

**HASANDAĞ (GİRESUN) YÖRESİ VOLKANİTLERİNİN ALTERASYON
MİNERALOJİSİ, PETROGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE KÖKENİ**

Seyhan Acarlıoğlu

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

EKİM 2009

**Alteration Mineralogy, Petrography, Geochemistry and Genesis of Volcanites in the
Hasandağ Area (Giresun)**

Seyhan Acarlioğlu

MASTER OF SCIENCE THESIS

Department of Geological Engineering

October-2009

**Hasandağ (Giresun) Yöresi Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi, Petrografisi,
Jeokimyası ve Kökeni**

Seyhan Acarlıoğlu

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Lisansüstü Yönetmeliği Uyarınca
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Mineraloji Petrografi Bilim Dalında
YÜKSEK LİSANS TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır

Danışman: Prof. Dr. Selahattin Kadir

EKİM 2009

ONAY

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans öğrencisi Seyhan ACARLIOğLU'nun YÜKSEK LİSANS tezi olarak hazırladığı "Hasandağ (Giresun) Yöresi Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi, Petrografisi, Jeokimyası ve Kökeni" başlıklı bu çalışma, jürimizce lisansüstü yönetmeliğin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek kabul edilmiştir.

Danışman : Prof. Dr. Selahattin KADİR

Yüksek Lisans Tez Savunma Jürisi:

Üye : Prof.Dr. Selahattin KADİR

Üye : Prof.Dr. Halim MUTLU

Üye : Prof.Dr. Kadir SARIİZ

Üye : Prof.Dr. Mehmet ARSLAN

Üye : Yard.Doç.Dr. Mithat VICIL

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun tarih ve sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Nimetullah BURNAK

Enstitü Müdürü

ÖZET

Doğu Pontidlerde Eosen yaşlı volkanitler ve bunlarla ilgili alterasyonları yaygındır. Bunlardan birisi olan Hasandağ (Giresun) bölgesinde, yoğun olarak hidrotermal alterasyona uğramış Eosen yaşlı volkanik kayalar bulunmaktadır. Bölgedeki kayalar yaygın andezitlerden oluşur, bunu yanı sıra andezitik tüfler, feratomagmatik breşler (silisleşmiş andezit) ve granodiyorit-siyenogranit sokulumları da bulunmaktadır.

Çalışma sahasında silisleşme ve daha az oranda killeşme başlıca hidrotermal bozunma tiplerindedir. Silisce zengin hidrotermal akışkanlar kırık ve çatlaklar boyunca andezitin içine girerek kayacı silisleştirmişlerdir ve bunun sonucunda feratomagmatik breş ortaya çıkmıştır.

Petrografik olarak andezitik kayalarda silisleşme, plajiyoklasların killeşmesi ve amfibol ve biyotit minerallerinin demiroksitleşmesi oldukça yaygındır. Çalışma sahasının merkezinden dışa doğru silisleşme zonu, ileri arjilik (alunit ± kaolinit), arjilik (simektit±illit) ve propilitik zonların (klorit±serizit±kalsit) belirlenmesi ile silisleşme zonundan dışa doğru, yani taze andezitlere doğru, içten dışa doğru alunit±kaolinit miktarının azalması ve simektit±klorit±serizit±karbonat minerallerinin artması asidik bir hidrotermal aktivitenin etkisini göstermektedir. Hasandağ bölgesinde gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucu, yörede gelişen hidrotermal alterasyonun mineralojik ve petrografik özelliklerini, alterasyon minerallerinin dağılımlarını ve oluşumlarını sağlayan bir alterasyon modeli geliştirilmiştir.

İnceleme alanı içerisinde birincil cevher minerallerinden pirit, altın ve nabit element cevherleşmeleri tanımlanmıştır. Piritler iki ayrı oluşum evresine sahiptir (1.evre'de, Pirit-1; 2.evre'de, Pirit-2 ve Pirit-3). Birinci evre kayayla eş yaşlı, diğerleri cevherleşmenin (epitermal) evresinde oluşmuştur. Pirit 1-1000 mikron, altın 2-15 mikron, nabit elementler ise 1-20 mikron arasında ölçülmüştür. İkincil cevher minerallerinden götit ve lepidokrosite rastlanılmıştır.

Jeokimyasal incelemeler sonucunda, bölgedeki volkanik kayaçların andezit, bileşiminde oldukları belirlenmiştir. Kayaçların kondrite oranlanmış nadir toprak element dağılımları incelendiğinde, bazı feratomagmatik breş örnekleri hariç dağılımlar birbirine benzer ve paralel olup, orta derecede zenginleşmiş kaşık şekilli bir dağılım görülür.

Hasandağ yöresindeki silisifiye zonları içeren Eosen yaşlı volkanik kayaçlar ve bunlarla ilişkili alterasyonlar birlikte değerlendirildiğinde, bölgede epitermal bir sistemin varlığından söz edilebilir.

Anahtar Kelimeler: Hidrotermal Alterasyon, Altın Cevherleşmesi, Feratomagmatik Breş, Eosen Volkanitleri, Doğu Karadeniz.

SUMMARY

The Eosen aged volcanics with accompanying hydrothermal alteration are widespread in the Eastern Pontide. One of these, the Hasandağ (Giresun) region, intensely hydrothermally altered subvolcanics and volcanics. The basic footwall and hangingwall rocks are andesitic flows, andesitic pyroclastics, phreatomagmatic breccia, andesite dyke and granodiorite-syenogranite intrusions, respectively.

In the study area silicification and little portion argillifications are the main hydrothermal alteration. Intense siliceous hydrothermal fluids penetrate along the fracture resulting development of phreatomagmatic breccia.

Petrographically, silicification in andesitic flows, alteration of plagioclase and iron-oxide of amphibole and biotite are common. Development of silicification, advanced argillification (alunite±kaolinite), argillic (smectite±illite) and propylitic zones (chlorite±sericite±calcite) associated with alunite±kaolinite decrease and some chlorite±sericite±calcite minerals increase from center of the study area outward exhibit an acidic hydrothermal activity. The hypothesis of this activity was also supported by geological and geochemical determinations.

In the study area, pyrite, visible gold and native elements mineralisations has been determined. On the other hand pyrites has three mineralisation types (1. Type, Pyrite-1; 2. Type, Pyrite-2 and Pyrite-3). First type has same age with the host rock, the other types with the mineralisations are developed accompanied with epithermal activities. Pyrite crystals have 1-1000 micron, visible gold 2-15 micron, native elements 1-20 micron sizes. Hypogene minerals occur as goethite and lepidocrosite.

Based on geochemical analyses, these volcanics exhibit andesitic flows character. Chondrite-normalized REE patterns of the rocks (except phreatomagmatic breccia) exhibit similar and subparallel distribution, moderate enrichment, spoon-shaped curves.

Geological, petrographical, mineralogical and geochemical determination on Eosen aged volcanics and related hydrothermal alteration reveal an epithermal system.

Key Words: Hydrothermal Alteration, Gold Mineralisation, Phreatomagmatic Breccia, Eosen Volcanics, Eastern Black Sea.

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın konusunu öneren, çalışmanın her safhasında değerli görüş ve bilimsel katkılarını esirgemeyen, tezin tamamlanmasında destek olan danışman hocam Prof. Dr. Selahattin KADİR'e teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmanın bir kısmı Newmont Altın Madencilik Ltd. Şti. tarafından desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı Newmont Türkiye sorumlusu Miles MCALISTER'e, proje müdürü ve jeologu olan Thomas KLEIN'e, yine Newmont jeologlarından Bronto SUTOPO'ya ve yardımlarını esirgemeyen tüm Newmont çalışanlarına teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarımın büyük bir safhasında yardımlarını ve görüşlerini esirgemeyen Newmont Altın Madencilik çalışanlarından Hidrojeoloji Mühendisi Mehmet Melih TAŞKIN'a teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarımın büyük bir safhasında değerli görüşlerini esirgemeyen KTÜ öğretim üyelerinden Prof. Dr. Mehmet ARSLAN'a, Yard. Doç. Dr. Mithat VICIL'a Yard. Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU'na ve Uzm. Dr. İrfan TEMİZEL'e teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım sırasında maddi ve manevi yardımlarını esirgemeyen aileme yine teşekkürlerimi sunarım.

Seyhan ACARLIOĞLU

Ekim 2009

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	v
SUMMARY	vii
TEŞEKKÜR	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
ÇİZELGELER DİZİNİ	xvii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	xviii
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu	2
1.3. Doğu Pontidler'in Tektoniği ve Metallojenezi	4
1.4. Bölgesel Jeoloji	7
1.5. Önceki Çalışmalar	7
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	17
2.1. Materyal ve Yöntemler	17
2.1.1. Arazi Çalışmaları	17
2.1.1.1. Jeolojik Harita Alımı	17
2.1.1.2. Petrografi ve Kimyasal Analiz Amaçlı Örnek Alımı	18
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları	18
2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması ve İncelenmesi	18
2.1.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması	19
2.1.2.3. X-Işınları Difraksiyonu (XRD)	19
2.1.3. Analitik Yöntemler	19

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
2.1.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri	19
2.1.3.2. XRD Analizleri	20
2.1.4. Büro Çalışması	21
3. BULGULAR VE TARTIŞMA	22
3.1. İnceleme Alanının Stratigrafisi	22
3.2. Jeolojik Birimler	23
3.2.1. Andezit	25
3.2.2. Sokulum Kayaçları	29
3.2.2.1. Granodiyorit	30
3.2.2.2. Siyenogranit	31
3.2.3. Andezitik Tüf	32
3.2.4. Feratomagmatik Breş (Silisleşmiş Andezit)	33
3.2.5. Andezitik Dayk	35
4. PETROGRAFİK VE MİNERALojİK İNCELEMELER	36
4.1. İnce kesit İncelemeleri	36
4.1.1. Andezit	37
4.1.1.1. Alterasyon Mineralojisi	38
4.1.1.1.1. Silisleşme	39
4.1.1.1.2. Silisleşme ± Demiroksitleşme	39
4.1.1.1.3. Killeşme ± Silisleşme	40
4.1.1.1.4. Killeşme + Kloritleşme ± Silisleşme	41
4.1.1.1.5. Killeşme + Karbonatlaşma	42
4.1.1.1.6. Karbonatlaşma	43

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
4.1.1.1.7. Karbonatlaşma+ Kloritleşme	44
4.1.1.1.8. Kloritleşme + Serizitleşme	45
4.1.1.1.9. Epidotlaşma + Kloritleşme	45
4.1.2. Granadiyorit-Siyenogranit	46
4.2. Cevherleşme	49
4.2.1. Birincil Cevher Mineralleri	49
4.2.1.1. Pirit	49
4.2.1.2. Altın	54
4.2.1.3. Nabit Elementler	56
4.2.2. İkincil Cevher Mineralleri	56
4.2.2.1. Götüt, Limonit ve Lepidokrosit	56
4.2.3. Gang Minerali	59
4.2.4. Parajenez ve Süksesyon	60
4.2.4.1. Birincil Cevherleşme	61
4.2.4.2. İkincil Cevherleşme	61
4.3. Minerolojik İncelemeler	65
4.3.1. X-Işımları Difraksiyonu İncelemeleri	65
5. HİDROTERMAL BOZUNMALAR (ALTERASYON)	70
5.1. Hidrotermal Alterasyon Türleri	71
5.1.1. Silisleşmiş Zon	71
5.1.2. İleri Arjilik Zon (Alunit ± Kaolinit)	74
5.1.3. Arjilik Zon (Simektit ± İllit)	76
5.1.4. Propilitik Zon (Klorit ± Serizit ± Kalsit)	76
6. JEOKİMYA	78

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
6.1. Giriş	78
6.2. Volkanik Kayaçların Kimyası	78
6.2.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Adlandırılması	78
6.2.2. Ana ve İz Element Jeokimyası	81
6.2.3. Nadir Toprak Elementleri	91
7. TARTIŞMA	94
7.1. Cevherleşme	94
7.2. Hasandağ Bölgesindeki Cevherleşmenin Oluşum Modeli	95
7.2.1. Hidrotermal alterasyon minerallerinin zonlanmaları	98
8. SONUÇLAR	101
9. KAYNAKLAR	103

ÖZGEÇMİŞ

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
1.1 İnceleme alanına ait yer bulduru haritası, ölçeksiz	3
1.2 Doğu Pontidler'in basitleştirilmiş jeoloji haritası ve bölgedeki diğer önemli epitermal altın yatakları. Güven (1993) ve Akçay ve Moon (2001)'den değiştirilerek	6
1.3 İnceleme alanı yakın çevresine ait genelleştirilmiş dikme kesiti. Güven (1993)'den değiştirilerek, ölçeksiz	8
3.1 Çalışma alanının jeoloji haritası	24
3.2 İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti	25
3.3 Hasandağ bölgesinin genelleştirilmiş enine kesiti	26
3.4 Çalışma alanındaki andezitik volkanitler. a), b) Sarıyar Tepe civarı	27
3.5 Çalışma alanı güneydoğu kısmında andezitik volkanitlerin görünümü. Resim Karaçakıl Tepenin GB tarafından çekilmiştir	28
3.6 Çalışma alanındaki andezitik volkanitler resim Acemboli Tepeden çekilmiştir	28
3.7 Hasandağdaki granodiyoritler	30
3.8 Hasandağdaki granodiyoritik kayalar	31
3.9 Çalışma alanındaki Acemboli Tepedeki siyenogranitler	31

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.10 Acemboli Tepe civarındaki siyenogranitler	32
3.11 Çalışma alındaki feratomagmatik breşler. a) hematit matriksli kırıklı-breşik feratomagmatik breş, b) feratomagmatik breş, c) yüksek demiroksitli (hematitli) feratomagmatik breş d) hematit matriksli ve hafif kil içeren feratomagmatik breş, e) masif yer yer kırıklı feratomagmatik breş, f) Karaçakıl Tepenin uzaktan görünüşü, KB yönü	34
4.1 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) andezitlerdeki silisin görünümü, (HD1, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel Ölçek 0.1 mm	39
4.2 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) silisleşme ve demir oksitleşmenin bir arada görünümü (HD7, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm	40
4.3 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) killeşme ve silisleşmenin bir arada görünümü (HD64, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm	41
4.4 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) killeşme, silisleşme ve kloritleşmenin görüldüğü kesit aynı zamanda hidrotermal alterasyonlar sonucu amfibol mineralinin ayrışması, tipik bir amfibol minerali (HD35, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek	41

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
<p>4.5 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) killeşme ve karbonatlaşmanın yanında demiroksit mineralinin amfibol mineralini sarması sonucu oksî-hornblend oluşumu, (HD49, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, c) killeşme ve karbonatlaşmanın yanında amfibol mineralinin demiroksitleşmiş hali ve demiroksit faz yığılımları (HD49, Ç.N.), d) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm</p>	42
<p>4.6 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) andezitler içersindeki karbonatlaşma, amfibollerin demiroksitleşmesi, demiroksit yığılımlarının oluşumları ve ayrıca yer yer kaolenleşmede görülmektedir, (HD62, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, c) karbonatlaşma ve demir fazlarının görünümü, (HD21, Ç.N.), d) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm</p>	43
<p>4.7 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a, c) karbonatlaşmaların ve kloritleşmelerin bir arada bulunması, (HD16 ve HD42 Ç.N.), b, d) aynı kesitlerin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm</p>	44
<p>4.8 Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) epidot ve klorit minerallerinin görünümü, (HD30, Ç.N.), b) aynı kesitlerin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm</p>	46
<p>4.9 Hasandağ bölgesindeki granodiyoritlerin incekesit görüntüleri. a) plajiyoklasların yanısıra amfibol ve amfibol minerallerinin kloritleşmesi ve demiroksitleşmesi (HD67, Ç.N.), b) granodiyoritteki zonlu plajiyoklasın görünümü (HD67, Ç.N.), c) tipik bir plajiyoklasın dilinim halindeki ince kesit görünümü, yanında ise amfibol minerallerinin yerleşimi (HD47, Ç.N.), d) hornblend, amfibol ve yanında da plajiyoklas gelişimi, amfiboller kloritleşmiş şekildedir (HD48, Ç.N.), çizgisel ölçek 0.1 mm</p>	47

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
<p>4.10 Hasandağ bölgesindeki siyenogranitlerin incekesit görüntüleri. a) siyenogranitlerdeki zonlu plajiyoklas mineralinin görünümü (HD24, Ç.N.), b) siyenogranitlerin petrografi görünümleri (HD25, Ç.N.), c) granitlerde feldispatların kaolenleşmesini gösteren ince kesit (HD23, Ç.N.), çizgisel ölçek 0.1 mm</p>	48
<p>4.11 Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) piritlerin bir araya toplanmasında silisleşmenin rolü büyük ve pirit kümelenmesi mevcut, b) büyük boyutlu (214 micron) ve küçük boyutlu (2 micron) piritler yan yana, c) kayaç içinde oluşan piritlerin kuvarsla parçalanması, piritin öz şekilli halini kaybetmesi, d) kataklastik dokulu piritler</p>	50
<p>4.12 Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) yarı öz şekilli pirit tanesine örnek, b) tektonik etki sonucu kısmen parçalanmış piritler, c) tektonik etki sonucu kırılmış-parçalanmış piritler, d) kataklastik deformasyondan etkilenmiş pirit ve deformasyondan etkilenmemiş pirit yan yana, kataklastik olmayan piritin boyu 64 micron, e) iri boyutlu pirit tanesi 500 micron boyutundadır</p>	51
<p>4.13 Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) kümelenmiş pirit topluluğu, b), c) ve d) mikrotektonik kırıklar, piritlerin kuvars (gang) tarafından ornatılması</p>	52
<p>4.14 Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) kuvarsin piritleri değişik şekillerde ornatması, b) pirit ve limonit iç içe, c) silisli ortamdaki oksitlenmiş 2.faz piritler, d) kuvarsin piriti ornatması</p>	53

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.15 Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) iyi korunmuş fakat yinede ornatılmış pirit dokusu, b) ve c) kuvars tarafından piritin ornatılması ve kuvars tarafından parçalanması, d) yarı öz şekilli pirit kümelenmesi	54
4.16 Altın mineralinin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a), b), c), d), e) ve f) limonitli ve götitli ortamlarda Au kristalinin görünüşü	55
4.17 Nabit elementin mineralojisi ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) pirit, nabit kristal ve demir oksit yan yana. Limonitli bir ortam. Koyu renkli olan mineral götit minerali, b) götitli ortamda nabit altının görünüşü, c) ve d) limonitli ve götitli ortamda nabit altın	57
4.18 Götit ve lepidokrosit minerallerinin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) ve b) pirit, götit ve lepidokrosit aynı ortamda görülmektedir	58
4.19 Götit ve lepidokrosit minerallerinin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) ve b) pirit, götit ve lepidokrosit aynı ortamda görülmektedir, c) açık renkli olanlar lepidokrosit, götit ve limonit iç içe, d) limonitli bir ortamda götitlerin damar şeklinde görünüşü	59
4.20 Götit ve lepidokrosit mineralinin dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a), b) ve c) lepidokrosit ve götitlerin üzerinde oluşan yumru yapısı, d) lepidokrosit ve götitli ortam (Ç.N)	63

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.21 Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskopisi fotoğrafları. a) lepidokrosit ve götitin konsantrik yapıları, b), c) ve d) lepidokrosit ve götit gang tarafından çevrelenmiş	64
4.22 Al: Alunit, Kuv: Kuvars, Kaol: Kaolinit, örneklerine ait tüm kayaç X-ışınları difraktogramları	67
4.23 Klorit: Klorit, Kaol: Kaolinit, Feld: Feldispat, Kuv: Kuvars, Sim: Simektit örneklerine ait tüm kayaç X-ışınları difraktogramları	68
5.1 Çalışma alanının alterasyon haritası	72
5.2 Kuzgun Tepe ileri arjilik ve arjilik zon kısımları	74
5.3 Sarıyar Tepe ileri arjilik ve arjilik zon kısımları	75
5.4 Hasandağ bölgesindeki arjilik kısım	76
5.5 Çalışma alanındaki propilitik kısım, a) çalışma alanı güney kısmı, b) Aksu deresi içi	77
6.1 İncelenen andezit örnekleri ile bozuşma ürünlerinin Winchester ve Floyd (1977)'in $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ diyagramında adlandırılması	80
6.2 Hasandağ yöresindeki andezit örnekleri ile bozuşma ürünlerinin jeokimyasal eğilimleri, a) La'ya karşı Yb, b) Zr'a karşı Y diyagramı. Toleyitik-geçiş-alkalen ayırım doğruları Barret ve MacLean (1994, 1999)'den alınmıştır, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir	80

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
6.3 Volkanik kayaçların ana element ikili değişim (Harker) diyagramları, a) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, b) $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, c) $\text{SiO}_2\text{-CaO}$, d) $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir	86
6.4 Volkanik kayaçları SiO_2 -iz element ikili değişim diyagramları, a) $\text{SiO}_2\text{-Rb}$, b) $\text{SiO}_2\text{-Sr}$, c) $\text{SiO}_2\text{-Ba}$, d) $\text{SiO}_2\text{-Co}$, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir	88
6.5 İncelenen örneklerin kondrite (Sun and McDonough, 1989) normalize iz element dağılımları, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir	89
6.6 a) İncelenen kayaçların kondritlere (Sun and McDonough, 1989)göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir. b) Gümüşhane-Alucra-Şiran yöresi Eosen volkanitlerinin kondrite oranlanmış NTE dağılımları (Arslan vd. 2007'den alınmıştır)	91
7.1 Hasandağ bölgesinde feratomagmatik breşlerin oluşum evrimi	95
7.2 Hasandağ bölgesine eşlik eden alterasyon zonlanlarının yerleşimini gösterir model	97

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4.1 Çalışma alanındaki kayaların mineral içerikleri ve gözlenen alterasyonlar	45
4.2 Hasandağ bölgesinin parjenez ve süksesyonu	60
4.3 Minerallerin oluşum sırasını gösteren tablo	62
4.4 Kuvars, feldispat, alunit, mika/illit, simektit, klorit, kaolinit ve kalsit örneklerinde X-ışınları difraktogramlarına göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler (*)	69
6.1 Hasandağ bölgesindeki andezit , altere andezit, feratomagmatik breş ve granodiyorit-siyenogranit örneklerinin ana oksit (%) ve iz element (ppm ve ppb) içerikleri	82
6.2 Hasandağ bölgesindeki volkanitlerin ve granodiyorit-siyenogranitlerin nadir toprak element (ppm) içerikleri	86

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

<u>Simgeler</u>	<u>Açıklama</u>
Au	Altın
B	Batı
Ce	Seryum
D	Doğu
Eu	Evropyum
Fe	Demir
G	Güney
K	Kuzey
Mg	Magnezyum
ppb	Milyarda bir
μ	Mikron

Kısaltmalar Açıklama

Al	Alunit
Ç.N	Çapraz Nikol
Feld	Feldispat
Kaol	Kaolinit
Kuv	Kuvars
Plj	Plajiyoklas
Sim	Simektit
T.N	Tek Nikol
vb.	Ve benzeri

BÖLÜM 1

GENEL BİLGİLER

Dünya jeoloji literatüründe Pontidler olarak bilinen Kuzey Anadolu Dağları boyunca Eosen yaşlı yoğun andezitik volkanizma, 80-100 km genişlikte bir zon oluşturarak uzanmaktadır. Bu zon güneyden Kuzey Anadolu Fayı ve Kuzey Anadolu Ofiyolitleri ile sınırlıdır.

Bu kadar geniş alanda çizgisel bir şekilde uzanan bu volkanizmanın Eosende oluşan önemli bir tektonizmaya ilgili olduğu kesindir. Gümüşhane bölgesinde yapılan ayrıntılı çalışmalarda Pontidler tektonik sitioni, örtü kayaçlar sedimantolojisi ve güneydeki ofiyolitler incelenmiş ve bu çalışmaların sonucu olarak önerilen jeotektonik modelde Eosende Pontidler güney sınırı boyunca bir yitim (subduction) zonunun olabileceği üzerinde durulmuştur (Tokel, 1973).

İnceleme alanı, Giresun iline bağlı Alucra ilçesinin yaklaşık olarak kuzeydoğusunda yer almakta olup, Eosen yaşlı andezitler, andezitik tüfler, silisleşmiş andezitik birimler (feratomagmatik breş), granodiyorit ve siyenogranitlerden oluşmaktadır. Çalışma alanı yakınlarında maden yataklarına yönelik birkaç çalışma yapılmıştır. Ancak, bölgedeki cevherleşmelerin ana kayaca bağlı olarak alterasyon haritalamaları, yanal-düşey yönde petrografik ve jeokimyasal değişimler ile ilgili çalışma yapılmamıştır.

Bu çalışmada Hasandağ ve yakın çevresinin jeolojisi, mineralojisi, petrografisi, jeokimyası ve bu birimlerin alterasyonu, cevher-yankayaç ilişkileri ve cevherin mikro yapı-doku ilişkileri incelenmiştir.

1.1. Çalışmanın Amacı

Epitermal sistemlere eşlik eden hidrotermal alterasyon, cevher oluşumundaki fiziksel ve kimyasal süreçlerin tanımlanmasında oldukça önemli bilgiler elde edilmesini

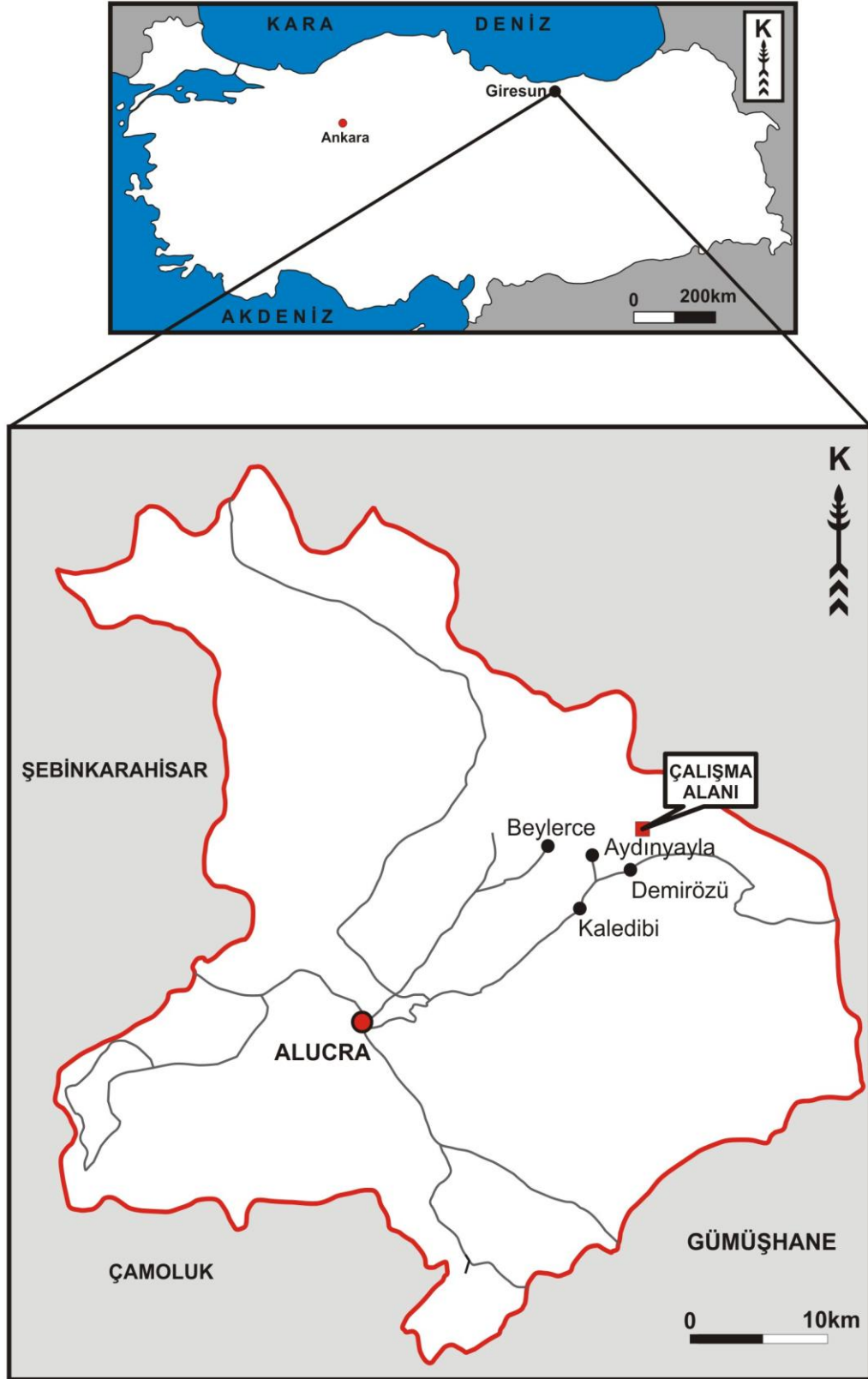
sağlar. Dolayısıyla, hidrotermal alterasyona uğramış kayaçların mineralojileri ve kimyaları hidrotermal alterasyonun tanımlanmasında oldukça önemlidir.

Bu çalışmada; cevher oluşumundaki yüzeysel bozunma ve hidrotermal bozunma süreçlerinin yanı sıra, volkanik kayaç-akışkan etkileşiminde önemli olan sulardan (meteorik, magmatik ve okyanus / deniz suyu) hangilerinin ve ne kadar etkili olduğunun araştırılması; çoğunlukla volkanojenik kayaçlardan oluşan köken malzemedeki bozunmanın alunitin yanı sıra, başka hangi minerallerin (kuvars, kaolinit, karbonat mineralleri, cevher mineralleri) oluşumlarına yol açıp açmadığının incelenmesi; oluşum süreçleri ve köken malzeme arasındaki ilişkilerin saptanması amaçlanmıştır. Ayrıca bölgeye ait hidrotermal alterasyon baz alınarak bir alterasyon modelinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

Bu tez çalışmasında inceleme alanının jeoloji haritası, alterasyon haritası, petrografisi ve alterasyonlara bağlı olarak jeokimyasal değişimlerin petrografi ile ilişkilendirilmesi yapılarak bölgede cevherleşme açısından önemsenmemiş kısımların bu bağlamda irdelenerek literatüre kazandırılması amaçlanmıştır. Ayrıca, hidrotermal zonlar ile ilksel kayaçların petrografisi ve jeokimyasal verileri karşılaştırılarak, cevherleşme ve zenginleşme şekli, dokusal ve petrojenetik yönden ilişkilendirilerek kökenleri belirlenmeye çalışılmıştır.

1.2. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

İnceleme alanı, Giresun iline bağlı Alucra ilçesinin yaklaşık olarak kuzeydoğusunda yer almakta olup, Giresun iline ortalama 175 km uzaklıktadır. Giresun ili 1/25.000 ölçekli H41-b1 paftası arasında yer alan çalışma sahasının devlet karayoluna uzaklığı yaklaşık 25 km'dir (Şekil 1.1). Alan içerisinde Demirözü (Eşküne), Aksu, Aynyayla, Beylerce ve Kaledibi köyleri bulunmaktadır. Arazide yumuşak ve sert topografyalar birbirini izler. Çalışma alanının kuzey kesiminde engebe fazla, güney kesimlerde ise daha azdır. Hasandağ (2776 m), Hasan Tepe (2750 m), Acembalı Tepe (2937 m), Kuzgun Tepe (2772 m), Karaçakıl Tepe (2900 m), Demirliocağı Ziyareti Tepe (2550 m), Demirlitaş Tepe (2577 m) önemli yükseklikteki tepeleri oluştururlar.



Şekil 1.1. İnceleme alanına ait yer bulduru haritası.

1.3. Doğu Pontidler'in Tektoniği ve Metallojenezi

Çalışma sahası Doğu Pontid tektonik birliğinin Güney Zonunda yer almaktadır. Ketin (1966) tarafından Türkiye tektonik birlikleri "Pontid, Anatolid, Torid ve Kenar Kıvrımları" olarak tanımlanmış; Ketin ve Canitez (1972) tarafından ise bu tektonik birlikler yeniden düzenlenmiştir.

Özsayar vd. (1981) Pontidler'in doğu kesimini, litolojik farklılıklarını göz önüne alarak Doğu Pontid Kuzey Zonu ve Doğu Pontid Güney Zonu olmak üzere iki ayrı kısımda incelemiştir. Kuzey Zon'da magmatik ve volkano-tortul kayalar egemen olarak bulunurken, Güney Zon'da tortul kayalar yaygın olarak bulunur. Pontidler'i Toros platformundan ayıran güney sınırı yaklaşık Ardanuç-İspir-Kemaliye-Reşadiye ilçelerinden geçer (Özsayar vd., 1981).

