksen), kalsit-silis boşluk dolguları, opak mineraller doldurmaktadır. Ojit ve olivin mineralleri kloritleşmiş ve kayaç içerisinde en fazla % 5-6 oranında ve küçük yarı özşekilli taneler halindedir. Ayrıca klorit ve kalsit dolgululu boşluklar izlenmektedir (Şekil 3.8).



Şekil 3.8. Bazaltların ince kesitte görünüşleri. a) İntersertal doku (Ç.N.; Örn. No: TKPE-10), b) Tek nikelde intersertal doku (Örn. No: TKPE-13), c) İntergranüler doku (Ç.N.; Örn. No: TKPE-13), d) Tek nikelde kalsit minerali (Örn. No: TKPE-10). Pl: Plajiyoklas, Ka: Kalsit, Kl: Klorit, Op: Opak mineral

### 3.1.2. Dasit, Riyolit ve Piroklastları

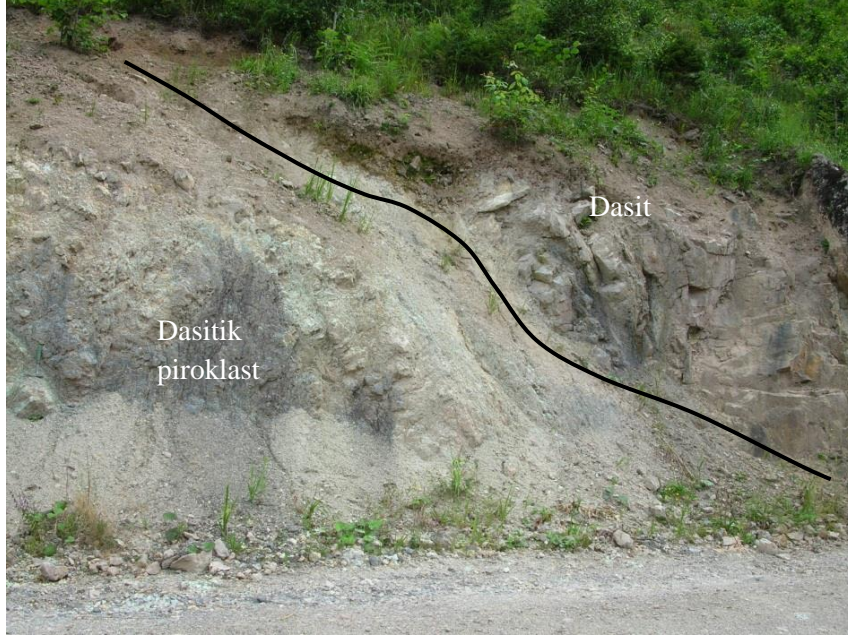
Giresun-Tirebolu civarında riyolit, riyodasit, dasit ve piroklastlarla temsil edilen birim yer yer tortul kayaç içermekte olup, Güven (1993) tarafından Tirebolu Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanında gözlenen bu birim Çağlayan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 3.9). Dasit ve riyolitlerden oluşan birim genellikle sert ve kompakt yapılı olup, gri-bej renklerde görülmektedir. Piroklastlar genelde breş ve tüflerden oluşmakta olup (Şekil 3.10), oldukça yoğun killeşmeler (kaolinleşme) izlenmektedir. Birim içerisinde gelişmiş olan ağsal tip cevherleşmeler çoğunlukla pirit, kalkopirit ve sfalerit mineralizasyonlarından oluşmaktadır.

Birim, çalışma alanında Mağlut Mezrası, Düz Mezrası ile Putunaz Mezrası civarında gözlenmektedir ve kalınlığı yaklaşık 350 m civarındadır.



Şekil 3.9. Çağlayan Formasyonu'na ait kırmızı renkli kireçtaşları ve üzerine gelen Tirebolu Formasyonu'na ait dasit - riyodasit tüflerinin arazi görünümü

Dasitler genelde gri, yer yer beyaz, bazen de yeşilimsi renkte ve makroskobik olarak akıntı ve oto breşik dokuludurlar. Dasitler pirit içeriğinin fazla olduğu yerlerde sarımsı ve kahverengimsi bir görünüm sunmaktadır (Şekil 3.11). Dasitik kayaçlar aşırı derecede alterasyona uğramışlardır. Bu alterasyonlar silisleşme, limonitleşme, kloritleşme, kaolinleşme, piritleşme ve serizitleşme şeklinde görülmektedir.



Şekil 3.10. İnceleme sahasında dasitlerle dasitik piroklastların sınırı

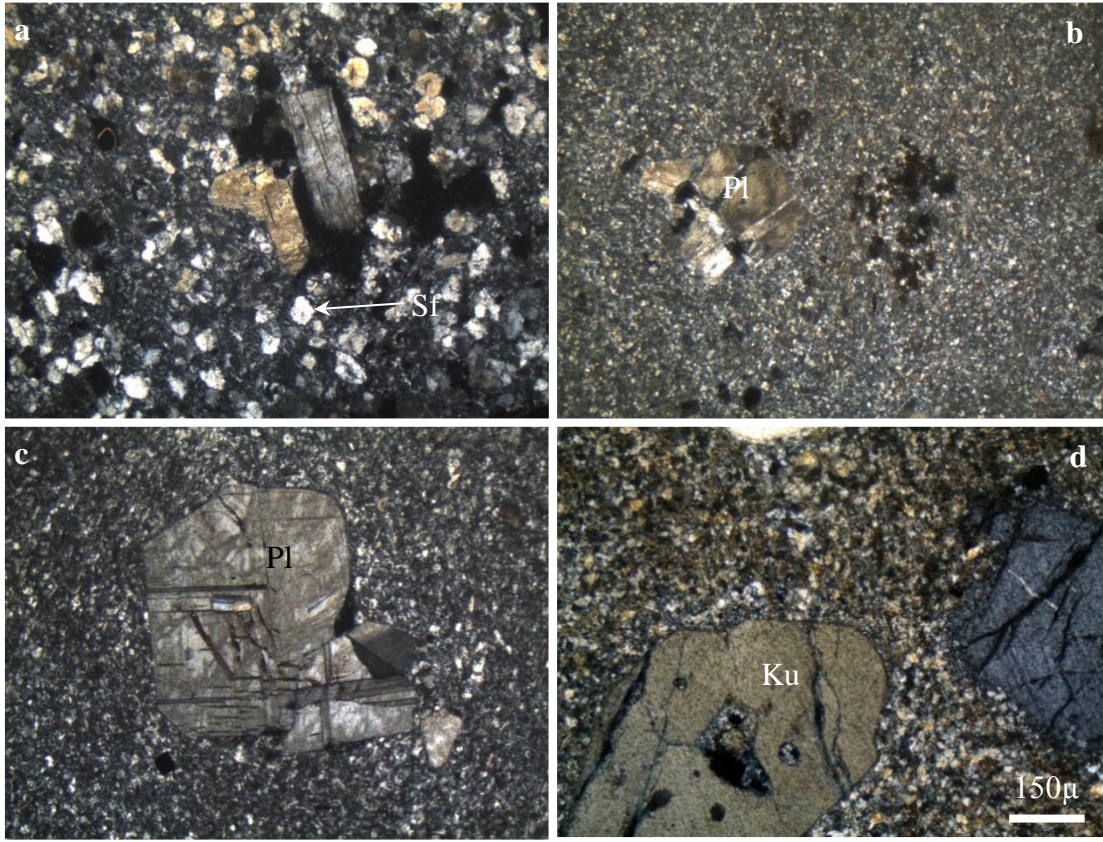


Şekil 3.11. Kibletepe'nin kuzeyinde izlenen, beyaz renkli, kaolinleşmiş, silisleşmiş dasit - riyodasit tüflerden görünüm

Dasitik kayaçlar hyalo-porfirik ve sferulitik dokuda (Şekil 3.12) olup, başlıca plajiyoklas, kuvars ve hornblendden oluşmaktadır. Plajiyoklas mineralleri iri ve ince taneli olup, serizitleşmişlerdir. Plajiyoklaslar kayacın yaklaşık % 50'sini oluştururlar. Öz ve yarı özşekilli olarak bulunurlar. Albit ikizi gösteren  $010^{\circ}$ 'a dik kesitlerde yapılan cins tayinlerine



göre oligoklas ( $An_{26-28}$ ) bileşimindedir. Kuvars mineralleri iri ve ince taneli olup, bazıları korrode olmuştur (Şekil 3.12d). Kuvarslar yarı özşekilli ve özşekilsizdirler. Kayacın yaklaşık %40'ını oluştururlar. Kayacın kırık ve çatlaklarında, ayrıca hamurda ikincil kuvarslar görülmektedir. Hornblendler iri olup, bazılarının kenarları opasitleşmiş, bazıları ise kloritleşmiştir. Kayaçta yaklaşık %5-10 arasında bulunmaktadır. Opak mineraller genelde yarı özşekilli ve özşekilsiz olarak, saçınım halinde bulunmaktadır. Opak minerallerin ayrışması sonucu Fe-oksit oluşumları gelişmiştir.



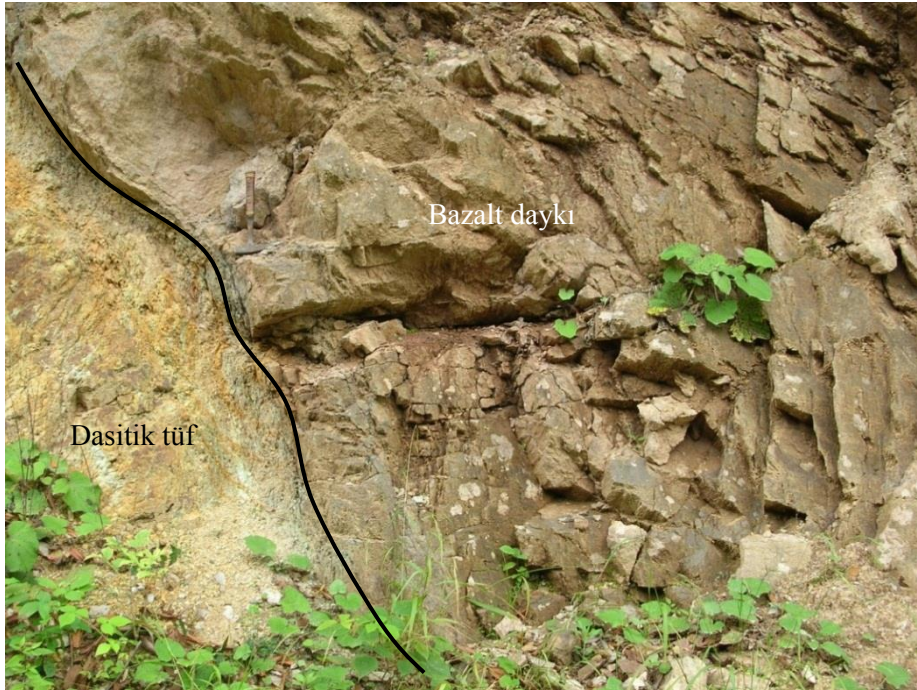
Şekil 3.12. Dasit, riyolit ve piroklastlarının ince kesitte, çift nikoldeki görünüşleri. a) Sferulitik doku (Örn. No: HS-16P), b) Porfirik doku (Örn. No: HS-35P), c) Porfiri plajiyoklas minerali (Örn. No: HS-13P), d) Korrode olmuş kuvars minerali (Örn. No: HS-2P). Pl: Plajiyoklas, Ku: Kuvars, Sf: Sferulit

Riyolitlerde sıkça akma bantlı doku ve mikroskobik olarak sferulitik doku görülmektedir. Kuvars açık renkli minerallerin yaklaşık %50-60'ını oluşturmaktadır. Sferulitik doku içerisinde kuvars ve alkali feldispat birlikte bulunurlar. Plajiyoklaslar yarı özşekilli latalar halinde ve tamamen serizitleşmiş ve kaolinleşmiştir. Ayrıca opak minerallerin ayrışma ürünü olarak Fe-oksit boyamaları mevcuttur.

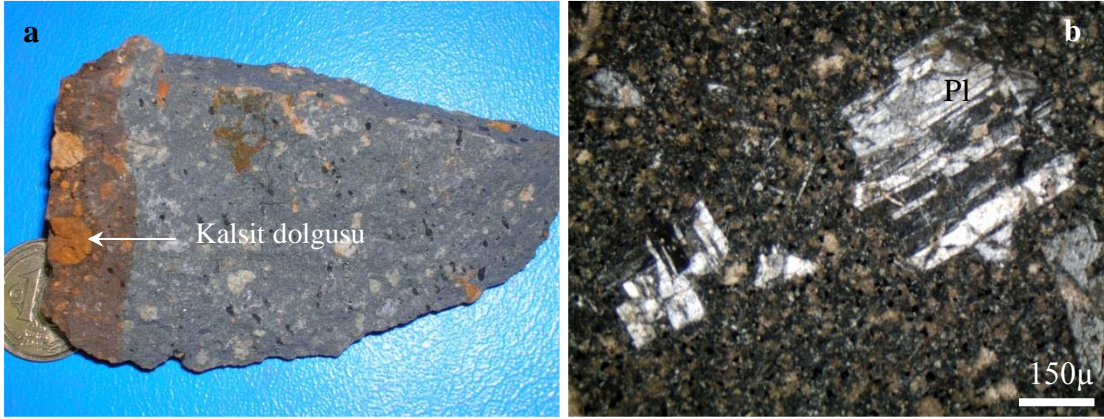
### 3.1.3. Bazalt ve Andezit Daykları

Çalışma alanında Tirebolu Formasyonu'nun dasit, riyolit ve piroklastlarını kesen bu birim genellikle sert ve kompakt yapılı olup, gri ve koyu gri renklerde görülmektedir (Şekil 3.13). Bazalt daykları yer yer boşluklu olup, boşluklar klorit-kalsit mineralleri ile dolguludur (Şekil 3.14a).

Petrografik incelemeler sonucu andezit ve bazalt dayklarda mikrolitik-porfirik doku belirlenmiştir. Plajiyoklas, piroksen ve hornblendden ibaret bir bileşimleri vardır. Plajiyoklaslar açık renkli minerallerin tamamına yakını oluşturmaktadır. Hem fenokristal hem de hamurda mikrolitler şeklinde bulunurlar. Öz ve yarı özşekildedirler. Albit ikizi gösterirler ve andezin-labrador ( $An_{36-55}$ ) bileşimindedirler. Plajiyoklaslar genellikle albitleşmiş, serizitleşmiş, silisleşmiş, kalsitleşmiş ve epidotlaşmışlardır. Piroksenler öz ve yarı özşekilli ve genelde hamurda küçük kristaller halinde bulunurlar. Piroksenler kalsitleşmiş, kloritleşmiş, opaklaşmış, serizitleşmiş ferromagnezyen kalıntılar şeklindedir. Hornblendler genellikle tamamen kloritleşmiş, kenarları boyunca opaklarla çevrelenmiş ya da tamamen opaklaşmış kalıntılar şeklinde izlenirler. Hamur, plajiyoklas mikrolitleri-kristalitleri, bol klorit, bol kalsit, opak minerallerden ibarettir.



Şekil 3.13. Çalışma alanında dasitik tüfleri kesen bazalt daykı



Şekil 3.14. a) Bazalt daykının makroskobik görünümü, b) Bazalt daykının incekesitte çift nikoldeki porfirik dokusu (Örn. No: HS-8P). Pl: Plajiyoklas

### 3.1.4. Yamaç Molozu

Yamaç molozu dasit, riyolit ve bunların piroklastlarından oluşmaktadır. Çalışma alanında Kibletepe'nin kuzeydoğusunda ve batısında görülmektedir. Akma yönü genellikle batıya doğrudur. Yamaç molozlarındaki parçalar köşeli ve yuvarlağımsı şekillerdedir. Çalışma alanında yaklaşık 30-50 m kalınlığında bulunmaktadır.

### 3.2. Yapısal Jeoloji

Doğu Pontid Tektonik birliği içerisinde yer alan inceleme alanındaki birimler, Alp orojenezinin etkisi altında kalmış olup, özellikle Laramiyen ve Anadolu fazlarının etkisiyle uyumsuzluklar ve faylanmalar yörede belirgin bir şekilde izlenmektedir. Yöredeki magmatik faaliyetler; Geç Kretase döneminde andezit-bazalt ve dasitlerle temsil edilmektedir.

Sahada yer alan cevher öncesi tektonik rejime ait KB-GD uzanımlı fay hatları ile KD-GB doğrultulu fay hatlarının kesişim alanları, Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılan bazalt, andezit ve piroklastları ile Tirebolu Formasyonu olarak adlandırılan dasit, riyolit ve piroklastlarının yerleşimi ve bunlara bağlı gelişen hidrotermal solüsyonların ana çıkış kanallarını oluşturması bakımından önemli tektonik yapılarıdır. Diğer taraftan aynı doğrultuların cevher sonrası tekrar hareketlenmesi sonucu cevher sonrası fay hatları gelişmiştir. Yüzeyde tespit edilen özellikle cevherleşme sonrası fay ve kırık hatları sondaj karotlarında açık bir şekilde gözlenerek teyit edilmiştir.

Kırıklar K 50-55 D doğrultulu, 90° eğimli (dik), D-B doğrultulu, 70° kuzeye eğimli, K 20 B doğrultulu, 90° eğimli (dik) ve K 10 B doğrultulu, 45° KD'ya eğimli olacak şekilde yerleşmiştir. Kırık zonlarının boyu 50-200 m uzunluktadır.

### 3.3. Cevherleşme

Çalışma alanında VMS tip Zn-Cu cevherleşmeleri bulunmaktadır. Bu cevherleşmeler (Şekil 3.15), Tirebolu Formasyonu içerisinde yer alan asidik volkanizma ürünü olan dasit ve riyolitlere bağlı olarak gelişmiştir. Cevher mineralleri pirit, sfalerit ve kalkopirit olup, gang mineralleri kalsit ve kuvarsdır. Sahadaki bu cevherleşmelerin VMS tip ağsal damarcıklar, saçınım ve breşik şeklinde olduğu görülmüş ve yüksek tenör (ortalama % 1 Zn, % 0.1 Cu) içerikleri tespit edilmiştir.



Şekil 3.15. Kibletepe sahasındaki dasitik tüflerde görülen bakırlı damarlar

Sahada gözlenen cevherleşmeleri takip etmek için 10 adet sondaj (TS-1, TS-2, TS-3, TS-4, TS-5, TS-6, TS-7, TS-8, TS-9, TS-10) yapılmıştır (Tablo 3.1). Sahada yapılan etüt ve sondaj çalışmalarıyla cevherleşmelere yönelik önemli bir potansiyel belirlenmiştir. Bu kapsamda, sfalerit cevherleşmesinin izlendiği alanlarda (TS-1, TS-2, TS-3, TS-6, TS-7, TS-9 sondajlarında) Zn >10.000 ppm değerleri elde edilmiştir.

Sfalerit cevherleşmesi pirit ve kalkopiritle beraber, genellikle altere dasitik piroklastlar içerisinde saçınımlı ve damarcıklar şeklinde gözlenmektedir. Özellikle TS-2 sondajında (68.50-163 metreler arasında) ve TS-3 sondajında (68-85 m, 105.50-130 m,

194-222 metreler arasında) saçınım şeklinde, TS-7 sondajında (175-410 metreler arasında) ve TS-9 sondajında (230-275 m, 290-306 m, 410-430 metreler arasında) ise dissemine ve ağsal damarcıklar şeklinde bulunmaktadır.

Tablo 3.1. Sondajların genel durumu

Sondaj numarası	Koordinatlar		Z (kot)	İstikamet/Eğim	Derinlik (metre)
	X (yukarı)	Y (sağa)			
TS-1	4513051	584324.8	854.95 m	130/60	379.00
TS-2	4512935	584503.6	941.33 m	330/60	420.00
TS-3	4512990	584507.5	955.68 m	350/70	434.00
TS-4	4513175	585298.5	841.83 m	150/60	431.40
TS-5	45 13053	584321.9	854.31 m	180/60	508.00
TS-6	4512935	584503.6	941.33 m	Dik	665.00
TS-7	4513128	584592.1	899.11 m	200/70	592.40
TS-8	4513014	584604.8	921.12 m	180/70	591.00
TS-9	4513095	584149.8	743.11 m	100/60	548.00
TS-10	4513360	584506	818 m	150/70	590.50

Sahadaki cevherli zonlar 100 - 150 m kalınlığında, 200 - 700 m uzunluğunda, KD-GB istikametli ve 70° - 80° KB eğimlidirler. Cevherleşmeler yüzeyde açık gri - açık sarı renkte, silisleşmiş - yer yer killeşmiş mostralarda oluşmaktadır.

### 3.3.1. Cevher Mineralleri ve Parajenez

Örneklere pirit baskınken, sfalerit ve kalkopirite daha az rastlanmıştır. Sfalerit, piritten sonra en fazla izlenen cevher mineralidir. Pirit; irili-ufaklı öz ve yarı öz şekilli taneler halinde (Şekil 3.16a ve b) ve kalkopiritlerin içerisinde kapanım şeklindedir (Şekil 3.16b). Boşluklu, bol kırıklı ve parçalanmış olan piritler yer yer kataklastik (Şekil 3.16f), yer yer de masif yapı sunarlar ve bazen gang içerisine dağılmış, bazen de kümelenmiş şekilde gözlenirler. Genel olarak piritlerin boşluk ve kırıkları gang mineralleri tarafından doldurulmuştur. Ayrıca piritlerin çatlak ve kenar kısımlarında götit-lepidokrosit mineralleri izlenmektedir (Şekil 3.16e). Piritten sonra en bol bulunan sfalerit, kalkopirit ile birlikte ayrılım dokusunu oluşturur (Şekil 3.16c). Sfalerit bazen piritlerin ara boşluklarını ve kırıklarını doldurur.

Kalkopirit ise sfalerite oranla daha az izlenir, öz şekilsiz kristaller şeklindedir, kenarları ve kırıkları boyunca yer yer dijenite dönüşmüşlerdir (Şekil 3.16d). Az oranda da galenit izlenir. Ayrıca sfalerit içerisinde genç kalkopirit damar-damarcıkları görülür. Gang minerali olarak kuvars, kalsit ve kil mineralleri izlenirken ayrıca bakırlı, demirli ve titanlı boyamalar da gözlenir.