Alpin metalojenik kuşağında yer alan Doğu Pontid'ler Jura'dan Miyosen'e kadar Tetis okyanus kabuğunun yitimiyle oluşmuş, iyi korunmuş eski bir adayayına örnek teşkil eder (Dixon ve Pereira, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997). Yitimin açısı ve zamanı tartışma konusu olmasına rağmen (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş, 1987; Bektaş vd., 1998), yitimin Orta Eosen'de tamamlandığı bilinmektedir. Kuzey Anadolu doğrultu atımlı fayı ile kesilen Doğu Pontidler Lias, Üst Kretase ve Eosen yaşlı üç volkanizma evresi ile temsil edilir.

Lias yaşlı volkanik kayalar geçiş karakterli iken Üst Kretase yaşlı kayalar subalkalen, Eosen yaşlı volkanitler ise alkalen ve subalkalen karakterlidirler (Arslan vd., 1997; Arslan ve Aslan, 2006). Bölgede volkanizma, Lias döneminde Prekambriyen-Paleozoyik temelinin üzerine rift ortamında gelişmiş bazik kayaların yerleşmesi ile başlar (Tokel, 1972; Schneider vd., 1988; Arslan vd., 1997; Şen, 2007). Temel kayaları, Lias yaşlı bimodal kalkalkalen volkanik ve volkanoklastik kayalar ve yerel olarak gelişen sedimanter kayalarca uyumsuz olarak üzerlenir. Bu kayalar Dogger-Alt Kretase yaşlı platform karbonatları tarafından üzerlenir ve karbonat kayalarının depolanmasından sonra ada yayı volkanik aktivitesi başlar (Eğin vd., 1979). Geç Kretase döneminde ilk olarak oluşan mafik kayalar felsik kayalarla devam eder ve

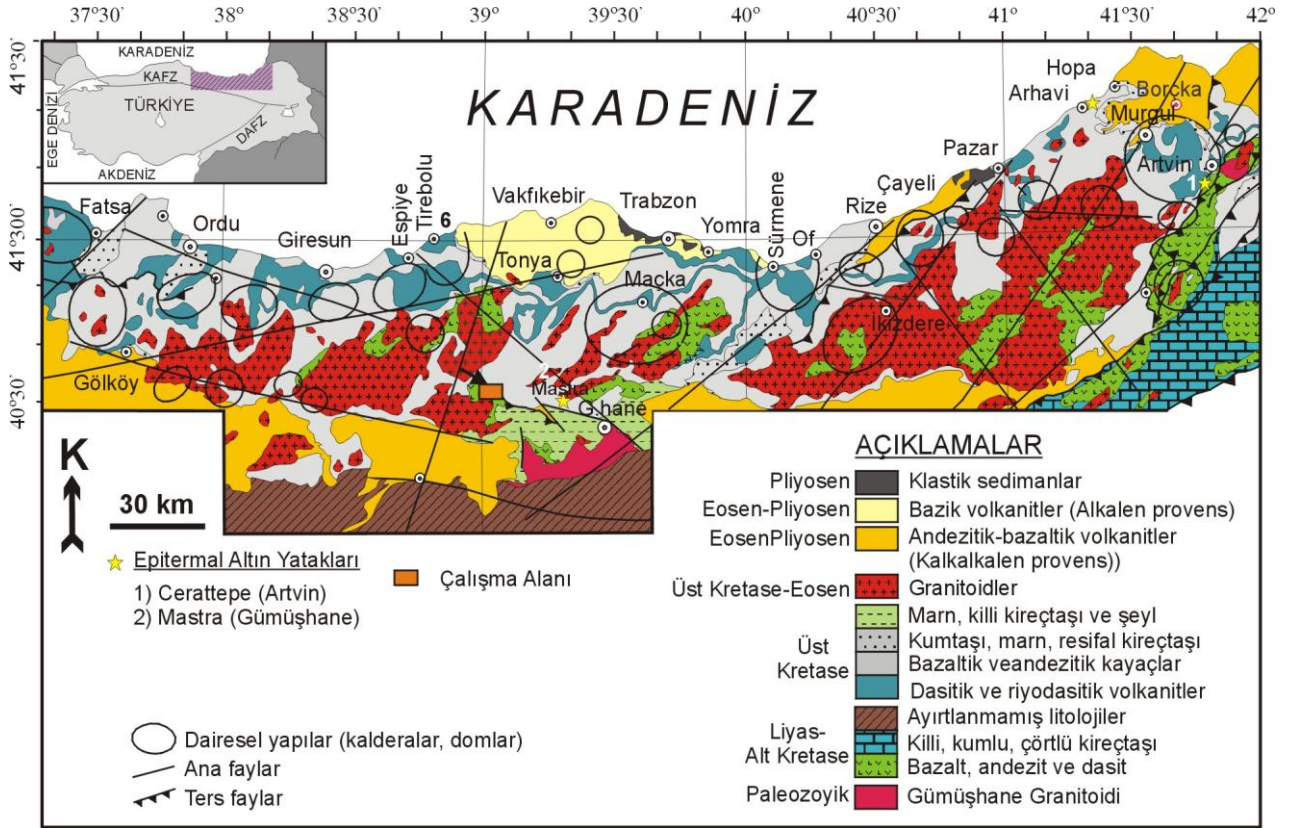
son olarak son seri mafik kayaçları ile sonlanır. Genel olarak dasit ve bazaltlardan oluşan bu kayaçlar kalkalkalen bileşimlidirler ve ada yayı volkanitlerinin özelliklerini sergilerler (Tokel, 1977; Arslan vd., 1997).

Tüm araştırmacılar tarafından yitimin varlığı kabul edilmesine karşın polaritesi ve yönü hakkındaki görüşler değişkendir. Fakat Pontidler'de çalışan tüm araştırmacılar Pontidler'in eski bir adayı olduğu, farklı zamanlarda oluşmuş volkanik ve plütonik kayaçlar içerdiği ve Pontidler'in jeotektonik özellikleri de dikkate alınarak bunlarla ilişkili cevherleşmeler içerdiği konusunda bir görüş birliğindedirler (Pejatoviç, 1979; Coğulu, 1971; Bektaş, 1986; Korkmaz ve Gedik, 1988; Tüysüz, 1995 ve 2000).

Doğu Pontidler jeotektonik açıdan incelendiğinde, bölgenin Jura sonuna kadar sıkışmalı bir tektonizmanın etkisinde kaldığı görülür. Alpin dağ oluşumunun Austri ve Anadolu fazlarında gelişen bu orojenik etkinlik Kuzey Zon'da Alt Bazik Seri, Güney Zon'da ise Berdiga Formasyonu'nu yoğun olarak etkilemiştir (Kromberg, 1970; Pejatoviç, 1979). Bu orojenik faaliyetler genellikle blok fay oluşumlarına neden olmuştur ve bölgede yaygın olan yapısal unsurlar bu blok fay tektoniğine bağlı olarak gelişmiştir (Kromberg, 1970; Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997). Özellikle derin KD-GB ve KB-GD yönlü faylar, magmanın çıkış kanalı olarak kullanılmış olabilir. Bölgedeki kayaçların jeotektonik özellikleri incelendiğinde, derinlik kayaçlarının, strato volkanların ve kalderalarının bu yapısal unsurlarla ilintili olduğu görülür. Tektonizmayla derinlik kayaçları ve cevherleşmelerin ilişkisi bunların bölgesel tektonizmanın genişleme rejimi esnasında yerleştiğine işaret eder. Özellikle, bölgede bulunan volkanojenik masif sülfür (VMS)'ler kaldera ve domsal yapılar ile ilişkilidir ve kırık ve faylar bölgede yaygın olan maden yataklarının oluşumunda etkin rol oynamış olabilir.

Maden yataklarının plaka tektoniği ile ilişkisi oldukça dikkat çekicidir. Özellikle porfiri Cu-Mo ve volkanojenik Cu-Pb-Zn yataklarının ada yayları ile ilişkili ortamlarda oluştuğu görüşü pek çok araştırmacı tarafından desteklenmektedir (Tatsumi ve Watanebe, 1971; Dixon ve Pereira, 1974; Sillitoe, 1979; Moore vd., 1980; Whitford vd., 1989; Mcphie ve Allen, 1992; Syme ve Bailes, 1993; Galley vd., 1995; Stolz, 1995;

Robinson vd., 1996; Allen vd., 1997; Brauhart vd., 1998; Saez vd., 1999). Tetis-Avrasya kuşağının bir parçası olan Doğu Karadeniz Metalojenik Kuşağı, Tetis okyanus kabuğunun Jura'dan Miyosen'e kadar devam eden yitimine bağlı olarak gelişen bir ada yayı üzerinde yer alır (Dixon ve Pereira, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981; Çağatay ve Eastoe, 1995). Tetis-Avrasya Metalojenik Kuşağı ise Doğu Avrupa, Kuzeydoğu Türkiye, Kafkaslar, İran ve Orta Asya'dan Pasifik Metalojenik kuşağına kadar uzanır (Jankoviç, 1980). Doğu Karadeniz, bu metalojenik kuşak içinde pek çok maden yatağına ev sahipliği yapar ve bu nedenle de birçok araştırmacının dikkatini çekmiştir (Güven, 1993; Tüysüz vd., 1994; Akçay vd, 1998; Tüysüz, 2000). Bu yataklardan en önemlileri; Porfiri Cu (Au, Mo) yatakları, skarn yatakları, volkanojenik masif sülfür yatakları (örneğin, Kutlular, Murgul, Lahanos ve Çayeli) ve polimetalik Cu-Pb-Zn (Ag, Au) yataklar ve epitermal Au-Ag yataklarıdır (Şekil 1.2; Tüysüz, 1995; Akçay ve Tüysüz, 1997; Akçay ve Arar, 1999; Tüysüz ve Akçay, 2000).



Şekil 1.2. Doğu Pontidler'in basitleştirilmiş jeoloji haritası ve bölgedeki diğer önemli epitermal altın yatakları. Güven (1993) ve Akçay ve Moon (2001)'den değiştirilerek.

1.4. Bölgesel Jeoloji

Yörede en yaşlı birimleri dar alanlarda mostra veren Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalarla birlikte bunları keserek yerleşmiş olan Permokarbonifer yaşlı granitik kayalar oluşturmaktadır. Temeldeki bu birimlerin üzerine Jura (Liyas-Dogger) yaşlı andezitik-bazalt ve piroklastitleri diskordans olarak gelmekte ve birim Üst Jura–Alt Kretase yaşlı sığ denizel resifal kireçtaşları tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Yörede Geç Kretase yaşlı birimler dar alanlarda mostra veren tortul serilerle başlamakta olup üzerine andezit, bazalt, dasit ve piroklastitlerinden oluşan volkanitler gelir. Geniş alanlarda yüzeylenme gösteren bu volkanik kayalar üzerine taban konglomerasıyla başlayan Eosen yaşlı flişler ve yine andezitik–bazaltik volkanitler gelmektedir. Tüm bu kayalar Üst Kretase–Eosen aralığında yerleşen granit, siyenit ve diyoritten oluşan intrüziyonlar kesilmektedir. Bölgedeki en genç birimleri Miyosen yaşlı sedimanterlerle birlikte Kuvaterner yaşlı travertenler oluşturmaktadır (Şekil 1.2 ve Şekil 1.3).

1.5. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanını kapsayan bölgede genel jeoloji, mineraloji-petrografi ve maden yatakları-jeokimya amaçlı çok az sayıda çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalar daha çok, Doğu Pontidler'in Güney Zonu'ndaki Mesozoyik ve Senozoyik volkanitlerinin ve sokulum kayalarının tektonik ortamlarını, jeokimyasal ve kökensel özelliklerini açıklamaya yönelik olup, kronolojik olarak kısaca aşağıdaki şekilde özetlenmiştir.

Ketin (1948, 1950, 1951); MTA adına gerçekleştirdiği çalışma, Aşkale-Bayburt ve Gümüşhane bölgesinin jeolojisini içermektedir. Bu çalışmada yörenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve temelde metamorfik kayalar (mikroşist, kuvarsit, mermer, gnays) ve bunların üzerine transgresif olarak gelen Liyas yaşlı volkano-tortul bir seriden söz edilmektedir.

Erguvanlı (1950); Görele, Espiye ve Gümüşhane arasındaki bölgenin jeolojisini içeren raporunda Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile Üst Kretase flişi ve Eosen yaşlı nummulitli kireçtaşlarından bahsetmektedir.

MESOZOYİK		SENZOYİK		ÜST SİSTEM	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
JURA	KRETASE	TERSİYER		SİSTEM		
LİYAS	ÜST KRETASE	EOSEN		SERİ	KAT	SİMGE
SİNEMURİYEN	TURONİYEN-KAMPANIYEN-MAASTRİH	LÜTESİYEN		PALEOSEN		
Jh	Jkb	Tk				
		Km				
		Tk ₁				
		Tk ₂				
		UYUMSUZLUK				

Andezit-bazalt lav ve piroklastları
Kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn

Tk₂
Kaçkar granitoidi II

UYUMSUZLUK

Kumtaşı, marn, killi kireçtaşı, şeyl, tuf

Tk₁
Kaçkar granitoidi I

Killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, kumlu kireçtaşı

Bazalt -andezit lav ve piroklastları
Kırmızı renkli pelajik kireçtaşı, kumtaşı tüfit

Şekil 1.3. İnceleme alanı yakın çevresine ait genelleştirilmiş dikme kesiti. Güven (1993)'den değiştirilerek, ölçeksiz.

Baykal (1952); Kelkit-Şiran yöresinde çalışmış, Paleozoyik yaşlı metamorfik ve granitik temel kayaçlarla Jura, Alt Kretase, Eosen ve Neojen yaşlı tortul birimleri saptamıştır. Çalışmacı, Kelkit vadisindeki Liyas yaşlı volkano-tortul kayaçların, metamorfik seri olarak isimlendirilen temel kayaçların üzerine transgresif olarak geldiğini, volkano tortul serisinin spilitik lav ve tuf arakatıkları içeren konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca Liyas yaşlı volkano tortul serinin kömür içermesi, kalınlığının yaklaşık 1000 m' ye ulaşması nedeniyle bölgenin tipik bir sübsidans havzası olduğu belirtilmiş olup, havzanın karaya yakınlığı vurgulanmıştır.

Çoğulu (1970); Gümüşhane ve Rize bölgesinde petrolojik ve jeokronolojik araştırmalar konulu incelemesinde Gümüşhane plütununun Üst Paleozoik yaşlı olduğunu belirlemiştir. Çoğulu mikroskobik ve model analizler sonucu plütону; granit, granodiyorit ve kuvarsmonzonit olmak üzere üç fasiyese ayırmıştır.

Sawa ve Şişman (1971); Gümüşhane-Kelkit, Eylence Yaylası yöresindeki çalışmalarında yöredeki kayaçları yaşlıdan gence doğru şöyle belirlemişlerdir: Temelde Alt Permokarbonifer yaşlı kristalen şistler yer alır. Üzerine sırasıyla Üst Permokarbonifer yaşlı granitler ve Jura yaşlı volkano tortul kayaçlarla, Liyas sonrası porfirite-porfirite diyabaz ve diyabaz dayklarınca kesilmiştir. Yörenin Alpin dağ oluşum hareketlerinin çeşitli fazlarının etkisinde kalarak kıvrımlandığını belirten çalışmacılar egemen kıvrım eksenlerinin genelde D-B olduğu vurgulamaktadırlar. Eylence Yaylasındaki cevherleşmelerin Liyas yaşlı andezitik aglomeralar içerisinde yer alan Cu-Pb-Zn içeren hidrotermal damar tipte olduğunu belirtmektedirler.

Yılmaz (1974); Gümüşhane granitinin yerleşimi ve bileşimi hakkında yaptığı çalışmada homojen görümlü Gümüşhane granitlerini petrografik özelliklerine göre dört fasiyese ayırmıştır. Bunlar granodiyorit, Çamlıca adamelliti, Gümüşhane adamelliti ve porfirik mikrogranittir. Bu kayaçların kimyasal analizler sonucunda bunlar aynı kökenli granitik magmadan oluştuğu saptanmıştır.

Yüksel (1976); Şiran yöresinde yaptığı 1/25.000 ölçekli jeolojik çalışmada Paleozoik granit, granodiyorit ve Mezozoyik-Senozoik tortul kayaçları, ayrıca bu yaştaki volkanik ve piroklastik kayaçları ayrıntılı incelemiştir. Mezozoyik tortul kayaçları genellikle karbonat kayaçlarıdır. Bunlar Dogger-Malm dolomit ve kireçtaşları ile Alt-Üst Kretase kireçtaşlarıdır. Esosen, fliş fasiyesindedir. Volkanizma Mezozoik ve Esosen boyunca aktiftir. Bu bölgenin tortul oluşukları Anatolit tektonik birliği içerisinde kalmaktadır. Pontitlerin volkanik fasiyesi ise incelenen alanın kuzey yöresinde bulunan Gavur Dağları ile başlar. Bu volkanik kuşağın malzemeleri, Mesozoik ve Eosen boyunca tortullaşma havzasına akmış ve buradaki tortullarla bir karmaşık oluşturmuşlardır.

Tokel (1977); Eosen volkanitleri üzerine yaptığı incelemede bu volkanitlerin kalkalkalen olduklarını ve bu sınıfın kalsik ucunda yer aldıklarını belirtmiştir. Yazar, bu durumun Pontidlerin güneyinden geçen bir yitim zonu ile ilgili olabileceğinden söz etmektedir.

Ağar (1977); Köse-Demirözü yöresine ait çalışmasında Permokarbonifer yaşlı formasyonların Hersinyen orojenezinin Palatinik, daha genç oluşukların ise Alp orojenezinin çeşitli fazları ile kıvrımlandıklarını vurgulamaktadır.

Pelin (1977); Alucra yöresinde yaptığı jeolojik çalışmasına ilişkin raporunda, bölgedeki Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı masif kireçtaşlarının tabanında fosfatlı bir seviyenin bulunduğunu, Dogger-Malm-Alt Kretase'de bir derin deniz değil, sığ bir şelf ortamının bulunduğunu, bölgede Alt Kretase ile Üst Kretase arasında bir diskordansın var olduğunu, yörede Oligo-Miyosen yaşlı trakitik bir volkanizmanın varlığını ve bölgede petrol anakayasası fasiyesinin gelişmediğini belirtmektedir.

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 kabuğunun Anadolu plakacığı altına dalmasıyla (güney yönlü yitim) meydana gelen kalkalkalen magmadan itibaren oluştuğunu vurgulamıştır.

Tokel (1977); Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki Eosen volkanizmasını incelemiş ve bunların kalko-alkalen sınıfın kalsik ucunda yer aldığını, silisyuma doymuş ve genellikle Al_2O_3 bakımından zengin olduğunu belirtmiştir.

Çınar (1983); Gümüşhane yöresine ait çalışmalarında yöredeki kayaçların Permokarbonifer ile Eosen arasında oluştuklarını, yörede Alpin orojenezinin muhtelif fazlarının etkili olduğunu, kıvrım ve kırık tektoniğinin KB-GD doğrultusunda geliştiğini vurgulamaktadır. Yazar, yöredeki cevherleşmeleri;

1. Polimetalik (Cu-Pb-Zn-Fe) zuhurları
2. Manganez zuhurları
3. Barit zuhurları

olmak üzere üç grupta toplamış, bu cevherleşmelerin hidrotermal damar ve pirometazomatik skarn tipte olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Liyas volkano-tortul serinin içinde bulunan kömür zuhurlarından söz edilmektedir.

Kahraman (1985); Gümüşhane yöresindeki havza çalışmaları ile ilgili raporunda inceleme sahasında yaşları Paleozoik ile Eosen arasında değişen metamorfik, intrüzif, damar, volkanik ve sedimanter kayaçlardan bahsetmiştir. Yazar yörede Hersinyen ve Alpin dağ oluşum hareketlerine bağlı olarak Alt Kimmerik, Üst Kimmerik, Austrik ve Laramiyen fazlarının saptandığını ifade etmektedir. Dağ oluşum hareketleri sonucu yörede kıvrım ve kırık hatlarına bağlı olarak antiklinal, senklinal, blok faylanmalar ve bindirmelerin olduğu ve ayrıca inceleme alanında hidrotermal damar tip Cu-Pb-Zn-Ag-Au, pirometazomatik Fe-Cu, damar tip barit ve kömür zuhurlarının varlığından söz edilmektedir.

Çekiç (1985); Alucra kuzey yöresindeki havza çalışmalarına ait raporunda sahada Paleozoik yaşta metamorfik bir temel ile bunların üzerinde Jura-Kretase ve Tersiyer yaşlı volkano-tortul birimlerin yer aldığını ve tüm bu birimlerin derinlik kayaçları tarafından kesilmiş olduğundan söz eder. Ayrıca sahada kırık tektoniğinin egemen

olduğunu ve yörede skarn tip Fe-Cu, damar tip Cu-Mo cevherleşmelerinden bahsetmektedir.

Güven (1993); Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda masif sülfid yataklarının yaygın olarak bulunduğunu, Güney Zon'a doğru ise porfiri bakır ve skarn yataklarının yayılım gösterdiğini ifade etmiştir.

Çağatay (1993); Doğu Karadeniz Bölgesinde Madenköy (Rize), Murgul (Artvin), Kutlular (Sürmene, Trabzon), Kotarak Dere (Sürmene, Trabzon), Tunca (Artvin) ve Küre (Kastamonu) VMS'lerinde hidrotermal alterasyonun mineralojik ve kimyasal özelliklerini belirlemeye çalışmıştır. Doğu Pontidler'de cevherin taban ve örtü kayalarındaki alterasyonun serisit, kuvars, pirit, karbonat ve kaolen mineralleri ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Çamur vd. (1994); Doğu Pontidler'deki maden yataklarının bölgenin jeolojik evrimine bağlı olarak dört metalojenik kuşakta yerleştiğini ifade etmektedir. Buna göre, kuzeyden itibaren kıyı şeridi boyunca uzanan I. kuşağı volkanojenik masif sülfid ve polimetalik Cu-Pb-Zn yatakları oluşturmaktadır. II. kuşakda genelde sokulum kütleleri ile ilişkili olan Cu-Fe skarnlar ve damar tipi cevherleşmeler yerleşmiştir. III. kuşak daha güneyde bulunur ve porfiri Cu-Mo yataklarını içerir. En güneyde bulunan son kuşak ise peridotitlerin içerisinde bulunan Alpin tipi kromitler tarafından oluşturulur.

Arslan vd. (1997); "Doğu Pontid Volkanik Kayaçlarının Jeokimyası ve Petrojenezini" adlı çalışmada, Doğu Pontidler'i Liyas, Üst Kretase ve Eosen'de olmak üzere üç ana volkanik evreye ayırmışlardır. Her bir evreyi jeokimyasal ve petrolojik olarak ayrı ayrı incelemişler ve birbiriyle karşılaştırmalarını yapmışlardır. Liyas volkanizmasının ekstansiyonel rejim altında riftleşmeye bağlı olarak, Üst Kretase volkanizmasının yitim sonucu, Eosen volkanizmasının ise yitim sonunda alt kabuk ve/veya üst mantodan kısmi ergime sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. Tüm bu jeokimyasal ve petrolojik verilerin Doğu Pontid volkanik kayaçlarının ada yayında oluştuklarına işaret ettiklerini vurgulamışlardır.

Bektaş vd. (1999); Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Kuzey Zonu'ndaki Üst Kretase yaşlı volkanitlerin, bimodal (toleyitik-kalkalkali) özellikte ada yayı kayaçları olduğunu ve Güney Zon'daki Üst Kretase yaşlı kayaçlarına göre daha erken bir zamanda oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar bu veriyi yitim zonu üzerinde oluşan Geç Kretase volkanizmasının güneye doğru göç ettiği şeklinde yorumlamışlardır.

Arslan vd. (2001); "Trabzon ve Gümüşhane Yörelerinde (KD, Türkiye) Yüzeyleyen Eosen (?) Volkanitlerinin Karşılaştırmalı Jeolojisi, Mineralojisi ve Petrolojisi" isimli çalışmada; Pontid'lerin Güney Zon'unda yüzeyleyen Tersiyer volkanizmasının Paleosen mikritik kireçtaşlarıyla geçişli Nummulitli seviyeler içeren tortul kayaçların hemen üzerine uyumlu olarak geldiğini, buna karşın Kuzey zondaki Tersiyer volkanizmasının çoğu yerde Üst Kretase tortulları üzerine uyumsuz olarak, bazen de Üst Kretase volkanitleri üzerine uyumsuzluk konglomerası ile oturduğunu belirtmişlerdir. Güneydeki volkanitlerin bazaltik andezit, andezit, az oranda bazalt ve piroklastitlerinden oluşmuş, kalkalkalen karakterli bir seri oluşturduklarını; kuzeydeki volkanitlerin ise alkalen bazalt, tefrit, bazanit, fonolitik tefrit ve piroklastitlerden oluşan bir alkalen seri özelliğinde olduklarını ifade etmişlerdir. Ayrıca kuzeydeki alkalen seride iz elementleri farklı iki grup kayacın (Trabzon ve Tonya grupları) varlığından söz etmişler ve Kuzey zonu volkanitlerinin gelişiminde, esasen yüksek basınçlarda gerçekleşen differansiyasyon ve değişen oranda kısmi ergimenin etkili olduğunu vurgulamışlardır. Bunların yanısıra, Paleosen sonundan itibaren oluşan Güney zonu volkanitlerinin, güneye doğru dalan bir plakanın metazomatizmaya uğrattığı mantodan itibaren; Kuzey zonu volkanitlerinin ise sıkışmadan dolayı eğim açısının dikleşmesi sonucu daha derin kökenli bir mantodan itibaren oluştuklarını belirtmişlerdir.

Yılmaz vd. (2001); Doğu Karadeniz Bölgesinin kuzeyinde, Kretase sürecinde meydana gelen en erken aktif volkanizmanın, paleontolojik verilere göre Geç Koniasiyen-Santoniyen'de başladığını ve Tersiyer sonuna kadar devam ettiğini belirtmiştir.

Arslan vd. (2002); Avrasya ve Arap Plakalarının en son çarpışma aşamasından sonra, Senozoyik süresince Doğu Karadeniz Bölgesi'nde meydana gelen yarı paralel derin

fayların, açılmalı bir tektonik rejimin ve bununla ilişkili magmatik olayların oluşmasına neden olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca, Trabzon yöresi volkanitlerinin levha içi zenginleşmesine, Gümüşhane ve Ordu civarındakilerin ise yitim zonu zenginleşmesine ya da kabuksal kirlenmeye uğradıklarını ifade etmişlerdir.

Sipahi (2005); Zigana Dağı (Trabzon) yöresindeki volkanitlerdeki hidrotermal alterasyonun mineralojilerini ve jeokimyasalarını ortaya koyduğu çalışmada yöredeki dasitleri jeokimyasal karakteristiklerine göre dasit-I ve dasit-II olarak tanımlamış ve inceleme sahasındaki kil mineralojisinin değişimlerini irdlemiştir. Magmatik kökenli hidrotermal sıvılarla meydana gelen alterasyonda illitlerin yaşını Kampaniyen-Daniyen (78.7 ± 2.3 My ve 75.3 ± 2.4 My) olarak ortaya koymuştur.

Arslan ve Aslan (2006); Doğu Pontidlerde Tersiyer yaşlı granitik intrüzyonların mineralojisi, petrografisi ve tüm kayaç jeokimyası adlı çalışmalarında, petrografik olarak kuzey zon kayaçlarının monzonit, kuvars monzonit, monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit, güney zon kayaçlarının ise monzogranit ve granodiyoritten ibaret olduklarını belirtmişlerdir. Genellikle kalkalkali-hafif alkali geçişli ve metalumin karaktere sahip bu kayaçların kafemik yönseme gösterdiğini söylemişlerdir. Kuzey zon intrüzyonları çarpışma, I-tipi, alkalin monzonitik birlikteliğinden, Güney zon intrüzyonları ise çarpışma, A-tipi, granodiyoritik kalkalkali-alkali geçiş birlikteliğinden oluştuğunu, jeokimyasal verilerin, farklılaşmanın ayrımlaşma ve/veya magma karışımı ile olduğunu gösterdiklerini ifade etmişlerdir. Uyumsuz ve nadir toprak element dağılımlarının, Kuzey ve Güney zon intrüzyonlarının her ikisinin de yitimle ilişkili akışkanlarca zenginleşmiş bir köken magmanın ergimesi sonucu oluştuklarını fakat yükselme ve yerleşme esnasında farklı bir şekilde geliştiklerini ifade ettiklerini vurgulamışlardır. Güney zon kayaçlarına ait U-Pb zirkon yaşlandırmasında intrüzyonun yaşının 44.4 ± 0.3 milyon yıl olduğunu söylemişlerdir. Bölgesel jeodinamiğin bölgenin çarpışma öncesi ekstansiyonel tektoniğini ifade ettiğini belirtmişlerdir. Özellikle, Güney Zon intrüzyonları için, yitimin durması ve bunu takip eden kabuk incelmelerinden sonra, kabuk kirlenmesinin ve yerleşim seviyesinin magmatik gelişim için önemli olduğunu vurgulamışlardır.

Arslan vd. (2007); Gümüşhane-Bayburt ve Alucra-Şiran yöresi volkanitlerinin, bazaltik ve andezitik kayalar ve bunlara eşlik eden sığ havzada oluşan sedimanter birimlerle temsil edildiklerini söylemişlerdir. Bazaltik kayaların plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend fenokristalleri ve magnetit mikrokristalleri içerirken, andezitik kayaların plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend, biyotit fenokristalleri ve titanomagnetit ile apatit mikrokristalleri içerdiklerini vurgulamışlardır. Kayaların, toleyitik-alkalen geçişliden kalk-alkalen karaktere kadar değişen bileşimli ve düşük potasyum içeriğine sahip olduklarını ifade etmişlerdir. Özellikle BİLE ve daha az oranda HNTE bakımından zenginleşme ve YÇAE bakımından tüketilmenin, volkanitlerin yitim ve astenosferik ergiyiklerin karıştığı zenginleşmiş bir köken magmadan türeyebileceklerini ifade ettiğini vurgulamışlardır. Kondrite normalize edilmiş NTE dağılımlarının, düşük-orta derecede zenginleşmeyle [(LaN/Lu)N=2-12] birbirlerine benzer olup, köken olarak Gümüşhane ve Alucra yöresi volkanitlerinin benzer kaynaklardan itibaren oluştuğunu düşündürdüğünü ifade etmişlerdir. İncelenen volkanitlerin 40Ar-39Ar yaşlandırmasının 37.7±0.2 ile 44.5±0.2 arasında, değiştiğini söylemişlerdir. Pb ve Sr izotop bileşimlerinin, kayaların manto-kabuk sınırında bir bölgeden türediğine işaret etmekle birlikte özellikle (87Sr/86Sr)_i < 0.705 olan örneklerin tipik olarak manto karakterini yansıttıkları belirtmişlerdir. Gümüşhane ve Alucra yörelerindeki D-B doğrultulu Eosen volkano-sedimanter havzalarının, Karadeniz'in açılışının hızlanmasına yol açan gerilme rejimine bağlı olarak meydana gelen transtansiyonel (gerilme sırasında aynı zamanda doğrultu atımlı faylanmanın da etkin olması nedeniyle oluşan havza tipi) havza olduklarını ifade etmişlerdir.

Karslı vd. (2007); Eosen yaşlı Dölek ve Sarıçiçek (Gümüşhane) plütonlarının jeokimyası ve Sr-Nd-Pb izotopik bileşimleri; çarpışma sonrası ekstansiyonel ortamdaki yüksek-K'lı kalkalkalen granitoidlerin oluşumundaki magma etkileşimi adlı çalışmalarında, bu plütonların hesaplanan hornblend jeobarometresine göre sığ derinliklerde (~5-9km) yerleştiğini söylemişlerdir. Petrografik olarak mafik mikrogranüler anklav (MME) içeren anakayacın diyoritten granite kadar değişen kayaç türlerinden oluştuğunu vurgulamışlardır. Kayaların kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılımlarının düzgün bir şekil sunduğunu ve az da olsa negatif Eu anomalisi gösterdiğini belirtmişlerdir. Ana kayaç için ilksel Nd-Sr izotopik bileşimlerin

$\epsilon_{Nd}(43Ma)=-0.6-0.8$, $ISr=0.70482-0.70548$ olduğunu söylemişlerdir. Pb izotopik oranlarının ise $(206Pb/204Pb)=18.60-18.65$, $(207Pb/204Pb)=15.61-15.66$ ve $(208Pb/204Pb)=38.69-38.85$ olduğunu ifade etmişlerdir. Ana kayaç ile karşılaştırıldığında, MME'lerin izotopik bileşimlerinde göreceli bir homojenlik olduğunu ve Nd-Sr izotopik bileşimlerin $\epsilon_{Nd}(43Ma)=-0.1-0.8$, $ISr=0.70485-0.70517$, Pb izotopik oranlarının ise $(206Pb/204Pb)=18.58-18.64$, $(207Pb/204Pb)=15.60-15.66$ ve $(208Pb/204Pb)=38.64-38.77$ arasında değiştiğini belirtmişlerdir. MME'ler ile içerisinde bulunduğu kayaçlar arasındaki jeokimyasal ve izotopik benzerliklerin, anklavların büyük olasılıkla alt kabuk ve mantodan türemiş magmalar arasındaki etkileşimle oluşmuş karışık bir kökene işaret ettiğini söylemişlerdir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntemler

İnceleme alanında görülen litolojik birimler, Doğu Pontid volkanik kuşağında bulunan stratigrafik olarak eşlenikleri ile deneştirilmiş ve böylece kayaçların oluşum ve kökenleri hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Yapılan çalışmaları arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları olmak üzere üç ana başlık altında toplamak mümkündür.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

2008 yılında ön arazi tanımları ile başlayan ve yaz dönemleri içerisinde devam ettirilen arazi incelemeleri, 2009 yılında da devam ettirilerek tamamlanmıştır.

2.1.1.1. Jeolojik Harita Alımı

Arazi çalışmalarının ilk aşaması Hasandağ bölgesi içerisinde bulunduğu yaklaşık 12 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Bu alanda bölgede yaygın olarak bulunan litostratigrafik birimler, birbirleri ile olan dokanak ve alt üst sınır ilişkileri, yapısal unsurların tanımlanması hedeflenmiştir. Bu amaçla inceleme alanında gözlemler yapılmış, bu gözlemler haritaya işlenerek 1/10.000 ölçekli jeolojik harita hazırlanmıştır. Daha sonra bu bölge içerisinde bulunduğu sahanın detay jeolojik haritası yapılmıştır. Cevher yerleşimi esnasında cevherleşme yan kayaç ilişkisi, tektonik özellikleri ile örnek alım profilleri seçilmiş, sahayı karakterize edecek şekilde değişik yerlerden kayaç örnekleri alınmıştır. Bunların 30 tanesi feratomagmatik breş (silisleşmiş andezit) örneği, 20 tanesi andezit örneği, 7 tanesi volkanitlerin bozuşma ürünü olan arjilik kısımlardan alınan örnekler, 6 tanesi ise granodiyorit-siyenogranit sokulumlarını içeren kısımlardan oluşan örneklerdir (Şekil 3.1).

2.1.1.2. Petrografi ve Kimyasal Analiz Amaçlı Örnek Alımı

Yapılan haritalama çalışmalarında birimleri temsil edecek petrografik ve jeokimyasal amaçlı örnekler alınmıştır. Arazi gözlemleri ile petrografik, mineralojik ve jeokimyasal veriler ışığında yüzeysel ayrışma ve hidrotermal alterasyondan etkilenmemiş olmasına önem gösterilmiştir. Hidrotermal alterasyonun mineralojik ve kimyasal özelliklerini ortaya koymak için kullanılacak örnekler ise alterasyon zonunu temsil edecek kayaç ve kil örneklerinden derlenmiştir. Örnek alımı esnasında örneklerin makroskopik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması ve İncelenmesi

Mineralojik ve petrografik tayinlerin yapılabilmesi için ince kesitler hazırlanmıştır. İnce kesiti hazırlanacak kayaç örneğinden 0.5x2x4 cm boyutlarında plakalar kesilmiştir. Elde edilen bu plakaların pürüzlülüğü giderilmiş ve 0.1x2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğünde cam üzerine yapıştırılmış levha aşındırıcı tozlar kullanılarak yaklaşık 0.03 mm kalınlığa kadar inceltilmiştir. Örneklerin üzeri cam lamelle kapatılmamıştır.

İnceleme sahasının içerisinde cevherden ve yan kayaçlardan alınan örneklerden cevher parajenezini görmek amacı ile parlak kesitler hazırlanmıştır. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğünde örnekler amaca uygun olarak belirlenen boyutlarda kesilmiş ve çeşitli tozlar kullanılarak aşındırılmış ve 0.1 mikron alüminyum oksit tozu ile uygun yüzeyleri parlatılmıştır.

Hazırlanan ince kesitler Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde polarizan mikroskopta (Nikon-LV 100 Pol) incelenmiş, dokusal, mineralojik ve alterasyon mineralojisi açısından tanımlamalar yapılmıştır. Cevher ve yan kayaçlardan alınan örneklerden hazırlanan parlak kesitler üstten aydınlatmalı cevher mikroskopisi ile Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,

Araştırma Mikroskopisi Laboratuvarı'nda incelenmiş, mineral parajenezi ve dizilimi belirlenmiştir.

2.1.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için sistematik olarak alınan örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda örnekler analize hazırlanmıştır. Kimyasal analizlerde kullanılmak üzere seçilmiş kayaç örneklerinden 10-20 gr hazırlanan kayaç örnekleri öğütülerek ACME Analitik Laboratuvarı (Kanada)'na gönderilmiştir.

2.1.2.3. X-Işınları Difraksiyonu (XRD)

Arazide bulunan kayaçların mineralojisi ile alterasyon topluluklarının saptanması amacıyla, alınan örneklerin XRD analizleri Anadolu Üniversitesi Seramik Mühendisliği laboratuvarlarında Rigaku marka cihaz ile gerçekleştirilmiştir. Yaklaşık $< 2 \mu\text{m}$ ' ye kadar öğütülen örnekler cam lameller üzerine yerleştirilerek XRD cihazında, 40 Kv/30 mA' da 2θ kırınım açıları $5-70^\circ$ arasındaki pikleri elde edilmiştir. Örneklerin yarı nicel yüzdeleri ise dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır (Gündoğdu, 1982).

2.1.3. Analitik Yöntemler

2.1.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri

Çalışma sahasından derlenen 20 kayaç örneğinde ana, iz ve nadir toprak element analizi gerçekleştirilmiştir.

Analizler ve örnekleri analize hazırlama (asitle çözme ve filtreleme) işlemleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) analitik laboratuvarında yaptırılmıştır. Örneklerin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma)-Atomik

Emisyon Spektrometre (ICP-AES) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen işlemle buhar halinde atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyon ölçümü yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 gr örnek 1.5 LiBO₂'de eritilmiş ve %5'lik 100 ml HNO₃ içinde çözündürülmüştür. Cihaza standartlar okutulduktan sonra örnekler analiz edilmiştir.

İz ve nadir toprak element (NTE) analizleri ise İndüktif Eşleşmiş Plazma, Kütle Spektrometre (ICP-MS) yöntemiyle 0.25 gr toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin esasında analiz edilecek numuneler atomlaştırılır ve iyonlaştırılır ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile veri elde edilir (Jenner vd., 1990). Örnekler, karbon içeriklerinin uçurulması için 200°C'de 100 ml HClO₄-HNO₃-HCl-HF çözeltisinde gaz çıkışı sonlanıncaya kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 ml kral suyu (HNO₃+HCl) ile sulandırılarak seyreltikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir. Ana oksitlere ait saptama limitleri; SiO₂, Al₂O₃, K₂O, CaO, MgO, Na₂O, MnO, Ti₂O, C ve S için %0.01; Fe₂O₃ için %0.04; P₂O₅ için %0.001; Cr₂O₃ için %0.002 ve ateşte kayıp için %0.1'dir. İz ve nadir toprak elementlerde saptama limiti, Ag, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Tl için 0.1 ppm; As ve Zn için 1 ppm; Au için 0.5 ppb; Se ve W için ise 0.5 ppm'dir. Ba için 1 ppm; Co için 0.2 ppm; Ga ve Sr için 0.5 ppm; Tb, Tm, Cs, Ta, U, Hf, Nb, Rb, Zr, La, Ce, Y ve Lu için 0.01 ppm; Th için 0.2 ppm; W için 0.5; Be, Sn ve Sc için 1 ppm; Pr, Eu ve Ho için 0.02 ppm; Sm, Gd, Dv ve Yb için 0.05 ppm; Er için 0.03 ppm; V için 8 ppm ve Nd için 0.3 ppm'dir.

2.1.3.2. XRD Analizleri

Tüm kayaç ve kil fraksiyonu XRD analizi toplam 19 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Toz halindeki (<170 mesh) kayaç ve kil örneklerinden yaklaşık 1gr kadar alınarak, XRD aletinin örnek kalıbına konulmuş ve örnek bastırılarak sabitlenmiştir. Bu şekilde hazırlanan örnekler 3-60°(2θ) aralığında ölçülmüştür. XRD analizleri Anadolu Üniversitesi Seramik Mühendisliği laboratuvarlarında Rigaku marka cihaz ile

gerçekleştirilmiştir. XRD incelemelerinde kullanılan aletsel koşullar Anot: Cu ($\text{CuK}_\alpha = 1.541871 \text{ \AA}$), Filtre: Ni, Gerilim: 35 Kv, Akım: 15 mA, Ganyometre Hızı: $2^\circ/\text{dak.}$, Kağıt Hızı: 2 cm/dak., Duyarlılık: $4 \cdot 10^2$, Zaman sabiti: 1 sn, Yarıklar: $1^\circ-0.1-1^\circ$.

2.1.4. Büro Çalışması

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen veriler, büro çalışmalarıyla değerlendirilmiştir.

Arazide topoğrafik harita üzerine hazırlanan jeolojik haritalar düzenlenmiş ve stratigrafik kesitler hazırlanmıştır. Tüm harita ve kesitler bilgisayara aktararak çizim programları kullanılarak çizilmiştir.

Petrografik, mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları da yine çeşitli paket programlar yardımı ile değerlendirilmiş, grafik ve tablolar hazırlanmıştır.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucu elde edilen veriler birleştirilerek yorumlanmış ve tez yazımında "Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları"na uyulmuştur.

BÖLÜM 2

BULGULAR VE TARTIŞMA

3.1. İnceleme Alanının Stratigrafisi

Çalışma alanı Hasandağ (Giresun) bölgesi olup, Doğu Pontidlerde yer alır (Şekil 1.2 ve 3.1). Çalışma alanında en yaşlı kayalar Eosen yaşlı andezitler, andezitik tüfler, silisleşmiş andezitler (feratomagmatik breş), granodiyorit ve siyenogranitlerden oluşmaktadır.

Andezitler yer yer silisleşmiş, killeşmiş, az bozunmaya uğramış veya tazedir. Bu birimler, mineralojik ve petrografik bileşimleri açısından ayırtlanmıştır. Fakat erken volkanik aktiviteler sırasında, magma tarafından gelen silis içeren sular yüzeye kadar çıkarak bu kayaları silisleştirmişlerdir. Daha sonraki ilerleyen volkanik safhalarda, Hasandağ bölgesi tektonik etkiler sonucu yükselmiş, bu yükselme sonucunda hematit matriksli feratomagmatik breşler (phreatomagmatic breccia) meydana gelmiştir. Bu nedenle bu tez sırasında bu kayalara feratomagmatik breş denilecektir. Aşağıdaki bölümde daha ayrıntılı olarak bu kısma değinilmiştir.

Andezitin el örneğine bakıldığında, genelde porfiritik doku gözlenmektedir. Ancak, feratomagmatik breş bozunmadan dolayı heterojen yapılar gösterdiklerinden farklı mikroskobik ve makroskobik dokular sergilemektedir. Yeşil renkli Eosen andezitleri, geniş ölçüde hidrotermal etkiler sonucu bozuşmuştur.

Feratomagmatik breş, porfiritik bir dokuya sahip andezitik volkanitler ile çevrelenmiştir. Bu volkanitlerin yaşı önceki çalışmalara göre Eosen olarak belirtilmiştir. Feratomagmatik breş çalışma alanının orta kesiminde yer almaktadır. Bu birimlerin daha kuzeyinde ise Hasandağ ve civarında görülen granodiyorit ve siyenogranit sokulumları bulunmaktadır. Bunların yaşı Eosen olarak tahmin edilmektedir (Güner vd., 1986).

Çalışma alanında, daha çok silisleşme ve killeşme tipi bozunmalar hakimdir. Ayrıca, kayaçların kırık ve çatlaklarında demiroksitleşme ve nadir de olsa karbonatlaşma gözlenmektedir.

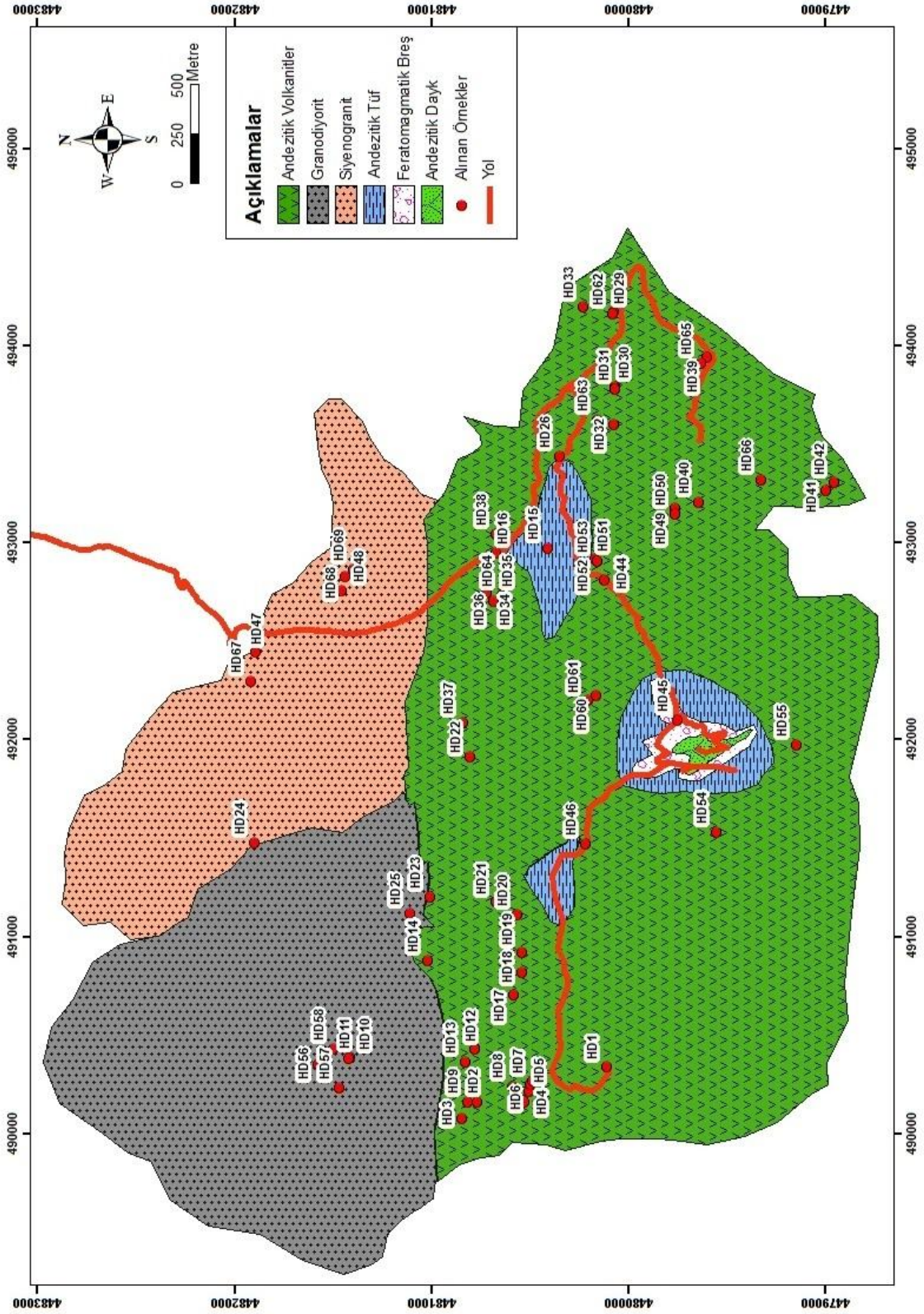
Granodiyorit-Siyenogranitler ise; andezitlerin dokanağında yer almaktadır. Granodiyoritler arazide grimsi, yeşilimsi ve siyah renklerde görülmektedir. Siyenogranitler ise daha çok gri ve pembemsi renkli görülmektedir.

3.2. Jeolojik Birimler

Bu bölümde litoloji birimleri tanımlanmış ve birimlerin oluşum koşullarına bağlı olarak inceleme alanındaki kayaç gurupları beş ana başlık altında ele alınmıştır. İnceleme alanında yüzeyleyen kayaçların yaşlarına göre stratigrafik dizilimi ve litolojisi şu şekildedir.

5. Andezit (Eosen)
4. Sokulum Kayaçları (Granodiyorit-Siyenogranit) (Eosen)
3. Andezitik Tüf (Eosen)
2. Feratomagmatik breş (Silisleşmiş Andezit) (Eosen)
1. Andezitik Dayk (Eosen)

Tabanda uyumlu olarak yeşil, yeşilimsi siyah, yeşilimsi kahverengi renkli Eosen yaşlı andezitler gelmektedir. Bu birim yerel olarak hidrotermal alterasyondan etkilenmiş ve kayaçlar genellikle silisleşmiş ve killeşmişlerdir. Bu birim uyumlu olarak yine Eosen yaşlı andezitik tüfleri üzerlemekte olup bej, grimsi bej, kremi beyaz, açık sarı renklerde dirler. Eosen yaşlı feratomagmatik breş (phreatomagmatic breccia) andezitlerin silisleşmesi sonucu oluşmuştur. Bu birimler ise andezitik bir dayk tarafından kesilmiştir.



Şekil 3.1. Çalışma alanının jeoloji haritası.

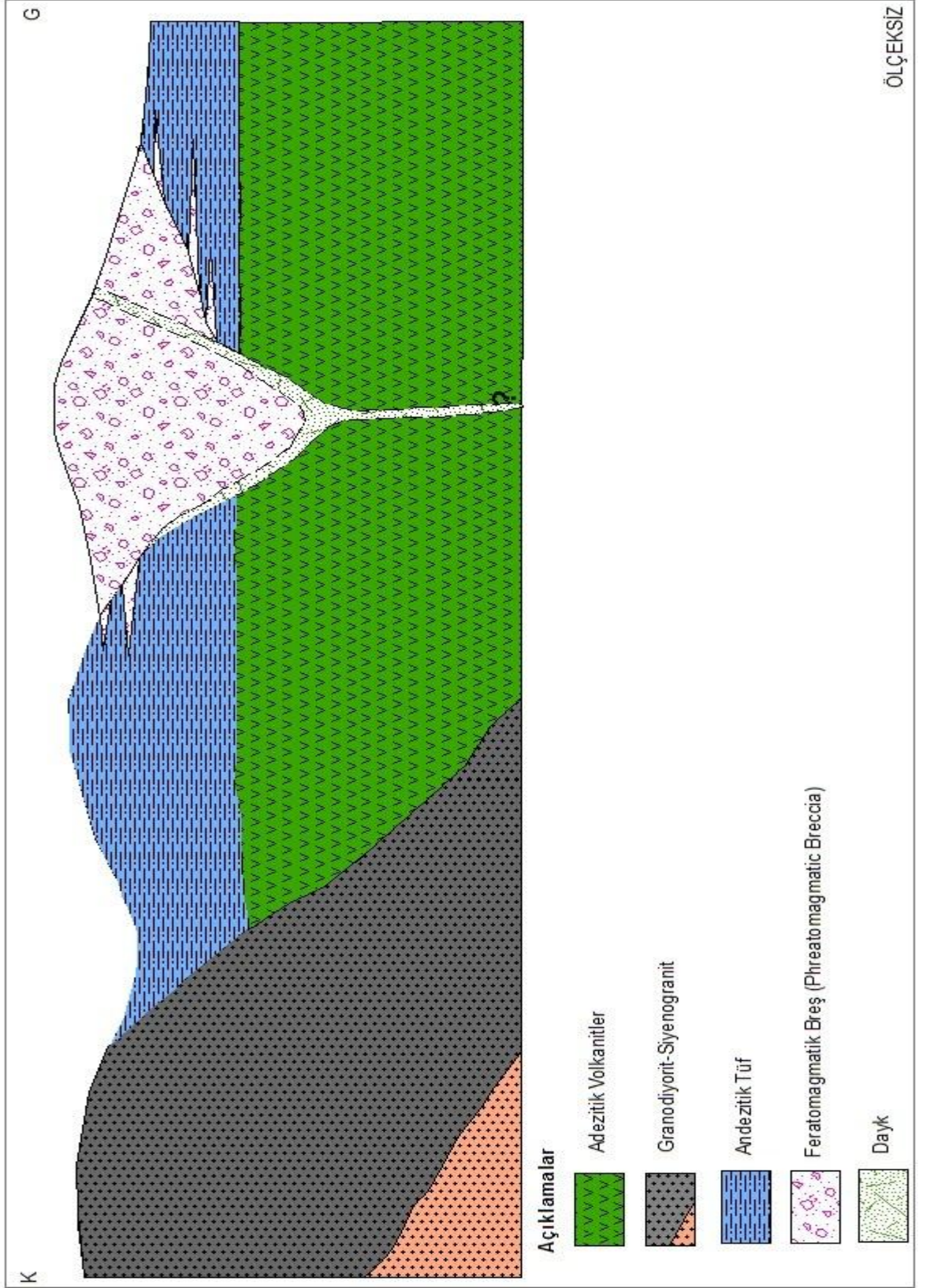
Eosen volkanitlerini, keskin dokanak ilişkisine sahip granodiyorit-siyenogranit sokulumu kesmiştir (Şekil 3.2 ve 3.3).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	TERSİYER	EOSEN		<p>Feratomagmatik Breş Masif bazen breşli yada kristalli ve değişik kalınlıklarda bulunabilmektedir. Hematit matriksli ve iyi derecelenmiş şekildedir.</p>
				<p>Andezitik Tüf Silisleşmiş litik tüf şeklinde bej, grimsi bej, kremi beyaz, açık sarı renklindedir. Zayıf-Orta tabakalanma gösterir. Oksitleşme zayıftır.</p>
				<p>Andezitik Dayk</p>
				<p>Andezit İnce-Orta taneli olup yeşil, yeşilimsi siyah, yeşilimsi kahverengi renklindedir. Birim yer yer silisleşmiş, kloritleşmiş, karbonatlaşmış ve serizitleşmiştir. Plajiyoklaz, amfibol, epidot ve demir boyamalarına rastlanılmıştır.</p>
			<p>Granodiyorit - Siyenogranit Taneli dokuya sahiptir. Plajiyoklaz, ortoklas kuvars, hornblend, biyotit ve ojitten oluşmaktadır. Kayaçta tali bileşen olarak epidot ve opak minerallerde bulunmaktadır.</p>	
				ÖLÇEKSİZ

Şekil 3.2. İnceleme alanının geliştirilmiş dikme kesiti.

3.2.1. Andezit

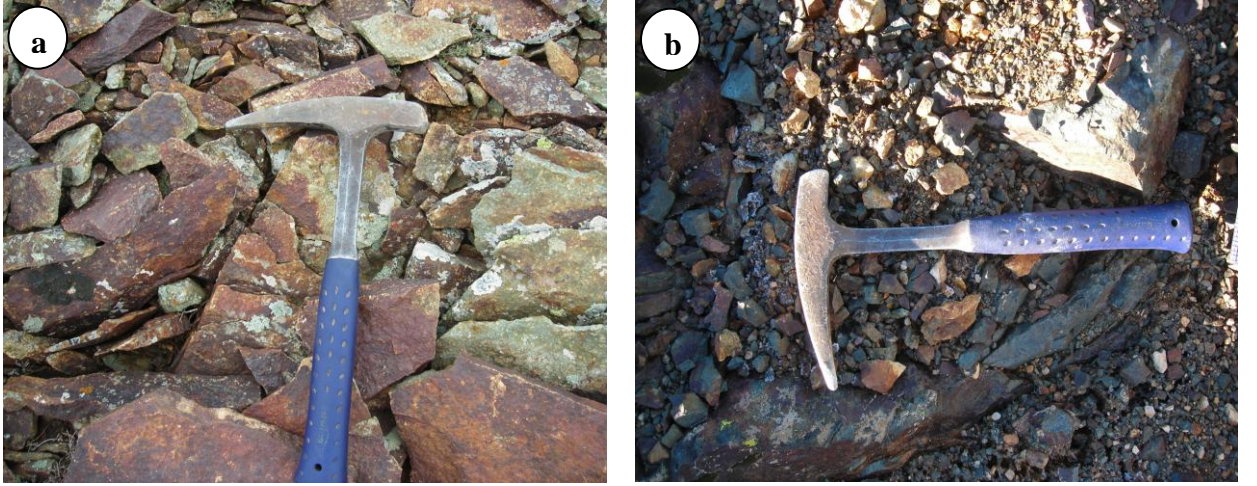
Andezitler kısmen bozmuş kısmen de taze olarak gözlenmektedir. Andezitik kayaçlar genellikle yeşil, yeşilimsi siyah, yeşilimsi kahverengi renklindedir. Altere olmuş olan andezitik kayaçlar arazi gözlemlerinde hidrotermal alterasyondan çok az



Şekil 3.3. Hasandağ bölgesinin genelleştirilmiş enine kesiti.

veya hiç etkilenmemiş görülen taze volkanitlerden açık gri, grimsi sarı ve yeşilimsi rengi ile ve yer yer killeşme, kloritleşme ve az miktarda hematitleşme göstermesiyle birbirlerinden ayrılırlar (Şekil 3.4). El örneğinde porfiritik-afanitik dokulu olup; bazı örneklerde orta-iri taneli feldispatlar görülmektedir. Killeşme, kloritleşme ve ender de olsa az miktarda karbonatlaşma andezitte görülen başlıca bozunma türlerindedir. Plajiyoklaslarda killeşme, amfibollerde ise kloritleşme gözlenmektedir.

Çalışma alanının geniş yayımlı birimini oluşturan andezitler, bölgedeki Eosen andezitlerine karşılık gelmektedir. Bu kayaçlar Eosen volkano-tortul kayaçlarını örttüğlerinden bu kayaçların yaşları Eosen olarak kabul edilmiştir (Güner vd., 1986).



Şekil 3.4. Çalışma alanındaki andezitik volkanitler. a), b) Sarıyar Tepe civarı.

Andezitler, inceleme sahasında, özellikle doğu ve güney kısımlarında yer almaktadır (Şekil 3.5). Ayrıca Demirözü (Eşküne) köyü yöresinde de mostra verirler. Ayrıca yer yer bu kayaçlara blok şeklinde de rastlanabilmektedir. Çeşitli boyutlarda olan bu blokların çapları yaklaşık 1-2 m dolayındadır.

Andezit, arjilleşmiş andezitten farklı renk ve dokusal özelliğe sahip olmasından dolayı kolaylıkla ayırt edilmektedir. Bazı andezitik kayaçlarda ayrıca az da olsa pirit oluşumları görülmektedir (Ör: Aksu deresi).

Birimin mostra verdiği dağ ve tepeler genelde yumuşak ve döz bir morfoloji sergiler (şekil 3.5 ve 3.6).



şekil 3.5. Çalışma alanı gőneydođu kısmında andezitik volkanitlerin gőrőnőmő. Resim Karaçakıl Tepenin GB tarafından çekilmiştir.



şekil 3.6. Çalışma alanındaki andezitik volkanitler resim Acemboli Tepeden ekilmiştir.

3.2.2. Sokulum Kayaçları

İnceleme sahasında Alucra kuzeydoğusunda; Hasandağ, Karagüney Sırtı ve Acemboli Tepe'de ve civarında mostra verirler. Mesozoyik sonunda (Eosen'de) oluştuğu düşünülen bu sokulum kayaçları değişik renkler göstermektedirler.

Bu sokulum kayaçlarının sahada Eosen volkaniklerini kestiği gözlenmiştir. Bunun sonucunda kristalize kireçtaşı arakatlı Üst Kretase volkanik üyesi içinde önemsizde olsa yer yer skarn türü cevherleşme izlenebilmektedir (Alucra ilçesi, Taşdibi Yayla ve Han Dere yöresi). Ancak bu granodiyoritlerle Eosen volkaniklerinin dokanağında çok az silisleşme, killeşme ve piritleşmeden başka herhangi bir kontak etkisi izlenmemiştir. Bu nedenle bu genç sokulumların yaşı Eosen olarak düşünülmektedir (Güner vd., 1986). Fakat bu skarn cevherleşmesi çalışma alanına girmemektedir.

Güven (1993) tarafından Kaçkar granitoyidi II olarak isimlendirilen bu sokulumlar, çalışma alanı dışında Eosen yaşlı Kabaköy formasyonu içinde görülür (Arslan ve Aslan, 2006). Üst Kretase sokulumlarına oranla daha az ayrışmaya uğramıştır. Genellikle gri, yeşilimsi gri yer yer pembemsi renkte, çok kırıklı, çatlaklı olan granitoyidler taneli dokuludur. Üst Kretase boyunca gelişimini sürdüren ve yerleşimlerini büyük ölçüde Paleosen sonunda tamamlayan granitoyidler ile Eosen yaşlı Kabaköy formasyonu arasında bir aşınma düzlemi bulunur. Eosen döneminde yenilenen granitoyid sokulumları ise Kabaköy formasyonunda kontakt etkiler yapmıştır (Güven, 1993).

Yapılan mikroskobik incelemelerde çalışma alanına giren sokulum kayaçları Kaçkar granodiyoriti II'ye benzerlik sunmaktadır.

Çalışma alanındaki sokulum kayaçları; Granodiyorit ve Siyenogranit olmak üzere iki şekilde görülmektedir.

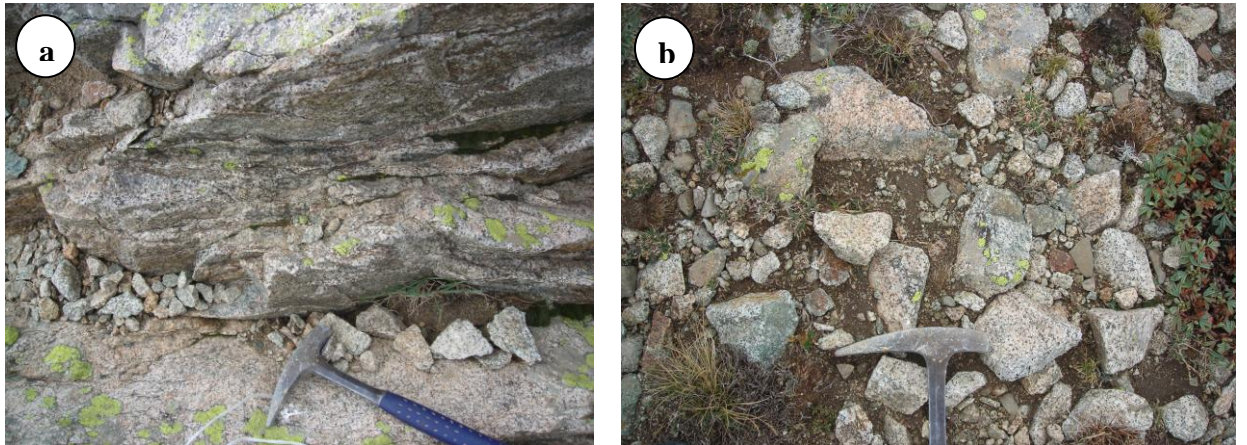
3.2.2.1. Granodiyorit

Granodiyoritik kayaçlar, arazide genelde grimsi, yeşilimsi ve siyah renklere görülmektedir. Bu kayaçlar orta-iri taneli ve bileşenleri çok iyi ayırt edilebilen bir özelliğe sahiptir. Yer yer arenalaşma gösteren yüzeylerde ise kuvars minerali korunmuş olarak gözlenmektedir. Arazide keskin bir dokanak sunmakta olup, ayrıca sert ve çıkıntılı görünümü ile de göze kolayca çarpmaktadır (Şekil 3.7 ve 3.8).

Hasandağ civarında görülen bu birim açık gri renkli olup kuvars içeriği de oldukça yüksektir. El örneğinde orta-iri taneli dokulu olup, bol miktarda biyotit minerali içermektedir. Mikroskop altında taneli doku göstermekte ve plajiyoklas, kuvars, amfibol (hornblend), biyotit, ojit ve tali olarak opak mineraller içermektedir. Koyu renkli minerallerden biyotit ve amfibollerin fazlalığı ile dikkati çekmektedir.

Granodiyoritlerin dokanıklarda yoğun epidotlaşma ve silisleşme görülmüştür. Bunların ince kesitlerini incelediğimizde, volkanitlerle olan dokanıklarda metavolkanitler ve epidotlu boynuztaşları gelişmiştir.

Granodiyoritler, arazideki konumu, mostra ve el örneği düzeyindeki dokusal özellikleri ile mineralojik bileşimlerine göre siyenogranitlerden ayrılmışlardır.



Şekil 3.7. Hasandağdaki granodiyoritler.



Şekil 3.8. Hasandağdaki granodiyoritik kayaçlar.

3.2.2.2. Siyenogranit

Bu birim genellikle oldukça sert yapıdadır. Gri ve pembemsi renkli olan bu kayaçların tane boyutları orta büyüklüktedir. El örneğinde orta-iri taneli dokulu olup, biyotit minerali içermektedir (Şekil 3.9 ve 3.10).



Şekil 3.9. Çalışma alanındaki Acemboli Tepedeki siyenogranitler.