Çalışma alanında mostradan ve sondajlarla kesilen cevherli zonlardan alınan örneklerin incelenmeleri sonucunda;

Pirit I

Sfalerit- Kalkopirit I

Pirit II

Fahlerz

Kalkopirit II

Dijenit

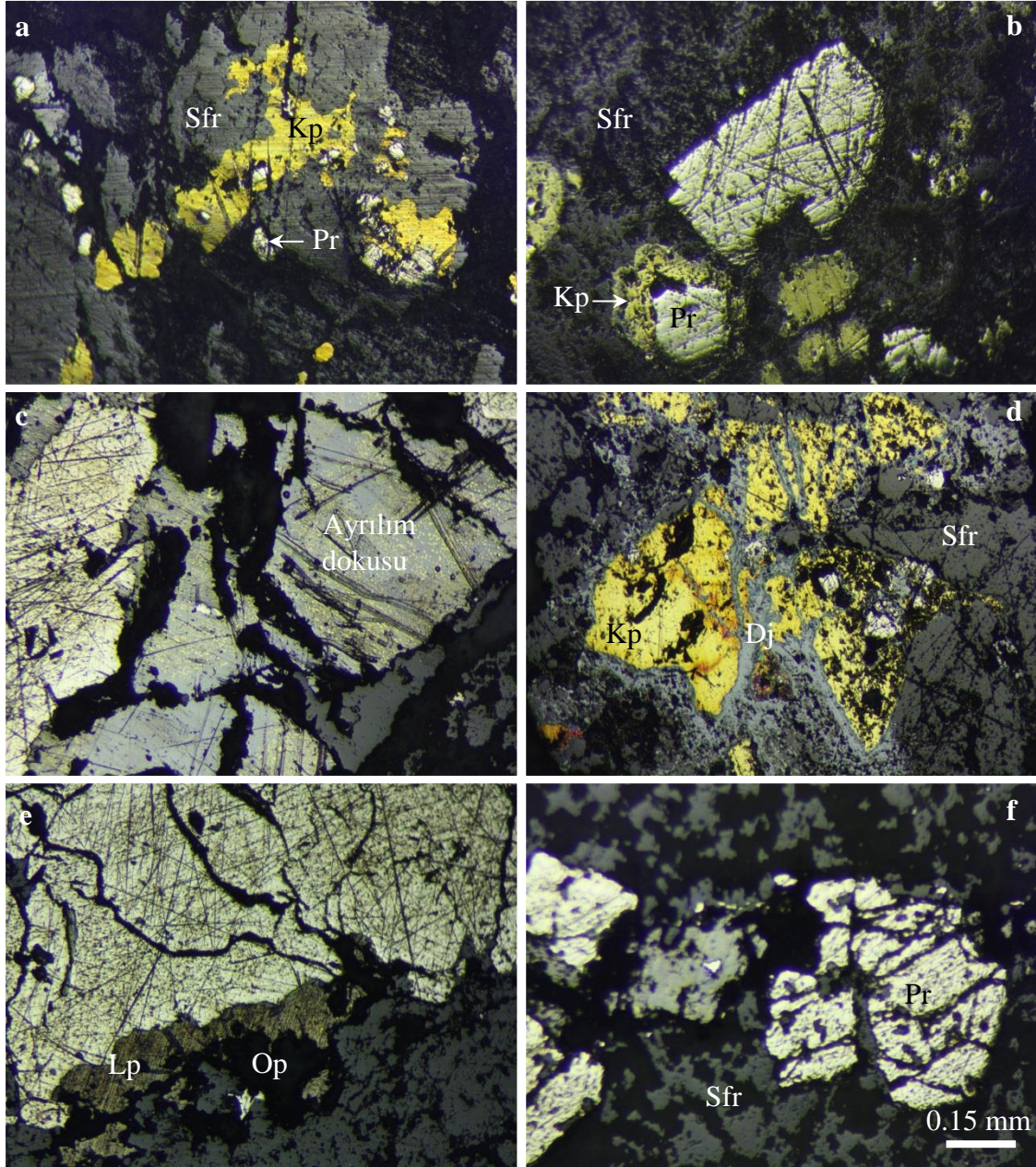
Kovellin

Limonit

Malahit

Götit-Lepidokrozit

Gang mineralleri şeklinde bir parajenez-süksesyon sıralaması verilebilir.



Şekil 3.16. Cevher minerallerinin parlak kesitteki görünüşleri. a) Kalkopirit ve sfalerit içerisindeki pirit kapanımları (Örn. No: HS-5P-B2), b) Kalkopirit içindeki pirit kapanımı (Örn. No: HS-5P-B3), c) Sfaleritle kalkopiritin yaptığı ayrılım dokusu (Örn. No: HS-22P-B1), d) Dijenite dönüşmüş kalkopirit (Örn. No: HS-5P-B1), e) Piritlerin kenar kısımlarında gelişmiş götit-lepidokrosit (Örn. No: HS-22P-B1), f) Kataklastik doku (Örn. No: HS-22P-B2). Pr: Pirit, Kp: Kalkopirit, Sfr: Sfalerit, Dj: Dijenit, Lp: Lepidokrosit, Op: Opak mineral

### 3.3.2. Cevherleşmenin Oluşumu ve Kökeni

Kibletepe civarında izlenen Zn-Cu cevherleşmeleri, genel olarak yoğun silisleşme gösteren Geç Kretase yaşlı dasit ve riyoitler içerisinde, çatlak ve kırıklarla ilişkili olarak

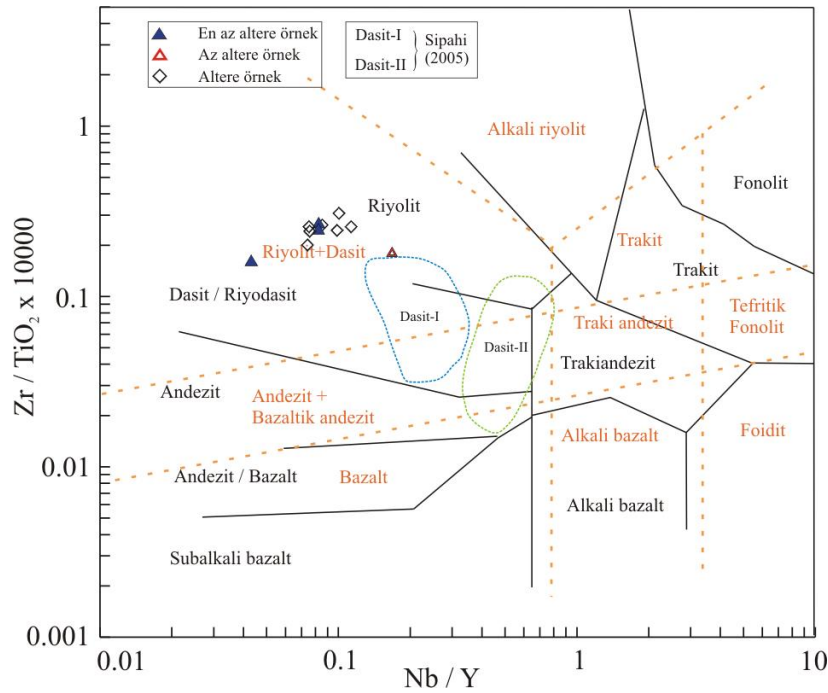
yerleşim göstermekte olup ağsal, damar-damarcık, saçınım ve breşik şekilde izlenmektedir.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nin tektonik evrimi göz önüne alındığında, saptanan bu cevherleşmelerin çarpışma sonrası açılma havzaları ile ilişkili olduğu düşünülebilir.

### 3.4. Volkanitlerin Jeokimyası

#### 3.4.1. Ana ve İz Element İçeriklerinin Değerlendirilmesi

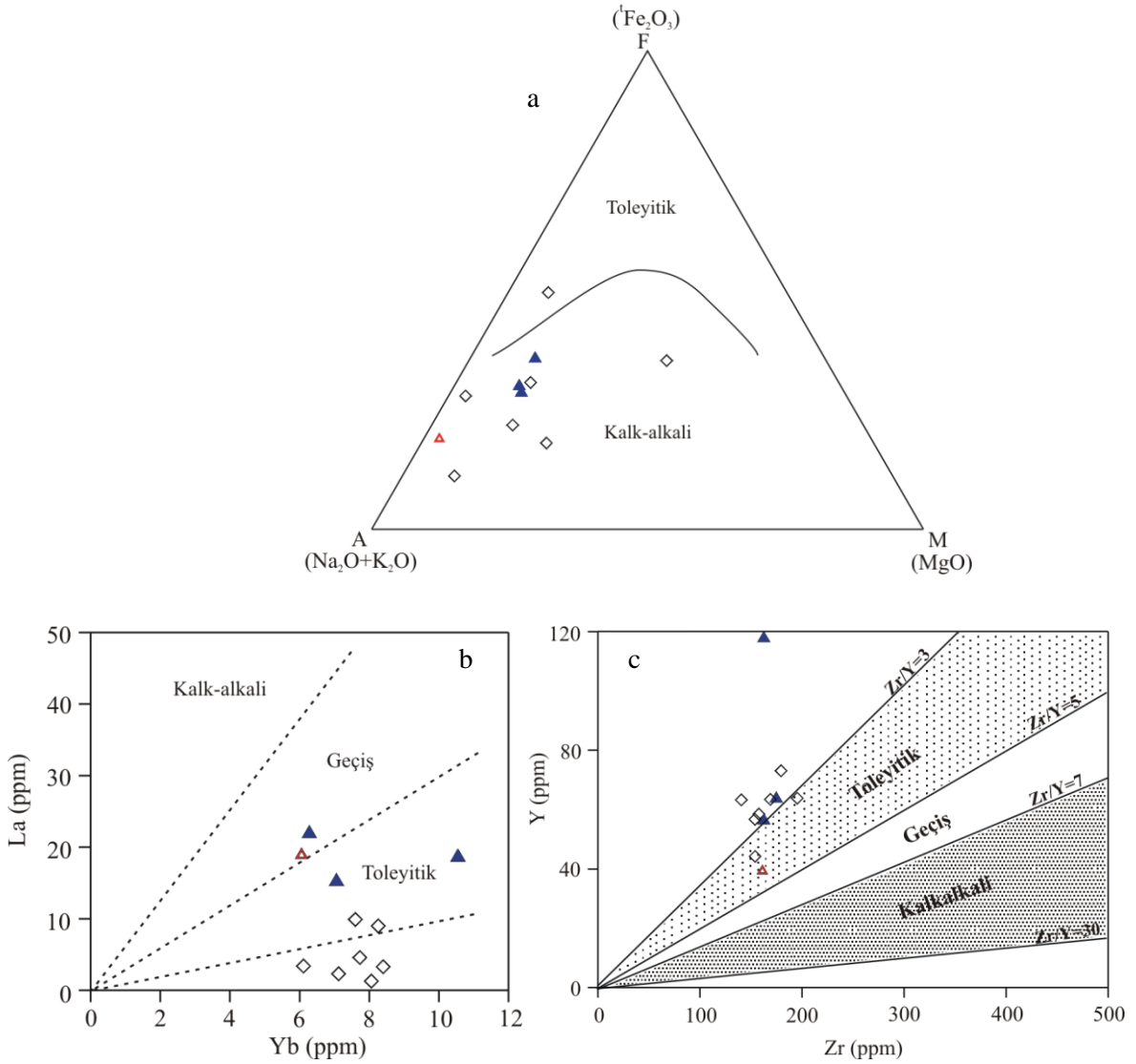
Çalışma alanındaki volkanitlerin adlandırılmasında Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977) (Şekil 3.17) tercih edilmiştir. Çünkü gerek arazi gözlemleri, gerekse mikroskop incelemeleri sonucunda volkanitlerin değişen oranlarda ayrışmaya uğradıkları belirlenmiştir. Dolayısıyla, ayrışmanın kayaç sınıflandırmalarına etkisini en aza indirmek için ayrışma esnasında daha az hareketli olarak kabul edilen Ti, Zr, Nb ve Y (Barrett vd., 1993) gibi elementlerin bulunduğu diyagramlar kullanılmıştır.



Şekil 3.17. Kibletepe civarındaki dasit ve riyoalitlerin Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek) kullanılarak adlandırılması. Kesikli çizgilerin oluşturduğu alanlar ve adlandırılmaları Pearce, 1996'dan alınmıştır.



Çalışma alanındaki tüm örnekler Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> diyagramına göre çoğunlukla riyolit alanına düşmektedir (Şekil 3.17). Kızıltepe volkanitlerinin jeokimyasal karakteristikleri, AFM (Şekil 3.18a), Yb-La (Şekil 3.18b) ve Zr-Y (Şekil 3.18c) diyagramları kullanılarak irdelenmiştir. Örneklerin bir kısmı toleyitik alanın dışına düşmekle birlikte, volkanitler toleyitik-geçiş karakterlidir.

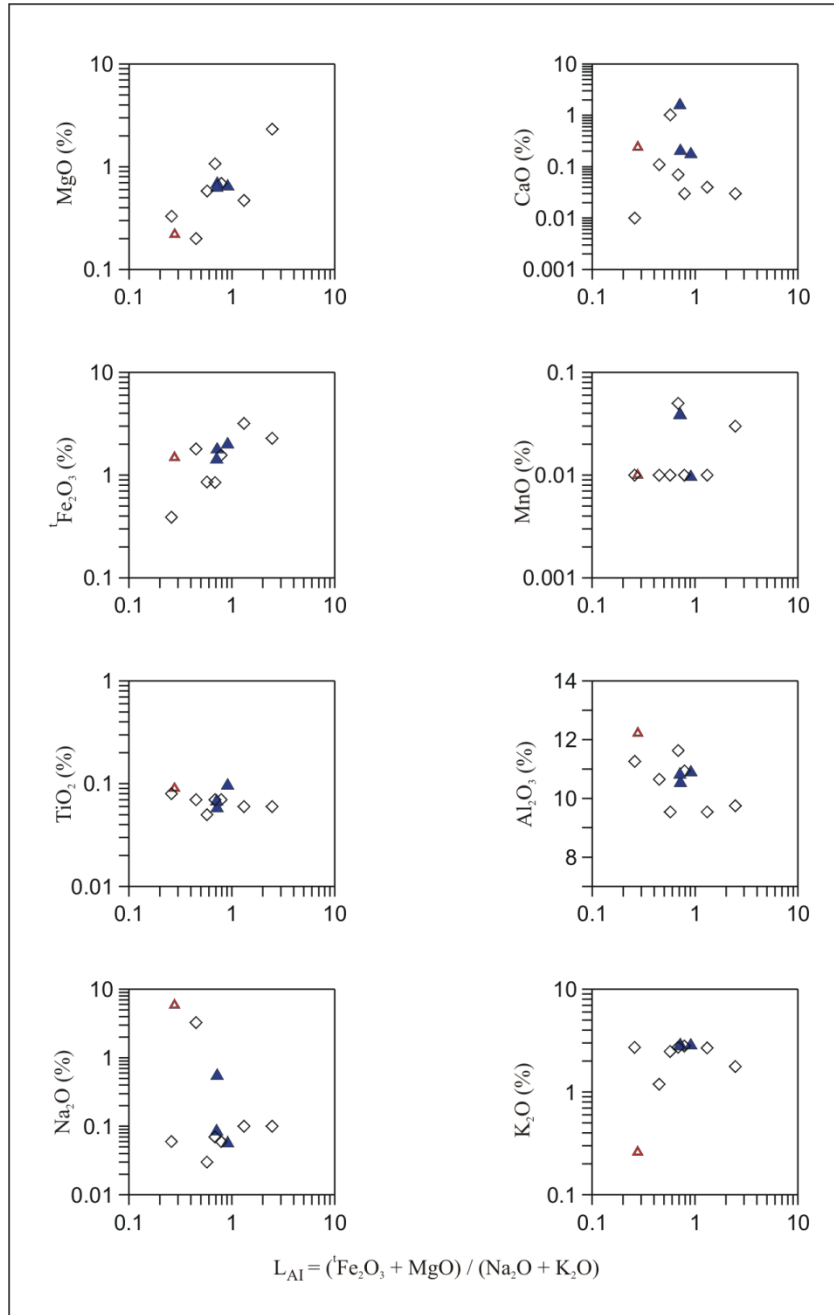


Şekil 3.18. Kızıltepe volkanitlerinin a) AFM diyagramı (Toleyitik-kalkalkali eğrisi Irvine ve Baragar 1971’den alınmıştır), b) Yb’a karşı La, c) Zr’a karşı Y diyagramı. (b ve c diyagramlarındaki toleyitik-geçiş-kalkalkalen ayırım doğruları Barret ve MacLean 1994, 1999’den alınmıştır). Simgeler Şekil 3.17 ile aynı

Kızıltepe’deki volkanitlerin Harker (değişim) diyagramları oluşturulurken, ana ve iz elementler Lentz ayrışma indeksi’ne ( $LAI = \frac{(Fe_2O_3 + MgO)}{(Na_2O + K_2O)}$ ) (Lentz, 1996 ve 1999) karşı korele edilmişlerdir (Şekil 3.19 ve 3.20).

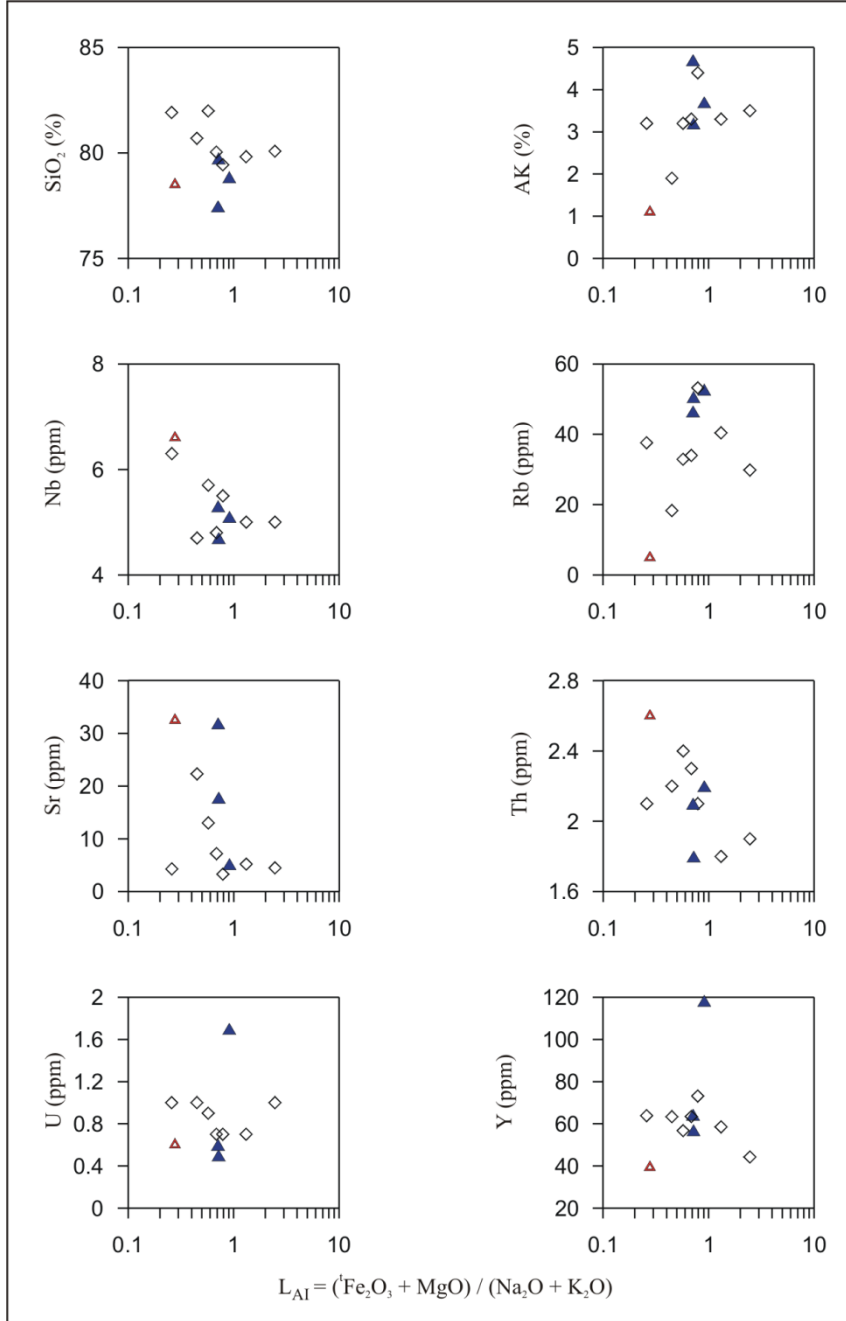
Riyolitler için LAI'ne karşı oluşturulan ana element değişim diyagramında MgO,  ${}^{\text{I}}\text{Fe}_2\text{O}_3$  ve A.K. pozitif, CaO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{SiO}_2$ 'de negatif bir ilişki,  $\text{Na}_2\text{O}$ 'da kısmen negatif ilişki, MnO,  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{K}_2\text{O}$ 'de ise düzensiz bir ilişki görülmektedir (Şekil 3.19 ve 3.20).

LAI değerinin artmasına karşılık MgO ve  ${}^{\text{I}}\text{Fe}_2\text{O}_3$ 'in artması amfibol, biyotit ve klorit ayrılaşmasını göstermektedir.  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  (artması ya da azalması) ise daha çok ayrışmanın etkisini belirtmektedir.



Şekil 3.19. Kibletepe ve çevresindeki riyolitlerin ana elementlerinin LAI ( $({}^{\text{I}}\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ )'ne karşı değişim diyagramları. Simgeler Şekil 3.17 ile aynı

İz element değişim diyagramları oluşturulduğunda Nb, Sr, Th'da kısmen negatif korelasyon, Rb'de kısmen pozitif, U ve Y'de ise düzensiz bir ilişki görülmektedir. Y'da gözlenen düzensiz dağılım ayrışmanın etkisini göstermektedir (Şekil 3.20).