Şekil 3.10. Acemboli Tepe civarındaki siyenogranitler.

Mikroskop altında taneli doku göstermekte ve bol ortoklas, kuvars, plajiyoklas, amfibol, epidot, kalsit, klorit ve opak mineraller içermektedir. Acemboli Tepe ve civarında yaygın olarak görülmektedir.

Birim andezit ve piroklastitlerini keserek kısmen kontak metamorfizmaya uğramalarına neden olmuştur. Bu nedenle birimin yaşının Eosen olduğu düşünülmektedir.

3.2.3. Andezitik Tüf

Bölgede en yaygın olarak izlenen kayaç türleri andezitik volkanitler ve piroklastitlerdir. Piroklastik ürünler tüfler ile karakteristiktir. Tüfler inceleme alanında genellikle volkaniklerin üst seviyelerinde yer alırlar. Bu kayaçların yaşının Eosen veya daha genç olduğu düşünülmektedir (Güner vd., 1986).

Tüfler özellikle Karaçakıl Tepe civarında yaygın olarak gözlenirler. Bunun yanı sıra Sarıyar Tepe'de ve Kuzgun Tepe'de de görülmektedir. Genelde zayıf-orta

tabakalanma gösterirler. Tüfler andezitik dayk tarafından kesilmiş ve andezitler tarafından üstlenilmiştir.

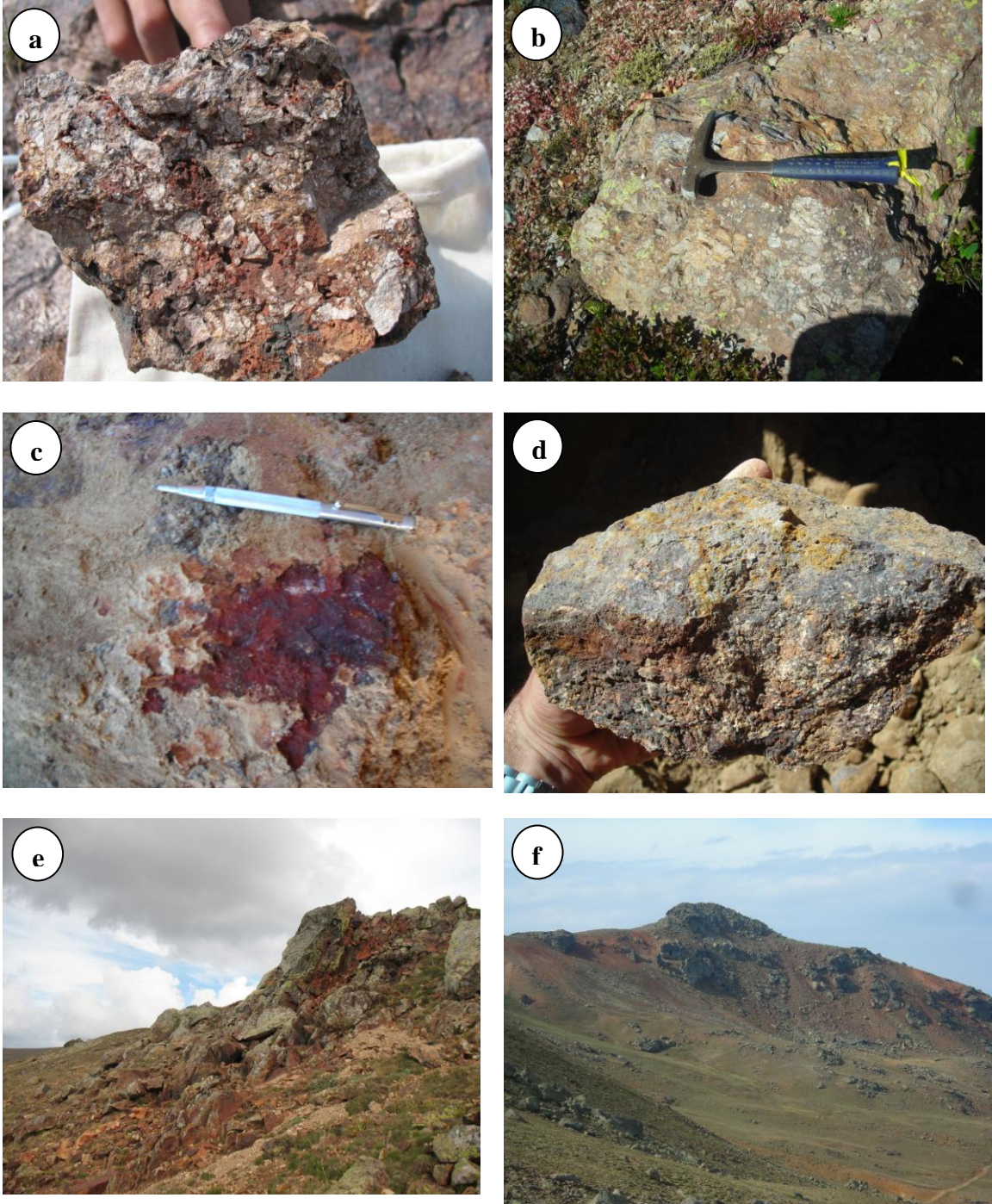
Genellikle hidrotermal alterasyondan etkilenmişlerdir. Birimin taze kırık yüzeyi bej, grimsi bej, kremi beyaz ve açık sarı renklindedir. Silisleşmiş kesimlerde ise kayacın rengi genellikle beyazımsı olup sertliği yüksektir. Bunlarda demiroksitleşme oldukça zayıftır. Feratomagmatik breşlerle yan al geçişli olarak bulunurlar.

3.2.4. Feratomagmatik Breş (Silisleşmiş Andezit)

Volkanik patlama sonucu meydana gelen ve çevreye örtü şeklinde yayılan piroklastik ürünler oluşur. Bunların oluşum mekanizmaları genelde feratik ve/veya feratomagmatik patlamalar şeklindedir (Lorenz, 1986, Fisher ve Schminckle, 1984). Feratik patlamalarda, patlama sonucu meydana gelen volkanik ürünler kendisini çevreleyen kayaç parçalarını içerir. Magma karışımı yoktur, yayılımı daha az alanlarda bulunmaktadır. Patlamaya gaz basıncı sebep olmaktadır. Gaz basıncı, yeraltı suyunun sıcak magma sokulumu ile teması, aşırı ısınması ve enerji transferi sonucu oluşur. Feratomagmatik (“phreato” suyun buhara dönüşmesi demektir) patlamalar ve magma patlamaları şiddetli patlamalar olup, magmanın yeraltı suyu rezarvuarı ile reaksiyonu sonucu meydana gelir. Derinlerde basıncını yitirerek yükselen magma, patlama sonucunda magmaya ait orjinal (juvenil) magma malzemesini ve magmatik ürünleri yüzeye çıkararak, daha geniş alanlara yayılır (Corbett vd., 1997). Volkanitler yükselen magmanın yeraltı suyuyla temas etmesi sonucunda oluşan feratomagmatik püskürmelerin ürünleridirler (Lorenz, 1986).

Yapılan sondajlarda feratomagmatik breşlerde, magma kökenli orjinal (juvenil) magma malzemesi ve/veya magmatik ürün dokuları gözlemediğinden bu şekilde adlandırılmıştır.

Bu birim çalışma sahasında, silis içeriği yüksek olan, çok az kil içeren ve volkanik kayaç dokusunun kesinlikle görülmediği bir zondur. Genellikle gri, sarımsı gri ve kahverengimsi kırmızı renklere bulunmaktadır (Şekil 3.11).



Şekil 3.11. Çalışma alındaki feratomagmatik breşler. a) hematit matriksli kırıklı-breşik feratomagmatik breş, b) feratomagmatik breş, c) yüksek demiroksitli (hematitli) feratomagmatik breş d) hematit matriksli ve hafif kil içeren feratomagmatik breş, e) masif yer yer kırıklı feratomagmatik breş, f) Karacakıl Tepenin uzaktan görünüşü, KB yönü.

Kahverengimsi kırmızı ve sarımsı renkler, demiroksitleşmeden kaynaklanmaktadır. Bu üye yer yer kompakt (massive silica), yer yer kırıklı-breşik (crackle breccia) yer yer ise düzenli-düzensiz boşluklu (open space) bir yapıya sahiptir. Bunu yanı sıra bazı zamanlarda yamalı (patcy) dokularda görülmektedir. Bu kayaçlar yoğun hidrotermal alterasyonlar gösterirler. Bu ayrışmalar genel olarak; killeşme, hematitleşme ve limonitleşmeden ibarettir. Eosen yaşlı olan bu birimler, andezitlerin kenar zonunda yer almaktadırlar. Bazı yerlerde demiroksitleşme oldukça yüksektir. Bu feratomagmatik breşler; Karaçakıl Tepe, Kuzgun Tepe, Sarıyar Tepe yörelerinde de görülürler.

Silis içeren zengin hidrotermal akışkanlar andezitin içine girerek kırık ve çatlaklar boyunca kayacı silisleştirilmişlerdir. Bu silisleşmiş birimlerin yer yer altın içerdiği görülür.

3.2.5. Andezitik Dayk

Andezitik dayk bölgede, andezit, andezitik tüfler ve feratomagmatik breşler arasında görülmektedir. Feratomagmatik breşleri kestiği yapılan sondajlardan anlaşılmıştır.

Son olarak bölgedeki kayaçlardan andezit ve andezitik tüfün, yapılan arazi gözlemleri sonucunda muhtemel ana çıkış merkezinin (bir dom yapısının) varlığına işaret etmektedir. Daha sonraki aşamalarda feratomagmatikler bunları keser biçimde magmatik bir aktiviteyle bölgede yer almıştır.

4. PETROGRAFİK VE MİNERALojİK İNCELEMELER

İnceleme alanında volkanik kayalar ile bunların alterasyon-mineralizasyon oluşumları yüzeylemiştir. Bu kayaların mineralojik, petrografik ve kimyasal özellikleri çeşitli yöntemlerle detaylı olarak incelenmiştir.

Petrografik incelemeler ile ince kesitte kayanın mineralojik ve dokusal özelliklerin tanımlanması yapılmıştır. Opak mineral içeriğinin yüksek olduğu belirlenen numunelerde, opak minerallerin tür tayini yapılmıştır. İnceleme alanında bulunan kayaların petrografik özellikleri incelendiğinde kayaların değişken oranlarda hidrotermal alterasyondan etkilendikleri görülmektedir.

4.1. İnce Kesit İncelemeleri

Petrografik incelemelerde andezitlerin ve derinlik kayalarının (granodiyorit ve siyenogranit) dokusal özellikleri tanımlanmıştır. Alterasyonun çok ileri düzeyde olduğu andezitlerde ancak bazı mineraller tanımlanabilmiş, dokusal özellikler kısmen çıkarılmış ve alterasyon mineralleri tanımlanarak alterasyon türleri yorumlanmıştır.

Arazi gözlemlerine ilaveten, ince kesit incelemeleri ile arjilik bozuşma zonu içerisinde iç içe geçmiş seviyeler halinde silisik, alunitik ve oksidik alt zonlar da belirlenmiştir. Bu kesimlerde alunitle beraber, değişen oranlarda kuvars, kaolinit, hematit ve kil mineralleride eşlik etmektedir.

Bütünüyle bozuşmaya uğramış volkanik kayalarda ilksel porfirik doku tamamen kaybolmamış olup, kalıntı halinde izlenebilmektedir. Bazı minerallerin kenarları ise bütünüyle ince taneli kil minerallerine dönüşmüştür.

İnce kesit incelemeleri yaygın olarak andezit, granodiyorit ve siyenogranit üzerinde yapılmıştır. Bu yöntem ile kayaların dokuları ile onları oluşturan mineraller

tanımlanmış ve böylece kayaçların adlandırılmaları mümkün olmuştur. Ayrıca minerallerdeki olası değişimler incelenerek kökenleri ortaya koyulmuştur.

4.1.1. Andezit

Volkanik kayaçlardan andezit, genellikle mikrolitik porfirik bir dokuya sahiptir. Genel olarak içerisindeki minerallere baktığımızda hamur, plajiyoklas mikrolitlerinden ve hornblendden oluşmaktadır. Açık renkli bileşenlerden plajiyoklas ve kuvars, koyu renkli minerallerden hornblend kayacın bileşimine katılan ve diğer minerallerle birlikte yer yer porfiritik dokuyu oluşturan fenokristallerdir. Kayaçta tali bileşen olarak klorit, serizit, kalsit ve opak minerallerde bulunmaktadır. Ayrıca bazı bölgelerde demir boyamalarına da rastlanılmıştır.

Andezitler genelde hidrotermal alterasyona uğramışlardır. Granodiyorit ve siyenogranit gibi derinlik kayaçlarının sokulum yapması ve çok yaygın bir eklem sistemiyle kat edilen yüzey kayaçlarında çözeltiler metasomatik mineral oluşumlarına neden olmuştur. Mikroskobik olarak bu alterasyon ürünleri silisleşme, killeşme, demiroksitleşme (hematitleşme), kloritleşme, serizitleşme, epidotlaşma ve karbonatlaşma şeklinde geniş bir alanda izlenir. Bazı zamanlarda kayaçlarda alterasyonun çok ileri olması nedeni ile kayaç türünün ve dokusunun tanımlanması oldukça güç olmuştur. Ama yine de mikrolitik porfirik dokuda olduğu söylenebilmektedir. Tek nikelde yapılan incelemelerde minerallerin dış sınırlarının çoğunlukla korunup iç kesimlerinin alterasyon ürünleri ile (killeşme, kloritleşme vb.) dolduğu tespit edilmiştir. Dış sınırları korunan minerallerin fenokristal görünümünde altıgen, sekizgen veya dikkörtgen şeklinde oldukları gözlenmiştir. Tek nikelde bazı amfibol kristallerinin dilinim ve dış kenarları boyunca opaklaştığı ve muhtemelen alterasyon sonucu mineralin bileşiminden ayrıldığı düşünülen silisin taneler arasında yer yer kama şekilli dolgular halinde yerleştiği tespit edilmiştir. Kayaç içerisinde plajiyoklas, amfibol, klorit ve serizit bulunmaktadır. Amfibol minerallerinden ise hornblend belirlenmiştir.

Altere andezitlerde mikrolitik porfirik dokuludur. Altere andezitlerde hamurun büyük bir çoğunluğunu plajiyoklas mikrolitleri ve az oranda da kloritleşmeler oluşturur. Fenokristalleri ise yine plajiyoklaslar oluşturur. Hamur ince plajiyoklas tanelerinden ibarettir ve kısmen de bariz akma dokusuna sahiptir. Fe-Mg mineralleri tümüyle alteredir. Alterasyonla plajiyoklaslarda killeşme, karbonatlaşma, serizitleşme, epidotlaşma, hematitleşme, kloritleşme ve silisleşme izlenmiştir. Bu kayalarda ayrıca opak minerallerde gözlenmiştir.

Andezitlerde mafik mineraller (hornblend ve biyotit) yaygın Fe-oksidasyonu ve ayrıca biyotitler dilinim düzlemlerinden itibaren kloritleşme türü bozuşmalar göstermektedir. Bazı örneklerin bağlayıcılarında yaygın kloritleşme ve karbonatlaşma ile yer yer killeşme, silisleşme ve serizitleşme türü bozuşmalar bulunmaktadır (Tablo 4.1).

4.1.1.1. Alterasyon Mineralojisi

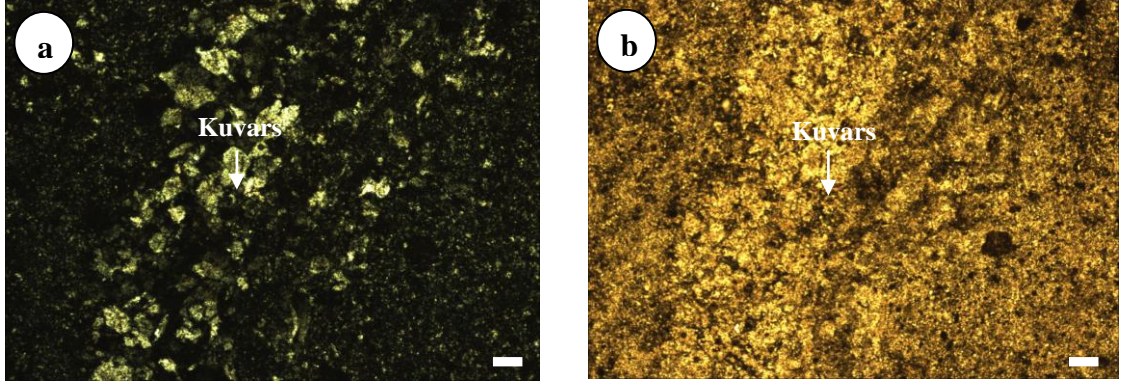
Bu kayalardaki ince kesit alterasyonlarını incelediğimizde;

- Silisleşme
- Silisleşme ± Demiroksitleşme
- Killeşme ± Silisleşme
- Killeşme + Kloritleşme ± Silisleşme
- Killeşme + Karbonatlaşma
- Karbonatlaşma
- Karbonatlaşma+ Kloritleşme
- Kloritleşme + Serizitleşme
- Epidotlaşma + Kloritleşme

şeklinde görülmektedir.

4.1.1.1.1. Silisleşme

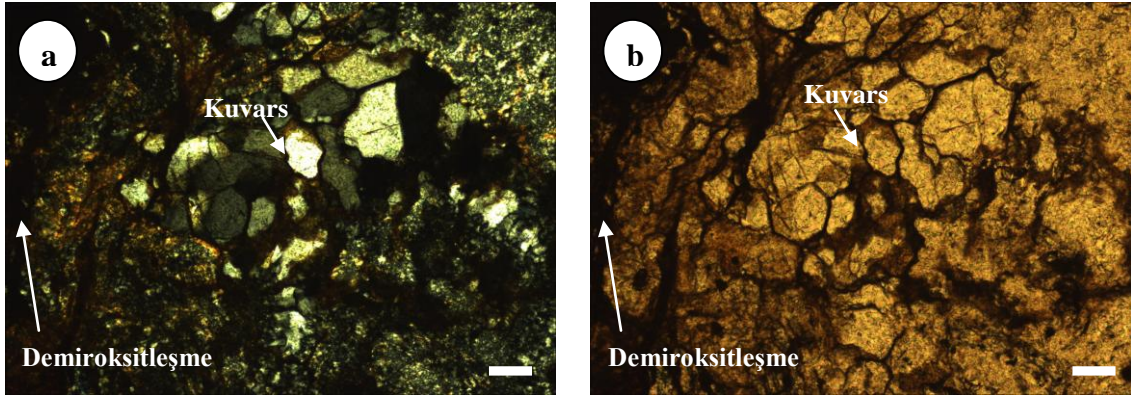
Kayaç içerisindeki fenokristaller tamamen dikdörtgen ve altıgen şekilli olup opaklaşmışlardır. Şekillerinden ve opaklaşma özelliklerinden dolayı bunların amfibol oldukları düşünülmektedir. Dikdörtgen şekilli mineraller (feldispat veya plajiyoklas) tamamen kuvars ve kilden oluşan ikincil minerallere dönüşmüşlerdir. Kayaçın tamamında değişken boyutlarda ve şekillerde opak mineraller izlenmektedir. Kayaç yaygın olarak silisleşmiş ve silisleşmeye çok daha az oranda killeşme eşlik etmektedir. Yine bunlarda azda olsa hematitleşme de gözlemlenmektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin ince kesit görüntüleri. a) andezitlerdeki kırıklar boyunca gelişmiş kuvars, (HD1, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

4.1.1.1.2. Silisleşme ± Demiroksitleşme

Bu kesitlerde silisleşme ve hematitleşme (demiroksitleşme) yaygın olarak görülmektedir. Hematitleşme genellikle kırıklarda ve bazı durumlarda kayaçın tamamında görülmektedir. Hematitleşmenin egemen olmadığı kısımlarda ise, kayaçta silisleşmenin ve buna eşlik eden serizitleşmenin varlığı izlenmiştir. Silisleşme hem hamur fazında hemde daha büyük taneler halinde mikrokırıklar halinde izlenmiştir. Hematitleşmenin izlendiği bu kısımlarda kayaç oldukça kırıklı ve parçalanmıştır (Şekil 4.2).



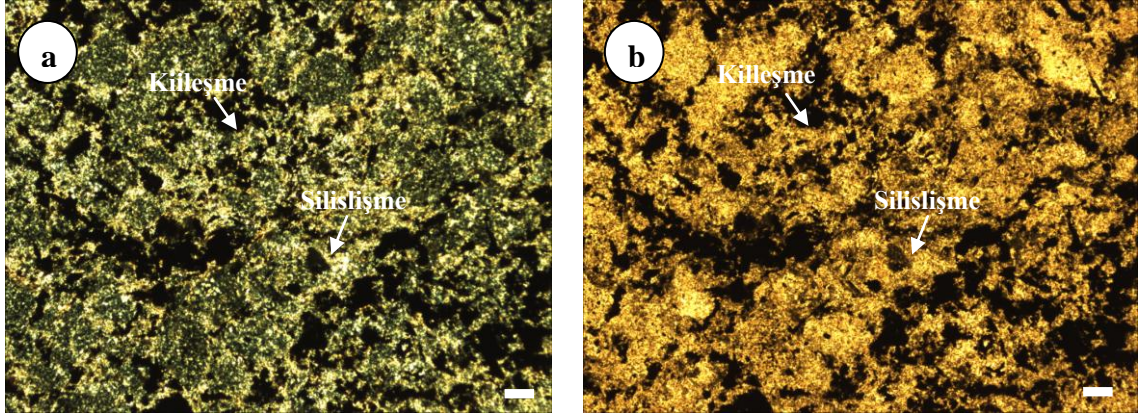
Şekil 4.2. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) silisleşme ve demiroksitleşmenin bir arada görünümü (HD7, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

Bazı kesitlerde ise değişken boyutlarda kuvars görülmüştür. Silisin ortama değişik zamanlarda geldiği ve değişik oranlarda olduğu gözlemlenmiştir. Silisin gelmesi ile kayaç ilksel dokusunu kaybetmiştir. Fakat yinede yer yer kalıntı olarak mikrolitik porfiritik doku izlerini taşımaktadır. Fenokrsitalleri ise yıkanmış, bazı durumlarda ise silisleşmiştir. Kırık ve çatlaklarda hamur yer yer hematitleşmiştir.

4.1.1.1.3. Killeşme ± Silisleşme

Kesitlerde yaygın olarak opaklaşma gözlenmiştir. Birincil mineraller tamamen yıkanmış, yer yer opaklaşmış bazen de kuvars+kilden oluşmuş mikrotaneler tarafından işgal edilmiştir (Şekil 4.3). Hamur ise yer yer silisleşmiş ve serizitleşmiştir.

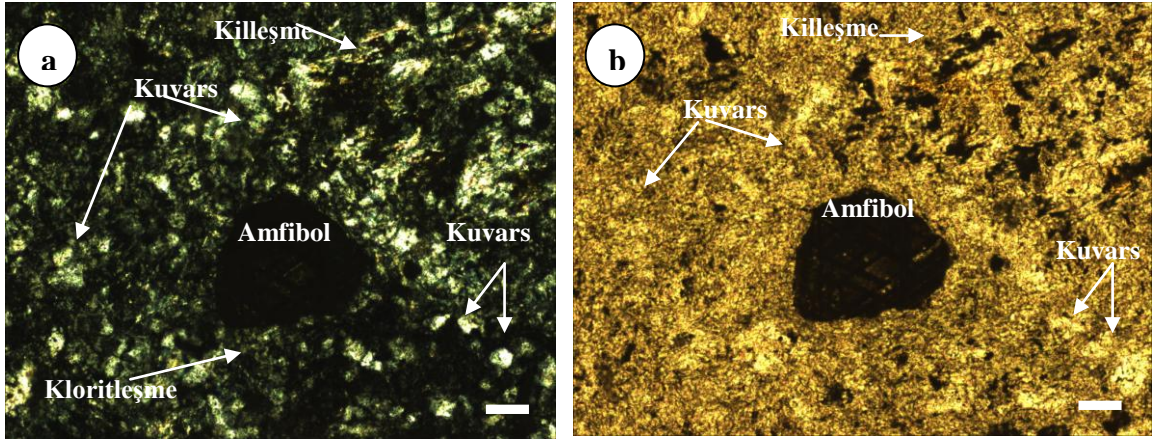
Diger kesitlerde ise; yaygın olarak killeşmelere rastlanılmıştır. Boşluklar ise kuvars tarafından doldurulmuştur. Kayaçta daha az oranda kloritleşme görülmüştür. Kloritleşme özellikle hematitleşmenin yakınlarındaki plajiyoklaslarda görülür. Kesitte ayrıca kırık ve çatlaklar boyunca yine hematitleşmede görülür.



Şekil 4.3. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) killeşme ve silisleşmenin bir arada görünümü (HD64, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

4.1.1.1.4. Killeşme + Kloritleşme ± Silisleşme

Plajiyoklaslar genellikle killeşmiş yer yer kloritleşmiş daha az orandada silisleşmiştir (Şekil 4.4). Ferromagnezyen mineraller dilinimleri ve kenarları boyunca

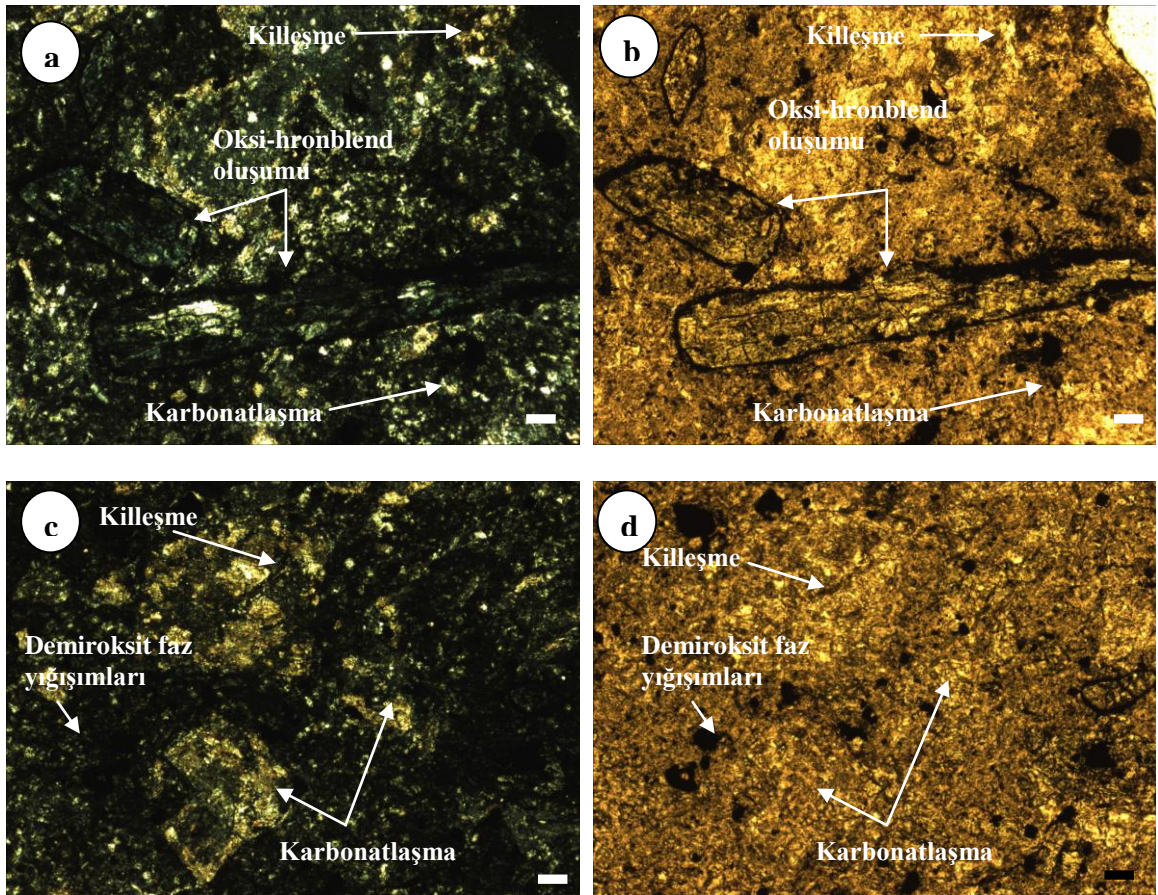


Şekil 4.4. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) killeşme, silisleşme ve kloritleşmenin görüldüğü kesit, aynı zamanda hidrotermal alterasyonlar sonucu amfibol mineralinin ayrışması, tipik bir amfibol minerali (HD35, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

opaklaşmış ve kloritleşmişlerdir. Kuvars genellikle hamurda mikrotaneler halinde bulunmaktadır ve bunlar oldukça altere olmuşlardır.

4.1.1.1.5. Killeşme + Karbonatlaşma

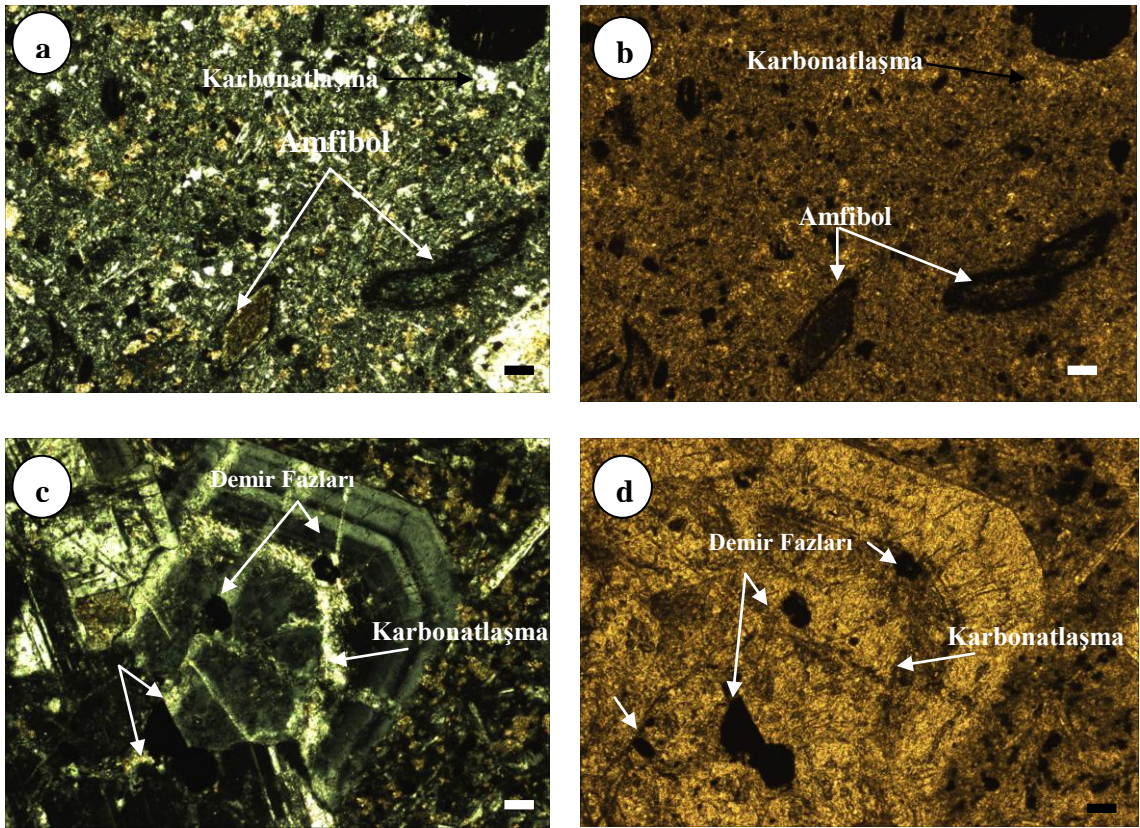
Plajiyoklaslar genelde killeşmiş ve daha az oranda karbonatlaşmışlardır (kalsitleşme). Ferromagnezyen mineraller yer yer opaklaşmış bazı kısımlarda opak mineraller tarafından çevrilmiş, merkez kısımları ise genelde killeşmiştir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) killeşme ve karbonatlaşmanın yanında demiroksit mineralinin amfibol mineralini sarması sonucu oksii-hornblend oluşumu, (HD49, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, c) killeşme ve karbonatlaşmanın yanında amfibol mineralinin demiroksitleşmiş hali ve demiroksit faz yığılımları (HD49, Ç.N.), d) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

4.1.1.1.6. Karbonatlaşma

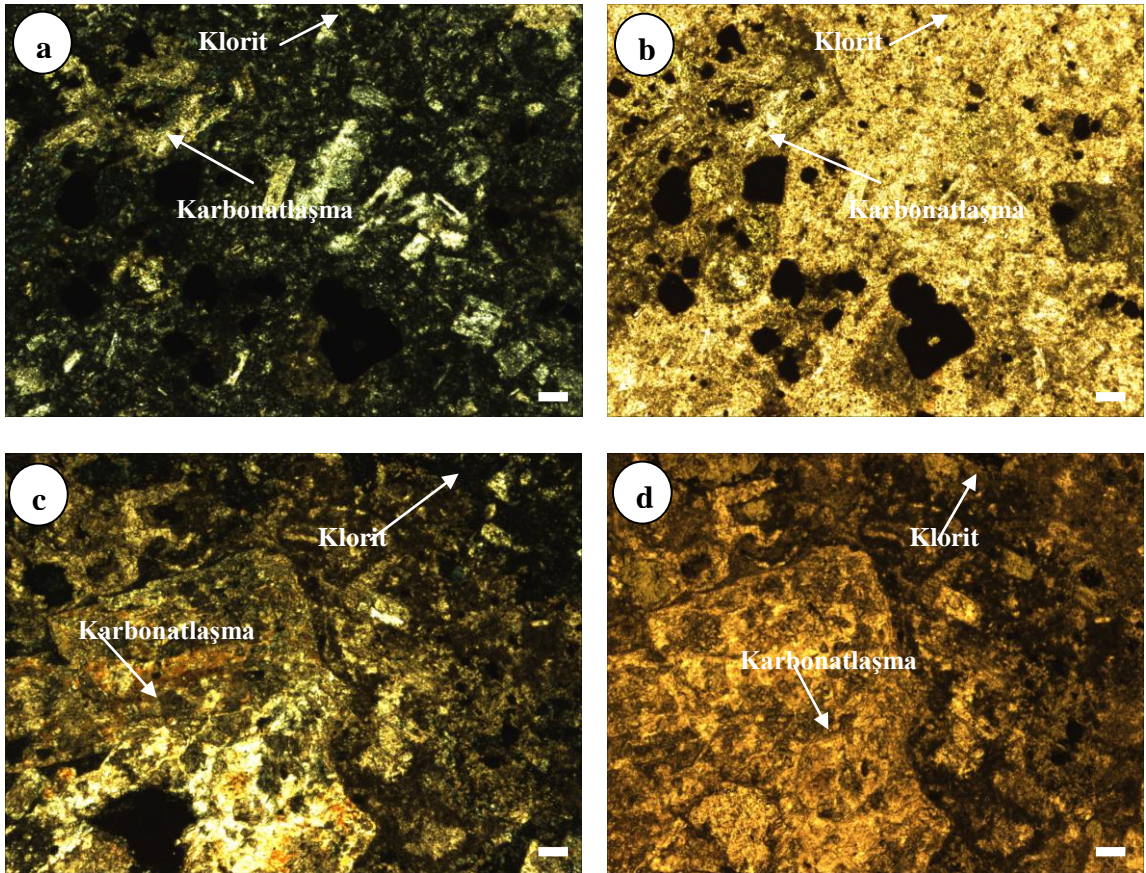
Kesitlerde yaygın olarak plajiyoklaslar görülmektedir. Yer yer boşluklar kalsite dönüşmüştür. Ayrıca kayaç içerisinde, hamurda silisleşme, amfibollerde opaklaşma yaygındır (Şekil 4.6). Bazı opaklaşmış amfibollerin merkezlerinde ikincil kalsit gelişimine de rastlanılmıştır.



Şekil 4.6. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) andezitler içerisindeki karbonatlaşma, amfibollerin opaklaşması, demiroksit yığılımlarının oluşumları ve ayrıca yer yer kaolenleşmede görülmektedir, (HD62, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, c) karbonatlaşma ve demir fazlarının görünümü, (HD21, Ç.N.), d) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

4.1.1.1.7. Karbonatlaşma + Kloritleşme

Karbonat mineralleri özellikle plajiyoklaslardaki kaolenlere eşlik eder şekilde bulunur ve kalsit minerali ile temsil edilir. Kloritleşme ise genelde hamurda yada boşluklarda bazen ise plajiyoklasların tamamen kloritleşmesi ve yer yer de ferromagnezyen minerallerden itibaren oluşur. Bazı kesitlerde ise, plajiyoklaslarda yaygın olarak kalsitleşme görülmektedir. Yer yer ise kloritleşme buna eşlik eder (Şekil 4.7). Bu alterasyonlar az oranda olup hamurda bulunur. Bunlarda yer yer plajiyoklasların üzerinde serizitleşmede yaygın olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.7. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a, c) karbonatlaşmaların ve kloritleşmelerin bir arada bulunması, (HD16 ve HD42 Ç.N.), b, d) aynı kesitlerin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

Tablo 4.1. Çalışma alanındaki kayaçların mineral içerikleri ve gözlenen alterasyonlar.

Alterasyonlar	HD Ör. No.	Plajiyoklas	Amfibol	Opak Mineraller	Hematitleşme	Demir Boyamaları	Kalsit	Klorit	Serizit	Epidot	Doku
Silisleşme	1	+	+	+	+						P
Silisleşme ± Demiroksitleşme	3,7,54	+	+		+	+	+	+	+		MP
Killeşme ± Silisleşme	5,6,64	+	+	+		+	+	+	+		MP
Killeşme + Kloritleşme ± Silisleşme	35	+	+	+			+	+			MP
Killeşme + Karbonatlaşma	49	+	+	+		+	+	+			MP
Karbonatlaşma	21,62,65	+	+	+		+	+	+			MP
Karbonatlaşma + Kloritleşme	16,42	+	+	+		+	+	+	+		MP
Kloritleşme + Serizitleşme	31	+	+	+	+			+	+		MP
Epidotlaşma + Kloritleşme	30	+	+	+		+	+	+		+	MP

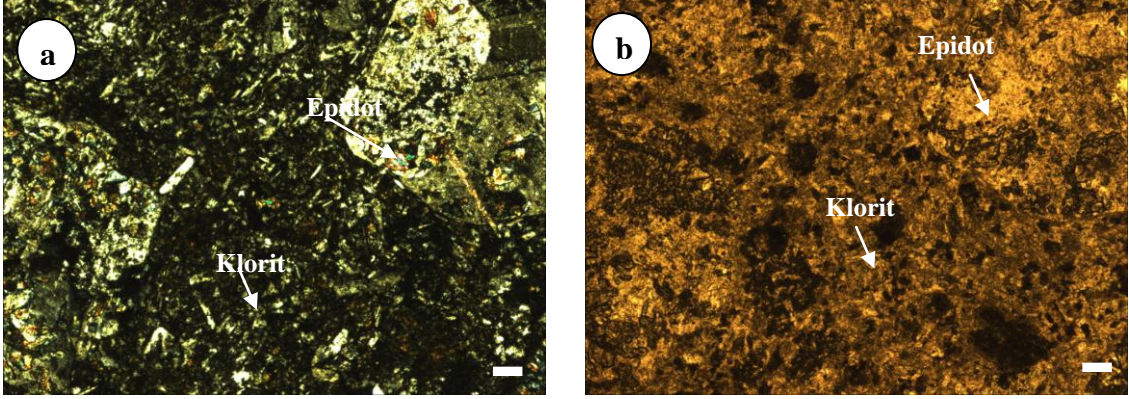
(+): kesitlerde mevcut, P: Porfiritik Doku, MP: Mikrolitik Porfiritik Doku, HD Ör. No: Hasandağ bölgesinden alınan örneklerin numaraları.

4.1.1.1.8. Kloritleşme + Serizitleşme

Kloritler, ferromagnezyen mineraller içerisinde gelişmişlerdir. Serizitleşme ise çoğunlukla plajiyoklaslarda gözlenmektedir. Kayaçta, kırık ve çatlaklar boyunca oksit mineral yerleşimleri, hematitleşmeler ve kloritleşmeler opak mineral yığılımları halinde gözlenmektedir.

4.1.1.1.9. Epidotlaşma + Kloritleşme

Özellikle plajiyoklaslarda ve hamurda yaygın olarak epidotlaşmalar görülür (Şekil 4.8). Ayrıca ferromagnezyen minerallerden itibaren kloritleşme görülür.



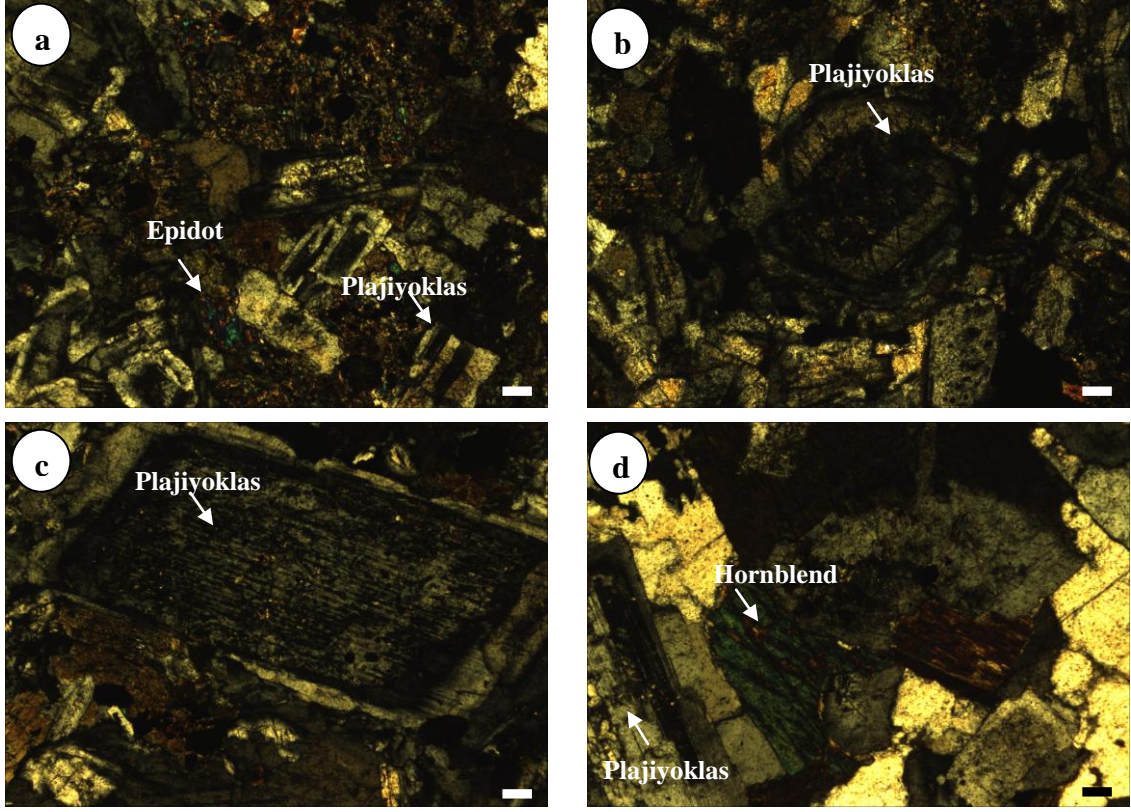
Şekil 4.8. Hasandağ bölgesindeki andezitlerin incekesit görüntüleri. a) epidot ve klorit minerallerinin görünümü, (HD30, Ç.N.), b) aynı kesitin T.N. görüntüsü, çizgisel ölçek 0.1 mm.

4.1.2. Granodiyorit-Siyenogranit

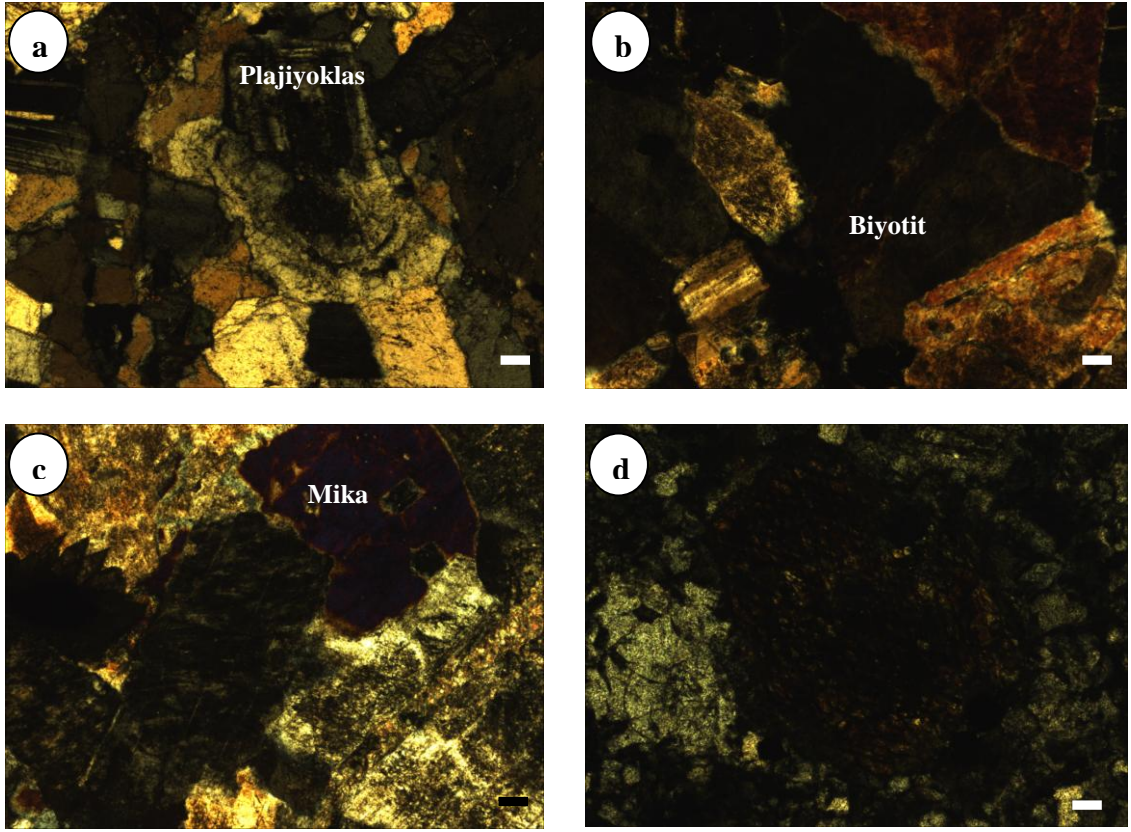
Sokulum kayaçlarından alınan 10 adet örneğin ince kesit incelemeleri sonucunda granodiyorit ve siyenogranit bileşimine sahip olduğu belirlenmiştir. İnceleme alanında gözlenen kayaçlardan granodiyorit, taneli dokuya sahiptir. İçerisindeki mineralleri incelediğimizde genel olarak plajiyoklas, kuvars, hornblend ve biyotitten oluşmaktadır (Şekil 4.9). Kayaçta tali bileşen olarak epidot ve opak minerallerde bulunmaktadır. Granodiyoritler genelde %22 kuvars, %63 plajiyoklas ve %15 alkali feldispattan oluşurlar.

Siyenogranite baktığımızda ise yine taneli dokuya sahiptir. İçersinde ise kuvars, ortoklas, plajiyoklas, amfibol ve biyotitten oluşmaktadır. Tali mineral olarak ise epidot ve opak mineraller bulunmaktadır. Siyenogranitler ise genelde %39 kuvars, %25 plajiyoklas ve %36 alkali feldispattan oluşurlar.

Bu birimlerin mikroskobik incelemelerinde taneli dokunun yanısıra kısmen mikro taneli dokuda izlenmiştir. Bunların mineralojik bileşenlerinin plajiyoklas, kuvars, amfibol, biyotit, ojit ve ortoklas minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir. Makroskobik olarak alterasyon izleri fazla gelişmemiştir. İkincil mineral olarak ise epidot, klorit ve kalsit gözlemlenmiştir. Ayrıca opak minerallerde bulunmaktadır (Şekil 4.10).



Şekil 4.9. Hasandağ bölgesindeki granodioritlerin incekesit görüntüleri. a) plajiyoklasların yanısıra amfibol ve amfibol minerallerinin kloritleşmesi ve demiroksitleşmesi (HD67, Ç.N.), b) granodioritteki zonlu plajiyoklasın görünümü (HD67, Ç.N.), c) tipik bir plajiyoklasın dilinim halindeki ince kesit görünümü, yanında ise amfibol minerallerinin yerleşimi (HD47, Ç.N.), d) hornblend, amfibol ve yanında da plajiyoklas gelişimi, amfiboller kloritleşmiş şekildedir (HD48, Ç.N.), çizgisel ölçek 0.1 mm.



Şekil 4.10. Hasandağ bölgesindeki siyenogranitlerin incekesit görüntüleri. a) siyenogranitlerdeki zonlu plajiyoklas mineralinin görünümü (HD24, Ç.N.), b) siyenogranitlerin petrografî görünümleri (HD25, Ç.N.), c) granitlerde feldispatların kaolenleşmesini gösteren ince kesit (HD23, Ç.N.), çizgisel ölçek 0.1 mm.

4.2. Cevherleşme

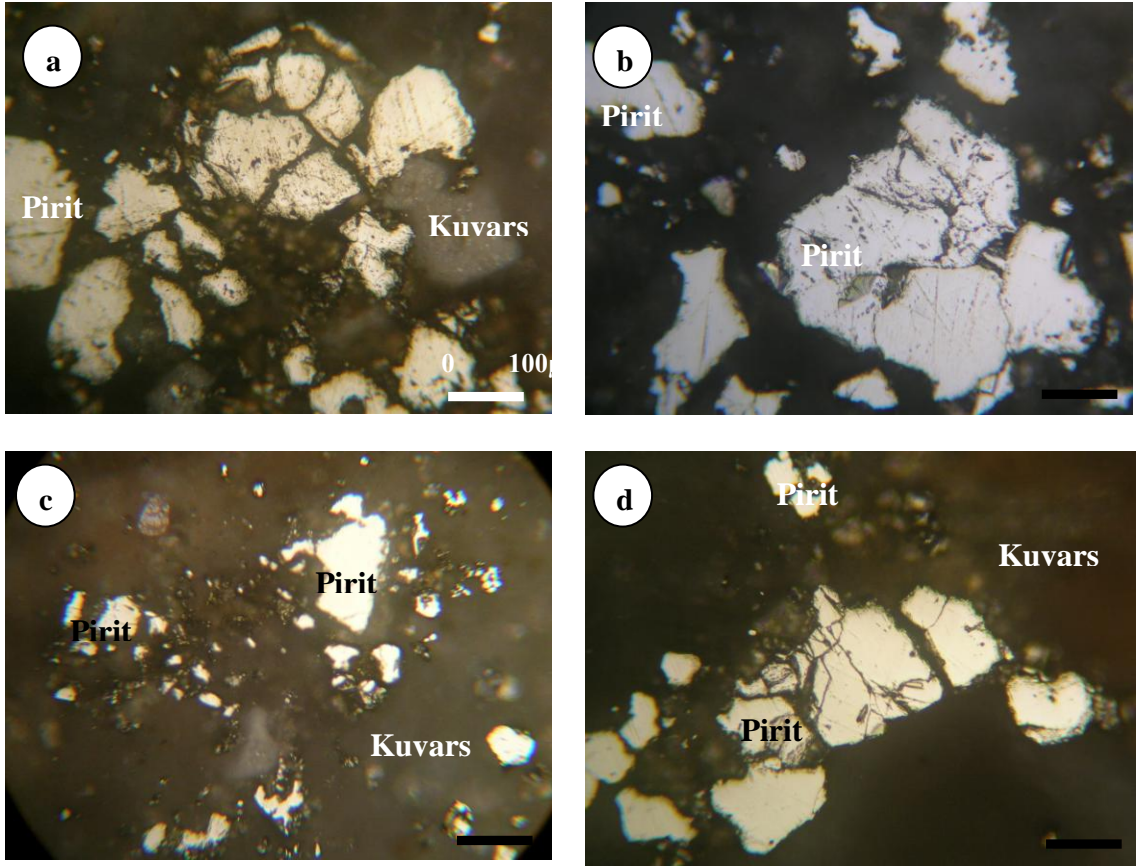
İnceleme alanından alınan örneklerden hazırlanan parlak kesitlerde, yüzey kayaçlarında opak minerallerin genellikle piritlerden ve ayrışım minerallerinden oluştuğu, piritinde özşekilli, yarı özşekilli, özşekilsiz ve saçınım şeklinde, boyutlarının çok değişken (genellikle 1-1000 mikron arasında) olduğu ve parlak kesitlerde içeriklerinin %1-5 arasında değiştiği tespit edilmiştir. Parlak kesitlerde görülen en yaygın mineral pirit mineralidir. Bunun yanı sıra demir oksit/hidroksit minerallerinden götit ve lepidokrosit mineralleri gözlemlenmiştir. Ayrıca ayrılmış bir kısım örnekte ise altın ve nabit elementler (yaklaşık 1-15 mikron arasında) özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller biçiminde bu kesitlerde gözlenmiştir. Gang olarak ise kuvars minerali gözlemlenmiştir.

4.2.1. Birincil Cevher Mineralleri

4.2.1.1. Pirit

Hemen hemen pek çok kayaçta ve maden yataklarında bolca bulunabilen pirit minerali, inceleme alanındaki kayaç ve zuhurlarda da görülmektedir. Özşekilli olan piritler belirgin kataklastik doku göstermektedir ve en büyükleri 1000 mikron kadardır. Piritlerin araları ve kataklastik çatlakları gang (kuvars) minerali ile doldurulmuştur. Özşekilli piritlerin mikrokırıkları boyunca yer yer kuvars minerali tarafından ornatıldığı, kenarları boyunca korozyona uğratıldığı gözlenmiştir. Bunlar genellikle çok güzel zonlu yapı göstermekle beraber bu zonlar, koyu ve açık renkler yanında gang tanecikleri ile de iyice belirginleşmektedir. Özşekilli piritler içinde ve gang mineralleri yanında bazen götit, limonit ve lepidokrosit mineralleri izlenmektedir.

Piritler, çoğunlukla 3-75 mikron boyutunda özşekilsiz saçınımlı taneler halinde, az oranda da 500 mikron boyutunda yarı özşekilli taneler şeklinde görülmektedir. Bazı zamanlarda yer yer kırıklı yapıda göstermektedirler (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12).

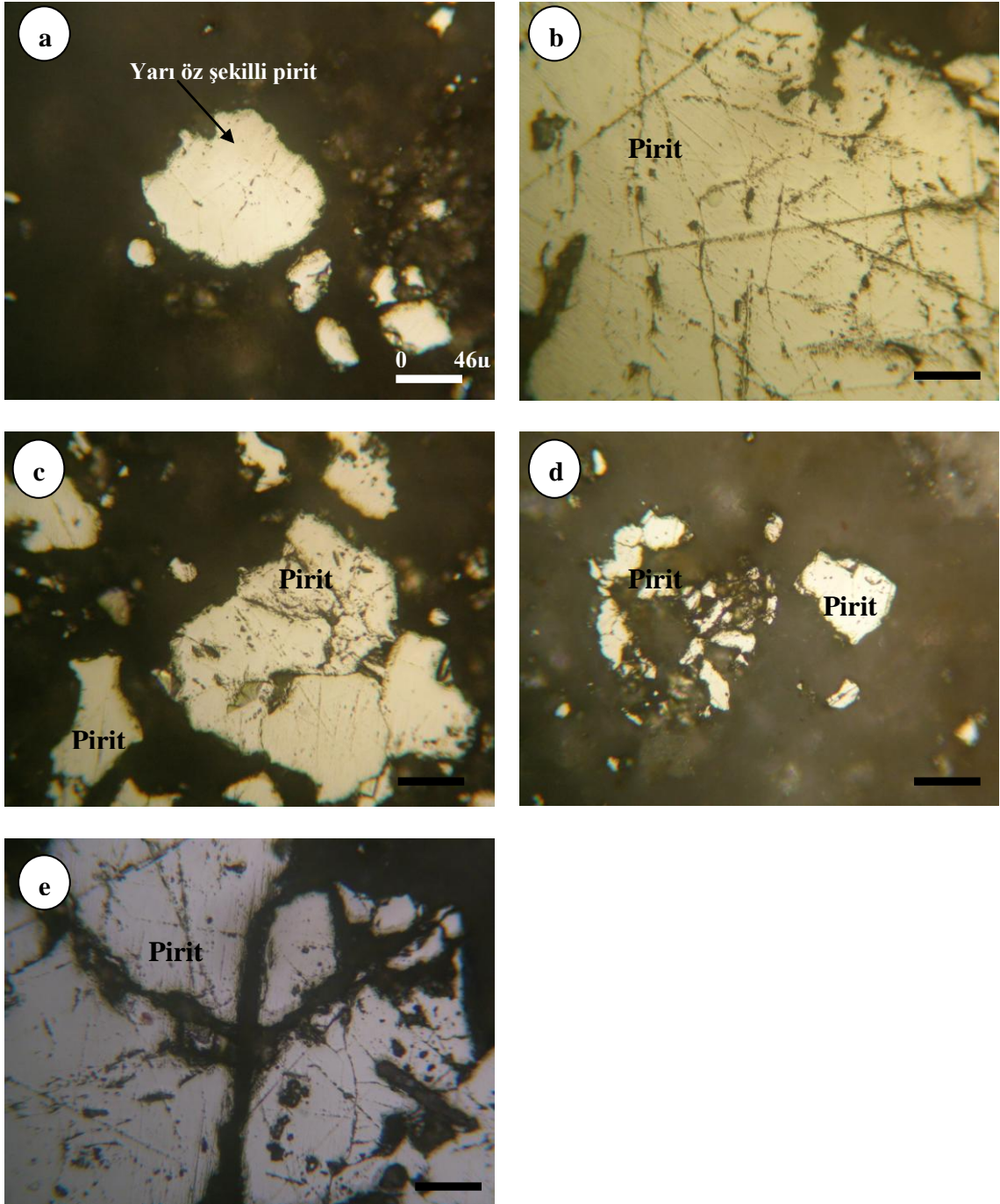


Şekil 4.11. Pirit'in mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskopisi görüntüleri. a) piritlerin bir araya toplanmasında silisleşmenin rolü büyük ve pirit kümelenmesi mevcut, b) büyük boyutlu (214 mikron) ve küçük boyutlu (2 mikron) piritler yan yana, c) kayaç içinde oluşan piritlerin kuvarsla parçalanması, piritin öz şekilli halini kaybetmesi, d) kataklastik dokulu piritler.

Genellikle masif görünümlü silisleşmiş kayaçların içerisinde yer alan pirit minerali, yapılan mikroskopik incelemelere göre iki ayrı oluşum evresine sahiptir (1.evre; Pirit-1, 2.evre; Pirit-2 ve Pirit-3). Birinci evre kayaçla eş yaşlı, ikinci evre ise cevherleşmenin (epitermal) evresinde oluşmuştur. Birde 2.faz kuvars içi piritleri bulunmaktadır.

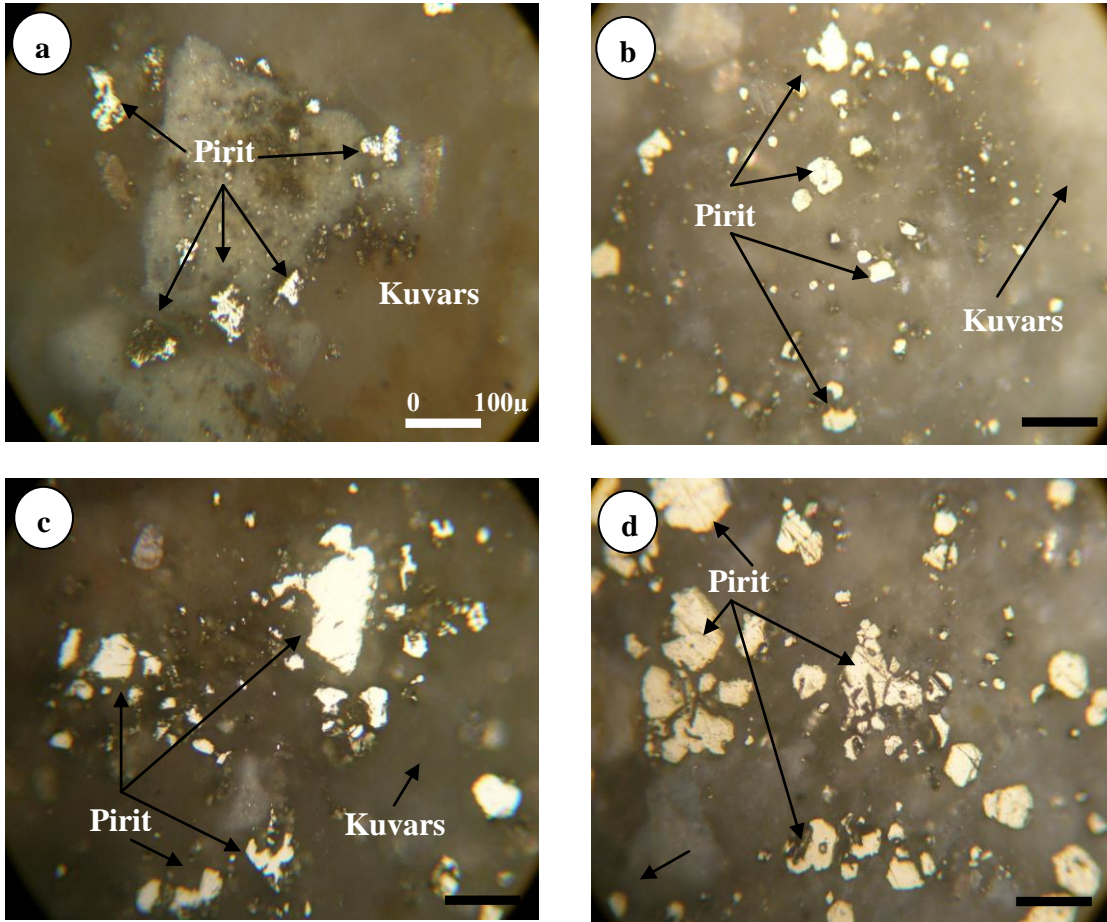
a) 1. Evre Breşik Zon Piritleri (Pirit-1)

Cevherleşmeyle doğrudan ilişkili olmayan birinci evredeki piritlerdir. Bunlar volkanik kayaçla eş yaşta oluşmuşlardır. Piritlerin boyutları 4-5 mikron arasında



Şekil 4.12. Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) yarı öz şekilli pirit tanesine örnek, b) tektonik etki sonucu kısmen parçalanmış piritler, c) tektonik etki sonucu kırılmış-parçalanmış piritler, d) kataklastik deformasyondan etkilenmiş pirit ve deformasyondan etkilenmemiş pirit yan yana, kataklastik olmayan piritin boyu 64 mikron, e) iri boyutlu pirit tanesi 500 mikron boyutundadır, koyu gri kuvars damarları mikro kırıklara yerleşmiştir.

değişmekte olup, hemen hemen hepsi ayrıışmışlardır. Genellikle özşekilsiz, yoğun kataklastik kırılımlı kristal toplulukları veya masif pirit laminalarının çok evreli deformasyonu sonucu parçalanmasıyla ortaya çıkan pirit toplulukları şeklindedirler. Piritlerin ara boşlukları ve çatlakları kuvars minerali tarafından dolgulanmıştır (Şekil 4.13).

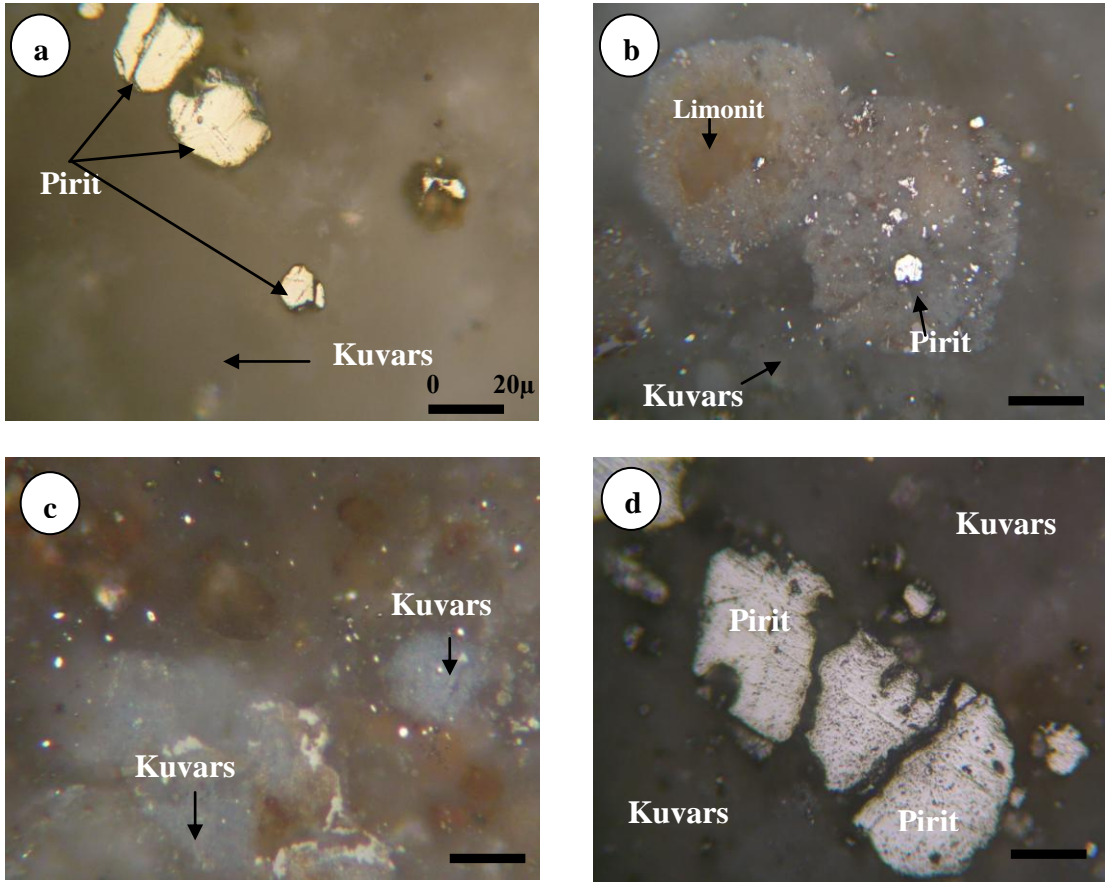


Şekil 4.13. Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) kümelenmiş pirit topluluğu, b), c) ve d) mikrotektonik kırıklar, piritlerin kuvars (gang) tarafından ornatılması.

b) 2. Evre Piritleri (Pirit-2 ve Pirit-3)

Esas olarak birçok özşekilli piritin bir arada büyümeleri sonucu ortaya çıkan bu pirit kümeleri, genelde özşekilli kristal toplulukları şeklinde de olabilmektedir.