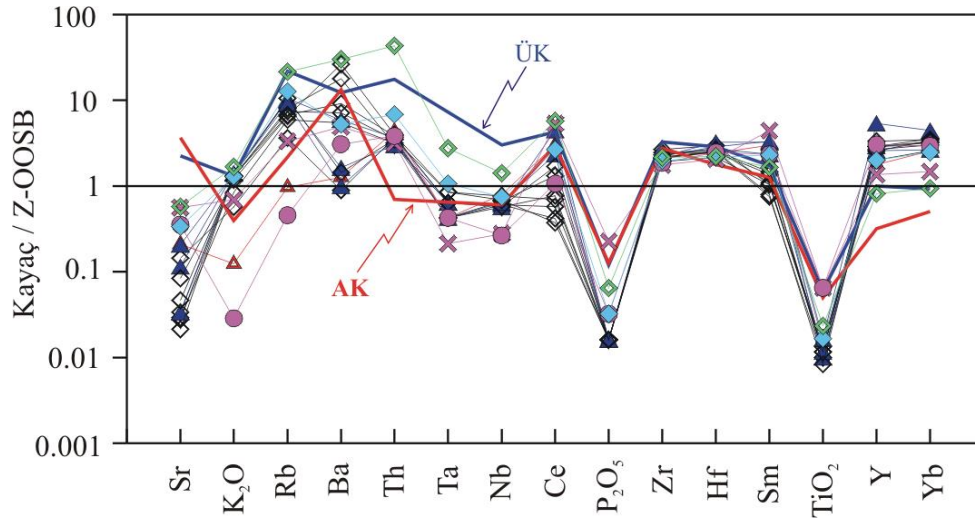
Şekil 3.20. Kibletepe ve çevresindeki riolyitlerin ana ve iz elementlerinin LAI  $(({}^t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ 'ne karşı değişim diyagramları. Simgeler Şekil 3.17 ile aynı

### 3.4.2. İz ve Nadir Toprak Element İçeriklerinin Değerlendirilmesi

Kibletepe ve çevresinde bulunan riyolitlerin iz ve nadir toprak element analiz sonuçları Tablo 3.2 ve 3.3’de verilmiştir. Riyolitlerde Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlarına (Z-OOSB) göre Sr hariç,  $K_2O$ , Rb, Ba ve Th gibi büyük iyon yarıçaplı elementler (BİYE) bakımından zenginleşme, yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) bakımından ise bir fakirleşme söz konusudur (Şekil 3.21). BİYE’lerden özellikle Th’da zenginleşme en yüksek değere ulaşmakta,  $K_2O$ ’de ise diğerine nazaran daha az bir zenginleşme görülmektedir.

Riyolitler yüksek BİYE ve düşük YÇAE içerikleri ve yüksek BİYE/YÇAE oranları ile yitim ilişkili kayaçların tipik karakterlerini yansıtmaktadırlar.

YÇAE’lerden Ce ve Sm’da çok az zenginleşme; Ta, Nb, P ve Ti’da negatif anomali gözlenmektedir.  $TiO_2$  ve  $P_2O_5$ ’de görülen negatif anomali oldukça tipik olup, farklılaşma sırasında meydana gelen Fe-Ti oksit ve apatitin fraksiyonel kristallenmesinden kaynaklanmış olabilir. Ayrıca negatif Nb anomalisi kıtasal kabuğun karakteristik bir özelliğidir (Rollinson, 1993). Dolayısıyla zenginleşme gösteren elementler yitim zonu, Z-OOSB çizgisine paralellik gösteren elementler ise manto kaynaklı olabilir.



Şekil 3.21. Riyolitlerin zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltına (Z-OOSB değerleri Sun ve McDonough, 1989’dan alınmıştır) göre normalleştirilmiş uyumsuz element çizgiselleme. AK: Alt kabuk (Weaver ve Tarney, 1984), ÜK: Üst kabuk (Taylor ve McLennan, 1981). Dolu üçgen: En az altere örnek, Boş üçgen: Az altere örnek, Boş baklava: Altere örnek, (Kare: Tüysüz, 2000), (Dolu baklava: Dasit-I, Kalın çizgili baklava: Dasit-II, Sipahi, 2005), (Dolu daire: En az altere örnek, Çarpı: Altere örnek, Abdioğlu, 2008)

Tablo 3.2. Kibletepe çevresindeki riyolitlere ait ana (% ağırlık) ve iz (ppm) element analiz sonuçları

Elem./Örn.	HS-13	HS-26	HS-22	HS-24	HS-6	HS-25	HS-35	HS-31	HS-14	HS-11	HS-2	Ort.	Sta. Sap.	%T.*
SiO <sub>2</sub>	78.50	80.69	79.82	80.08	81.92	78.85	79.74	79.44	77.47	80.04	81.99	79.86	1.35	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.07	0.06	0.06	0.08	0.10	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.22	10.65	9.54	9.75	11.26	10.95	10.59	10.94	10.87	11.63	9.54	10.72	0.85	0.00
<sup>t</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48	1.80	3.19	2.28	0.39	2.08	1.85	1.57	1.48	0.85	0.86	1.62	0.76	0.00
MnO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.05	0.01	0.02	0.02	0.00
MgO	0.22	0.20	0.47	2.32	0.33	0.67	0.71	0.69	0.65	1.07	0.58	7.91	0.58	0.00
CaO	0.24	0.11	0.04	0.03	0.01	0.19	0.22	0.03	1.72	0.07	1.02	0.72	0.54	0.00
Na <sub>2</sub> O	5.87	3.27	0.10	0.10	0.06	0.06	0.58	0.06	0.09	0.07	0.03	0.93	1.89	0.00
K <sub>2</sub> O	0.26	1.19	2.69	1.77	2.72	2.96	2.97	2.80	2.90	2.73	2.48	2.31	0.87	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	-	-	-
A.K.	1.10	1.90	3.30	3.50	3.20	3.70	3.20	4.40	4.70	3.3	3.2	3.22	1.00	-
Toplam	99.99	99.89	99.22	99.92	99.98	99.57	99.96	100.01	99.99	99.88	99.76			
Ag	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	7.0	1.8	<0.1	1.3	0.1	0.7	8.0	-	-	-
As	6.3	1.5	147.8	6.0	35.7	13.6	1.6	60.3	1.1	18.5	40.0	30.22	43.50	0.33
Ba	72	51	1020	310	405	336	93	82	57	524	1503	405	465.91	0.00
Ce	45.3	11.6	6.3	8.6	10.5	43.9	67.0	19.8	35.2	25.4	5.6	25.38	20.11	0.00
Co	1.7	0.2	0.6	0.3	<0.2	0.8	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	-	-	-
Cu	3.3	97.2	706.3	143.9	10.4	15.0	4.2	4.5	1.2	153.8	28.3	106.2	207.31	0.37
Cs	0.1	0.5	0.2	0.2	0.8	1.7	0.4	0.9	0.8	0.4	0.5	0.59	0.45	0.00
Ga	16.1	18.0	14.1	13.5	17.5	15.5	15.3	14.7	13.8	16.9	14.8	15.47	1.50	0.00
Hf	4.9	4.4	5.2	5.1	6.0	6.6	5.8	5.0	5.5	5.4	5.2	5.37	0.59	0.00
Nb	6.6	4.7	5.0	5.0	6.3	5.1	4.7	5.5	5.3	4.8	5.7	5.34	0.63	0.00
Ni	1.7	0.8	0.5	0.4	0.3	0.6	0.8	0.4	0.5	0.4	1.0	-	-	-
Pb	3.1	18.8	10.7	3.5	24.9	66.4	4.1	11.0	30.5	114.1	70.1	32.47	35.94	1.84

\*: % Tekrarlanabilirlik, Youda (1951) yöntemine göre hesaplanmıştır (Köksoy, 1991). A.K: Ateşte kayıp,  $Mg^{\#} = 100 \times MgO / (MgO + {}^tFe_2O_3)$ , KAI: Kimyasal ayrışma indeksi, AI: Ishikawa ayrışma indeksi, LAI: Lentz'in ayrışma indeksi

Tablo 3.2'nin devamı

Elem./Örn.	HS-13	HS-26	HS-22	HS-24	HS-6	HS-25	HS-35	HS-31	HS-14	HS-11	HS-2	Ort.	Sta. Sap.	%T.*
Rb	4.9	18.3	40.4	29.8	37.6	52.7	50.6	53.2	46.5	34.0	32.9	36.45	15.00	0.00
S	<0.02	<0.02	2.48	0.80	0.13	1.61	<0.02	0.91	<0.02	0.29	0.09	–	–	–
Sc	5.0	4.0	4.0	5.0	5.0	7.0	5.0	5.0	5.0	5.0	4.0	4.91	0.83	0.00
Sb	1.3	<0.1	0.4	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	1.6	–	–	–
Sn	3.0	1.0	4.0	3.0	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	6.0	3.0	2.91	1.38	0.00
Sr	32.5	22.3	5.2	4.5	4.3	5.2	17.8	3.3	31.9	7.2	13.0	13.38	11.15	0.00
Ta	0.2	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.27	0.08	0.00
Th	2.6	2.2	1.8	1.9	2.1	2.2	1.8	2.1	2.1	2.3	2.4	2.14	0.25	0.00
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	–	–	–
U	0.6	1.0	0.7	1.0	1.0	1.7	0.5	0.7	0.6	0.7	0.9	0.85	0.33	0.00
V	11	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	–	–	–
W	0.7	<0.5	3.7	0.9	1.5	1.6	<0.5	0.7	<0.5	0.8	3.1	–	–	–
Zn	18	185	5488	385	18	4771	45	319	28	224	715	1108.73	2005.18	1.44
Zr	161.2	140.6	157.7	154.0	195.3	162.6	162.7	179.5	174.7	169.0	153.9	164.65	14.68	0.00
Y	39.3	63.3	58.5	44.2	63.8	118.3	56.9	73.1	64.3	63.4	56.7	63.80	20.42	0.00
La	18.9	9.9	2.3	3.4	3.3	18.9	22.2	9.0	15.5	4.6	1.3	9.94	7.69	0.00
Mg <sup>#</sup>	12.94	10.00	12.84	50.43	45.83	24.36	27.73	30.53	30.51	55.72	40.27			
KAI	66.00	70.09	77.28	83.87	80.28	77.82	73.94	79.32	71.88	80.41	74.58			
AI	7.28	29.14	95.75	96.91	97.75	93.55	82.14	97.48	66.23	96.44	74.45			
LAI	0.27	0.44	1.31	2.45	0.25	0.91	0.72	0.79	0.71	0.68	0.57			

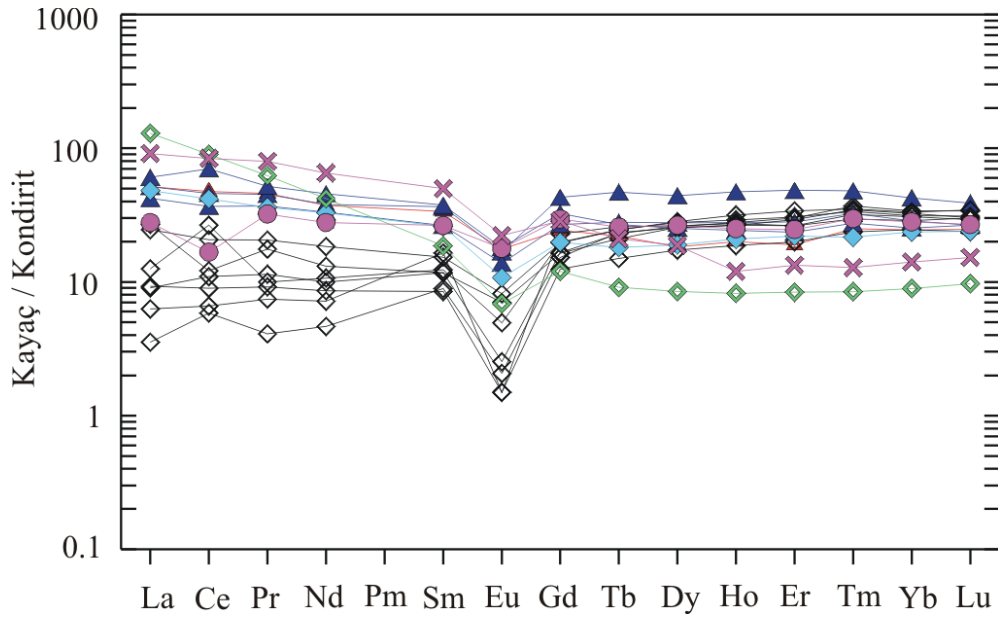
\*: % Tekrarlanabilirlik, Youda (1951) yöntemine göre hesaplanmıştır (Köksoy, 1991). A.K: Ateşte kayıp.  $Mg^{\#} = 100 \times MgO / (MgO + Fe_2O_3)$ , KAI: Kimyasal ayrışma indeksi, AI: Ishikawa ayrışma indeksi, LAI: Lentz'in ayrışma indeksi

Tablo 3.3. Kızıltepe çevresindeki riyolitlere ait nadir toprak element (ppm) analiz sonuçları

Elem./Örn.	HS-13	HS-26	HS-22	HS-24	HS-6	HS-25	HS-35	HS-31	HS-14	HS-11	HS-2	% T.*
La	18.9	9.9	2.3	3.4	3.3	18.9	22.2	9.0	15.5	4.6	1.3	0.00
Ce	45.3	11.6	6.3	8.6	10.5	43.9	67.0	19.8	35.2	25.4	5.6	0.00
Pr	6.29	2.41	1.02	1.26	1.56	6.20	7.11	2.82	5.06	1.37	0.56	0.00
Nd	26.6	9.3	5.1	6.1	7.1	26.9	32.5	13.1	23.7	7.6	3.3	0.00
Sm	7.77	2.71	3.80	1.96	2.71	8.42	8.66	3.54	6.10	2.85	2.06	0.00
Eu	1.53	0.61	0.13	0.13	0.22	1.46	1.57	0.71	1.20	0.43	0.18	0.00
Gd	7.44	5.02	7.00	3.82	5.08	13.14	9.97	5.98	8.24	6.06	4.66	0.00
Tb	1.28	1.22	1.50	0.87	1.33	2.72	1.56	1.42	1.62	1.43	1.36	0.00
Dy	6.96	9.74	10.03	6.57	9.93	16.83	9.61	10.76	10.49	10.63	9.66	0.00
Ho	1.7	2.26	2.33	1.59	2.37	4.01	2.07	2.69	2.36	2.47	2.25	0.00
Er	4.71	6.53	6.55	4.97	7.46	12.07	5.87	8.45	6.97	7.63	7.29	0.00
Tm	0.9	1.15	1.06	0.85	1.33	1.73	0.99	1.27	1.17	1.21	1.24	0.00
Yb	6.06	7.60	7.12	6.11	8.40	10.55	6.28	8.26	7.06	7.73	8.06	0.00
Lu	0.94	1.11	1.14	0.90	1.29	1.48	1.01	1.31	1.01	1.18	1.15	0.00
(La/Lu) <sub>N</sub>	2.08	0.92	0.20	0.39	0.26	1.32	2.27	0.71	1.59	0.40	0.11	
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.53	2.30	0.38	1.09	0.76	1.41	1.61	1.60	1.60	1.01	0.39	
(Gd/Lu) <sub>N</sub>	0.98	0.56	0.76	0.52	0.48	1.10	1.22	0.56	1.01	0.63	0.50	
(Sm+Gd) <sub>N</sub>	57.95	28.13	39.32	20.96	28.33	79.39	70.07	34.86	53.33	32.14	24.14	
Eu*	28.97	14.06	19.66	10.48	14.16	39.69	35.03	17.43	26.66	16.07	12.07	
Eu <sub>N</sub>	17.58	7.01	1.49	1.49	2.52	16.78	18.04	8.16	13.79	4.94	2.06	
Eu	0.60	0.49	0.07	0.14	0.17	0.42	0.51	0.46	0.51	0.30	0.17	
(Tb/Lu) <sub>N</sub>	0.89	0.72	0.86	0.63	0.67	1.2	1.01	0.71	1.05	0.79	0.77	

Eu\*=(Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2. Eu= Eu<sub>N</sub>/Eu\*. \*: % Tekrarlanabilirlik, Youda (1951) yöntemine göre hesaplanmıştır (Köksoy. 1991).

Asidik kayaçlarda negatif Nb, Sr, P ve Ti anomalileri Pearce (1982) ve Cox ve Hawkesworth (1985)'e göre adayayı volkanitlerinin karakteristiğidir. Bu, aynı zamanda volkanitlerin ilksel magmalarının oluşum süreçlerinde amfibol, Fe-Ti oksit ve apatit minerallerinin ayrılmasını işaret eder. Ayrıca, negatif Nb anomalisi kayaçların gelişiminde yitimin ve yitim zonu üzerindeki metazomatizmadan etkilenmiş manto kamasının önemli bir rol oynadığını gösterir (Pearce, 1982).



Şekil 3.22. Riyolitlerin kondirite göre normalleştirilmiş NTE dağılımları, (kondirit değerleri Taylor ve McLennan, 1985'den alınmıştır). Semboller Şekil 3.21 ile aynı

Riyolitlerin nadir toprak elementleri (NTE) kondirite göre normalleştirilmiş olup, dağılım diyagramları Şekil 3.22'de verilmiştir. Riyolitlerde  $La_N/Lu_N$  oranları 0,11 - 2,27 arasında değişmektedir. Ayrıca ağır nadir toprak element (ANTE) bakımından yataya yakın bir dağılım sunarlar. Hafif nadir toprak element (HNTE) içeriği 3,5 - 129 x kondirit, ANTE içeriği 8 - 48 x kondirit arasında değişmektedir. Eu anomalisi 0,34'dür. Ayrıca Eu\* değeri 10,48 - 39,69 arasındadır. Negatif Eu anomalisi, düşük basınç ( $\leq 10$  kb) plajiyoklas ayrılaşmasının ürünü olabilir (Briggs ve McDonough, 1990).



### 3.5. Yan Kayaçlarda Görülen Hidrotermal Alterasyonlar

Sahada görülen alterasyon zonları Tirebolu Formasyonu olarak adlandırılan dasit, riyolit ve piroklastları içerisinde gelişmiş olup, cevherleşmeler (pirit, sfalerit, kalkopirit) yüzeyde genellikle yoğun hematit+limonit ve silisli zonlarla birlikte bulunmaktadır. Bu zonlarda yoğun kaolinleşmeler ve piritleşmeler (Şekil 3.23) mevcuttur. Cevherleşmelerin etrafındaki yan kayaçlarda ise genellikle serizitleşme, silisleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme türü alterasyonlar izlenmektedir.

Kıbletepe’de görülen alterasyon alanı 600 x 200 m civarında bir sahayı kapsamaktadır. Bu alanda yapılan sondaj çalışmalarında alterasyon zonunun düşey yönde devamlılığı 400 m derinde tespit edilmiştir.

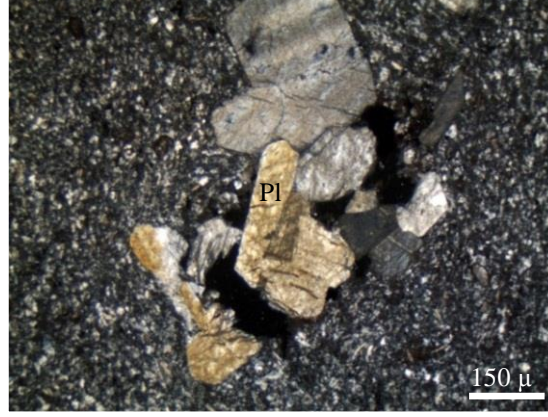


Şekil 3.23. Kıbletepe’nin batısında görülen ağsal saçınım piritli dasitik tüfler

#### 3.5.1. Serizitleşme/İllitleşme

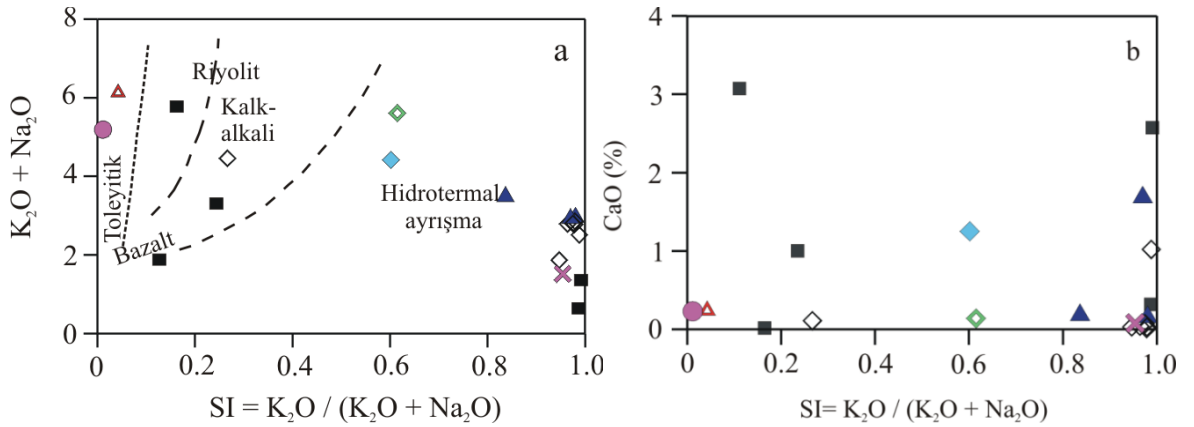
Çalışma alanındaki volkanitlerde belirlenen en yaygın ayrışma türü olup, tüm kayaçlarda az veya çok oranda görülmektedir. Serizitleşme/illitleşme, kayaçlardaki feldispatlarda ayrışma ürünü (Şekil 3.24) olarak mevcut olup, bazı feldispatların yerini tamamen aldığı ve bu feldispatları tanınmayacak hale getirdiği gözlenmiştir.

Hamurda da yaygın olarak serizit/illit oluşumu mevcuttur. Birçok kesitte feldispatlarda ayrışma sonucu oluşan serizite ikincil kuvars eşlik etmektedir.