İkinci evre piritlerinde, kuvarslar birinci faz piritlerinin çatlak ve kristal sınırları boyunca yerleşerek onları özellikle kırıkları boyunca ornatmışlardır. Diğer evredeki piritlere göre daha düzenli sınırlar oluşturan ornatım dokulu piritler yer yer 50-60 mikronu bulmaktadır. Bunlar az kataklastik kırılımlı ve daha az ayrışmışlardır (Şekil 4.14).

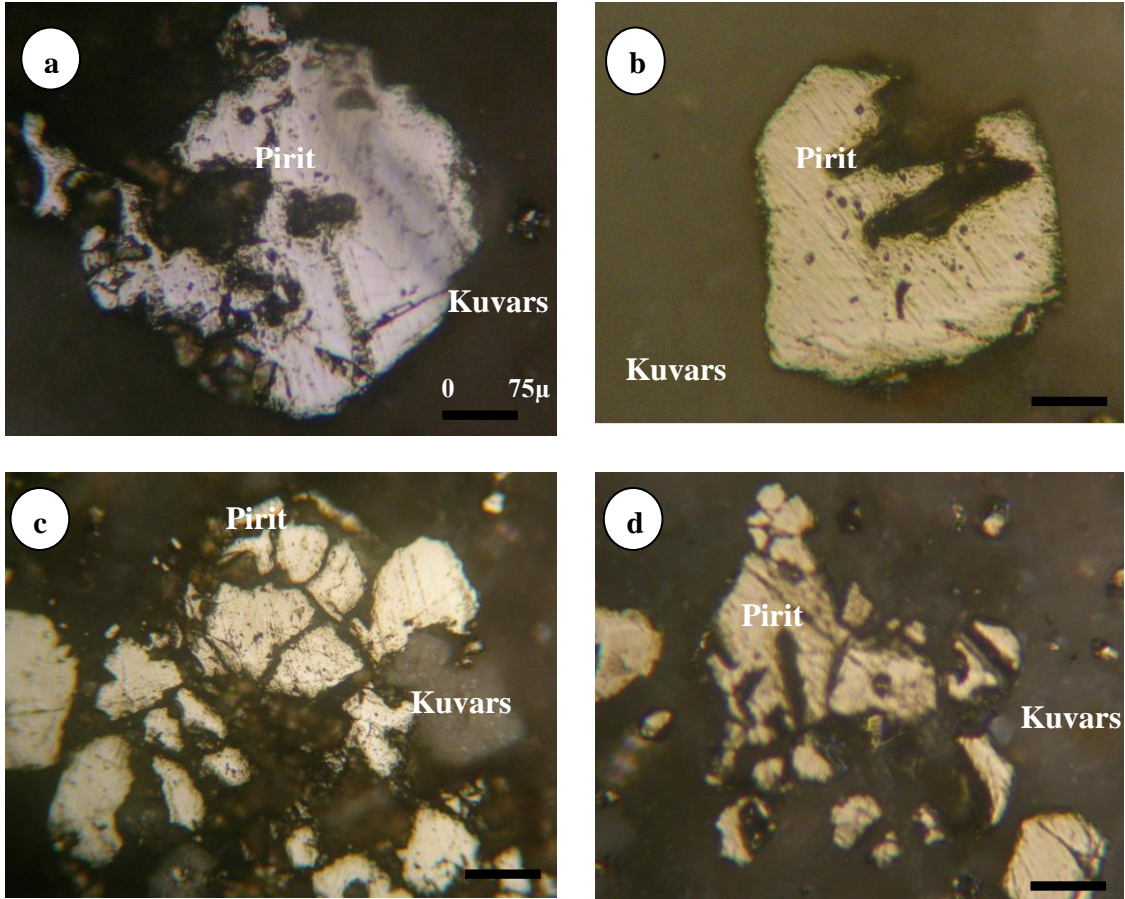


Şekil 4.14. Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) kuvarsların piritleri değişik şekillerde ornatması, b) pirit ve limonit iç içe, c) silisli ortamdaki oksitlenmiş 2.faz piritler, d) ortamdaki kuvarsların piriti ornatması.

c) 2. Faz Kuvars İçi Piritleri

İkinci faz kuvars içi piritler ise çok az miktardadır ve birinci faz piritleşmelerine benzemektedirler. Bunlar diğerlerine oranla daha küçük, 0.1-0.3 mm boyutlu, yer yer

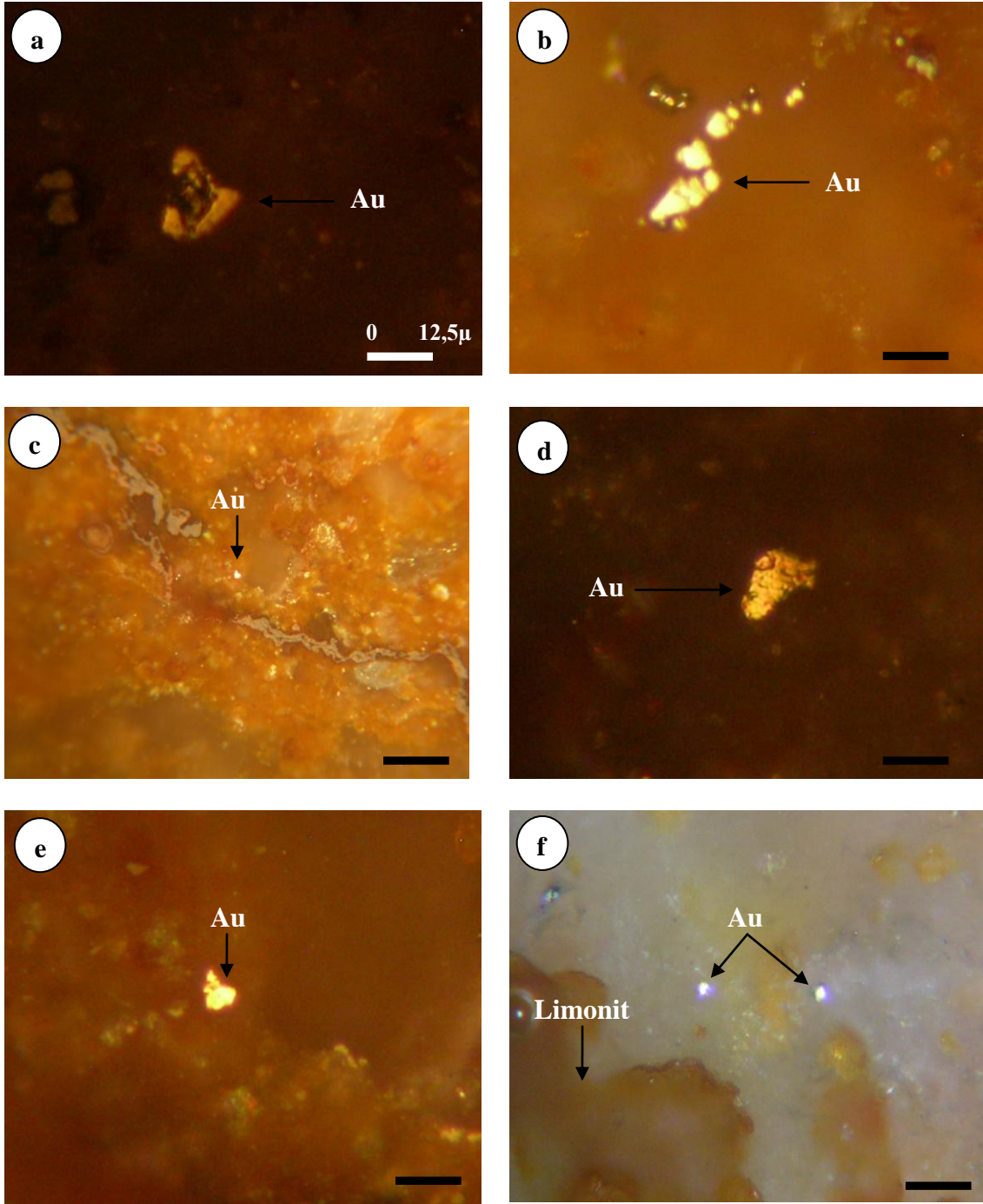
özşekilli ornatım dokulu adacıklar şeklinde olmakla beraber iyi korunmuşlardır (Şekil 4.15).



Şekil 4.15. Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) iyi korunmuş fakat yinede ornatılmış pirit dokusu, b) ve c) kuvars tarafından piritin ornatılması ve kuvars tarafından parçalanması, d) yarı öz şekilli pirit kümelenmesi.

4.2.1.2. Altın

Silisleşmiş kayada kuvarsın yanında pirit bulunmaktadır. Altın silisli ortamda yaklaşık 2-15 mikron boyutunda gözlenmiştir. Altın, cevher mineralleri içinde kapanımlar halinde ve kuvars gangi içerisinde düzensiz şekilli taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 4.16).



Şekil 4.16. Altın mineralinin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskopisi görüntüleri. a), b), c), d), e) ve f) limonitli ve götitli ortamlarda Au kristalinin görünüşü.

Çeşitli boyutlardaki altın taneleri (2-15 mikron) bütün cevher mineralleri ile birlikte ve bazen onların içerisinde kapanımlar halinde bulunmaktadır. Altın genelde nabit olarak bulunur ve yer yer de sarımsı renktedir, bazende açık sarımsı rengi temsil eden ve altını karakterize eden “elektrum” formundadır. Kuvars içinde bütün boyutlarda nabit altın taneleri bulunmaktadır.

Parlak kesitlerde altın, çoğunlukla kuvars ve oksitlerle kompleks oluşturacak şekilde çok ince taneli olarak dağılmaktadır. Kesitlerde altın taneleri çok fazla görülememektedir. Bulunan taneler ise oldukça küçük boyutlu olup çoğunlukla elektrik şeklidir. Ayrıca kayaç içerisinde yer yer kolloidal formlarda ve çeşitli boyutlarda organik meteryal olduğu düşünülen taneler bulunmaktadır.

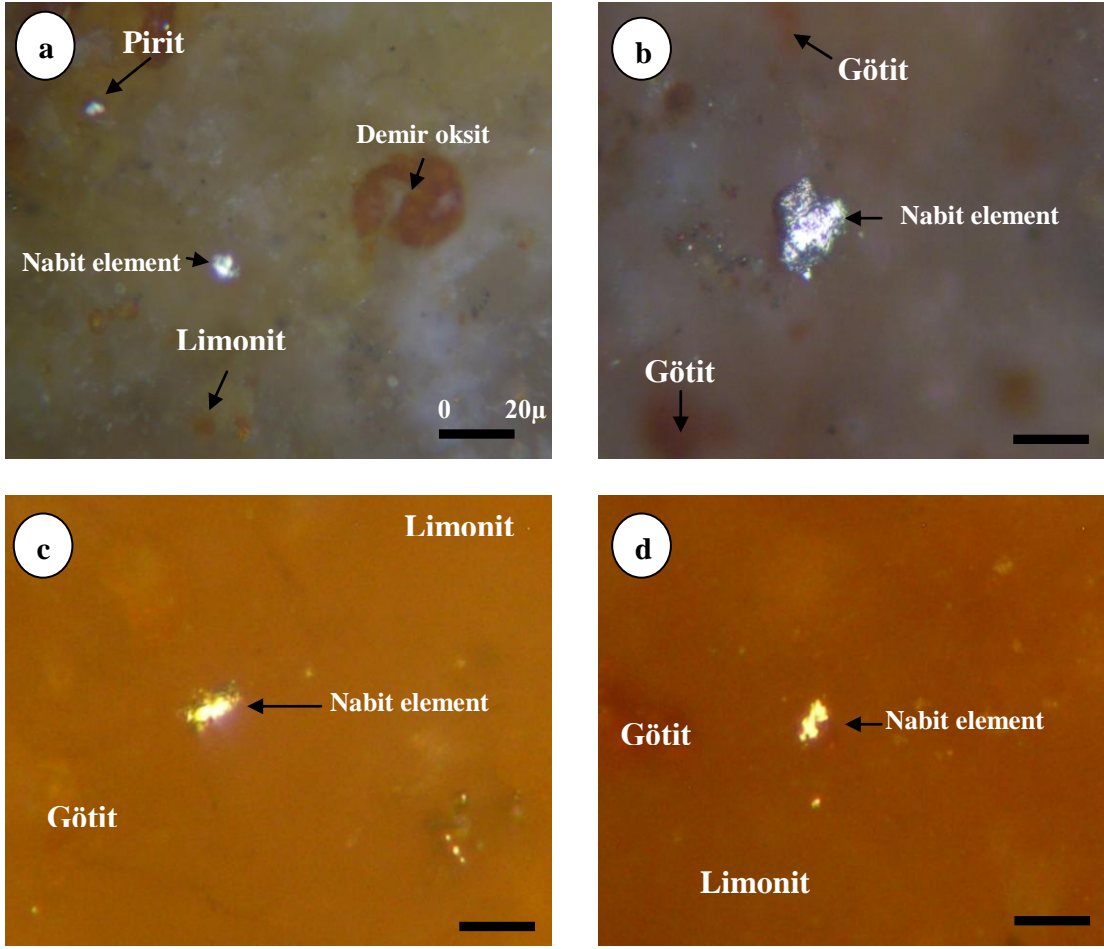
4.2.1.3. Nabit Elementler

Yataklardan alınan örneklerin hemen hemen hepsinde çok ufak tanecikler halinde nabit element tanecikleri görülmektedir. Nabit elementler çoğunlukla yarı özşekilli-özşekilsiz piritlerin aralarında ve kataklastik çatlaklar boyunca piritlerin içine sokulmuş olarak da gözlenmektedir. Ölçülen en büyük iri nabit element 20 mikron kadardır (Şekil 4.17).

4.2.2. İkincil Cevher Mineralleri

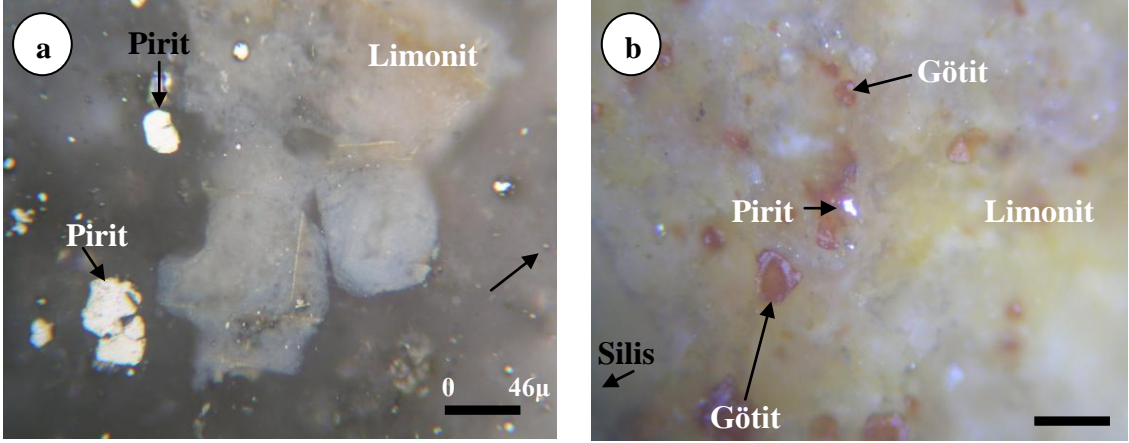
4.2.2.1. Götüt ve Lepidokrosit

Kesitlerin hemen hemen hepsinde rahatlıkla görülen bu iki mineral, parlak kesitlerde tane boyu ve porozite özelliklerine göre değişen renk ve refleksiyon özellikleri gösterirler. İnce taneli yoğun poroziteli kahverengi-gri renkli limonitik bölümler, oldukça düşük bir refleksiyona sahiptirler. Buna karşılık, götüt ve lepidokrositlerin değişik oranlarda bulunduğu iri taneli bölümlerde ise daha yüksek bir refleksiyon gözlenir. Kahverengimsi, parlak gri renkli bu minerallerde belirgin refleksiyon pleokroizması ve kırmızı renkli bir iç refleksiyon izlenir (Şekil 4.18).



Şekil 4.17. Nabit elementin mineralojisi ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) pirit, nabit kristal ve demir oksit yan yana. Limonitli bir ortam. Koyu renkli olan mineral götit minerali, b) götitli ortamda nabit elementin görünüşü, c) ve d) limonitli ve götitli ortamda nabit element.

Esas olarak hematit ve piritlerin ayrışma ürünü olan sulu demiroksitler, hemen her yerde birbirleriyle iç içe olup, tipik ornatım dokuları sergilemektedirler. Bunların bir kısmı ışınal yapıli kristaller olmakla birlikte, genellikle özşekilsizlerdir. Çoğunlukla, masif yapıli hematitlerin içerisindeki yüzeylerinde, yüksek refleksiyonlu götit ve lepidokrositlerde tipik jel yapıli izlenmektedir (Şekil 4.19). Boşluk yüzeylerine dik olarak büyüyen bu minerallerde konsantrik yapıli renk haleleri kolloform yapıya işaret eden karakteristik oluşumlardır.

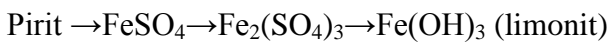


Şekil 4.18. Götüt ve lepidokrosit minerallerinin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) ve b) pirit, götüt ve lepidokrosit aynı ortamda görülmektedir.

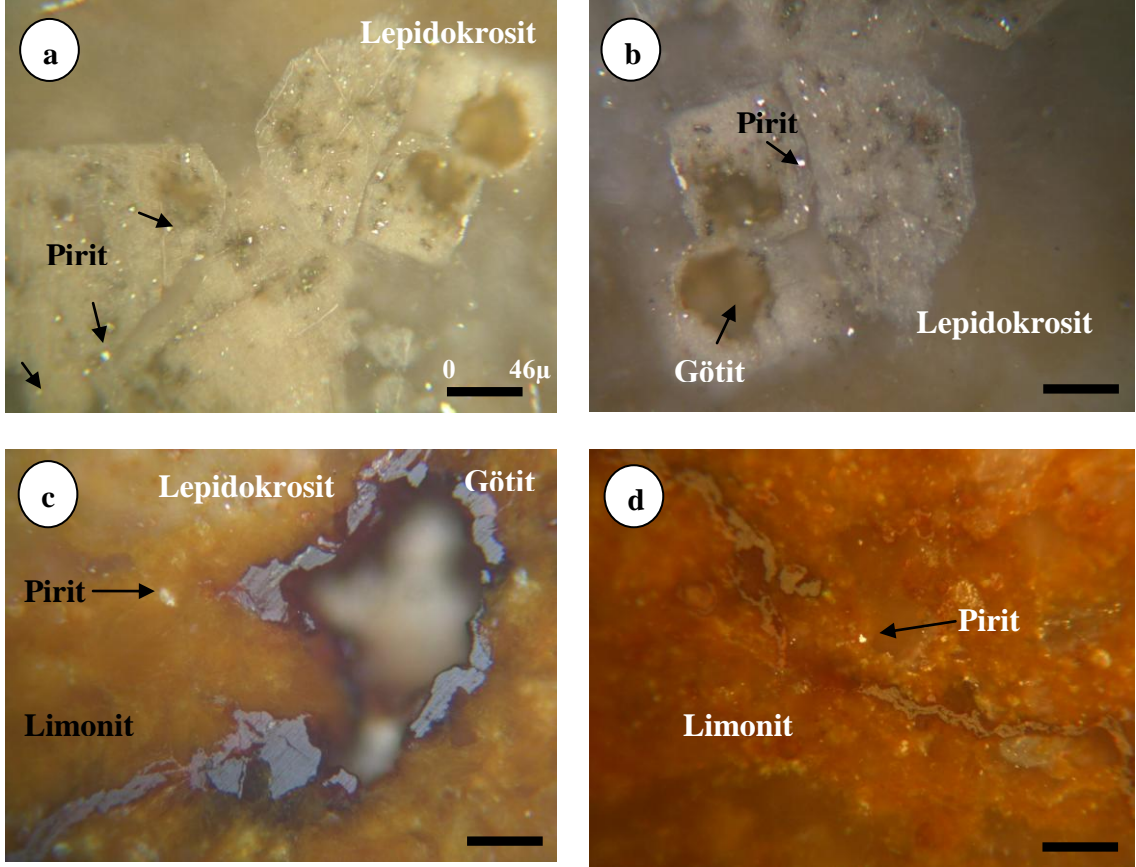
Götüt ve lepidokrositler, piritlerin oksidasyonları ile oluştuğu için çoğunlukla pirit kristallerinde oluşmuşlardır. Bundan dolayı bunlara yalancı şekilli (psidiyomorf) de denir. Bir kısmı da yeraltı suları ile mikrokırıklarda oluşmuşlardır. Bunların hidrotermal sular tarafından etkilenmiş olabilecekleri düşünülmektedir.

Yukarıda anılan lepidokrosit ve götütler birbirlerinin tam anlamıyla polimorfik modifikasyonları olmayıp, $\text{FeO}(\text{OH})$ bileşimindeki lepidokrosit gerçek anlamda bir hidroksildir. Buna karşılık FeOOH formülüyle ifade olunan götüt mineralinin bileşimindeki hidrojenler ise hidroksil iyonu oluşturmayıp, oksijenler arasında birer katyon şeklindedirler (Ramdohr, 1980). Limonitler ise, adsorbe su içeren götüt, lepidokrosit, hematit ve diğer materyallerden ibaret bir topluluktur (Erkan, 1978).

Ortamın asitliğine bağlı olarak nötr ve asit ortamda demir hidroksit jel olarak çöker. Suyunu kaybederek limoniti oluşturur. Bu limonitle birlikte götütte oluşur. Suyunu tamamen kaybederse lepidokrosit oluşur.



Ortamda kükürt bu şekildedir ve de aşırı su kaybı olursa, lepidokrosit ve hematit oluşur (Gümüş, 1979).



Şekil 4.19. Götít ve lepidokrosit minerallerinin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a) ve b) pirit, götít ve lepidokrosit aynı ortamda görölmektedir, c) açık renkli olanlar lepidokrosit, götít ve limonit iç içe, d) limonitli bir ortamda götítlerin damar şeklinde görünüşü.

4.2.3. Gang Minerali

Parlak kesitlerde belirlenen en yaygın gang minerali daha önce de belirtildiği gibi kuvarslardır. Kuvarsların, genellikle piritleri kısmen ornattığı, kestiği ve aralarını doldurduğu belirgindir. Genellikle yoğun kataklastik kırılımlı, dalgalı sönmeli ve özşekilsizdirler. Bunların renkleri çoğunlukla açık gri renklidir.

Bazen de ince damarlar şeklinde izlenen kuvarslarda yine özşekilsizdirler. Bunlar muhtemelen cevherleşmeden sonra gelişmiş ve onları baştanbaşa kat eden genç ikincil kuvars damarlarıdır.

4.2.4. Parajenez ve Süksesyon

İnceleme alanında, basit mineral parajenezleri ile temsil edilen başlıca iki ayrı cevherleşme süreci ayırt edilmiştir. Bunların ilkinde genellikle pirit mineralleri, ikincisinde ise oksitli demir cevher mineralleri hakimdir.

Çalışma alanındaki bölgede, yatak ve zuhurların cevher parajenezinde, ana cevher mineralleri altın ve pirittir. Bunların yüzeye yakın kesimlerinde ikincil olarak limonit, götit ve lepidokrosit görülmektedir (Tablo 4.2).

Tablo 4.2. Hasandağ bölgesinin parajenezi ve süksesyonu.

		Mineraller	Volkanik Safha	Epitermal Safha	Oksidasyon Safhası
1. cevherleşme	Magmatik faz	Pirit-1	Kırılma	Kırılma	
	1.faz	Altın Pirit-2			
	2.faz	Pirit-3			
	3.faz	Kuvars			
2. cevherleşme	Oksidasyon Fazı	Limonit Götit Lepidokrosit			

Oksidasyon zonlarında bulunan kesimler alterasyon ve ayrışma faaliyetlerinin etkisinde kalarak oksitli ikincil mineralleri oluşturmuştur.

Parajeneze ait minerallerin birbirlerini kesme, ornatma, ayrılım ve kapanım özellikleri göstermeleri, bunların farklı zaman aralıklarında oluştuklarına işaret etmektedir. Cevher parajenezinin en yaşlı minerali pirittir. Bunu oluşum sırasına göre pirit, altın, nabit elementler ve bunlara eşlik eden gang minerali (kuvars) şeklinde sıralanmaktadır. Piritlerdeki kataklastik yapılar tektonizmanın cevher yerleşiminden sonrada devam ettiğini göstermektedir.

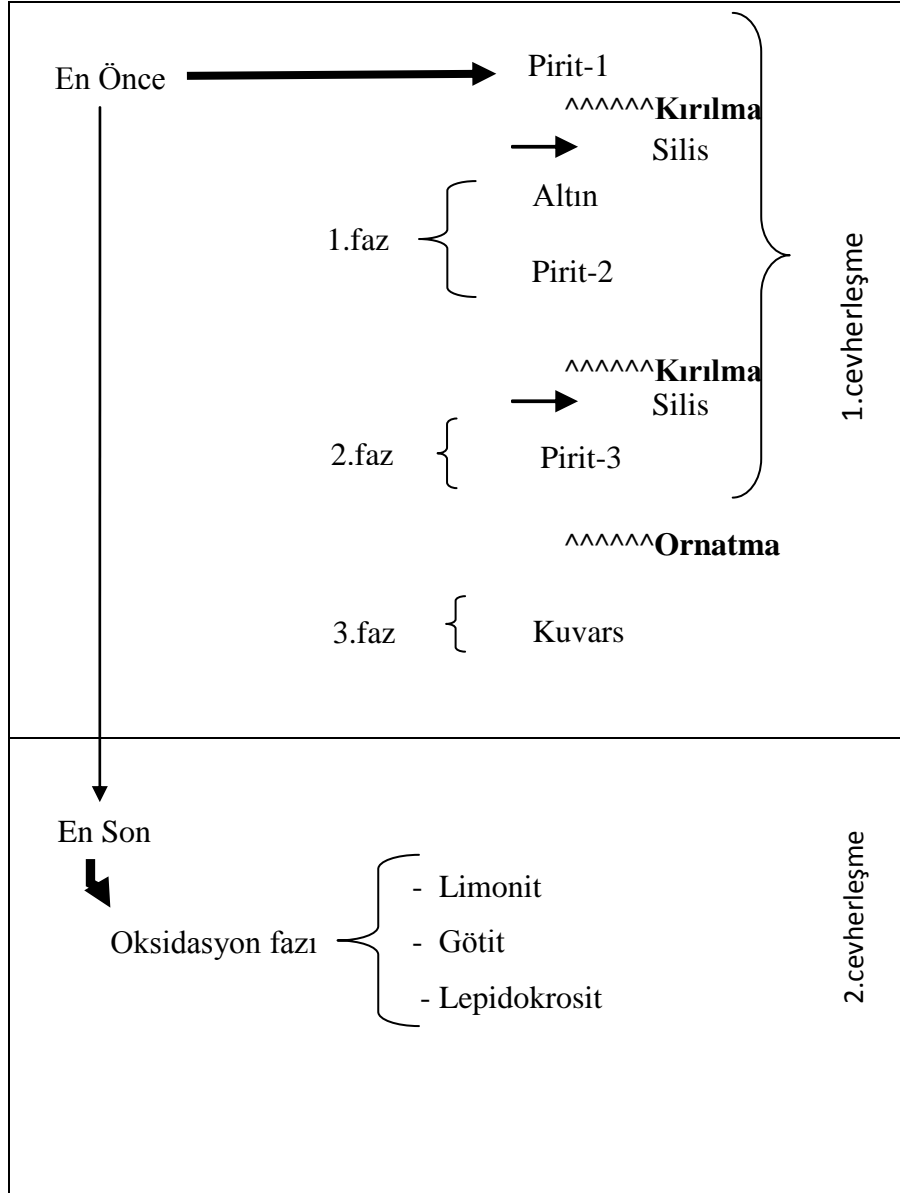
4.2.4.1. Birincil Cevherleşme

Çalışma alanında yer alan silisleşmiş kayaçların en önemli birincil cevherleşme minerallerinden olan pirit ve altın, yöredeki altın cevherleşmesi fazını temsil eder (Tablo 4.3).

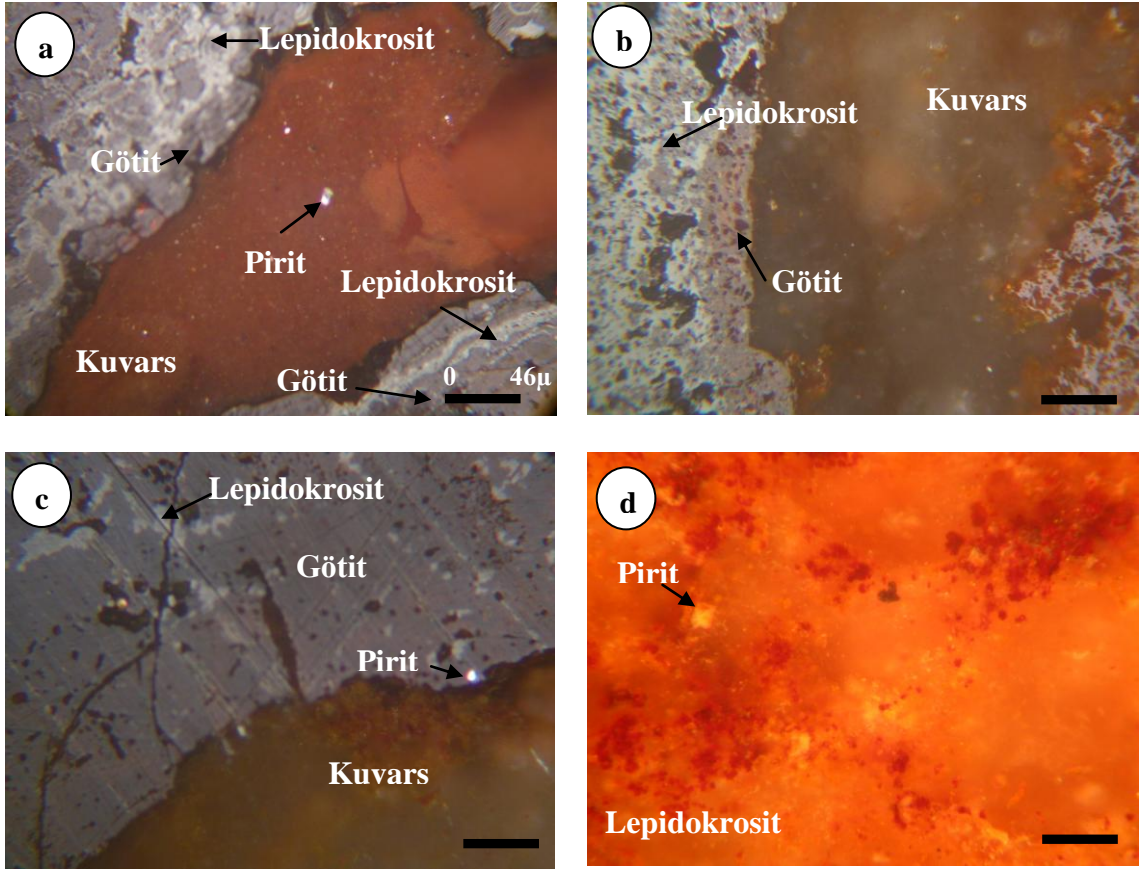
Birincil cevherleşme üç fazdan oluşmaktadır. İlk olarak pirit-1'ler oluşmuştur. Pirit-1'ler çeşitli olaylar sonucu kırılmış ve aynı zamanda ortama silisle beraber, altın ve pirit-2'ler de gelerek birinci fazı tamamlamışlardır. Daha sonra pirit-2'ler kırılmış ve ortama yine silisle beraber, pirit-3'ler yerleşerek ikinci fazı oluşturmuşlardır. İkinci fazın sonunda pirit-3'ler ornatılmıştır. Son olarak üçüncü fazda ise, kuvars minerali egemen olarak ortamda yerini almıştır. Altının birincil cevherleşmenin epitermal safhasında olduğu gözlemlenmiştir.