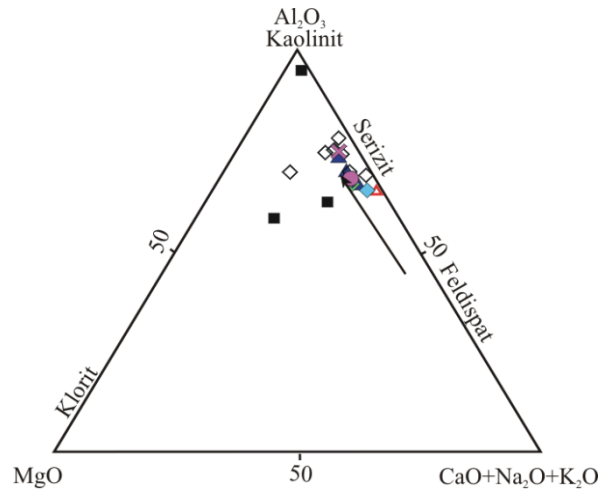
Şekil 3.24. Riyolitlerde çift nikolde killeşme (illit) gösteren plajiyoklaslar (Örn. No: HS-13P). Pl: Plajiyoklas

Kayaçların serizitleşme indeksi ( $SI = K_2O / (K_2O + Na_2O)$ ) (Myers ve MacLean, 1983) hesaplanıp,  $(K_2O + Na_2O)$ 'e karşı diyagrama aktarıldığında (Şekil 3.25a), örneklerin genel olarak hidrotermal ayrışma alanında yer aldığı görülmektedir. Ayrıca SI değeri arttıkça, bazı altere örneklerde  $(K_2O + Na_2O)$  değeri azalmaktadır. SI-CaO diyagramında ise SI değeri arttıkça örnekler düzensiz bir ilişki göstermektedir (Şekil 3.25b).

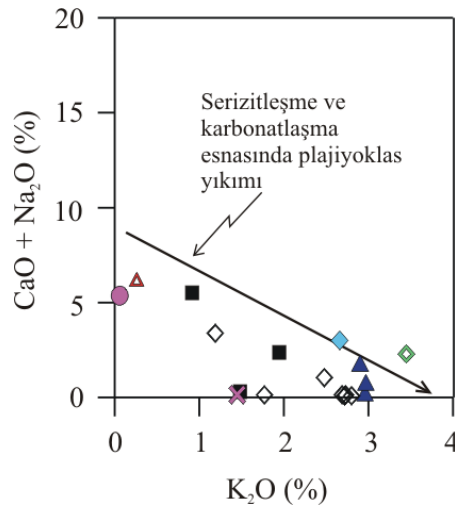


Şekil 3.25. Volkanitlerin serizitleşme indeksine (SI) karşı (a)  $(K_2O + Na_2O)$  ve (b) CaO diyagramındaki dağılımları (MacLean ve Hoy, 1991'den değiştirilerek). Dolu üçgen: En az altere örnek, Boş üçgen: Az altere örnek, Boş baklava: Altere örnek, (Kare: Tüysüz, 2000), (Dolu baklava: Dasit-I, Kalın çizgili baklava: Dasit-II, Sipahi, 2005), (Dolu daire: En az altere örnek, Çarpı: Altere örnek, Abdioğlu, 2008)

Volkanitlerde plajiyoklasların bozuşması ile oluşan serizitleşme olayını  $Al_2O_3$  -  $MgO$  -  $(CaO+Na_2O+K_2O)$  üçgen ve  $K_2O$  (%) karşı  $CaO+Na_2O$  (%) değişim diyagramları daha iyi göstermektedir (Şekil 3.26 ve 3.27).  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $(CaO+Na_2O+K_2O)$  üçgen diyagramındaki çizgisellemede feldispatlardan serizite doğru bir değişim söz konusudur. Bu durum daha ayrıntılı ele alınırsa, Şekil 3.27’de olduğu gibi volkanitlerde  $CaO+Na_2O$  değeri azalırken,  $K_2O$  değeri artmakta, yani plajiyoklasların ayrışması ile serizit oluşumu gerçekleşmektedir. Serizitleşme olayı alkali değişimini kapsamakta olup, kayaçtan ve hidrotermal sıvılardan  $K_2O$  ilavesini gerektirmektedir (Barrett vd., 1993).

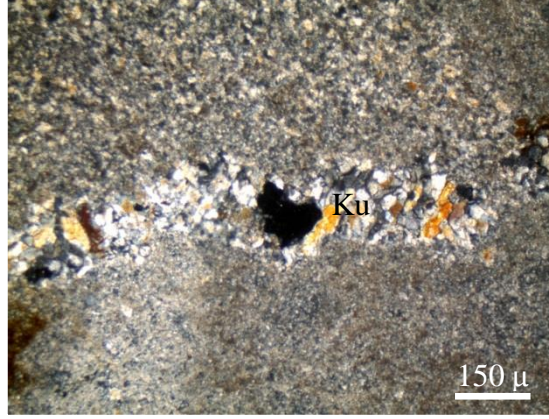


Şekil 3.26. Riyolitlerin  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $(CaO+Na_2O+K_2O)$  üçgen diyagramındaki dağılımları (Van Gerven, 1995’den değiştirilerek). Simgeler Şekil 3.25 ile aynı



Şekil 3.27. Volkanit örneklerinin  $K_2O$ ’e karşı  $(CaO+Na_2O)$  diyagramındaki konumları (Barret vd., 1993’den değiştirilerek). Simgeler Şekil 3.25 ile aynı





Şekil 3.28. Dasitlerde kırık zonu boyunca gelişen ikincil kuvarslar (Örn. No: HS-10P), Ku: Kuvars

Silisleşme, kırık zonlarından uzaklaştıkça azalmaktadır. Bazı örneklerde silisleşmeye karbonat ve klorit oluşumu da eşlik etmektedir. Ayrıca ayrılmış bazı kayaçların silisleşmeden dolayı sertleştiği görülmektedir.

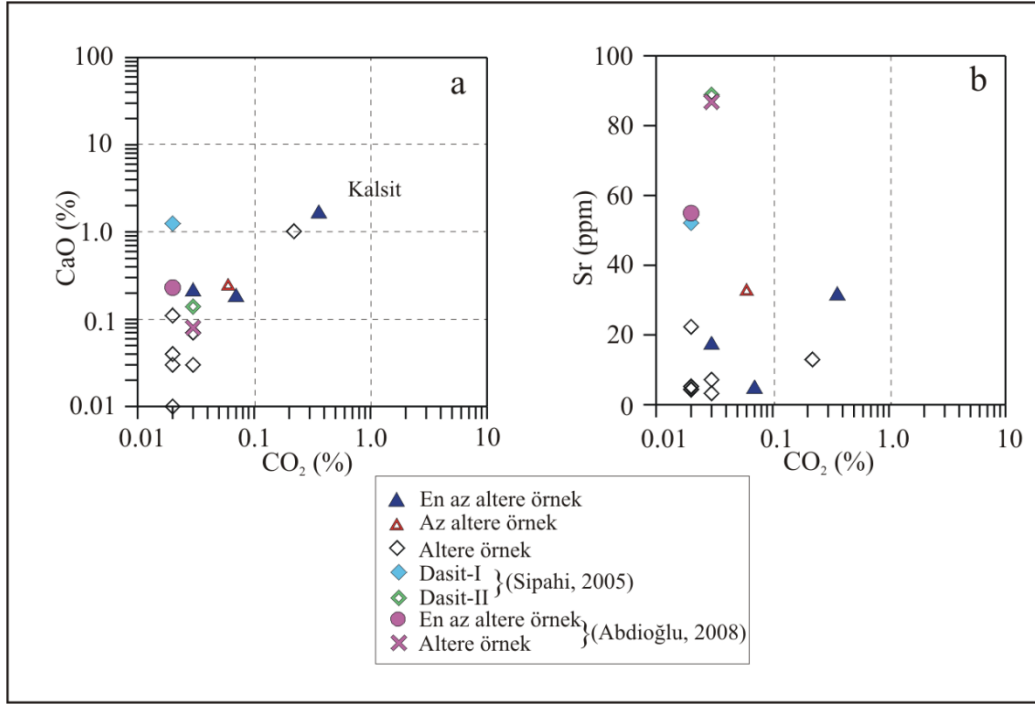
### 3.5.3. Karbonatlaşma

Çalışma alanında görülen volkanitler içerisindeki feldispat minerallerinde ve hamurda ayrışma sonucu karbonatlaşma oluşmuştur (Şekil 3.29).



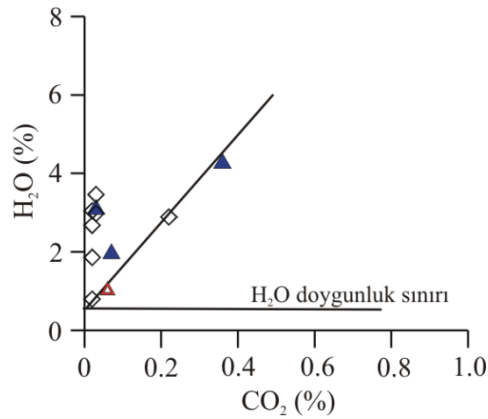
Şekil 3.29. a) Ayrılmış dasitik tufün makroskobik görünümü. b) Tamamen karbonatlaşmış plajiyoklasın ince kesitteki görünümü. (Örn. No: HS-27P) Pl: Plajiyoklas

Volkanitlerdeki toplam CO<sub>2</sub> ile karbonat mineralindeki CaO arasında az da olsa pozitif yönde bir ilişki vardır (Şekil 3.30a). Sr ise CO<sub>2</sub>'e karşı bir değişim göstermemektedir (Şekil 3.30b).



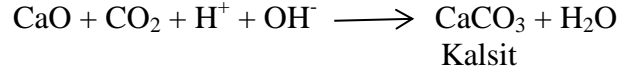
Şekil 3.30. Volkanitlerin içerdikleri toplam CO<sub>2</sub> değerlerine karşı oluşturulan a) CaO, b) Sr değişim diyagramları (Lentz, 1999'dan değiştirilerek).

Karbonatlar oluşurken kayaçların su içerikleri artmaktadır. Bu durum, yani CO<sub>2</sub> ile H<sub>2</sub>O arasındaki değişim bir diyagrama aktarıldığında, karbonat mineralleri içeren örneklerin göstermiş oldukları pozitif ilişki daha iyi görülmektedir (Şekil 3.31).



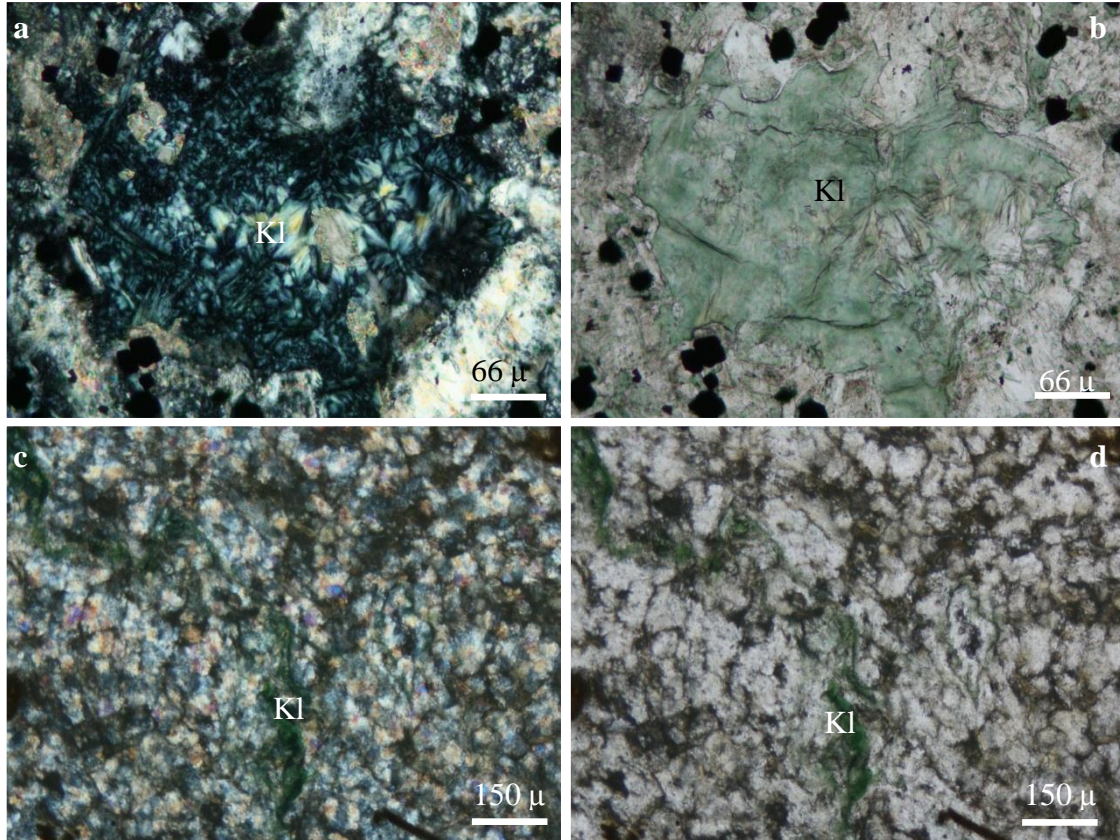
Şekil 3.31. Volkanitlerin H<sub>2</sub>O (%) ve CO<sub>2</sub> (%) içerikleri arasındaki ilişki, (Sipahi, 2005'den değiştirilerek).

Yani, kayaların H<sub>2</sub>O içeriğinin belli bir değere erişmesinden sonra CO<sub>2</sub> kayacğa görülür (Sipahi, 2005). Bazı kayaların CO<sub>2</sub> içeriği, dolayısıyla karbonat minerali içerikleri artarken, su içerikleri de artmaktadır. Bu olay, kalsit oluşturan tepkime ile de açıklanabilir.



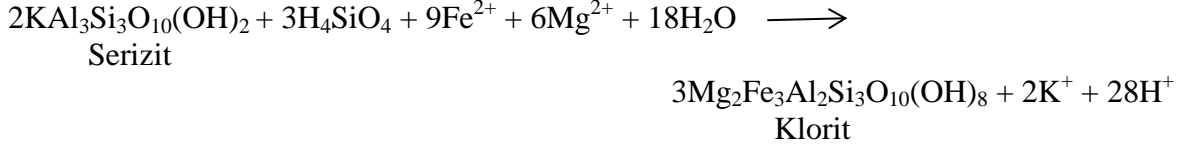
#### 3.5.4. Kloritleşme

Çalışma alanındaki kayalarda kloritleşme çok az tespit edilmiştir. Kloritleşme, volkanitlerdeki oval ve yuvarlağımsı boşluklar ve biyotitlerin dilinimleri ve kırıkları boyunca gelişmiş olarak görölmektedir (Şekil 3.32) ve bazı örneklerde hamuru ornatmış, bazılarında ise boşluklarda oluşmuştur. Kloritleşme genelde silisleşmeye eşlik etmektedir.

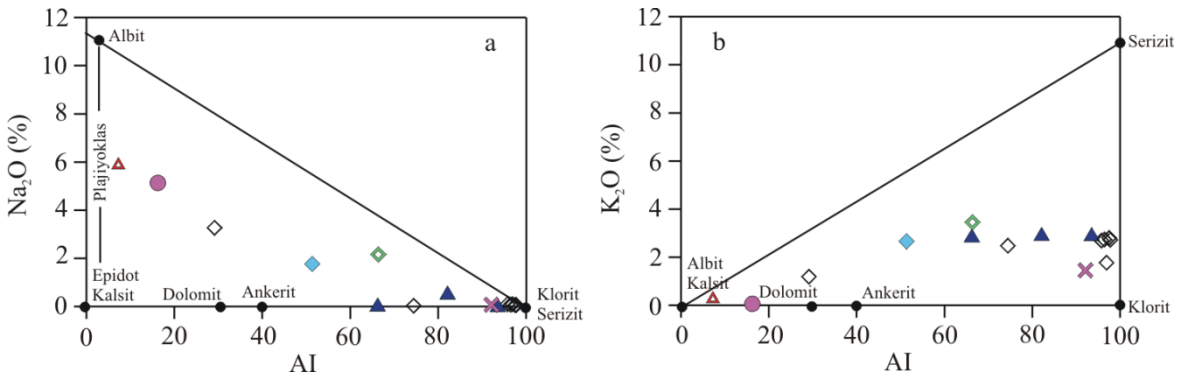


Şekil 3.32. a) Bazaltlarda oluşan kloritlerin mikroskopta çift nikol ve b) tek nikoldeki görünüşleri (Örn. No: TKPE-13), c) Dasitlerde kloritle dolgulı ince damarcıkların çift nikol ve d) tek nikoldeki görünüşleri. (Örn. No: HS-14P). Kl: Klorit

Volkanitlerde, plajiyoklasların bozuşması ile oluşan serizitlerdeki K<sup>+</sup>'un ortamdandan ayrılıp, Fe<sup>2+</sup> ve Mg<sup>2+</sup> ortama gelmesiyle kloritler oluşmaktadır (Large vd., 2001).



Kalk-alkali volkanit serileri için oluşturulan Ishikawa ayrışma indeksi (AI) (Ishikawa vd., 1976)'ne karşı Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O diyagramları incelendiğinde plajiyoklasların bozuşması ile serizit ve klorit oluşumu daha iyi görülmektedir (Şekil 3.33). Kayaç örneklerinde, AI artışına bağlı olarak Na<sub>2</sub>O azalması ile albit-plajiyoklas kenarından klorit-serizit köşesine doğru bir yönelim görülmektedir (Şekil 3.33a). Bu grafiğe göre altere örneklerde daha fazla klorit ve serizit oluşumu söz konusudur. AI'ne karşı K<sub>2</sub>O grafiğine göre (Şekil 3.33b) altere örneklerdeki klorit oluşumu, en az altere örneklerdeki klorit oluşumundan daha fazla görülmektedir.



Şekil 3.33. Volkanitlerin AI'ya karşı a) Na<sub>2</sub>O ve b) K<sub>2</sub>O diyagramlarındaki konumları (Large vd., 2001'den değiştirilerek).

### 3.5.5. Hematitleşme ve Limonitleşme

Çalışma alanında çok az bir kısımda görülmektedir. Hematit ve limonitler kayaçların kırık zonları boyunca ve Fe'li minerallerin (pirit, biyotit gibi) bozuşması sonucu oluşmaktadır. Çoğunlukla benekler, bantlar ve damarcıklar şeklinde gözlenen hematit ve limonitler, dasitik ve riyolitik kayaçların bünyesinde yer almaktadırlar (Şekil 3.34).



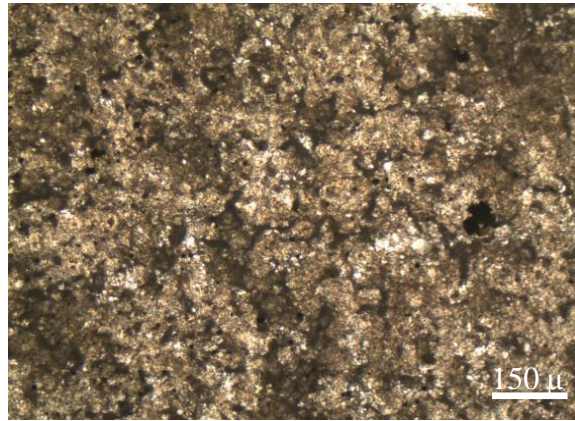


Şekil 3.34. a) Dasitteki hematit bantlarının ve beneklerinin görünümü (Örn. No: HS-5P) ve b) Dasitik tüfdeki hematit-limonit damarcıklarının görünümü (Örn. No: HS-10P)

### 3.5.6. Killeşme

Killeşme hem taban dasitik ve riolitik kayalarda hem de piroklastlarda görülen bir alterasyon türüdür. Bu alterasyon, kayalardaki kuvars dışındaki minerallerin kil minerallerine dönüşmesiyle meydana gelmiştir (Şekil 3.35). Çalışma alanında killeşme, serizitleşmenin dış kısmında (batısında ve güneybatısında) görülmektedir.

El örneklerinde beyaz, sarımsı beyaz renklerde ve dağılgan bir yapıdadır. Kil mineralleri XRD analizleri ile tespit edilmiş olup, başlıca illit, kaolinit, klorit, simektit ve az oranda da illit/simektit grubu olarak belirlenmiştir.



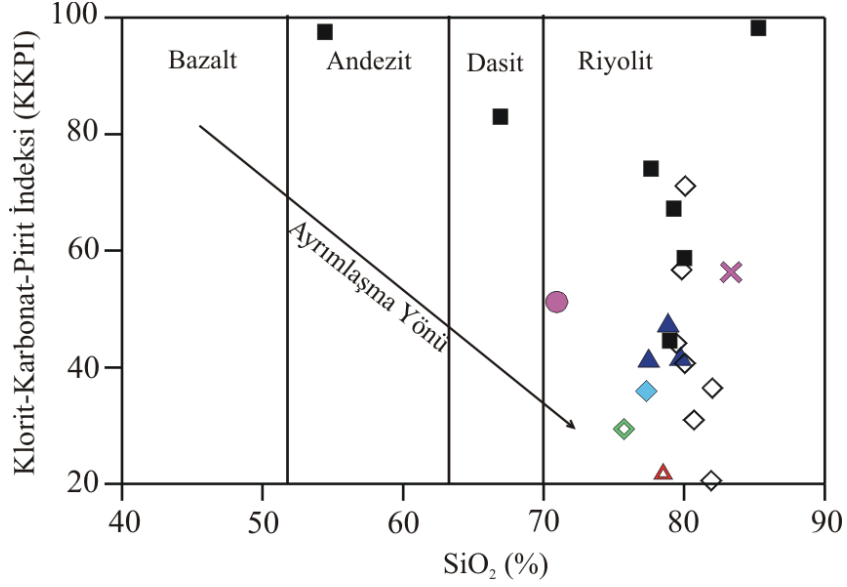
Şekil 3.35. Dasitte çift nikolde killeşmenin görünümü, (Örn. No: HS-31P).