4.2.4.2. İkincil Cevherleşme

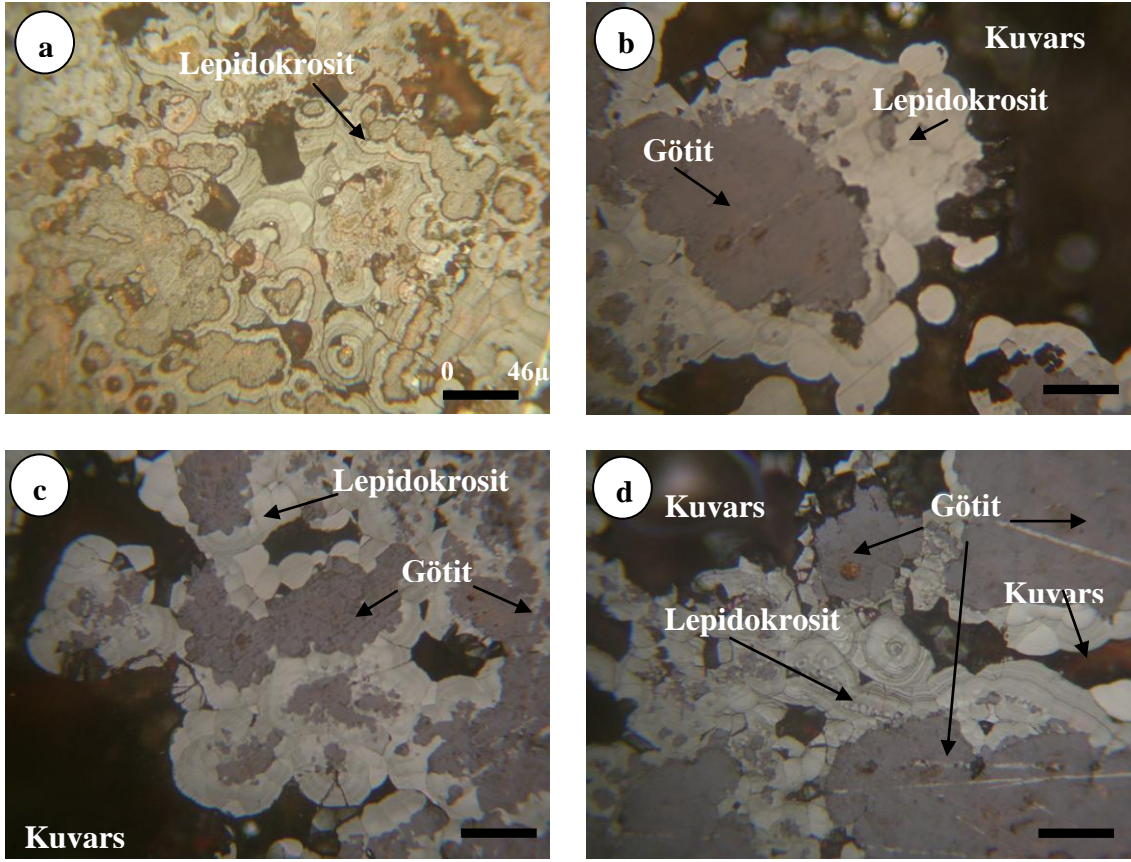
İkincil cevherleşmedeki karakteristik mineraller götit, lepidokrosit ve limonittir. Tektonizmanın fazla etkili olduğu, yoğun kataklastik kırılımlı piritler başta olmak üzere bütün piritler, alterasyon süreçleri ile birlikte kısmen veya tamamen ikincil hematit ve sulu demiroksite dönüşmüşlerdir (Şekil 4.20).

Tablo 4.3. Minerallerin oluşum sırasını gösteren tablo.

Bazı kesitlerde pirit gangla konsantrik dokulu, böbreğimsi, üzüksü dokular oluşturmaktadır. Bunlar lepidokrositlerin ve götütlerin üzerinde oluşan yumrumsu yapılardır. Bu yumrumsu yapıların üzerinde altın taneciklerine rastlanmıştır (Şekil 4.21).



Şekil 4.20. Götit ve lepidokrosit mineralinin dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi görüntüleri. a), b) ve c) lepidokrosit ve götitlerin üzerinde oluşan yumru yapısı, d) lepidokrosit ve götitli ortam (Ç.N).



Şekil 4.21. Piritin mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskobisi fotoğrafları. a) lepidokrosit ve götiten konsantrik yapıları, b), c) ve d) lepidokrosit ve götite gang tarafından çevrelenmiş.

4.3. Mineralojik İncelemeler

Çalışma alanında petrografik incelemelerde tanımlanamayan minerallerin ve saf veya saf yakın mineral topluluğu içeren numunelerin mineralojik analizleri yapılmıştır. Mineralojik analizler kapsamında X-ışınları difraksiyonu incelemelerini kapsamaktadır. Yapıtılan söz konusu analizlerle minerallerin ve mineral topluluklarının daha kesin tanımlanması, bazı kimyasal ve kristal özellikleri belirlenmiştir.

4.3.1. X-ışınları Difraksiyonu İncelemeleri

İnceleme alanında özellikle hidrotermal alterasyon sonucu oluşan mineralleşmelerin gözlemlendiği kesimlerden alınan numunelerin tane boyutunun çok ince olması, kil grubu mineral içermeleri ve ayrıca optik mikroskop tanımlamaların yetersiz kaldığı numunelerden X-ışınları difraksiyon çekimi yoluna gidilmiştir. X-ışınları difraktometreleri için alınan örnekler bütün alterasyon zonlarını temsil edilecek şekilde alınmıştır.

Bütünüyle altere olmuş volkanitlerden alınan örneklerde X-ışınları çekimlerinde mineral topluluğunun genelde kuvars, alunit, feldispat, simektit, illit, kaolinit, klorit ve kalsit minerallerinden meydana geldiği saptanmıştır. Örneklerin tümünde kuvars, çoğunda alunit ve feldispat ve yaklaşık yarısında simektit ve illit bulunmakta, ayrıca bu birlikteliklere yer yer klorit ve kalsit de eşlik etmektedir (Tablo 4.4).

Birimdeki mineralleri bolluk sırasına göre alunit, feldispat, kaolinit simektit, illit ve klorit temsil etmektedir. Kil mineralleri tektonik hatlar boyunca gelişen silisleşme zonundan, ileri arjilik zon, arjilik zon ve propilitik zonalarda kuvars, alunit±kaolinit, kaolinit±simektit±illit ve klorit±serizit±kalsit parajenezlerinin oluşumu şeklinde belirlenmiştir.

Hidrosilikat bileşiminde olan çeşitli kil mineralleri kayaç alterasyonunun başlangıç, ilerleme ve sonuç safhalarında oluşmaktadır. Kayaç bileşenlerinde meydana gelen mineralojik değişimle ifade edilen kayaç alterasyonunda su önemli rol oynamaktadır.

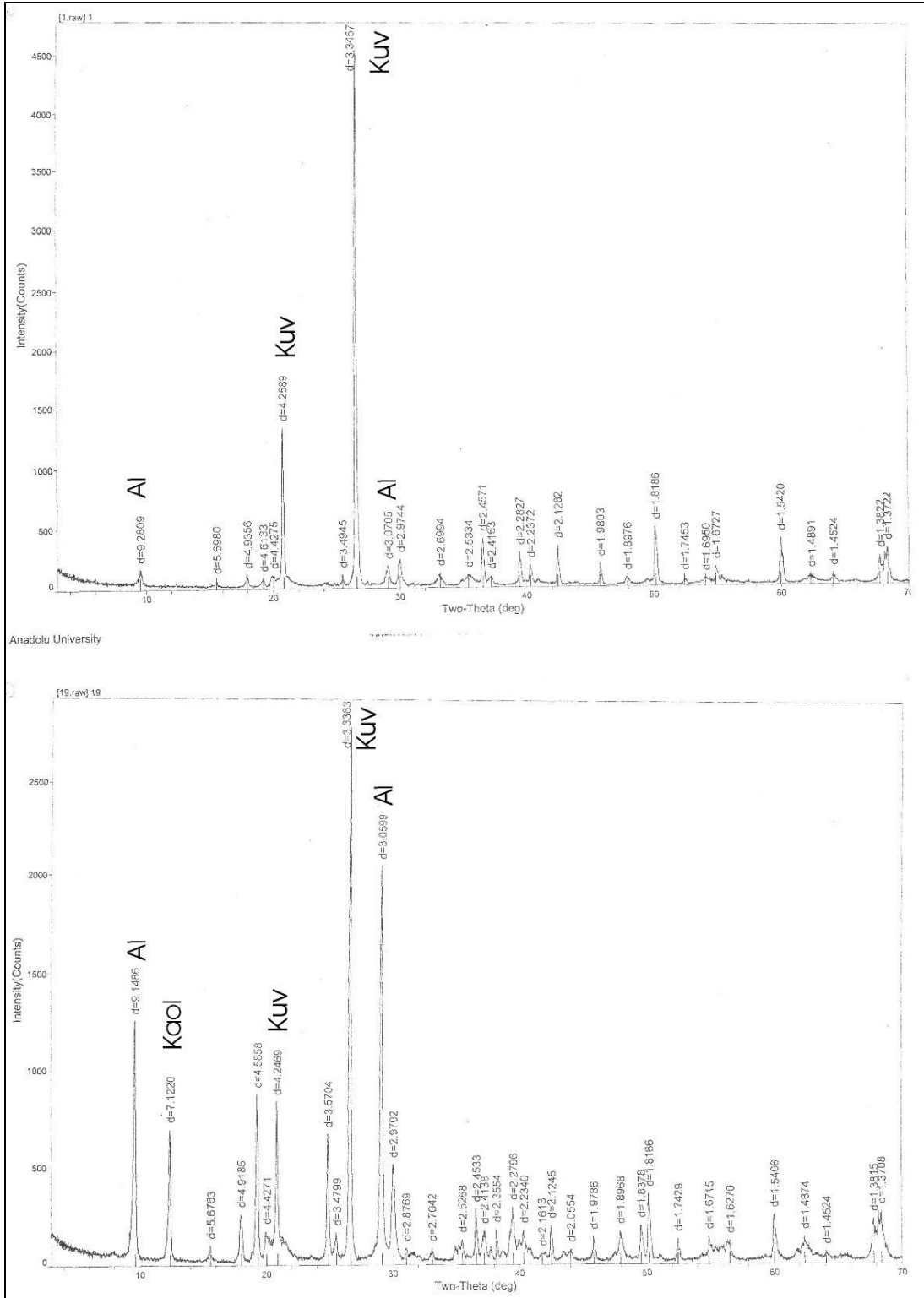
İlksel dokusu ve mineralojik bileşimi ile andezit olarak tanımlanan kayalar; başlıca feldispat, bozuşma ürünleri olarak kil, kuvars ve kalsit içermektedir. Bozuşma derecesi arttıkça, feldispat miktarları da azalmaktadır. Buna karşın kil ve kuvars miktarında artış gözlenmektedir.

Kuvars en yaygın gözlenen minerallerden birisi olup, miktarı sadece iki örnekte (4 ve 54 numaralı örneklerde) %100, diğerlerinde ise %40-80 arasında değişmektedir.

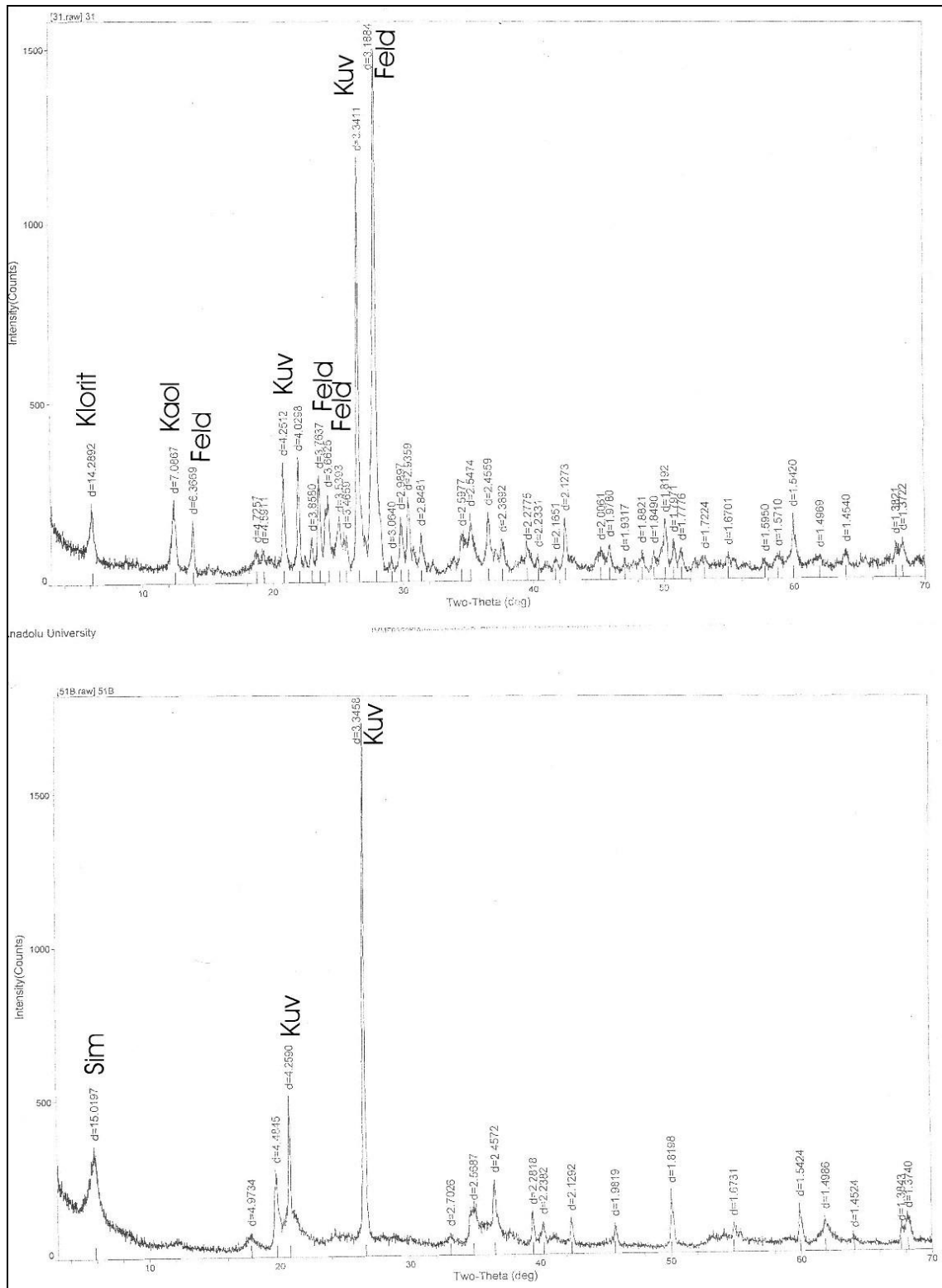
Alunit bozuşmuş örneklerin yaklaşık olarak tamamında %20-60 arasında bulunmakta ve miktarındaki artışa paralel, göreceli olarak kil minerali oranında ve kuvars oranında azalma gözlenmektedir (Şekil 4.22).

Kuvars 3.34 Å, 4.26 Å, alunit minerali ise 3.07 Å, 9.15 Å pikleriyle tanımlanmıştır (Şekil 4.22 ve 4.23). Genel karakteristik özellik olarak tüm feldispatlar 3.28 Å, 3.16 Å aralığında 2 veya 3 güçlü kırınım 3.22 Å aralığı içerisinde iki çok güçlü kırınımına sahip olması 6.4 Å, 6.5 Å aralığında içinde orta şiddetli bir kırınım vermesi 4.03 Å, 4.05 Å, 3.74 Å, 3.78 Å ve 3.61 Å, 3.67 Å bölgelerinde orta güçlü şiddete sahip kırınım vermesi ile ayrılırlar. Yapılan XRD ve petrografik incelemelerde de bölgedeki feldispat minerallerinin genellikle plajiyoklas cinsinden olduğu saptanmıştır. Kaolinit minerali 7.14 Å ve 3.57 Å; illit ise 10 Å ve 5 Å pikleri ile tanımlanmıştır. Kaolinit içeren örnekler aynı zamanda klorit içermediği için kaolinitlerin kristalinite endeksi oldukça güvenilirdir. Klorit ise yaklaşık 14 Å ile 3.54 Å pikleri ile tanımlanır (Şekil 4.23).

Simektitler özellikle zayıf bir dolaşımın olduğu, denizel ortamlar gibi hafif alkalin ortamlarda oluşurlar ve genellikle yüksek Si ve Mg içeriğine sahiptirler (Borchardt, 1977). Bu tür ortamlarda alterasyon reaksiyonları sonucunda açığa çıkan



Şekil 4.22. Al: Alunit, Kuv: Kuvars, Kaol: Kaolinit, örneklerine ait tüm kayaç X-ışınları difraktogramları.



Şekil 4.23. Klorit: Klorit, Kaol: Kaolinit, Feld: Feldispat, Kuv: Kuvars, Sim: Simektit örneklerine ait tüm kayaç X-ışınları difraktogramları.

bazı elementler yıkanır (Grim, 1962) ve ortam Ca, Na ve K gibi elementler bakımından zenginleşir (Deer vd., 1996).

Feldispat mineralleri 9 örnekte hiç gözlenmezken; 10'unda genellikle %20-50'ye kadar çıkabilmektedir (Şekil 4.23).

Tablo 4.4. Kuvars, feldispat, alunit, mika/illit, simektit, klorit, kaolinit ve kalsit örneklerinde X-ışınları difraktogramlarına göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler (*).

Örnek No	Kuvars	Feldispat	Alunit	Mika/illit	Simektit	Klorit	Kaolinit	Kalsit
1	++++		+					
4	+++++		+					
5	++	+	eser	+	+		eser	
6	+++	+	eser	+	eser			
7	+++	++	eser	+	eser			
17	+++		++					
19	++		+++				++	
31	++	++	eser			+		
32	++	++	eser	eser	eser	eser		
43A	++++		eser	+		+	eser	
43B	++	++	+		++			
43C	+++	+	eser		+		eser	eser
44	+++	eser	+		+			
51A	+++		+		++			
51B	+++			eser	++		eser	
52	+++	+	++	eser	+			
53	+++			eser	++		eser	
54	+++++	eser						
60	++++		+					

+++++: çok bol, ++++: bol, +++: orta, ++: az, +: çok az, *Mineral bolluklarındaki hata payı \pm %10'dur.

5. HİDROTERMAL BOZUNMALAR (ALTERASYON)

Sıcaklıkları 50-500°C arasında olan ve ana bileşen olarak Na, K, Ca ve Cl ile tali bileşenler olarak Mg, B, S, Sr, Fe, CO₂, H₂S, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag ve Au elementleri içeren sıcak sulu çözeltiler hidrotermal çözeltiler olarak tanımlanmaktadır (Skinner, 1979). Hidrotermal çözeltiler yalnızca magmatik, metamorfik, sedimanter, meteorik yada denizel kökenli olabileceği gibi, bunların iki veya daha fazlasının karışımı sonucu da oluşabilirler. Hidrotermal yataklar oluşum sıcaklıkları bakımından katatermal/hipotermal (T>300 °C), mezotermal (T=300-200 °C), epitermal (T<200 °C) ve \pm teletermal (T<100°C) olarak alt bölümlere ayrılabilir (Evans, 1987). Hidrotermal çözeltiler sıcak ve asidik olmalarına karşın iç basınçları düşük olduğundan yan kayaçlar içerisinde hareketleri pnömatolitik çözeltiler kadar hızlı olmayıp, geçirgenlik yüksek ise boşluklar ve kanallar boyunca akarak, geçirgenliğin az olduğu yerlerde sızarak ve süzülerek, çok daha az olduğu yerlerde ise emilerek, hareket etmekte ve içeriklerini taşımaktadır (Gökçe, 2000). Hidrotermal çözeltilerin hareketi durduktan sonra bile, ortamdaki sıcaklık, yoğunluk ve derişim farkına bağlı olarak difüzyon yoluyla çözeltilerin içindeki maddelerin hareketi devam etmektedir (Gökçe, 2000). Oluşan minerallere göre; propilitik, turmalinleşme, fillik veya serizitik/serizitleşme, potasik, albitik, silisleşme, silikatlaşma, karbonatlaşma, alunitik, sülfatik, arjilik, zeolitik, serpantinleşme ve talklaşma, oksitleşme gibi birçok bozuşma türleri tanımlanmış olup, bunlar da epidotlaşma, biyotitleşme, kloritleşme, hematitleşme, piritleşme vb. alt gruplara ayrılabilir (Meyer ve Hemley, 1967; Lowell ve Guilbert, 1970; Pirajno, 1992). İnceleme sahasında volkanitleri etkileyen hidrotermal bozuşma türleri mineral birliktelikleri, bollukları ve kimyaları dikkate alınarak silisleşme, ileri arjilik, arjilik ve propilitik alterasyon türleri ayırt edilmiştir.

İnceleme alanında, özellikle volkanitlerde yaygın şekilde hidrotermal alterasyonun etkisi izlenmiştir. Hidrotermal akışkanların kayaçları etkilemesi sonucu anakayaçta önemli mineralojik ve kimyasal değişiklikler oluşmuştur. Mineralojik bileşimi genelde andezit olan kayaçlarda, başlangıçta mevcut olan mineral toplulukları düşük sıcaklık-düşük basınçlı hidrotermal alterasyon koşullarında yeni bir mineral topluluğuna dönüşmüştür. Sonuçta orjinal kayacın bileşimi ve dokusu kısmen ve/veya tamamen

kaybolmuştur. Alterasyon olaylarını kontrol eden ana faktörler şunlardır: 1. Çevre kayaçların türü, özelliği; 2. Akışkanların bileşimleri; 3. Akışkan bileşimlerinin (örneğin H, CO₂, O₂, K, S₂ vb.) kimyasal potansiyeli, aktivitesi ve konsantrasyonu (Pirajno 1992).

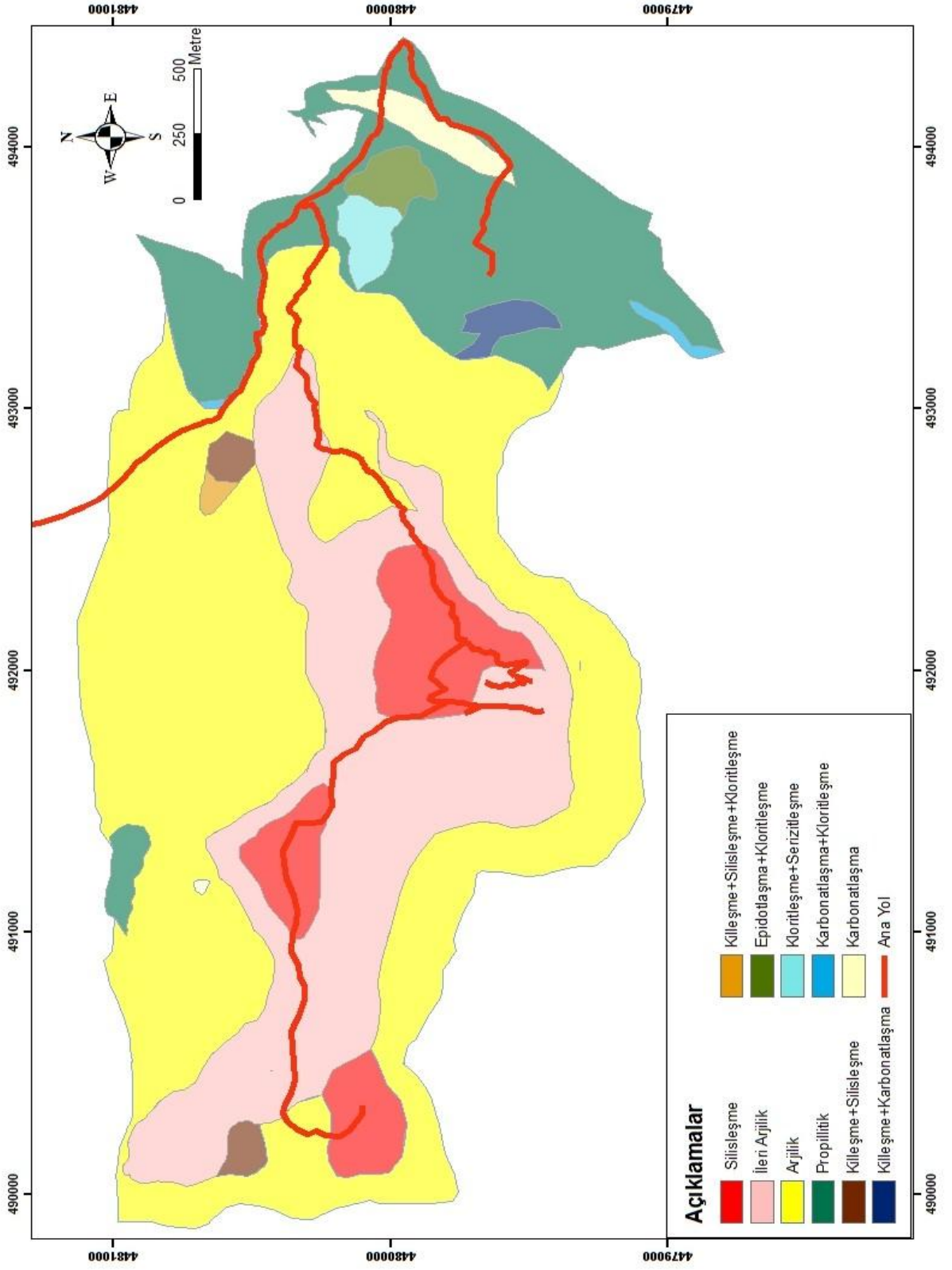
5.1. Hidrotermal Alterasyon Türleri

Alterasyonlar, arazide bitki örtüsü olmaması nedeni ile kolaylıkla görülmektedir. Arazide dört farklı tipte alterasyon zonları gözlenmiştir. Bunlar silisleşmiş zon (silisik alterasyon), ileri arjilik zon, arjilik zon ve propilitik zon şeklindedir. Genelde bölgede birimlerin üzerinde ve içerisinde arjilik alterasyon görülür. İleri arjilik ve arjilik zon (ileri arjilik; alunit±kaolinit, arjilik zon; simektit±illit, propilitik zon; klorit±serizit±karbonat) asidik alterasyon ile örtülüdür. Alterasyon türleri cevher yataklarına yakın, küçük, kısa dağılmış zon ve mercekler oluşturur şeklindedir. Silisleşme (silisik alterasyon) bütün bu alterasyon tiplerini örter ve yüzeyde de görülür (Şekil 5.1). Alterasyon haritası hazırlanırken arazi gözlemleri ve laboratuvar çalışmaları bir arada yürütülerek oluşturulmuştur.

Merkezdeki geniş bir alanda bulunan silisli zondan dışarıya doğru gidildikçe arjilik alterasyon zonunun (ileri arjilik ve arjilik alterasyon) bölgenin büyük bir kısmını kapladığı gözlenir. Arjilik alterasyon zonunun içerisinde silis oranı yüksek bölümlerde bulunabilmektedir. Bu bölümler hem arjilik hem silisik bölümler olarak farklı ayırtlanmıştır. Arjilik zon içerisinde demiroksitleşmede mevcuttur. Alunit minerali ise çalışma alanında egemen olarak yer almaktadır.

5.1.1. Silisleşmiş Zon

Çalışma sahasının hemen hemen bütün yüksek kesimlerinde (Karaçakıl Tepeden Batıya doğru Demirliocağı Ziyareti Tepe civarına kadar) silisleşmiş kayaçlar gözlenmiştir.



Şekil 5.1. Çalışma alanının alterasyon haritası.

Kuvars içeriği %80'in üzerinde olan, çok az miktarda kil içeren ve volkanik kayac dokusunun kesinlikle görülmediği bir zondur. Genelde bu silisli yapılar topoğrafya üzerinde şapka veya çıkıntılar (ledge) şeklinde görülürler (Karaçakıl Tepe). Silis zonu içerisindeki bu kayalar oldukça sert yapıda olmalarına rağmen, dış yüzeylerinde parçalanmalar ve kırılanmalar az da olsa izlenmektedir. Bileşimindeki silisler kuvars ile temsil olunur. Kil mineralleri ise bu kayalarda az orandadır (Ör: Karaçakıl Tepe).

Feratomagmatik breşler gri, sarımsı gri, kahverengimsi kırmızı ve mor renklerde bulunmaktadır. Kahverengimsi ve morumsu renkler bu kayaların hematitleşmesinden ileri gelmektedir. Yoğun olarak silisleşmiş kayalar (Karaçakıl Tepe, Kuzgun Tepe ve Sarıyar Tepe'nin bir bölümü) çok sert olup tamamen silisleşmemiş olan kayalar ise daha az sertliktedirler. Bazı bölgelerde ise silisleşmeye killeşme eşlik eder şekildedir (Örneğin Sarıyar Tepe civarı).

Silisleşme, cevherleşme ile ilgili alterasyonun doğal bir sonucudur. Silisleşme değişik kimyasal bileşimleri olan birçok kayac çeşidinde görülür. Alterasyona uğramış yan kayacda kuvars çoğu zaman demiroksit tarafından nüfuz edilmiştir.

Ayrıca silisleşmiş kayalarda demiroksitleşmenin yanısıra, killeşme, opaklaşma ve hidroksitleşme gözlenmiştir.

Silisleşme iki oluşum halinde meydana gelmiştir. Bunlardan biri kırık ve çatlaklar boyunca diğeri ise bağlayıcı malzeme olarak.

Bölgede Eosen başlarından itibaren başlayan volkanik faaliyet lav akıntıları biçiminde devam etmiş, bu volkanitleri oluşturan magmanın fraksiyonel kristallenmesi sonucu bileşimini farklılaştırmış ve sığ derinliklere kadar yükselerek volkanitleri silisleştirmiştir (Şekil 7.1).

Alterasyon zonu içerisinde sulfütlü mineral olarak sadece az miktarda pirit gözlenmesi, bölgede alterasyon zonunun geliştiği tipte başka kırık sistemlerinin ve/veya

cevherli damarların gözlenmemesi cevherleşme ile alterasyon zonunun farklı süreçlerde oluşmuş olabileceğini düşündürmektedir.

5.1.2. İleri Arjilik Zon (Alunit ± Kaolinit)

İleri arjilik zon çalışma alanında bir çok alanda yüzeilenmektedir. Tepelerin bazı yerlerinde, feratomagmatik breşlerle olan dokanaklarda ve azda olsa dere içlerinde bu zona rastlamak mümkündür (Şekil 5.2).

Makroskobik olarak plajiyoklas mineralleri tanımlanmış olup, killeşme en yaygın bozunma türüdür.



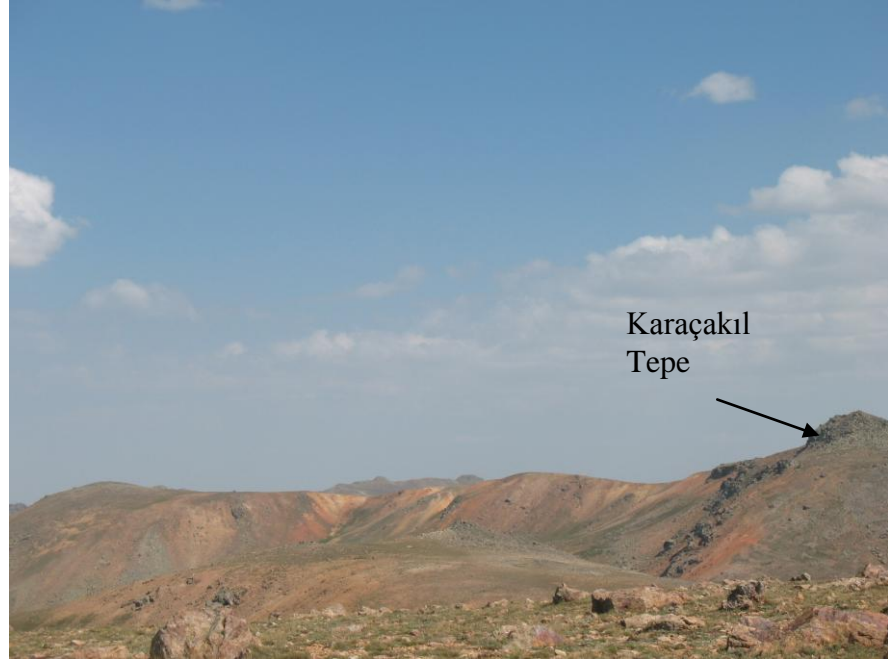
Şekil 5.2. Kuzgun Tepede ileri arjilik ve arjilik zon kısımları.