### 3.6. Kibletepe Volkanitlerinde Görülen Ayrışmanın Bölgedeki Masif Sülfid Yataklarıyla Karşılaştırılması

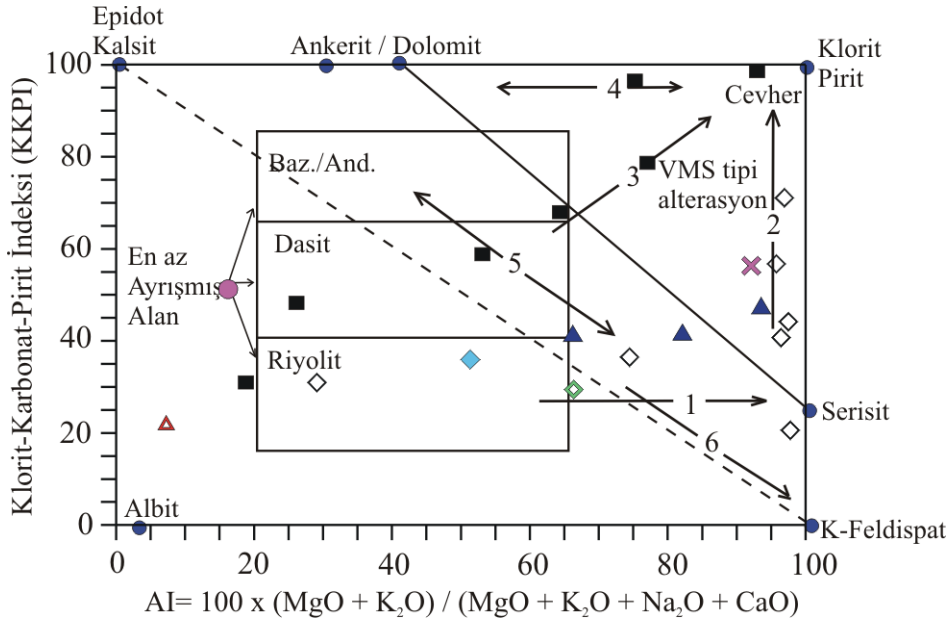
Volkanitlerde gözlenen ayrışmanın kimyasını ortaya koymak ve çeşitli amaçlarla (kayaçları tanımlamak, ayrışma mineralojisini ortaya koymak, ayrışmadan hareketle cevher içeren sahaları bulmak v.s.) kullanmak üzere birçok yazar (Barrett vd., 1991 ve 1993; MacLean ve Barrett, 1993; Lentz, 1999) tarafından çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Çalışma alanını da içine alan Doğu Karadeniz Bölümü'nde Geç Kretase yaşlı felsik volkanitlerde masif sülfid yataklarının bulunduğu bilinmektedir (Buser ve Cvetic, 1973; Altun, 1978; Nebioğlu, 1975; Tüysüz, 1995 ve 1999; Akçay ve Arar, 1999). Bu nedenle, inceleme alanındaki volkanitlerle literatürdeki ve bölgedeki masif sülfid yataklarına eşlik eden benzer volkanitlerin kimyasal özellikleri ve ayrışması karşılaştırılarak benzer ve farklılıkların araştırılması düşünülmüştür. Bunun için, önce bu kayaçların kimyasal özellikleri irdelenmiştir. Eski ve güncel masif sülfid yataklarında yapılan çalışmalar, bunların yerleşiminin tektonizma ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Halbach vd., 1989a, 1989b ve 1993a; Binns ve Scott, 1993). Eski ve güncel masif sülfidlerin içinde bulunduğu kayaçların genellikle toleyitik-geçiş ve kalk-alkali yay ortamında ve bimodal bir volkanizmanın ürünü olduğu daha önceki çalışmalarla (Altun, 1978; Buser ve Cvetic, 1973; Hutchinson, 1973; Nebioğlu, 1975; Sillitoe, 1982; Lentz, 1996; Tüysüz, 1999) bilinmektedir.

Doğu Karadeniz Bölümü'ndeki masif sülfid yatakları Geç Kretase yaşlı dasitik volkanitler içinde yer almakta olup, mercek şekilli masif kütle ve bunların alt kısmında bulunan ağsal cevherleşmeden oluşur. Ağsal ve saçınımlı cevher dasitik kayaçlar içinde bulunurken, masif cevher dasitlerin üzerinde bulunur ve biyomikrit, çört, marn, volkaniklastik kayaçlar ve bazaltlarla uyumlu olarak örtülürler. Dasitler ve bazaltlar toleyitik karakterli olup, bimodal volkanizmanın ürünüdürler. Çalışma alanındaki volkanitler de toleyitik-geçiş volkanik yay ortamında oluşmuş olup, yer yer biyomikrit, Fe'li çört ve andezitlerle örtülüdürler. Ayrıca, çalışma alanındaki volkanitler de bimodal volkanizmanın ürünüdürler.

Çalışma alanındaki volkanitler  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı KKPI (klorit-karbonat-pirit indeksi) diyagramına aktarıldığında ayrımlaşma görülmemiştir. Bu diyagramda çalışma alanındaki kayaçların yine riyolit alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.36). Ayrıca, KKPI değerleri aynı kayaçların AI değerlerine karşı irdelendiğinde herhangi bir ilişki göstermemektedir (Şekil 3.37).



Şekil 3.36. Volkanitlerin SiO<sub>2</sub> – KKPI diyagramındaki dağılımları (Large vd., 2001). Dolu üçgen: En az altere örnek, Boş üçgen: Az altere örnek, Boş baklava: Altere örnek, (Kare: Tüysüz, 2000), (Dolu baklava: Dasit-I, Kalın çizgili baklava: Dasit-II, Sipahi, 2005), (Dolu daire: En az altere örnek, Çarpı: Altere örnek, Abdioğlu, 2008).

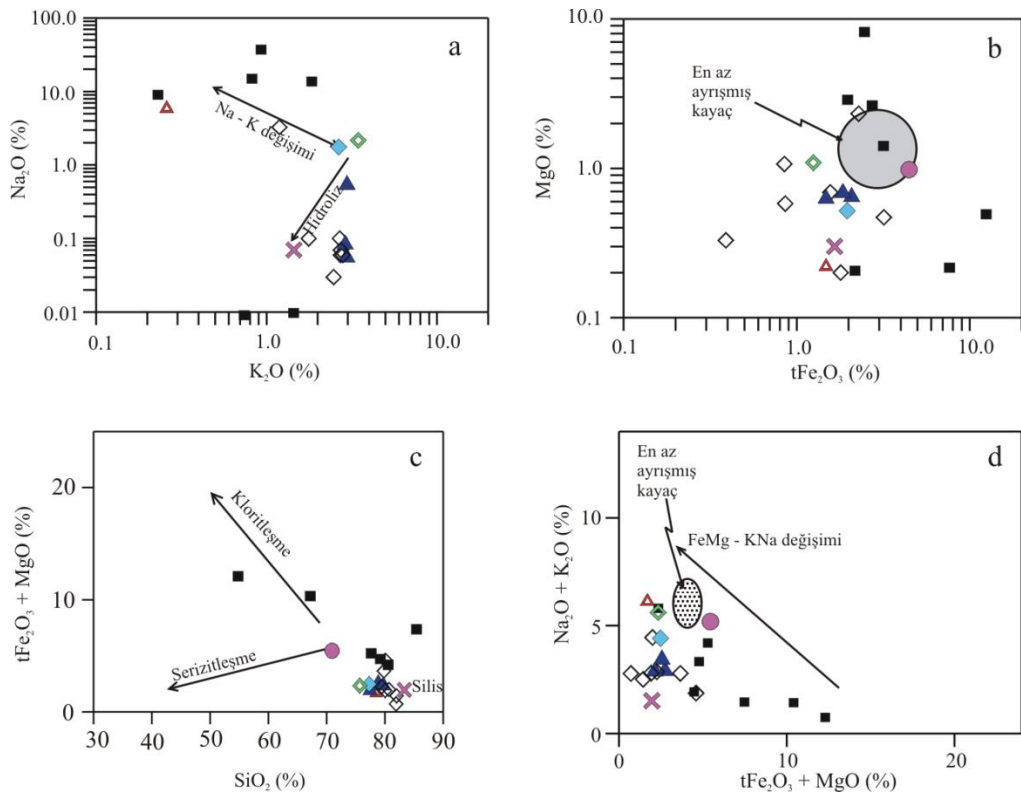


Şekil 3.37. Volkanitlerin AI değerlerinin KKPI değerlerine karşı değişimlerini gösteren grafik (Gemmell ve Large, 1992'den değiştirilerek). Simgeler 3.36 ile aynı. 1: Serisititik ayrışma, 2: Serizit-klorit ± pirit ayrışması, 3: Klorit ± serizit ± pirit ayrışması, 4: Klorit-karbonat ayrışması, 5: Serisit-karbonat ayrışması 6: K-Feldispat-serizit ayrışması (Large vd., 2001).

AI-KKPI diyagramında epidot+kalsitten K-Feldspata doğru olan kesikli çizgi hidrotermal ayrışma ile diyajenetik ayrışma yönsemesini ayırmaktadır (Large vd.,2001). Bu çizginin üst kısmı hidrotermal, alt kısmı ise diyajenetik ayrışmayı göstermektedir. Diyajenetik ayrışma, aynı zamanda düşük dereceli metamorfizmayı (albitleşme, kalsit ve epidot oluşumu gibi) belirtmektedir. Bu ayrışma yönsemeleri denizaltı volkanizması ve hidrotermal sistemler için oluşturulmuştur. Buna göre, çalışma alanındaki örneklerin bir kısmında düşük dereceli metamorfizma görülmektedir. Volkanitlerde gözlenen en yaygın hidrotermal yönsemeler serizit-klorit±pirit ve serizitik ayrışmadır (Şekil 3.37).

Ayrışma sonucu oluşan Na ve K değişimine bağlı olarak gelişen albitleşme ve serizitleşme çok azken, hidroliz sonucu feldispat bozuşması yaygındır (Şekil 3.38a). Kloritleşme ve serizitleşme silisleşmenin artmasıyla azalmaktadır (Şekil 3.38c).

Sonuç olarak, Kibletepe'deki volkanitler Doğu Karadeniz Bölümü'ndeki masif sülfür yataklarının gösterdiği ayrışma özelliklerine benzer ayrışmalar göstermektedir. Ancak bu ayrışmalar, çalışma alanındaki kayalarda masif sülfür yataklarında olduğu gibi düzenli değildir. Bu durum, çalışma alanındaki yoğun tektonizmadan kaynaklanmıştır.



Şekil 3.38. Volkanitlerdeki a)  $K_2O$ 'in  $Na_2O$ 'e, b)  $tFe_2O_3$ 'in  $MgO$ 'e, c)  $SiO_2$ 'nin  $tFe_2O_3+MgO$ 'e d)  $tFe_2O_3+MgO$ 'in  $Na_2O+K_2O$ 'e göre değişimleri. Simgeler 3.36 ile aynı

### 3.7. Kil Mineralojisi

#### 3.7.1. X-Işınlari İncelemeleri

X-ışınları difraktogramları kullanılarak kayaçların yarı nicel bileşimlerinin hesaplanması pek çok araştırmacının dikkatini çekmiş ve bunun için farklı eşitlikler öne sürülmüştür (Müller, 1967; Smith vd., 1987; Moore ve Reynolds, 1997; Środoń vd., 2001). Tüm kayaç nicel mineralojik bileşim yüzdelerinin hesaplanmasında minerallerin (001) yansımalarının şiddeti kullanılmıştır. Hesaplamalarda kullanılan formül aşağıdaki gibidir.

$$%a = \frac{Xa * \mu a}{Xa * \mu a + Xb * \mu b + Xc * \mu c...} \quad (3.1)$$

Formülde a, kayaçtaki “a” mineralinin yüzdesini; X, mineralin difraktogramdaki yansımalarının cm cinsinden yüksekliğini;  $\mu$ , mineralin adsorbsiyon katsayısını (J.C.P.D.S., 1990) ifade etmektedir. Burada dikkati çeken en önemli nokta, elde edilecek sayısal değerlerin minerallerin kayaç içerisindeki % miktarlarını vermekten ziyade birbirlerine göreli oranını ifade etmesidir. Çünkü kayaç içerisinde bulunan minerallerin hepsini X-ışınları difraktogramlarında tespit etmek oldukça güçtür. Bu nedenle hesaplanan sayısal değerlerde hata payı bazı durumlarda  $\pm$  % 10’a kadar ulaşabilir.

##### 3.7.1.1. XRD Tüm Kayaç Analizleri (XRD-TK)

XRD-TK analizleri toplam 63 adet örnekte yapılmıştır. Bu analizler 5-70° (2 $\theta$ ) arası taranarak X-ışınları difraktogramları elde edilmiştir. Bu örneklerin analiz sonuçları Tablo 3.4’de verilmiştir. Tüm kayaçtan yapılan XRD incelemeleri sonucu kayaçların tüm kayaç mineralojik bileşimleri saptanmıştır. İnceleme sonuçlarına göre tespit edilen mineraller kuvars, feldispat, dolomit ve kil mineralleridir.

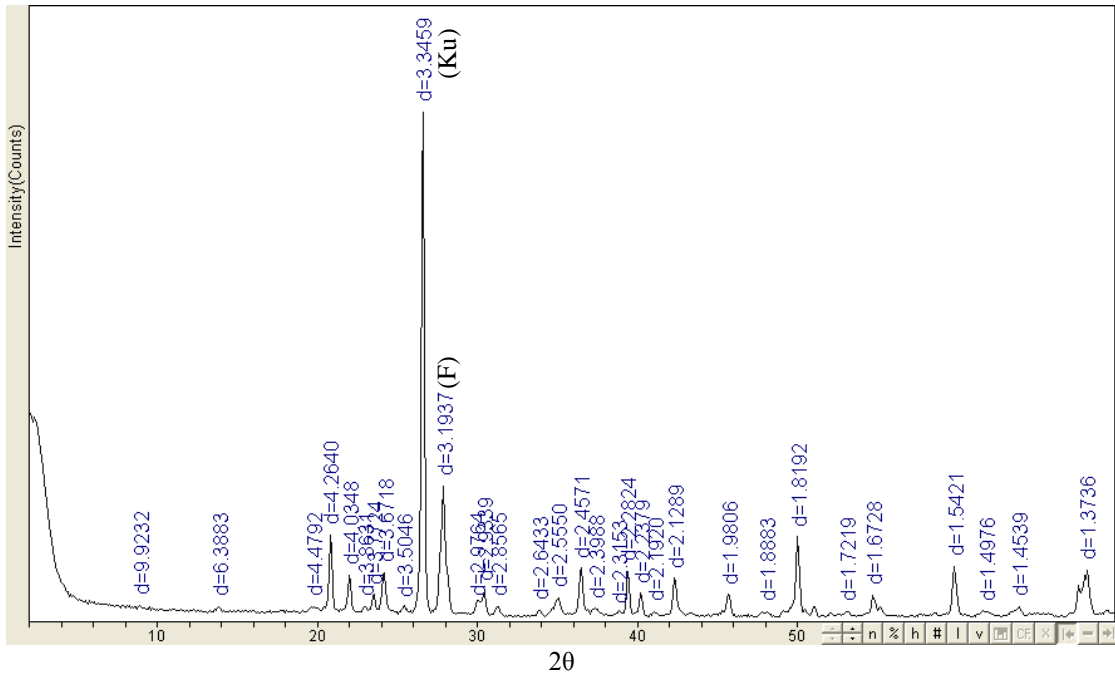
Tablo 3.4. Tüm kayaç X-ışınları difraktogramlarına göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler

Örnek No	Kuars	Feldispat	Dolomit	Kil Mineralleri
TS1-183x	47	-	-	53
TS1-263x	41	-	-	59
TS1-265x	48	-	-	52
TS2-81x	19	2	-	79
TS2-177x	58	-	-	42
TS2-209x	73	-	-	27
TS3-176x	49	4	10	37
TS3-209x	52	6	4	38
TS3-263x	38	21	-	41
TS4-129x	38	-	5	57
TS4-157x	6	-	19	75
TS4-335x	48	-	-	52
TS5-3x	30	-	3	67
TS5-247x	29	-	2	69
TS5-328x	23	-	13	64
TS6-13x	47	-	4	49
TS6-18x	39	-	8	53
TS6-37x	33	-	2	65
TS6-67x	33	2	12	53
TS6-77x	38	-	1	61
TS6-155x	22	1	47	30
TS6-164x	17	-	1	82
TS6-183x	50	2	-	48
TS7-25x	46	-	4	50
TS7-61x	46	-	5	49
TS7-73x	26	-	-	74
TS7-132x	39	7	-	54
TS7-152x	50	5	1	44
TS7-199x	44	2	1	53
TS8-115x	42	3	-	55
TS9-15x	38	7	3	52
TS9-89x	39	-	4	57
TS9-94x	42	-	3	55
TS9-239x	57	9	4	30
TS10-20x	35	5	1	59
TS10-42x	43	-	-	57
TS10-139x	34	11	-	55
HS-1	37	38	-	25
HS-2	50	-	-	50
HS-3	51	-	-	49
HS-4	44	-	-	56
HS-5	72	3	-	25
HS-6	51	-	-	49
HS-9	49	3	-	48
HS-10	51	-	-	49
HS-11	51	-	-	49
HS-12	50	-	-	50

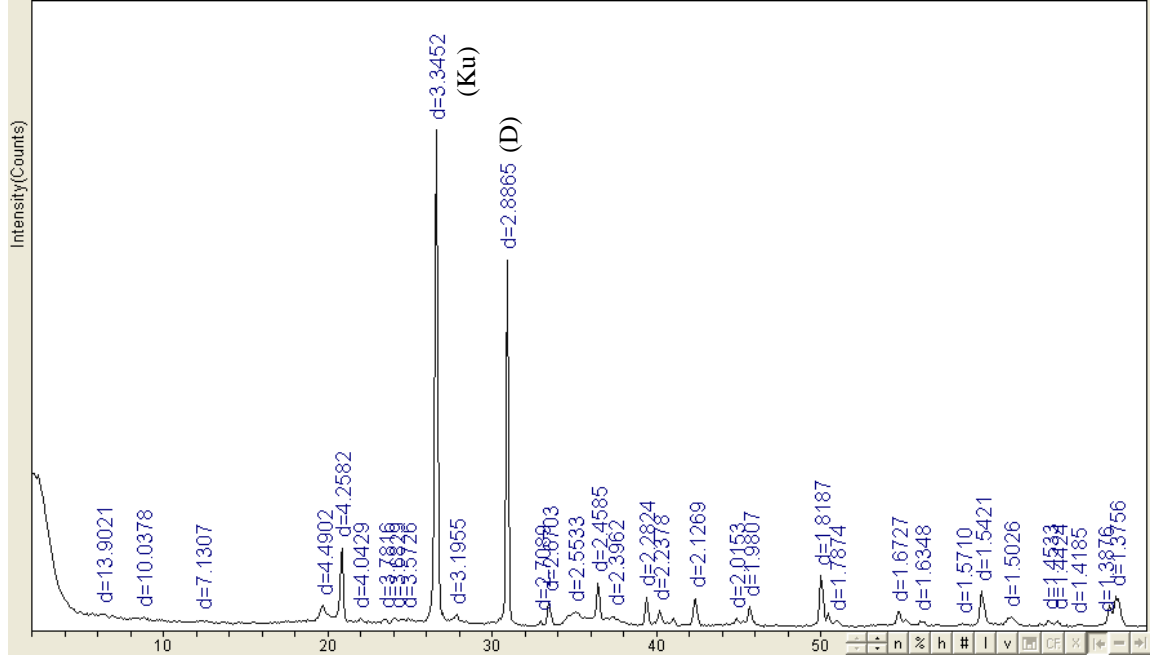
Tablo 3.4'ün devamı

Örnek No	Kuvars	Feldispat	Dolomit	Kil Mineralleri
HS-14	43	1	-	56
HS-15	43	-	-	57
HS-16	32	68	-	-
HS-22	51	-	-	49
HS-23	50	1	-	49
HS-24	60	-	-	40
HS-25	51	-	-	49
HS-26	40	47	-	13
HS-27	51	-	-	49
HS-28	46	7	-	47
HS-31	37	-	-	63
HS-32	43	-	2	55
HS-33	49	-	4	47
HS-34	48	-	5	47
HS-35	37	10	-	53
HS-59	27	11	-	62

XRD-TK analizleri toplam 63 adet örnekte yapılmıştır. Tüm kayaç XRD analizleri yapılan 63 adet örneğin hepsinde kuvars tespit edilmiş olup, % 6-73 arasında değişen miktarlarda gözlenmiştir. Feldispat % 1-68 arasında değişen miktarlarda 25 adet örnekte görülmüştür (Şekil 3.39). Dolomit, analiz edilen örneklerin 26'sında gözlenmiştir. Bolluk oranı % 1-47 arasında değişmektedir (Şekil 3.40).



Şekil 3.39. Kuvars ve feldispatça zengin örneğe ait X-ışınları difraktogramı, (Ku: Kuvars, F: Feldispat, Örn. No: HS-26).



20

Şekil 3.40. Dolomitçe zengin örneğe ait X-ışınları difraktogramı, (Ku: Kuvars, D: Dolomit, Örn. No: TS6-155x).

### 3.7.1.2. XRD Kil Fraksiyonu Analizleri (XRD-KF)

XRD-KF analizleri toplam 63 adet örnekte yapılmıştır. Bu analizler 5-40° (2θ) arası taranarak X-ışınları difraktogramları elde edilmiştir. Bu örneklerin analiz sonuçları Tablo 3.5’de verilmiştir. Çalışma alanından alınan örneklerin kil fraksiyonu çalışmaları sonucunda tespit edilen kil mineralleri illit, kaolinit, klorit, simektit ve illit/simektittir.

Tablo 3.5. Kil fraksiyonu X-ışınları difraktogramlarına göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler

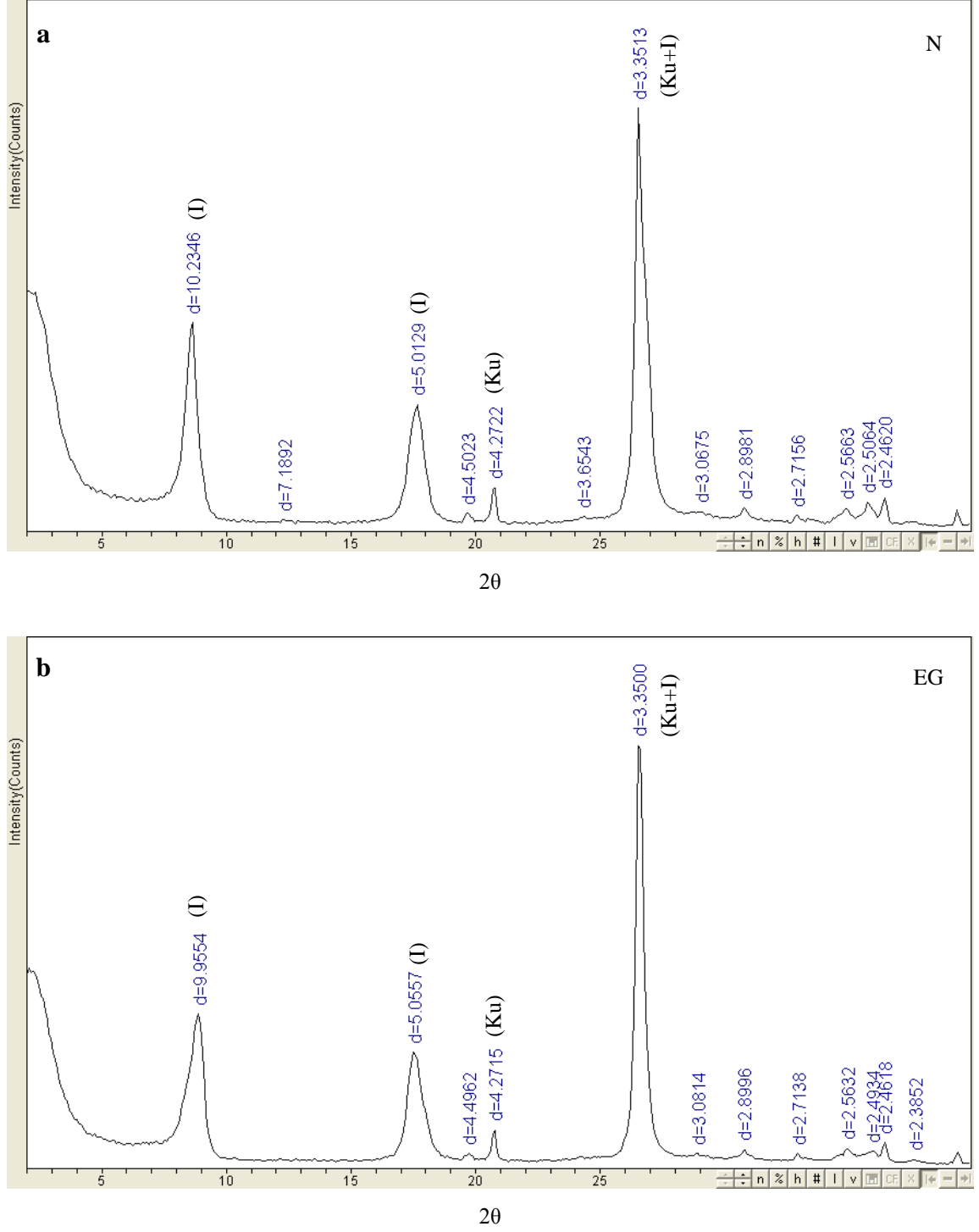
Örnek No	İllit	Kaolinit	Klorit	Simektit	İllit/Simektit
TS1-183x	27	73	-	-	-
TS1-263x	89	7	4	-	-
TS1-265x	88	6	6	-	-
TS2-81x	88	12	-	-	-
TS2-177x	14	67	19	-	-
TS2-209x	43	-	43	-	14
TS3-176x	58	-	42	-	-
TS3-209x	19	53	28	-	-
TS3-263x	72	-	28	-	-
TS4-129x	53	45	2	-	-
TS4-157x	2	71	27	-	-
TS4-335x	98	-	2	-	-



Tablo 3.5'in devamı

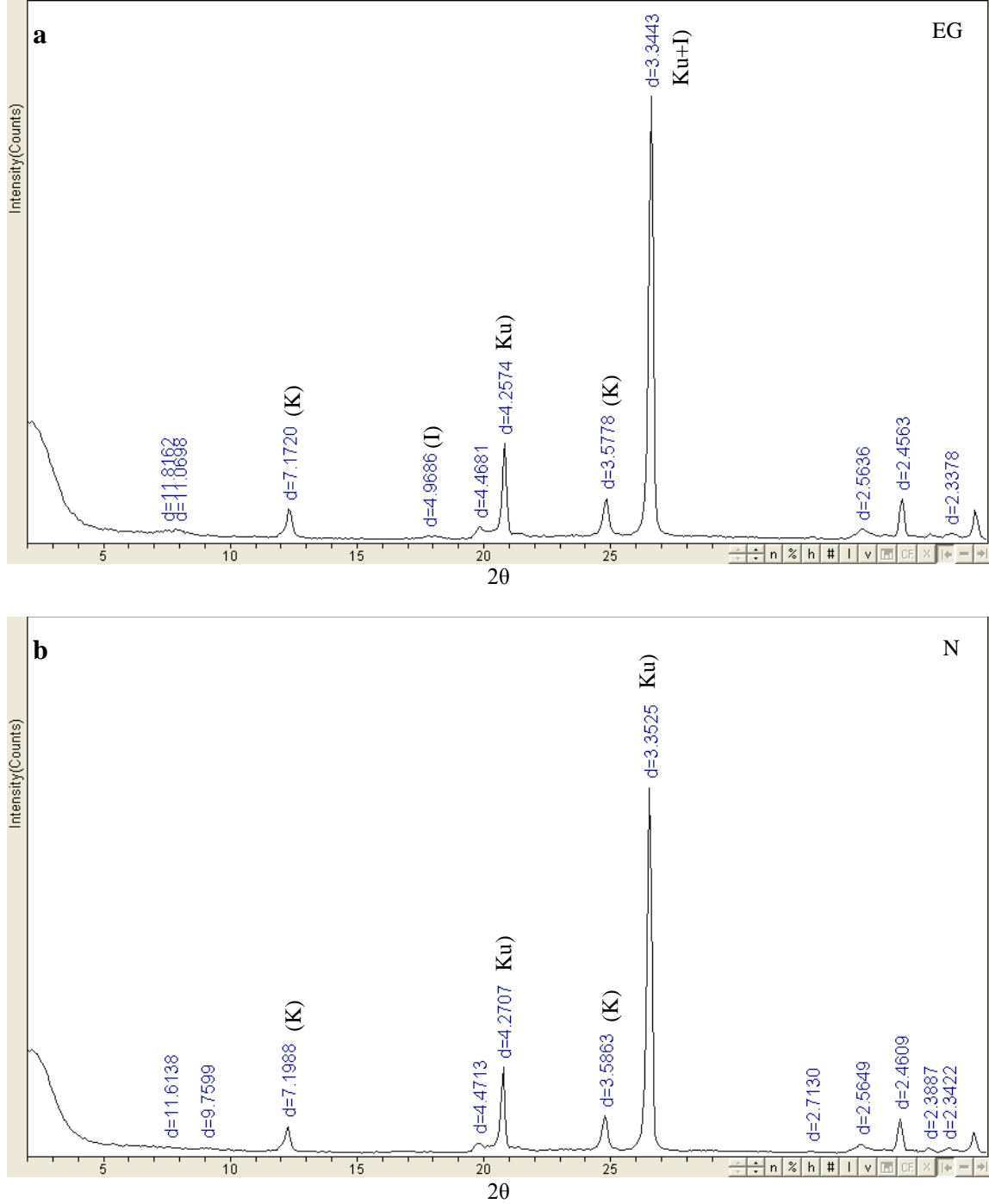
<b>Örnek No</b>	<b>İllit</b>	<b>Kaolinit</b>	<b>Klorit</b>	<b>Simektit</b>	<b>İllit/Simektit</b>
TS5-3x	100	-	-	-	-
TS5-247x	98	2	-	-	-
TS5-328x	100	-	-	-	-
TS6-13x	-	67	-	33	-
TS6-18x	-	44	-	-	56
TS6-37x	75	22	3	-	-
TS6-67x	61	33	-	6	-
TS6-77x	100	-	-	-	-
TS6-155x	21	34	45	-	-
TS6-164x	93	4	-	3	-
TS6-183x	100	-	-	-	-
TS7-25x	50	50	-	-	-
TS7-61x	64	-	36	-	-
TS7-73x	78	-	-	22	-
TS7-132x	64	27	-	9	-
TS7-152x	83	10	-	7	-
TS7-199x	85	-	15	-	-
TS8-115x	100	-	-	-	-
TS9-15x	100	-	-	-	-
TS9-89x	100	-	-	-	-
TS9-94x	98	2	-	-	-
TS9-239x	41	-	59	-	-
TS10-20x	84	12	4	-	-
TS10-42x	100	-	-	-	-
TS10-139x	95	-	-	5	-
HS-1	92	-	-	8	-
HS-2	61	39	-	-	-
HS-3	-	100	-	-	-
HS-4	89	11	-	-	-
HS-5	33	57	10	-	-
HS-6	100	-	-	-	-
HS-9	40	13	-	47	-
HS-10	96	-	4	-	-
HS-11	80	-	20	-	-
HS-12	-	-	-	-	100
HS-14	100	-	-	-	-
HS-15	89	11	-	-	-
HS-16	-	-	-	-	-
HS-22	100	-	-	-	-
HS-23	100	-	-	-	-
HS-24	29	57	14	-	-
HS-25	100	-	-	-	-
HS-26	100	-	-	-	-
HS-27	100	-	-	-	-
HS-28	-	-	-	-	100
HS-31	-	-	-	-	100
HS-32	-	-	-	-	100
HS-33	-	-	-	-	100
HS-34	-	13	-	-	87
HS-35	100	-	-	-	-
HS-59	100	-	-	-	-

İllit minerali 53 örnekte görülmekte olup, % miktarları 2-100 arasında değişmektedir. İllit minerali 10 Å, 5.0 Å ve 3.34 Å pikleri ile tanımlanmaktadır (Şekil 3.41).



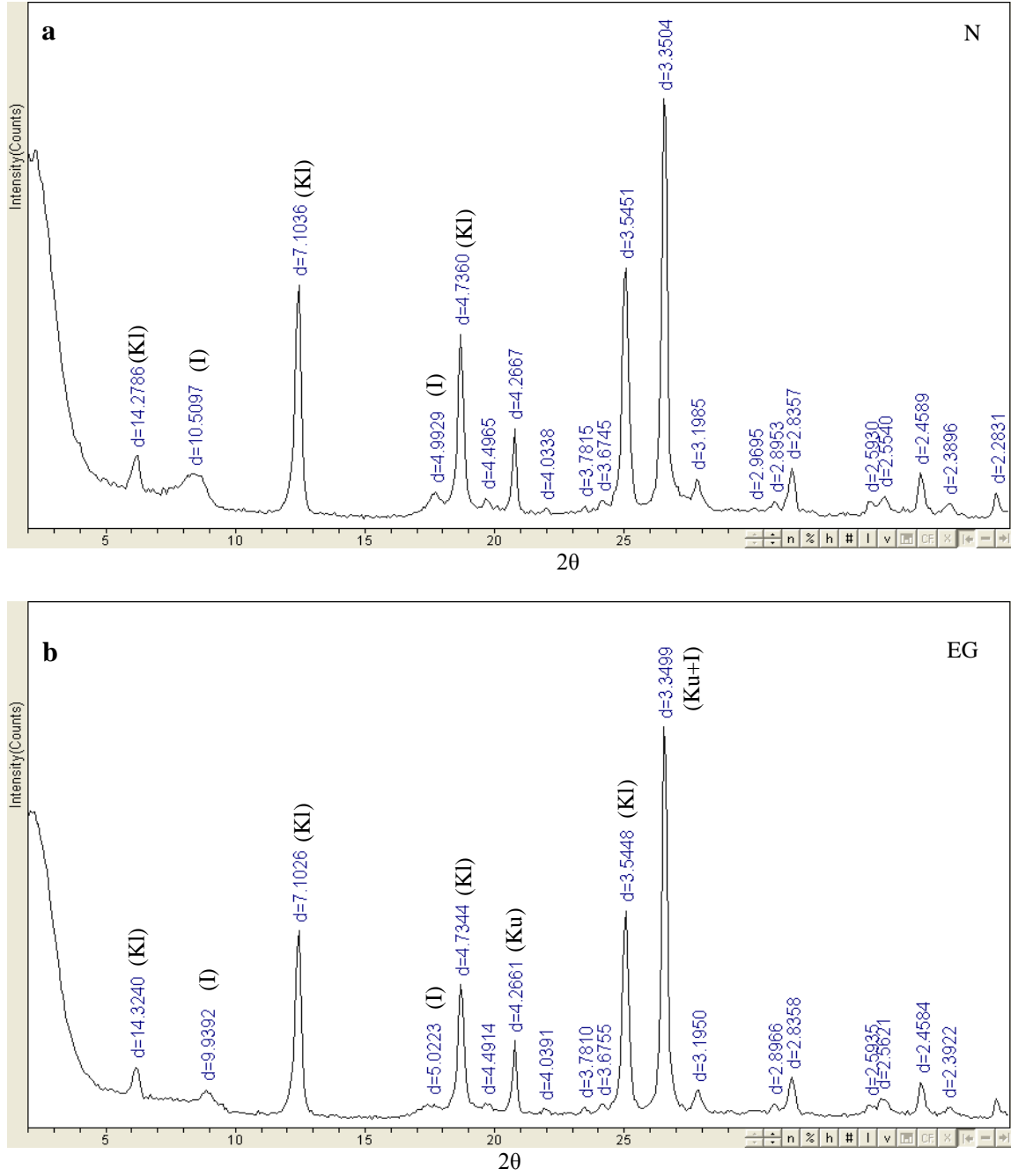
Şekil 3.41. İllitçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim), (Örn. No: TS9-94x, I: İllit, Ku: Kuvars).

Kaolinit, 28 örnekte % 2-100 arasında değişen geniş bir aralığa sahiptir. Kaolinitin detay analizi sonucu elde edilen XRD grafiği Şekil 3.42’de gösterilmektedir. Difraktogramlarda 7.17 ve 3.57 Å piklerindeki yansımalar kaolinite ait temel yansımalarıdır.



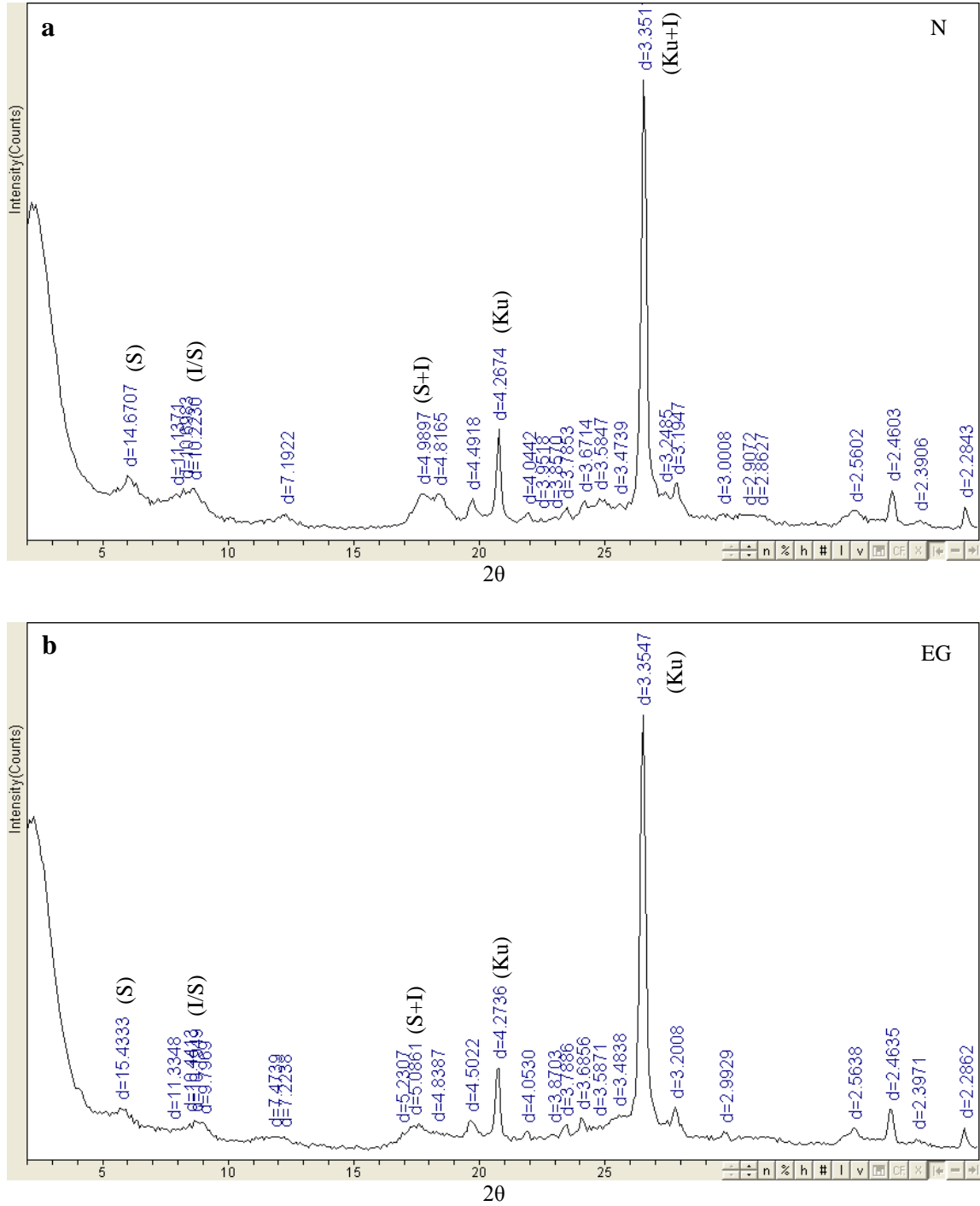
Şekil 3.42. Kaolinitçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim) ve b) N (Normal çekim). (Örn. No: HS-3, K: Kaolinit, I: İllit, Ku: Kuvars).

Klorit, 20 örnekte tespit edilmiş olup, % 2-59 bolluk değerine sahiptir. Difraktogramlara bakıldığında 14.27 Å, 7.10 Å, 4.73 Å ve 3.54 Å pikleri ile karakteristik olan klorit mineralinin yönlü örneğine ait normal çekim ve etilen glükolle doyurulma işleminden sonra çekilen XRD grafiğinde de bu piklerinde herhangi bir değişim olmadığı görülmektedir (Şekil 3.43).



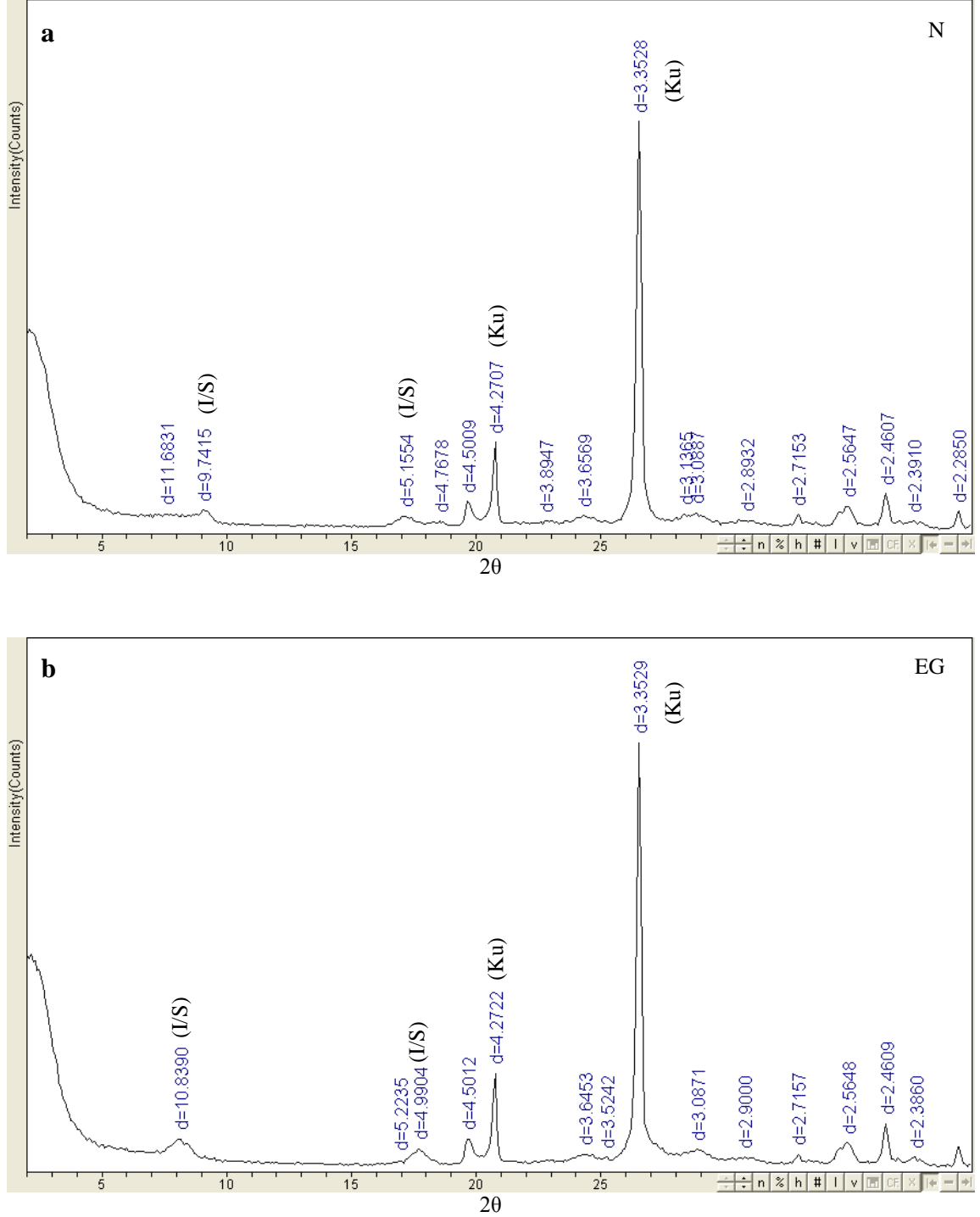
Şekil 3.43. Kloritçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glükolle doyurulduktan sonraki çekim). (Örn. No: TS9-239x, Kl: Klorit, I: İllit, Ku: Kuvarts).

Simektit grubu mineraller (montmorillonit) 9 örnekte % 3-47'ye kadar değişen miktarlar göstermektedir. Simektit için yönlendirilmiş örneğin normal çekiminde 14.6 Å piki, etilen glikolle doyurulduktan sonra ise 15.4 Å olarak yansımıştır (Şekil 3.44).



Şekil 3.44. Simektitçe zengin örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, A) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doyurulduktan sonraki çekim). (Örn. No: HS-9, S: Simektit, I/S: İllit/Simektit, Ku: Kuvarts).

İllit/simektit, 63 adet örneğin 8'inde görülmekte olup, %14-100 arasında değişen değerlere sahiptir (Şekil 3.45).



Şekil 3.45. İllit/Simektit içeren örneğe ait kil fraksiyonu XRD çekimi, a) N (Normal çekim) ve b) EG (Etilen glikolle doydurulduktan sonraki çekim). (Örn. No: HS-31, I/S: İllit/Simektit, Ku: Kuvars).

## 4. TARTIŞMA

### 4.1. Giriş

Jeokimya bölümünde (Bölüm 3.4) volkanitlerin jeokimyasal özellikleri tartışıldığı için bu bölümde volkanitlerin jeokimyasal özelliklerinin irdelenmesine ayrıca girilmemiş, sadece alterasyonun mineralojisi ve oluşumu irdelenmiştir.

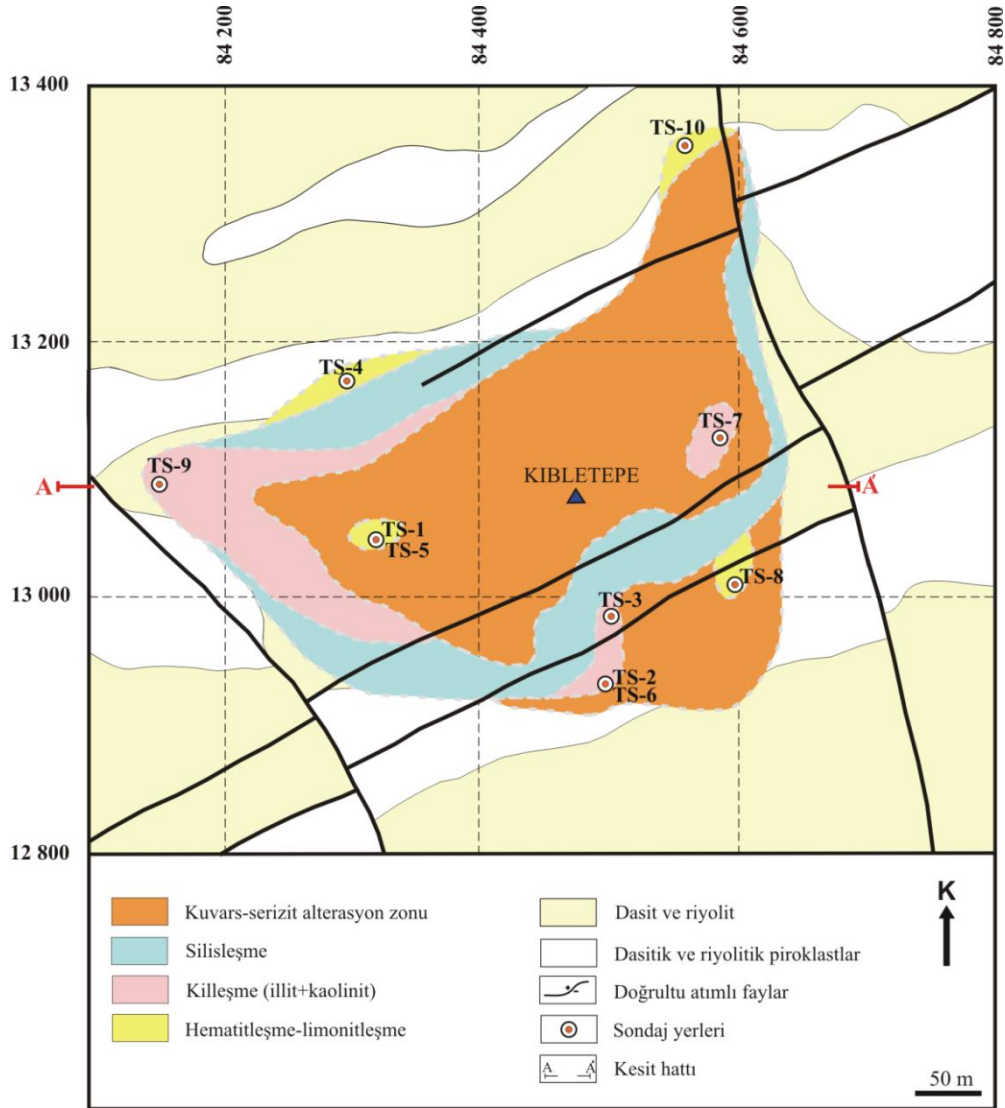
Kıbletepe Zn-Cu cevherleşmesi Geç Kretase yaşlı bazalt, andezit ve piroklastlarının üzerinde bulunan Geç Kretase yaşlı asidik volkanikler içerisinde gelişmiştir ve 200 m x 120 m'lik bir alanda silisleşmiş zon içerisinde yer almaktadır. Derinliği bilinmemekle birlikte arazide sivri bir tepe görüntüsü veren Kıbletepe'nin 100 m kot farkı bulunan üst ve alt kısımlarında cevherleşme gözlenmektedir. Buna göre tepe noktasından itibaren cevherleşme en az 100 m'lik bir kalınlığa sahiptir. Arazide sivri bir tepe şeklinde izlenen Geç Kretase yaşlı riyodasit-dasitik kayaların özellikle kuzeybatı ve güney kesimlerinde silisleşmiş kırık zonları mevcuttur. Cevherleşme, dasitik ve riyolitik tüfler içerisinde, tektonik oluşumların ardından kırık hatlarını takip ederek masif sülfid oluşumları şeklinde, kayacın kırık ve çatlakları ile gözenekli (poroz) kısımlarına yerleşerek gelişmiştir. Kırık zonlarında yoğun silisleşme ile beraber saçınımlı (dissemine) ve ağsal (stokwork) yapıda çok ince kuvars damarcıklarında (en fazla 3-4 mm kalınlıkta) sfalerit, kalkopirit, kalkozin, kovellin, malahit ve azurit mineralleri görülmektedir. Pirit ve kalkopirit minerallerinde gözlenen kataklastik doku cevherin oluşumu sırasında veya sonrasında tektonik olaylara maruz kaldığının göstergesidir (Eldridge vd., 1983). Ayrıca sfaleritin kalkopiritle ayrılma dokusu gösteren lamelli büyümeler oluşturması (Ramdohr, 1975), cevherleşmenin yüksek ısılarla meydana geldiğine işaret eden bir kanıttır.

Çalışma alanında yer alan Kıbletepe cevherleşmesi jeolojik, mineralojik ve dokusal özellikleri ile element içeriğine göre yapılan sınıflamaya göre (Hutchinson, 1980 ve Sawkins, 1976) Zn-Cu-Pb grubu içerisinde yer alır ve yakın özellikleri nedeniyle Japonya'daki Kuroko VMS yatakları ile büyük benzerlik gösterir. Yaklaşımın temel noktası; her iki bölgedeki (Kuroko ve Kıbletepe) yatakların bulunmuş olduğu tektonik ortam (ada yayı) ve cevherleşmelerdeki dokusal özelliklerin (breşik) benzerliğidir. Çalışma alanındaki cevherleşmeler; tabüleri, uyumlu, masif piritik kütleler şeklinde felsik volkanik birimler içerisinde yer almasıyla karakteristiktir. Ayrıca, Mesozoyik (Geç Kretase) yaşlı ve

yitim zonuna bağlı oluşan bimodal volkanizmayla yakın ilişkilidirler. Dolayısıyla sahada gerçekleştirilen çalışmalar sonucunda cevherleşme tüm özellikleri ile Lahanos (Espiye-Giresun; Tüysüz ve Er, 1995), Çayeli (Rize; Akçay ve Arar, 1999) ve Kuruko tipi VMS tip yataklarının (Franklin vd., 1981) şekline uymaktadır.

#### 4.2. Yan Kayaçtaki Hidrotermal Ayrışmanın Mineralojik ve Petrografik Özellikleri

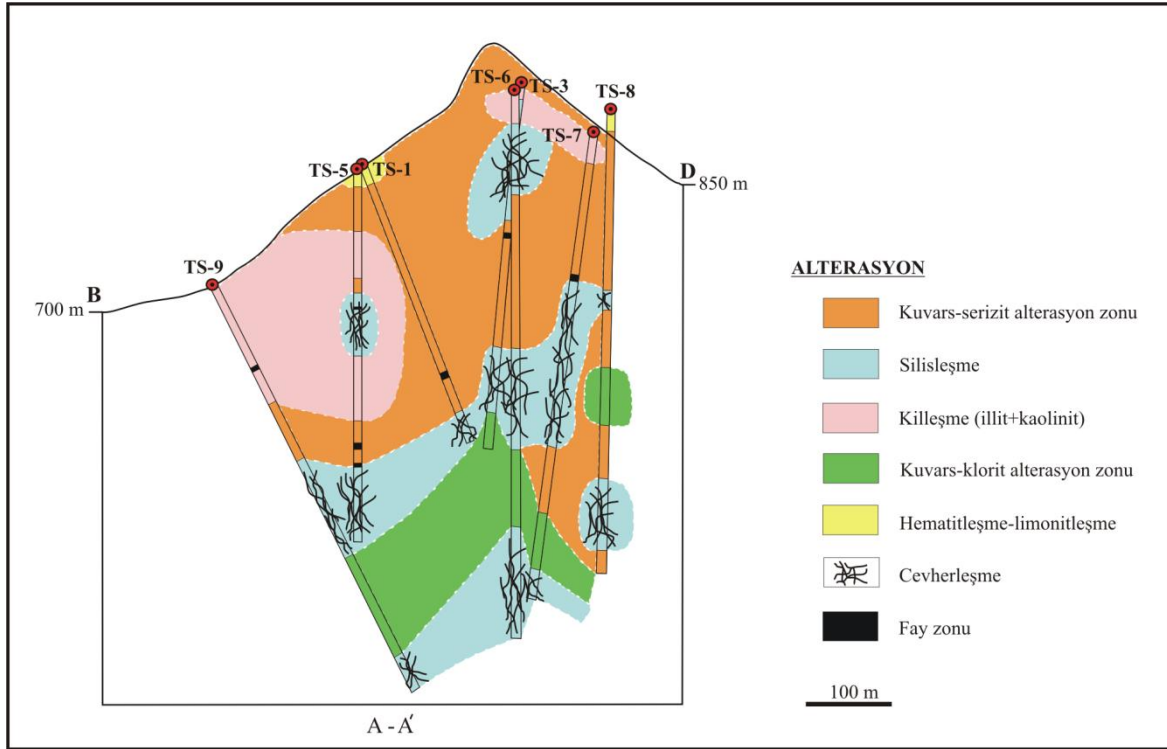
Cevherleşmenin bulunduğu dasitik ve riyalitik tüflerde yoğun hidrotermal ayrışma görülmektedir. Dasitik ve riyalitik tüfler içerisinde genelde kuvars-serizit, silisleşme, killeşme, kuvars-klorit ve hematit-limonit ayrışma türleri gözlenmektedir (Şekil 4.1 ve 4.2).



Şekil 4.1. Çalışma alanında petrografi, XRD ve jeokimyasal analizlere göre belirlenen ayrışma türlerinin yüzey dağılım haritası



Kuars-serizit ve silisleşmeye bağlı olarak saçınımlı, ağsal ve damar-damarcıklar şeklinde kalkozin-kovellin, malahit-azurit, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galenit mineralleri belirlenmiştir. Diğer birimlerde propilitik ayrışmayla (Şekil 4.2) birlikte saçınım ve damarcıklar şeklinde pirit izlenmektedir. Kil minerallerinin illit, kaolinit, klorit, simektit ve az oranda da illit/simektit olduğu XRD analizleri ile belirlenmiştir.



Şekil 4.2. Çalışma alanındaki sondaj verileri (petrografik, XRD ve jeokimyasal analizleri) dikkate alınarak hazırlanan enine kesit haritası

Shirozu (1974)'e göre masif sülfür yataklarında tabandan tavana doğru dört ayrı hidrotermal ayrışma zonu bulunmaktadır. Bunlar; beslenme kanalları çevresindeki hidrotermal ayrışma bacası, cevher merceğinin altındaki hidrotermal ayrışma zonu, cevherli zonun çevresindeki hidrotermal ayrışma zonu ve tavan kayacındaki hidrotermal ayrışmadır.

Kibletepe masif sülfür cevherleşmesinde, hidrotermal ayrışma zonundaki simektit ve kaolinit cevherleşmenin dış kısımlarında bulunmaktadır. Kaolinitler pH'ın 4-5 civarında olduğu, düşük sıcaklık (<150-200 °C) koşullarında oluşmaktadır (Henley vd., 1980; Sillitoe, 1993; Arribas, 1995). Saçınım ve ağsal şekilde bulunan cevherleşmeye kuvars ve illit/serizit bakımından zengin bir ayrışma zonu eşlik etmektedir (Şekil 4.2). İllit, pH'ın 7-8

arasında olduğu alkali şartlarda ve 300 °C altında oluşmaktadır. Bu zonun dış ve alt kısımlarında propilitik ayrışma zonuna karşılık gelen kuvars ve klorit ile birlikte saçınım ve damarcıklar şeklinde piritlerden oluşan bir ayrışma zonu bulunmaktadır. Kibletepe masif sülfid cevherleşmesinde, bölgenin tektonik yapısından dolayı tavan kayacı ve cevherleşme merceğinin yeri tam olarak belirlenememesine rağmen, bu hidrotermal ayrışma modelinin bir kısmı görülmektedir.

## 5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

1. Çalışma alanının tabanını bazalt, andezit ve piroklastları oluşturur. Bunların üzerine dasit, riyolit ve piroklastları gelir. Bazalt ve andezit daykları, dasit- riyolit ve piroklastları keserek yerleşmiştir. Kuvaterner yaşlı yamaç molozları çalışma alanındaki en genç birim olup, tüm birimleri yer yer uyumsuz olarak örter.

2. Tabandaki bazalt ve andezitlerde porfirik, intersertal ve intergranüler doku görülmekte olup, bazaltlarda plajiyoklas, olivin ve piroksen mineralleri; andezitlerde ise plajiyoklas ve biyotit mineralleri bulunmaktadır. Riyolitlerde akma bantlı doku ve dasitlerde hyalo-porfirik ve sferulitik doku görülmektedir. Dasit ve riyolitler başlıca plajiyoklas, kuvars ve hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Bazalt ve andezit dayklarında ise mikrolitik-porfirik doku görülmekte olup, plajiyoklas, piroksen ve hornblend mineralleri içermektedir.

3. Serizitleşme/illitleşme, silisleşme, killeşme, karbonatlaşma, kloritleşme ve hematitleşme-limonitleşme inceleme alanında gözlenen alterasyon türlerini oluşturur. Kil mineralleri illit, kaolinit, klorit, simektit ve illit/simektit olarak tespit edilmiştir. Hidrotermal alterasyon zonu içerisinde simektit ve kaolen cevherleşmeden uzak kesimlerde bulunmaktadır. Cevherleşmenin merkezinde ise illit/serizit ve kuvars bakımından zengin bir zon yer almaktadır. Kloritleşme ve serizitleşme silisleşmenin artmasıyla azalmaktadır.

4. Kibletepe cevherleşmesi ağsal, saçınım ve breşik şekilde bulunmaktadır. Başlıca cevher mineralleri pirit, sfalerit ve kalkopiritten oluşmaktadır. Sfalerit ile kalkopirit arasında ayrılım dokusu görülmektedir. Gang mineralleri ise kalsit ve kuvars olarak izlenmektedir. HS-24 nolu örnek arazi gözlemleri, ince kesit ve parlak kesit incelemeleri dikkate alındığında opak mineraller içerdiği için cevherleşmeye yakın bir yeri temsil etmektedir. Dolayısıyla bu örneğin (HS-24) yakın yerleri incelendiğinde cevherleşmeye ait bulgular elde edilebilir.

5. Çalışma alanındaki volkanitler toleyitik-geçiş karakterlidir.  $L_{Al}$  değerinin artmasına karşılık MgO ve  $Fe_2O_3$ 'ün artması amfibol, biyotit ve klorit ayrışmasını göstermektedir. Y'da gözlenen düzensiz dağılım ise ayrışmanın etkisini göstermektedir.  $K_2O$ , Rb, Ba ve Th gibi büyük iyon yarıçaplı elementler bakımından zenginleşme, yüksek çekim alanlı elementler bakımından ise fakirleşme söz konusudur.  $TiO_2$  ve  $P_2O_5$ 'de

görülen negatif anomali oldukça tipik olup, Fe-Ti oksit ve apatitin fraksiyonel kristallenmesinin etkinliğini ifade etmektedir. İncelenen volkanitlerin nadir toprak element dağılımları incelendiğinde (La/Lu)<sub>N</sub> değerlerinin 0.11-2.27 arasında değişerek, negatif Eu anomalisi gösterdikleri belirlenmiştir. Bu da oluşumlarında plajiyoklas fraksiyonlaşmasının etkinliğini ifade etmektedir.

6. Kayaçların serizitleşme indeksi SI, (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)'e karşı diyagrama aktarıldığında, örneklerin genel olarak hidrotermal ayrışma alanında yer aldığı görülmüştür. Volkanitlerde CaO+Na<sub>2</sub>O değeri azalırken, K<sub>2</sub>O değeri artmakta, yani plajiyoklasların ayrışması ile serizit oluşumu gerçekleşmektedir. Ayrışma sonucu oluşan Na ve K değişimine bağlı olarak gelişen albitleşme ve serizitleşme çok azken, hidroliz sonucu feldispat bozuşması yaygındır.

7. Çalışma alanındaki cevherleşme tek bir jeolojik zaman aralığında (Kampaniyen-Maestrihtiyen) oluşmuştur. Kibletepe cevherleşmesi Kuruko tip VMS yatakları grubunda yer alır ve bimodal volkanizmayla ilişkilidir. Cevherleşmenin bulunduğu volkanitler Doğu Karadeniz Bölümü'ndeki masif sülfid yataklarının gösterdiği ayrışma özelliklerine benzer ayrışmalar göstermektedir. Ancak bu ayrışmalar, çalışma alanındaki kayaçlarda bölgenin tektonik yapısından dolayı diğer masif sülfid yataklarında olduğu gibi düzenli değildir.

8. Felsik kayaçlarda alterasyon sonucu oluşan minerallerde  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  ve radyometrik yaş analizleri yaptırılırsa alterasyonun oluşum şartları, alterasyona neden olan sıvıların bileşimi/bileşimleri, kökeni/kökenleri ve oluşum yaşı ortaya konulabilir.

9. Cevher örneklerinden izotop analizleri yapılarak oluşum koşulları ve yan kayaç ilişkisi irdelenebilir. Çalışma alanındaki tektonik hatlar ve sondajlarda kesilen en yüksek tenörlü cevher olan doku detaylı araştırılarak cevherleşmenin muhtemel yeri daha net olarak belirlenebilir.

## 6. KAYNAKLAR

- Abdioğlu, E., 2008. Kutlular (Sürmene-Trabzon) Masif Sülfid Yatağı Hidrotermal Alterasyonunun Kil Mineralojisi, Jeokimyası, Duraylı İzotop Özellikleri ve Kökeni, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Açar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi, İstanbul.
- Akçay, M. ve Arar, M., 1999. Geology, Mineralogy and Geochemistry of the Çayeli Massive Sulphide Ore Deposit, Rize, NE Turkey, Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al., Eds., Balkema, Rotterdam, 459-462.
- Akçay, M. ve Moon, C.J., 2001. Geochemistry of Pyrite-Bearing- and Purple Dacites in North-Eastern Turkey: A New Exploration Tool for the Kuroko Type Deposits, Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century, A. Piestrzyski, Ed., Krakow, Poland, 210-213.
- Akçay, M., 2003. Karadeniz Bölgesindeki Masif Sülfid Yataklarının Tabanında ve Tavanında Bulunan Dasitlerin Jeokimyasal Özellikleri: Kuruko Tip Yataklar İçin Yeni bir Arama Kriteri, Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Potansiyeli Sempozyumu, Özler Kitabı, 22-25 Ekim, 81-83.
- Akçay, M., 2007. Geochemistry of the Footwall- and the Hanging-Wall Dacites of the Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Northeastern Turkey: A New Exploration Tool for the Kuroko Type Deposits, Ore Geology Reviews.
- Akın, H., 1978. Geologie, Magmatismus und Lager-Staettenbidung im Ostpontischen Gebirge-Turkei aus der Sicht der Plattentektonik. Geologische Rundschau 68, 253- 283.
- Akıncı, Ö.T., 1980. Trabzon-Araklı-Kestanelik Köyü, B.Ayven Köyü, Eyman Köyü Cu Sahaları Raporları, MTA Bölge Rapor No: JD-160, JD-161, JD-162, Trabzon.
- Akıncı, Ö.T., 1980. The Major Copper Metallogenetic Units and Genetic Igneous Complexes of Turkey, European Copper Deposits, S. Jankoviç, R. Sillitoe, Eds., Belgrade, Belgrade Univ. Faculty Geology and Mining, 199-208.
- Aliyazıcıoğlu, İ., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, 96, Trabzon.
- Alpan, T., 1971. Trabzon-Of Arasının Jeolojik Etüt Raporu, MTA Rapor No:1177, Ankara.

- Altun, Y., 1978. Çayeli-Madenköy Bakır-Çinko Yatağının Jeolojisi ve Cevherleşmeye İlişkin Sorunlar, MTA Dergisi, 89, 10-24.
- Arribas, A. Jr., 1995. Characteristics of High-Sulfidation Epithermal Deposits and Their Relation to Magmatic Fluid, J. F. H. Thompson, Ed., *Magmas, Fluids and Ore Deposits*, Mineralogical Association of Canada, Short Course, 23, 419-454.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey, *Chem. Erde*, 57, 157-187.
- Aslaner, M., 1977. Türkiye Cu-Zn-Pb Yataklarının Jeolojik ve Bölgesel Sınıflamasıyla Plaka Tektoniği Yönünden İncelenmesi, KTÜ Yer Bil. Fak. Yayını, No:12, Trabzon.
- Aydınçakır, E., 2006. Dağbaşı (Araklı, Trabzon) Granitoyidi ve Çevre Kayaçların Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik Özelliklerinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aydınçakır, E. ve Kaygusuz, A., 2012. Geç Kretase Yaşlı Dağbaşı (Araklı, Trabzon) Volkanitlerinin Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, *KD Türkiye, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 2 (2), 123-142.
- Barret, T.J. ve MacLean, W.H., 1991. Chemical, Mass, and Oxygen Isotopic Changes During Extreme Hydrothermal Alteration of an Archean Rhyolite, Noranda, *Econ. Geology*, 86, 406-414.
- Barret, T. J., Cattalani, S. ve MacLean, W.H., 1993. Volcanic Lithochemistry and Alteration at the Delbridge Massive Sulphide Deposits, Noranda Quebec, *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 135-173.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1994. Mass Changes in Hydrothermal Alteration Zones Associated with VMS Deposits in the Noranda Area, *Exploration and Mining Geology*, 3, 131-160.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1999. Volcanic Sequences, Lithochemistry and Hydrothermal Alteration in Some Bimodal Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems, *Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, C.T. Barrie, M.D. Hannington, Eds., *Reviews in Economic Geology*, 8, 101-131.
- Barrie, C.T. ve Hannington, M.D., 1999. Classification of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits Based on Host-Rock Composition. In: Barrie, C.T. and Hannington, M.D. (Eds), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, 8, 1-10.

- Bektaş, O., 1984. Pontidlerde Üst Kretase Yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik Önemi, KTÜ Yerbilimleri Dergisi, 3, 1-2, 53-62.
- Bektaş, O., 1986. Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Backarc of Eastern Pontides, M.T.A. Bulletin, 103-104, 1-15.
- Binns, R.A. ve Scott, S. D., 1993. Actively Forming Polymetallic Sulfide Deposits Associated with Felsic Volcanic Rocks in the Eastern Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea, Economic Geology, 88, 2226-2236.
- Briggs, R. M. ve McDonough, W.F., 1990. Contemporaneous Convergent Margin and Intraplate Magmatism, North Island, New Zeland, Journal of Petrology, 31, 4, 813-851.
- Bulut, F., 1989. Çambaşı (Çaykara-Trabzon) Barajı ve Hidroelektrik Santral Yerlerinin Mühendislik Jeolojisi Açısından İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Buser, S. ve Cvetic, S., 1973. Geology of the Environs from the Murgul Copper Deposits, Turkey, MTA Bull., 81, 22-45.
- Cox, K. G. ve Hawkesworth, C. J., 1985. Geochemical Stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with İmplications for Open System Magmatic Processes, J. Petrol., 26, 355-388.
- Çağatay, N., 1980. Doğu Karadeniz Bölgesi Volkanojenik Masif Sülfid Yatakların Hidrotermal Alterasyonu. Türkiye Jeo. Kur. Bült. 23, 69-78.
- Çağatay, M.N., 1993. Hydrothermal Alteration Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Examples from Turkey, Economic Geology, 88, 606-621.
- Çamur, M. Z., Güven, İ. H. ve Er, M., 1996. Geochemical Characteristics of the Eastern Pontide Volcanics: An Example of Multiple Volcanic Cycles in Arc Evolution: Turkish Journal of Earth Science, 5, 123-144.
- Çınar, S., 1977. Trabzon- Sürmene ve Of Yöresi MTA Ruhsat Sahaları Hakkında 1/25.000 Ölçekli Jeoloji Raporu, MTA Rapor No: 1561, Ankara.
- Çınar, S., ve Van, A., 1977. Trabzon-Araklı-Dağbaşı Yöresi İhbar Sahaları Hakkındaki Jeoloji Raporu, MTA Maden Etüt Derleme No:1590.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Granitik Plütonlarının Mukayeseli Petrojeolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul (yayınlanmamış).
- Date, J., Watanabe, Y. ve Saeki, Y., 1983. Zonal Alteration Around the Fukazawa Kuroko Deposits, Akita Prefecture, Northern Japan, Economic Geology Monograph, 5, 365-386.

- Eastoe, C.J., Solomon, M. ve Walsh, J.L., 1987. District-Scale Alteration Associated with Massive Sulphide Deposits in the Mount Read Volcanics, Western Tasmania, Economic Geology, 82, 1239-1258.
- Eldridge, C.S., Barton, P.B. Jr. ve Ohmoto, H., 1983. Mineral Textures and Their Bearing on Formation of the Kuroko Ore Bodies. Economic Geology, Monograph, 5, 570-594.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W. ve Sangster, D.F., 1981. Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, 75 th Anniversary, 485-627.
- Gedikoğlu, A., 1970. Etude Geologique De La Region De Glky (Province D'Ordu-Turquie), Phd Thesis, Faculte Des Sciences DE l'Universite De Grenoble.
- Gedikoğlu, A., 1978. Harşit Granit Karmaşığı ve evre Kayaları, Doentlik Tezi, KT Yer Bilimleri Fakültesi, Trabzon.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., zsayar, T., 1979. The main Lines of Geotectonic Development in the East Pontids in the Mesozoic era, Geotectonics, 5, 555-580.
- Gemmell, J.B. ve Large, R.R., 1992. Stringer System and Alteration Zones Underlying the Hellyer Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Tasmania, Economic Geology, 87, 620-649.
- Gülibrahimoğlu, İ., G, A.R., ve Topçu, T., 1980. Artvin, Rize, Trabzon Yöreleri Mangan Zuhurlarının Prospeksiyon Raporu, MTA Rapor No:1773, Ankara.
- Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E. H., Akıncı, S., Türkmen, İ., Saraloglu, A., Topçu, T., Yağcı, A. ve Yıldırım, K., 1986. Arsin-Araklı- Sürmene-aykara (Trabzon) Güneyi ile Bayburt Kuzeyi Yörelerindeki Cu-Pb-Zn-Fe-Mn Cevherleşmelerine ait 1/25.000 lekli Maden Jeolojisi Raporu, MTA Bölge Rapor No: JD-364, Trabzon.
- Gülibrahimoğlu, İ., 1986. Araklı Güneyinin Jeolojik Etüd Raporu, MTA Rapor No:2086, Ankara.
- Gümrükçüoğlu, Y., 2002. Doğu Pontidlerde Yzeylenen Jura Volkanitlerinin Jeokimyasal zellikleri, Yüksek Lisans Tezi, K.T.. Fen Bilimleri Enst., s.81, Trabzon.
- Gündoğdu M.N., 1982. Neojen Yaşlı Bigadiç Sedimanter Baseninin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1983. Kil Mineralojisi Yöntemleri, I. Ulusal Kil Sempozyumu, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana, 319-330.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin 1/250.000 lekli Kompilasyonu, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara (yayınlanmamış).



- Hacıbrahimoğlu, A., 1986. Araklı-Dağbaşı ve Yöresinin Genel Jeolojik ve Petrografik Olarak İncelenmesi, Lisans Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Kaselitz, L., Hansen, R. D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, A., Ishibashi, J., Czerwinski, S. ve Blum, N., 1989a. Probable Modern Analogue of Kuruko-Type Massive Sulphide Deposits in the Okinawa Trough Back-Arc Basin, Nature, 338, 496-499.
- Halbach, P., Wahsner, M., Kaselitz, L., Sakai, H. ve Hein, U., 1989b. The Jade Hydrothermal Field in the Okinawa Trough-First Discovery of Massive Sulphide in an Intracontinental Back-Arc Basin, In Miles, D.L. (Ed.), Water-Rock-Interaction, 6,279-283.
- Halbach, P., Pracejus, B. ve Marten, A., 1993a. Geology and Mineralogy of Massive Sulphide Ores From the Central Okinawa Trough, Japan, Economic Geology, 88, 274-289.
- Hart, T., Gibson, H.L. ve Leshner, C.M., 2004. Trace Element Geochemistry and Petrogenesis of Felsic Volcanic Rocks Associated with Volcanogenic Cu-Zn-Pb Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, 99, 1003-1013.
- Hasançebi, N., 1993. Dağbaşı (Araklı-Trabzon) Granitoidine Bağlı Cevherleşmenin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 65s.
- Henley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. ve Luce, R.W., 1980. Equilibria in the System  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  and Some General Implications for Alteration/Mineralization Processes, Economic Geology, 75, 210-228.
- Hutchinson, R.W., 1973. Volcanogenic Sulphide Deposits and Their Metallogenic Significance, Economic Geology, 68, 1223-1246.
- Hutchinson, R.W., 1980. Massive Base Metal Sulphide Deposits as Guides to Tectonic Evolution; in the Continental Crust and its Mineral Deposits, Strangway, D.W., Editor, Geological Association of Canada, Special Paper 20, 659-684.
- İğdır, İ., 1971. Sürmene-Araklı-Arsin-Yomra Bölgesinin Jeolojisi. MTA Rapor No:1178, Ankara.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, Can J. Earth. Sci., 8, 523-548.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M., 1976. Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on Models of Volcanism of Underlying Dacite and Alteration Haloes, Mining Geology, 26, 105-117.
- İskender, A., 1985. Dağbaşı (Araklı) ve Çevresinin Jeolojik İncelenmesi, Lisans Tezi, KTÜ, Trabzon.

- Jackson, M.L., 1956. Soil Chemical Analysis-Advanced Course, Department of Soil Science, University of Wisconsin, Madison.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File, Alphabetical Indexes Inorganic Phases, Swarthmore, USA., 871 s.
- Kargı, H., 1987. Araklı-Bahçecik Granitoidinin Petrografik ve Jenetik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., s.53, Trabzon (yayınlanmamış).
- Kaygusuz, A., 1992. Dağbaşı (Araklı-Trabzon) ve Çevresinin Minerolojik ve Petrografik Olarak İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Mimarlık-Mühendislik Fakültesi, Trabzon, 63s.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, Whole-Rock and Sr-Nd Isotope Geochemistry of Mafic Microgranular Enclaves in Cretaceous Dağbaşı Granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of Magma Mixing, Mingling and Chemical Equilibration. *Chemie der Erde Geochemistry*, 69, 247-277.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2011. Petrogenesis of a Late Cretaceous Composite Pluton from the Eastern Pontides: The Dağbaşı Pluton, NE Turkey. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie*, 188/3, 211-233.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F. ve İlbeyli, N., 2012. Geochronological Evidence and Tectonic Significance of Carboniferous Magmatism in the Southwest Trabzon Area, Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 54, 15, 1776–1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., İlbeyli, N. ve Sipahi, F., 2012. Doğu Pontid Kuzey Zonu ve Kuzey-Güney Zon Geçişinde Yüzeyleyen Kretase-Paleosen Yaşlı Granitoidik Sokulumların Petrokimyası, Sr-Nd-Pb-O İzotop Jeokimyası, Jeokronolojisi ve Jeodinamik Gelişimi. Tübitak Projesi Raporu No: 109Y052.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *MTA Dergisi*, No: 66, 20-34, Ankara.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İ.T.Ü. Kütüphanesi, No: 869, İstanbul.
- Kolaylı, H., 1989. Alterasyondaki Kimyasal Değişimlerin İncelenmesiyle Kutlular (Sürmene) Tipi Sülfid Yataklarında Merceğin Saptanması, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Köksoy, M., 1991. Uygulamalı Jeokimya, Hacettepe Üniversitesi Yayınları, Ankara, 368 s.
- Kunze, G.W., 1965. Methods of Soil Analysis, Agronomy Society of America Inc., C.A. Black, Ed.,44, 568-577.

- Large, R.R., Gemmel, J.B., Paulick, H. ve 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 Sulphide Deposits, Economic Geology, 96, 957-971.
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmel, J.B., Herrmann, W. ve Davidson, G.J., 2001. The Spectrum of Ore Deposit Types, Volcanic Environments, Alterations Halos and Related Exploration Vectors in Submarine Volcanic Successions: Some Examples from Australia. Economic Geology, 96, 913-938.
- Large, R.R., Allen, R.L., Blake, M.D. ve Hermann, W., 2001. Hydrothermal Alteration and Volatile Element Halos for the Rosebery K Lens Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Western Tasmania. Economic Geology, 96, 1055-1072.
- Leitch C.H.B., 1975. Lateral Distribution of Trace Metals in Two Turkish Volcanogenic Sulphide Deposits. M. Sc. Thesis, Univ. London.
- Lentz, D.R., 1996. Recent Advances in Lithogeochemical Exploration for Massive-Sulfide Deposits in Volcano-Sedimentary Environments: Petrogenetic, Chemostratigraphic and Alteration Aspects with Examples from the Bathurst Camp, New Brunswick. New Brunswick Department of Nature Resources and Energy, Minerals and Energy Division Mineral Resource, 96-1, 73-119.
- Lentz, D.R., 1999. Petrology, Geochemistry and Oxygen İsootope İnterpretation of Felsic Volcanic and Related Rocks Hosting the Brunswick 6 and 12 Massive Sulfide Deposits (Brunswick Belt), Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada, Economic Geology, 94, 57-86.
- MacLean, W.H. ve Barrett, T.J., 1993. Lithochemical Techniques Using İmmobile Elements, Journal of Geochemical Exploration, 48, 109-133.
- MacLean, W.H. ve Hoy, L.D., 1991. Geochemistry of Hydrothermal Altered Rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec. Econ. Geology, 86, 3, 506-528.
- Moore, D.M. ve Reynolds, Jr. R.C, 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Oxford University Press, New York, 378 s.
- Myers, R. E. ve MacLean, W. H., 1983. The Geology of the New InSCO Copper Deposit, Noranda District, Quebec, Canadian Jour. Earth. Sci., 20, 1291-1304.
- Müller, G., 1967. Beziehungen Zwischen Wasserkörper, Bodensediment und Organismen im Bodensee, Naturwissenschaften, 54, 454-466.
- Nebioglu, T.Y., 1975. Rize-Çayeli Madenköy I Sahasındaki Bakır Yatağına Ait Sonuç Raporu, M.T.A. Rapor No: 4173, Ankara.

- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Mineralojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Jenetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniv. Fen Bil. Enstitüsü, Konya.
- Özsayar, T., 1971. Paläontologie Und Geologie Des Gebietes Östlich Trabzon (Anatolien), Gieben, Geol. Schrift., 165-183, Gieben.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase, KTÜ Yerbilimleri Dergisi, 2, 65-114.
- Pearce, J.A., 1982. Trace Element Charesteristics of Lavas from Destructive Plate Margins in: Thorpe R. S (Eds) Andesites: Orogenic Andesites ve Related Rocks, John Wiley, New York, 525-548.
- Pearce, J.A., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, in Wyman, D.A., Ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79- 113.
- Pejatoviç, S., 1979. Metallogeny of the Pontid-Type Massive Sulphide Deposits, Mineral Geochemistry of Massive Sulphide-Associated Hydrothermal Sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canadian Journal of Earth Sciences, 33, 252-283.
- Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer-Verlag, Berlin, 709 s.
- Ramdohr, P., 1975. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 4. Auflage, Berlin.
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, İnterpretation, Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, 352p.
- Sawkins, F.J., 1976. Massive Sulphide Deposits in Relation to Geotectonics: Geological Association of Canada Special Paper 14, 221-240.
- Schultz-Wetsrum, H.H., 1961. Kuzeydoğu Anadolu Doğu Pontid Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütaalalar, MTA Dergisi, Sayı 57, s. 63-71.
- Shirozu, H., 1974. Clay Minerals in Altered Wall Rocks of the Kuroko-Type Deposits, Geology Of Kuroko-Type Deposits, S.Ishihara, K. Kanehira, A. Sasaki, T. Sato, Y. Shimazaki, Eds., The Society of Mining Geologists of Japan, 6, 303-310.
- Sillitoe, R.H., 1982. Extensional Habitats of Rhyolite-Hosted Massive Sulphide Deposits, Geology, 109, 403-407.

- Sillitoe, R.H., 1993. Epithermal Models: Genetic Types, Geometrical Controls and Shallow Features, Mineral Deposit Modeling, R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I Thorpe, J. M. Duke, Eds., Geological Association of Canada, 40, 403-417.
- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmaların Mineraloji ve Jeokimyası, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Sipahi, F. ve Sadıklar, M.B., 2012. Geochemistry of Dacitic Volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Geochemistry International* (baskıda).
- Smith, D.K., Johnson, G.G. Jr., Scheible, A., Wims, A.M., Johnson, J.L. ve Ullmann, G., 1987. Quantitative X-ray Powder Diffraction Method Using the Full Diffraction Pattern, *Powder Diff.*, 2, 73-77.
- Środoń, J., Drits, V.A., McCarty, K.K., Hesieh, J.C.C. ve Eberl, D.D., 2001. Quantitative X-Ray Diffraction Analysis of Clay-Bearing Rocks from Random Preparations, *Clay and Clay minerals*, 49, 514-528.
- Sun, S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalt, Implications for Mantle Composition and Processes, Magmatism in the Ocean Basins, A.D. Saunders, M.J. Norry, Eds., Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Şarman, E., 1975. İsrail ve Eseli Güneyindeki G41-b1, b2, b3, b4, G42-a1, a4 Paftalarına ait Sahanın 1/10000 Ölçekli Jeolojik Etüt Raporu, MTA Maden Etüd Rap., No:1259, Ankara.
- Şen, C., 1988. Dağbaşı (Trabzon) Bölgesinde Yüzeyleyen Alt Bazik (Jura)-Granitoyid (Üst Kretase) Formasyonlarının Petrografik-Jeokimyasal Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 92s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1981. The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Earth Element Evidence from Sedimentary Rocks, *Phil. Trans. R. Soc.*, A301, 381-399.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust, Its Composition and Evolution, Blackwell, Oxford, 312s.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region, Doktora Tezi, University College, London.
- Tokel, S. 1977. Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen Yaşlı Kalkalkalen Andezitler ve Jeotektonizma, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 20, 49-54.

- Türk-Japon Ekibi, 1974. Report on Geological Survey of Trabzon Area, NE Turkey, Trabzon, phase 1. JD-125, 185s.
- Tüysüz, N. ve Er, M., 1995. Lahanos (Espiyeye) ve İsraildere (Tirebolu) Masif Sülfid Cevherleşmeleri Çevresinde Görülen Hidrotermal Alterasyon Zonlarındaki Kimyasal ve Mineralojik Değişimler, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 10, 104-113.
- Tüysüz, N., 1995. Lahanos (Espiyeye-Giresun) Masif Sülfid Yatağına Ait Cevher Mineralleri ve Dokularının Cevher Oluşumu Açısından İncelenmesi, Geosound/Yerbilimleri, 26, 79-92.
- Tüysüz, N., 1999. Artvin-Ordu Arasındaki Masif Sülfid Bakır, Kurşun, Çinko Yataklarının Jeokimyasal Yöntemlerle Araştırılması. Sonuç Raporu, KTÜ Araştırma Fonu Başkanlığı, Proje Kodu: 96.12.005.9.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, Lithochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE-Turkey. Chemie der Erde, 60, 231-250.
- Tüysüz, N., 2003. Doğu Karadeniz Yöresindeki Masif Sülfid Yataklarının Jeolojisine ve Arama Tekniklerine Yeni Bir Yaklaşım. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Potansiyeli Sempozyumu. Bildiri Özleri Kitabı, 20-21.
- Van, A., 1990. Pontid Kusağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfid Mineralizasyonları, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Van Gerven, M., 1995. Geochemische Nebengesteinsalterationen und Erfassung Signifikanter Zonierungen im Bereich des Jade-Erzfeldes, Okinawa-Trog, Japan, Dipl.-Geol., Freie Universität, Rohstoff-und Umweltgeologie, Berlin, 186s.
- Weaver, B.L. ve Tarney, J. 1984. Empirical Approach to Estimating the Composition of the Continental Crust, Nature, 310, 575-577.
- Winchester, J.A., ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobike Elements, Chemical Geology, 20, 325-343.
- Yalçınlar, İ., 1952. İspir-Pazar-Arhavi ve Yusufeli Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, MTA Rap. No: 2022, Ankara.
- Yılmaz, Y., 1976. Geochemical Study of The Gümüşhane Granite, İst. Üniv. Fen. Fak. Mec. Seri B, 39, 3-4 173-203.
- Yılmaz, T., Yazıcı, E., Boğuşlu, M. ve Tüysüz, N., 1982. Trabzon-Sürmene-Of-Araklı Yörelere Jeolojisi ve Maden Yatakları Raporu, MTA Rapor No:1894, Ankara.

Zankl, H., 1961. Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsit-Tales, NE Anatolien, Geol. Rdsch., 51, 218-239.

Zankl, H., 1962. Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsit-Tales, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen, Neue Folge, München, Heft 109, 61-91.

## **ÖZGEÇMİŞ**

Sema AKYÜREK, 1973 yılında Trabzon'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Trabzon'da tamamladı. Liseyi 1986-1989 yılları arasında Trabzon Lisesi'nde bitirdi. 1991 yılında Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nü kazandı ve 1996 yılında mezun oldu. 2000 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı, Endüstriyel Hammaddeler Koordinatörlüğü'nde Jeoloji Mühendisi olarak göreve başladı. 2004 yılında MTA Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü'ne tayin oldu. Halen aynı kurumda görevine devam etmektedir. Yabancı dili İngilizce'dir.