Andezitlerin bozuşması sonucu oluşan bölgede, alunitçe zengin bu ileri arjilik zonun, üst kesimlerine doğru silisli zona geçtiği gözlenmiştir. Yapılan mikroskobik incelemelerde özellikle plajiyoklasların önemli derecede killeştiği tespit edilmiştir. Ancak alterasyonun ileri olması nedeniyle mineralojik bileşim X-ışınları çalışmalarına

göre genelde, alunit±kaolinit şeklindedir. İleri arjilik alterasyon en iyi Karaçakıl Tepe ve Kuzgun Tepe civarlarında görülmektedir (Şekil 5.3).

İleri arjilik zon; topografik dağılımları göz önüne alındığında çok net sınırlarla ayrılmamakla birlikte, üst kesimlerde demiroksitli feratomagmatik breş ve bu zonun altında ise alunitli seviyeler ile temsil edilmektedir. Bunlar içerisinde ise yer yer kaolinit mineralleri iç içe geçmiş zonlar şeklinde bulunabilmektedir.

İnceleme alanında gözlenen alunit oluşumlarının birçoğu ekonomik boyuttaki cevher yatağının oluştuğu kayaçlarla ilişkili olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 5.3. Sarıyar Tepede ileri arjilik ve arjilik zon kısımları.

5.1.3. Arjilik Zon (Simektit ± İllit)

Çalışma sahasında Sarıyar Tepenin kuzeyi, doğusu ve güneyinde ve Kuzgun Tepenin kuzey yamaçlarında yaygın olarak gözlenen bu alterasyon türü, hidrotermal alterasyondan fazla miktarda etkilenen açık sarı ve beyaz tonlarda bulunan altere ürünlerdir.

Genelde plajiyoklaslar önemli derecede killeşmiştir. Ayrıca, çatlaklarında yer yer demiroksitleşme ve enderde olsa az miktarda karbonatlaşma gözlenmektedir.

Çalışma alanından alınan arjilleşmiş andezit örneklerinden yapılan XRD analiz sonuçlarına göre, simektit±illit minerallerine rastlanmıştır.

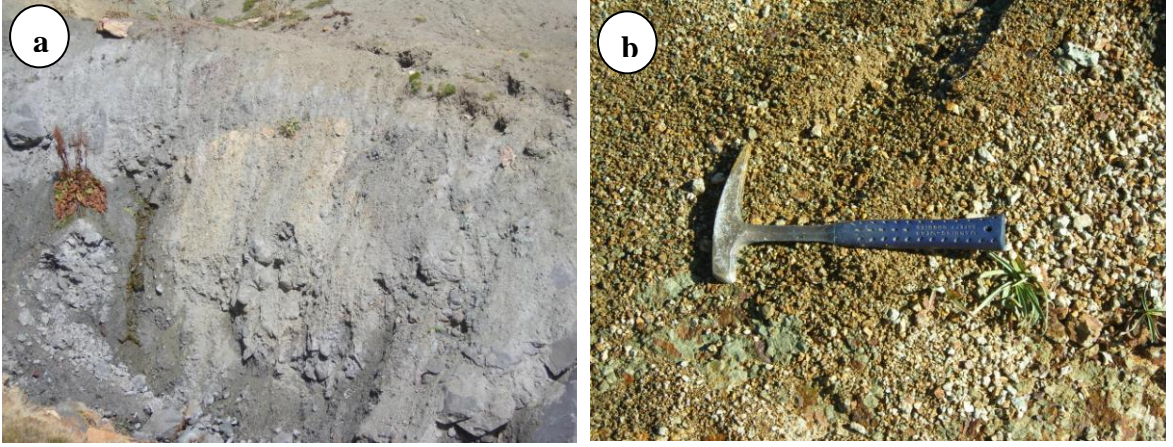


Şekil 5.4. Hasandağ bölgesindeki arjilik kısım.

5.1.4. Propilitik Zon (Klorit ± Serizit ± Kalsit)

Bu alterasyonun türünün yaygınlığı zayıf olmakla birlikte yoğunluğu değişiklik gösterir. Sokulum kayaçların çevresinde gözlenen volkanitler, kontak metamorfizmaya

uğramışlardır. Ayrıca Aksu deresi boyunca da bu alterasyonun mineral toplulukları tipik olarak gözlenebilmektedir. Ana kayaç andezitik volkanitlerdir. Kırmızımsı bordo renkli bir görünüm sergileyen andezitik kayalarda, hematitleşmenin geliştiği ve dış kesimlere doğru arjilik alterasyona geçtiği belirlenmiştir. Alterasyon topluluğunun hamurunu ince taneli, özşekilsiz ikincil kuvars minerali ve plajiyoklas oluştururken; epidot minerallerine dönüşmüş plajiyoklas mineralleri tipiktir. Yapılan XRD analiz sonuçlarına göre, tipik mineralleri arasında, klorit ve karbonat (kalsit) bulunmaktadır.



Şekil 5.5. Çalışma alanındaki propilitik kısım, a) çalışma alanı güney kısmı, b) Aksu deresi içi.

6. JEOKİMYA

6.1. Giriş

Saha gözlemleri ve polarizan mikroskop altındaki ince kesit incelemeleri sonucunda andezit, bozuşma ürünü olan arjilik kısımlardan alınan örnekler (altere andezit), feratomagmatik breş ve granodiyorit-siyenogranit birimlerinden toplam 20 adet örnek seçilerek tüm kayaç jeokimyasal analizleri yapılmıştır. Bu sonuçlardan itibaren volkanitlerin oluşumlarında etkili olan süreçler ve kökenleri incelenmiştir.

Volkanik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element içerikleri tespit edilerek, jeokimyasal özellikleri ve kökenleri değerlendirilmiştir. Ayrıca volkanik kayaçların kimyasal bileşimindeki değişiklikler ile magmatik olaylarla (fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, asimilasyon vb.) arasındaki ilişkisi araştırılarak gelişimleri hakkında bilgiler sağlanmıştır.

6.2. Volkanik Kayaçların Kimyası

6.2.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Adlandırılması

Volkanik kayaçların kimyasal adlandırılması için birçok araştırmacı tarafından değişik parametrelere bağlı olarak sınıflama diyagramları önerilmiştir. Bunlardan yararlanılarak incelenen volkanik kayaçların kimyasal sınıflandırılması ve adlandırılması yapılmıştır.

Bölgedeki Eosen volkanitlerinin hidrotermal alterasyona maruz kalmış olması kimyasal adlandırma ve tanımlamalarda pek çok elementin özellikle de ana elementlerin kullanılmasını olanaksız kılmaktadır. Andezit ve altere andezit örneklerinin mineralojik özelliklerine bakılacak olursa oldukça yoğun bir biçimde killeşmiş oldukları gözlenir. İncelenen volkanik kayaçların kimyasal analizlerini sağlıklı bir biçimde yorumlayabilmek için, kayaç içerisindeki ana ve iz element zenginleşmelerinin iyi bilinmesi gerekir. Çünkü kayaçların maruz kaldığı alterasyon vb. gibi olaylar bazı

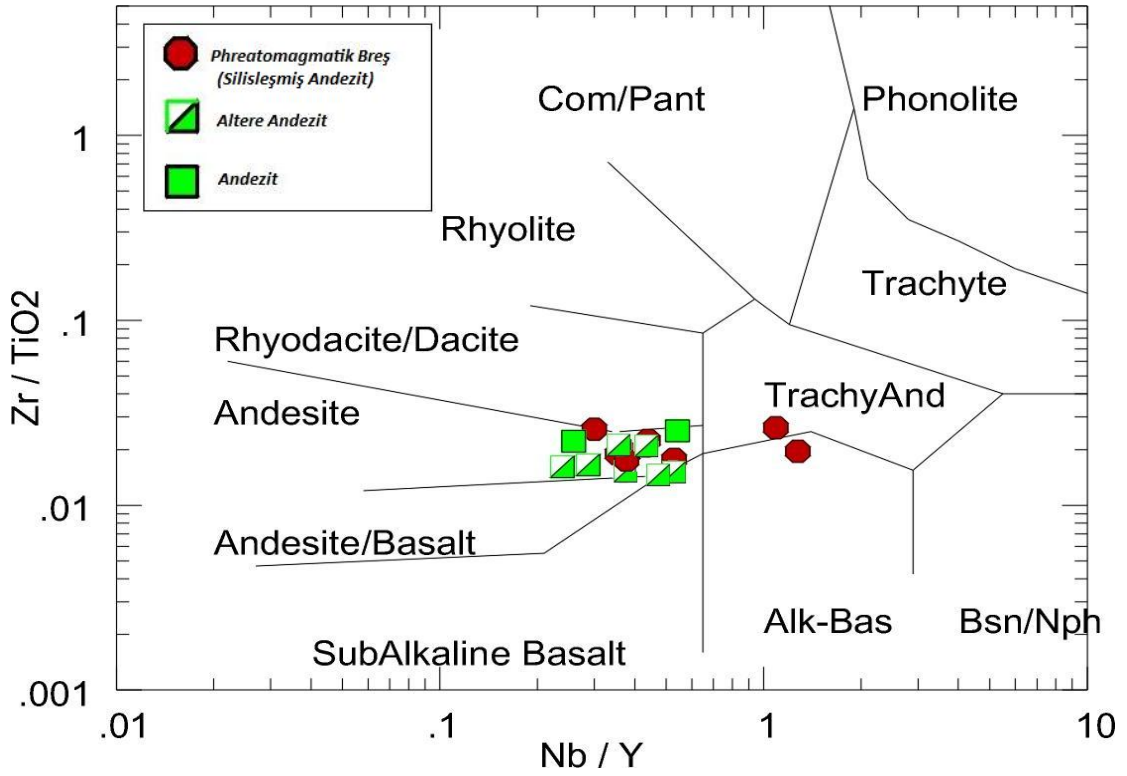
element (özellikle ana element) hareketlenmelerine neden olmuş olabilir (Hart vd., 1974; Humpris vd., 1978). Bu nedenle alterasyon esnasında az hareketli olarak bilinen Zr, Y, Nb, Ti, Ga, Cr, Ni, P, Th ve nadir toprak elementleri jeokimyasal ve petrolojik amaçlı olarak kullanılmaktadır (Pearce ve Cann, 1973; Floy ve Winchester, 1975). Bununla beraber çalışmalar Th (Nood vd., 1979) ve nadir toprak elementlerinin de (Hellman vd., 1979) belli şartlar altında hareketli olabileceklerini göstermiştir. Bu yoldan hareket ederek kayaçlardaki yer yer hidrotermal alterasyondan dolayı, özellikle de ana element hareketlenmeleri olması nedeni ile volkanik kayaçların kimyasal olarak sınıflandırılması ve adlandırılmasında yaygın olarak kullanılan SiO_2 'ye karşı toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diyagramı (Le Maitre vd., 1989) çok güvenilir sonuçlar vermemiştir. Bundan dolayıda daha az hareketli veya hareketsiz olarak bilinen iz elementler kullanılarak kayaç adlandırılmasına gidilmiştir.

Andezit örnekleri ile bozuşma ürünleri (altere andezit ve feratomagmatik breş), Nb/Y'ye karşı $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0.0001$ kimyasal adlandırma diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977), çoğunlukla andezit ve iki örnekte traki andezit alanında yer almaktadır (Şekil 6.1).

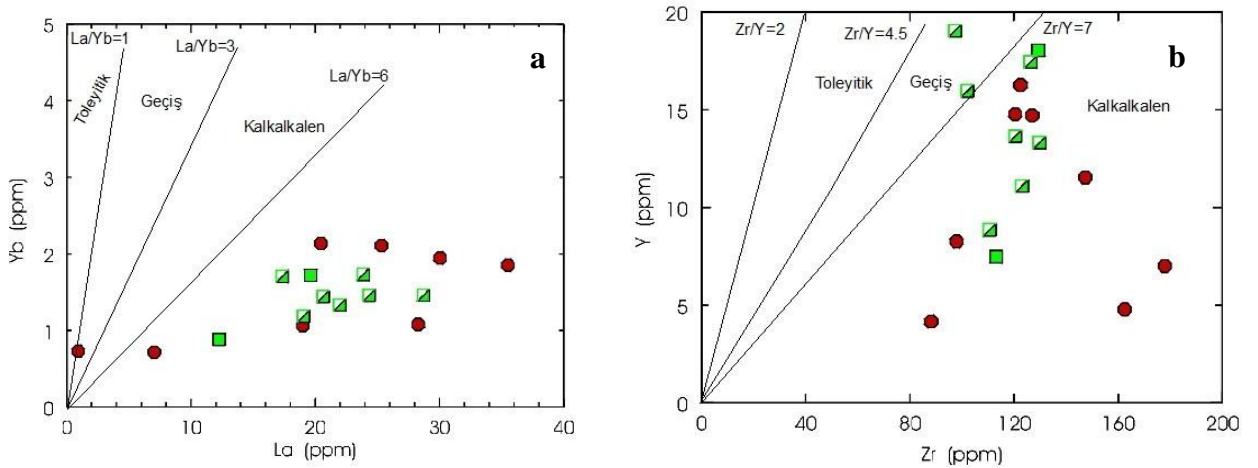
Volkanik kayaçların soy özelliklerinin belirlenmesi için toplam alkali- SiO_2 diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971) ve yine Irvine and Baragar (1971)'in $\text{FeO}(t)$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ve MgO üçgen diyagramları çizilmiş ve kayaçlar çok altere olduklarından istenen sonuçlar alınamamış ve bu nedenle burada yer verilmemiştir.

Hasandağ yöresindeki volkanitlerin jeokimyasal karakteristikleri, La-Yb ve Zr-Y diyagramları kullanılarak irdelenmiştir (Şekil 6.2). Volkanitler La-Yb ve Zr-Y ikili element ilişkilerine göre genelde kalkalkalen karakterlidirler.

Artan Zr ile neredeyse pozitif korelasyon gösteren Y, hornblend fraksiyonlaşmasını işaret eder (Şekil 6.2 b). Genel olarak, andezitik kayaçlardaki Y değişimi, bu kayaçların gelişiminde önemli bir hornblend fraksiyonlaşmasının olduğunu göstermektedir (Pearce ve Norry, 1979).



Şekil 6.1. İncelenen andezit örnekleri ile bozuşma ürünlerinin Winchester ve Floyd (1977)'in $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ diyagramında adlandırılması.



Şekil 6.2. Hasandağ yöresindeki andezit örnekleri ile bozuşma ürünlerinin jeokimyasal eğilimleri, a) La'ya karşı Yb, b) Zr'a karşı Y diyagramı. Toleyitik-geçiş-alkalen ayırım doğruları Barret ve MacLean (1994, 1999)'den alınmıştır, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir.

6.2.2. Ana ve İz Element Jeokimyası

Çalışılan bölgedeki andezit ve alterasyon ürünlerinin ana ve iz element içerikleri Tablo 6.1’de verilmiştir. Örnekler, ana element sonuçlarına göre %11,55-77,09 arasında değişen SiO₂ içeriğine sahip olup, ateşte kayıp değerleri (LOI) ise %1,2-19,3 arasında değişmektedir. Bir örnek hariç bütün örneklerin LOI (ateşte kayıpları) %2’nin üzerinde olmakla birlikte; LOI değerlerinin yüksek olması bu kayaların altere olduğuna işaret eder.

Feratomagmatik breşlerin (silisleşmiş andezit) MgO, CaO ve MnO içeriklerinin düşük olduğu görülmektedir. MgO içeriği %0.02-0.05, CaO içeriği %0.05-0.44, MnO içeriği %0.01 aralıklarında değişmektedir. İz elementlere bakıldığında yüksek Cu, Zn, As ve Au içereğine, daha düşük Ba ve Rb içeriğine sahiptir.

Andezit örneklerinin MgO, CaO ve MnO içeriklerinin de düşük olduğu görülmektedir. MgO içeriği %1.94-2.35, CaO içeriği %0.25-2.18, MnO içeriği %0.01-0.12 arasında değişmektedir.

Yine altere andezitlerin MgO, CaO ve MnO içerikleride düşüktür. MgO içeriği %1.03-3.93, CaO içeriği %0.05-1.07, MnO içeriği %0.01-0.23 arasında değişmektedir.

Granodiyorit-siyenogranit örneklerinde MgO, CaO ve MnO içeriklerinin düşük olduğu görülmektedir. MgO içeriği %1.96-4.10, CaO içeriği %4.23-8.22, MnO içeriği %0.12-0.18 arasında değişmektedir.

Bileşimsel değişimlerdeki bu aralık kayaların mineralojisindeki değişimlerden kaynaklanmaktadır.

Tablo 6.1. Hasandağ bölgesindeki andezit, altere andezit, feratomagmatik breş ve granodiyorit-siyenogranit örneklerinin ana oksit (%) ve iz element (ppm ve ppb) içerikleri.

%	Andezit		
	7	21	ORT.
SiO ₂	67,48	60,22	63,85
Al ₂ O ₃	13,19	17,66	15,425
Fe ₂ O ₃ *	7,14	7,78	7,46
MgO	1,94	2,35	2,145
CaO	0,25	2,18	1,215
Na ₂ O	1,96	2,76	2,36
K ₂ O	1,85	1,22	1,535
TiO ₂	0,42	0,55	0,485
P ₂ O ₅	0,11	0,2	0,155
MnO	0,01	0,12	0,065
LOI	5,5	4,7	5,1
Top	99,83	99,75	99,79
Ba (ppm)	662	699	680,5
Be	1	1	1
Co	1,3	22,9	12,1
Cs	0,8	2,2	1,5
Ga	14	17,5	15,75
Hf	2,6	3,4	3
Nb	3,8	4,4	4,1
Rb	49,9	27,6	38,75
Sr	302,2	416,7	359,45
Ta	0,3	0,3	0,3
Th	5,7	7,1	6,4
V	150	205	177,5
W	<0,5	0,8	0,65
Zr	106,3	122	114,15
Y	6,7	17	11,85
Cu	54,8	120,9	87,85
Pb	7,9	4,3	6,1
Zn	7	93	50
Ni	1,8	75	38,4
As	4,6	3,4	4
Cd	<0,1	<0,1	0,1
Sb	<0,1	<0,1	0,1
Bi	0,3	<0,2	0,25
Ag	<0,1	<0,3	0,2
Au (ppb)	1,7	<0,5	1,1

*Fe₂O₃= Toplam Fe olarak, LOI= Ateşte Kayıp (loss on ignition).

Tablo 6.1.‘nin devamı:

Altere Andezit								
%	31	32	43A	43B	43C	51A	53	ORT.
SiO ₂	59,73	60,17	68,47	58,51	60,01	59,92	63,9	61,53
Al ₂ O ₃	17,12	16,73	15,75	17,32	19,75	16,48	17,06	17,17
Fe ₂ O ₃ *	6,93	6,76	3,41	8,29	5,64	7,33	5,25	6,23
MgO	3,05	3,93	1,04	1,12	1,1	1,03	1,34	1,80
CaO	0,76	1,07	0,17	0,19	0,11	0,05	0,06	0,34
Na ₂ O	4,41	3,53	0,28	2,95	1,32	0,11	0,06	1,81
K ₂ O	1,8	1,99	2,06	2	1,97	3,09	2,28	2,17
TiO ₂	0,58	0,57	0,76	0,66	0,76	0,5	0,56	0,63
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,13	0,09	0,06	0,13	0,09	0,13
MnO	0,11	0,23	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06
LOI	5	4,6	7,8	8,7	9,1	11,2	9	7,91
Top	99,72	99,77	99,85	99,85	99,83	99,83	99,66	99,79
Ba (ppm)	967	612	672	495	800	833	2363	963,14
Be	2	2	<1	<1	<1	<1	<1	1,28
Co	13,5	21	2,5	1,8	0,9	0,5	0,7	5,84
Cs	0,5	0,7	1	1,1	1,2	1,9	1,3	1,10
Ga	17,3	17,5	22,8	20,7	19,4	16,9	17,4	18,86
Hf	2,6	2,6	3,2	2,5	2,9	3	2,7	2,79
Nb	4,3	4,3	5,9	4,2	4,7	4,3	5,2	4,70
Rb	35,9	57,2	63,8	56,2	62,1	103,3	87,6	66,59
Sr	531,1	315,5	294,3	194,8	87,5	75,5	32,7	218,77
Ta	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,36
Th	6,9	6,1	8,4	6,1	7,5	8,6	9,6	7,60
V	190	197	221	348	278	209	181	232,00
W	0,6	<0,5	2,2	1,3	1,2	1	1,3	1,15
Zr	95,8	91,5	116,3	99,5	111,2	106,4	117,3	105,43
Y	14,9	17,5	15,5	7,6	10,3	11,7	12,3	12,83
Cu	60,4	110,5	22,9	128,2	31,3	36,8	31,1	60,17
Pb	6,1	4,8	13,9	13	11,2	17	14,5	11,50
Zn	86	66	8	32	8	5	9	30,57
Ni	10,5	14,8	2,9	1,7	1,9	1,4	3,1	5,19
As	7,6	0,7	4,9	5	3,1	4,2	1,1	3,80
Cd	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,11
Sb	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10
Bi	<0,1	<0,1	0,5	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	0,20
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10
Au (ppb)	0,6	<0,5	<0,5	2,7	1,3	1,1	0,6	1,04

*Fe₂O₃= Toplam Fe olarak, LOI= Ateşte Kayıp (loss on ignition).

Tablo 6.1. 'nin devamı:

Feratomagmatik Breş										
%	1	14	17	19	20	37	54	55	60	ORT.
SiO ₂	71,68	66,02	57,02	63,76	69,19	67,4	77,09	11,55	61,91	60,62
Al ₂ O ₃	17,6	15,71	14,02	18,35	17,8	9,61	0,53	1,65	7,34	11,40
Fe ₂ O ₃ *	4,3	5,61	4,69	2,16	3,43	5,39	17,77	73,95	16,69	14,89
MgO	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03
CaO	0,17	0,06	0,11	0,44	0,12	0,11	0,08	0,05	0,05	0,13
Na ₂ O	0,1	0,15	0,72	0,35	0,09	0,57	0,02	<0,01	0,26	0,25
K ₂ O	0,05	0,36	2,94	1,01	<0,01	1,61	<0,01	0,01	1,5	0,83
TiO ₂	0,64	0,56	0,56	0,57	0,61	0,47	2,26	0,07	0,39	0,68
P ₂ O ₅	0,22	0,06	0,3	0,33	0,19	0,07	0,06	0,12	0,09	0,16
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
LOI	5,1	11,3	19,3	12,8	8,4	14,6	2,2	12,2	11,6	10,83
Top	99,85	99,86	99,71	99,78	99,81	99,85	99,96	99,71	99,85	99,82
Ba (ppm)	635	687	901	824	240	705	24	27	330	485,89
Be	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00
Co	<0,2	4,5	0,7	2,7	4,8	1,7	0,9	1,4	0,7	1,14
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10
Ga	21,6	13,7	30,8	15,6	9,7	8,4	1,1	21,1	19,3	15,70
Hf	4,8	3,2	2,8	3,7	3,4	2,4	2,9	0,4	2,2	2,87
Nb	7,2	4,6	4,9	4,4	5,1	3,7	13,4	0,6	4,6	5,39
Rb	1,5	3,4	9	11,8	1,9	13,7	1,3	0,7	1,4	4,97
Sr	252,1	281,4	940,8	791,6	1075	312,3	19,4	20,9	484,8	464,20
Ta	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,8	<0,1	0,3	0,41
Th	10,9	8,3	11,2	8,3	9,4	7,5	2,3	7,3	3,5	7,63
V	171	135	314	157	173	119	37	268	171	171,67
W	1,9	1	1,4	0,9	1,3	1,4	1,6	<0,5	1,6	1,28
Zr	167,9	106	97,5	127,5	115,7	82,7	156,2	17,8	76,4	105,30
Y	6,6	13	12,5	10,2	13,4	7,1	4,6	2	3,6	8,11
Cu	23,5	18,8	28,4	23,5	8,6	32,8	184	1124	142	176,18
Pb	11	2,6	4,9	1,5	2,4	4,1	5,8	31,4	16,6	8,92
Zn	2	3	4	1	<1	3	4	25	4	5,22
Ni	0,2	4,4	0,8	3,2	2,3	3,8	2,3	6,4	2,7	2,90
As	90,7	1,3	1,9	2,8	0,5	1,7	10,4	2617	177,8	322,68
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,12
Sb	0,5	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,3	1,6	22,2	15,8	4,54
Bi	0,8	0,3	0,2	0,3	0,2	1	11,8	1,6	3,2	2,16
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,12
Au (ppb)	4,3	2,9	<0,5	1,6	4,8	7,4	86,5	21,8	44,4	19,35

*Fe₂O₃= Toplam Fe olarak, LOI= Ateşte Kayıp (loss on ignition), 55 numaralı örnek gossan (ileri derecede oksitlenmiş, yer yer bozunmuş kayaç örneği)'dir.

Tablo 6.1. 'nin devamı:

%	Granodiyorit		Siyenogranit
	10	67	ORT.
SiO ₂	64,27	54,9	59,585
Al ₂ O ₃	15,87	16,75	16,31
Fe ₂ O ₃ *	5,63	8,82	7,225
MgO	1,96	4,1	3,03
CaO	4,23	8,22	6,225
Na ₂ O	3,44	2,82	3,13
K ₂ O	1,63	1,85	1,74
TiO ₂	0,4	0,75	0,575
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,14
MnO	0,12	0,18	0,15
LOI	2,1	1,2	1,65
Top	99,82	99,73	99,775
Ba (ppm)	772	613	692,5
Be	<1	<1	1
Co	5,4	23,7	14,55
Cs	0,2	0,8	0,5
Ga	18	16,5	17,25
Hf	2,7	3	2,85
Nb	8,2	4,2	6,2
Rb	42,5	40	41,25
Sr	402,5	533,1	467,8
Ta	0,5	0,4	0,45
Th	4	3,6	3,8
V	92	257	174,5
W	1,1	<0,5	0,8
Zr	124,2	106,6	115,4
Y	16,7	18,3	17,5
Cu	4,8	18	11,4
Pb	2,6	4,7	3,65
Zn	45	45	45
Ni	6,5	10,6	8,55
As	<0,5	1,2	0,85
Cd	<0,1	<0,1	1
Sb	0,2	<0,1	0,15
Bi	<0,1	<0,1	0,1
Ag	<0,1	<0,1	0,1
Au (ppb)	<0,5	<0,5	0,5

*Fe₂O₃= Toplam Fe olarak, LOI= Ateşte Kayıp (loss on ignition).

Tablo 6.2. Hasandağ bölgesindeki volkanitlerin ve granodiyorit-siyenogranitlerin nadir toprak element (ppm) içerikleri.

Andezitik volkanitler			
%	7	21	ORT.
La	11,5	18,5	15,00
Ce	19,1	34,5	26,80
Pr	2,08	4,29	3,19
Nd	8,4	17,3	12,85
Sm	2,14	3,55	2,85
Eu	0,6	1,05	0,83
Gd	1,69	3,42	2,56
Tb	0,23	0,45	0,34
Dy	1,43	2,89	2,16
Ho	0,27	0,58	0,43
Er	0,82	1,86	1,34
Tm	0,13	0,27	0,20
Yb	0,83	1,62	1,23
Lu	0,14	0,27	0,21
La _N /Lu _N	8,53	7,11	7,82

Altere And.								
%	31	32	43A	43B	43C	51A	53	ORT.
La	27	16,4	21,9	17,2	18,6	21,4	19,8	20,33
Ce	43,9	34,9	44,4	33,2	36,3	41,5	35,3	38,50
Pr	5,44	4,1	5,18	3,71	4,29	4,57	4,13	4,49
Nd	20,9	17,3	21	13,2	15,8	16,7	14,7	17,09
Sm	3,88	3,79	4,06	2,27	3,09	3,11	2,45	3,24
Eu	1	1,1	1,08	0,49	0,74	0,81	0,6	0,83
Gd	3,22	3,48	3,15	1,58	2,37	2,01	1,86	2,52
Tb	0,39	0,46	0,46	0,25	0,34	0,31	0,32	0,36
Dy	2,44	3,06	2,66	1,19	1,83	1,78	2,1	2,15
Ho	0,49	0,62	0,5	0,26	0,34	0,38	0,41	0,43
Er	1,51	1,85	1,64	0,84	1,14	1,39	1,28	1,38
Tm	0,23	0,26	0,24	0,17	0,18	0,2	0,23	0,22
Yb	1,37	1,61	1,59	1,07	1,3	1,28	1,2	1,35
Lu	0,22	0,26	0,27	0,18	0,23	0,24	0,24	0,23
La _N /Lu _N	12,74	6,55	8,42	9,92	8,40	9,26	8,56	9,12

Tablo 6.2. 'nin devamı:

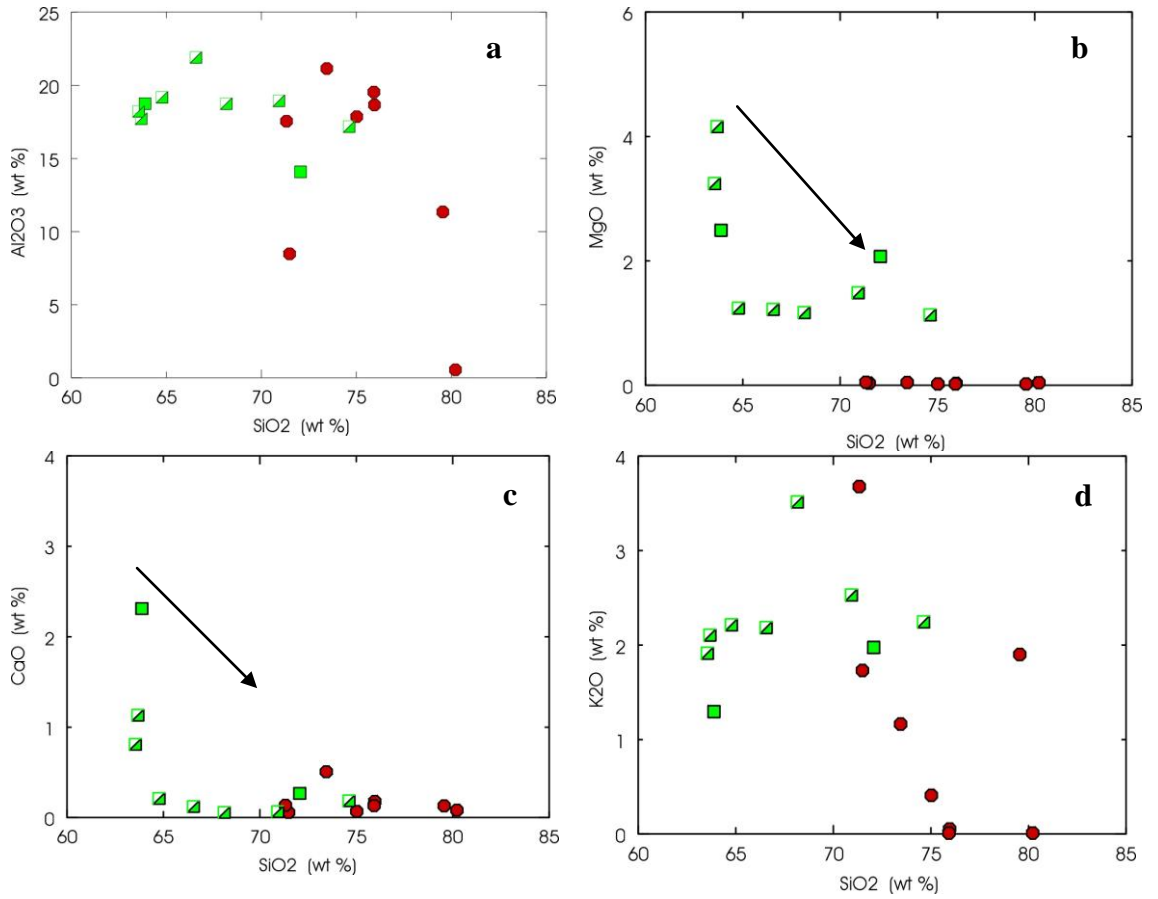
Feratomagmatik Breş										
%	1	14	17	19	20	37	54	55	60	ORT.
La	26,7	6,1	18	28,4	26,1	23,1	16,1	0,9	1,4	16,31
Ce	44,6	7,9	34	53,7	54	44,4	30,4	1,8	3,6	30,49
Pr	4,91	0,67	4,01	5,58	6,8	5,22	3,53	0,25	0,57	3,50
Nd	19,1	2,1	15,7	18,5	27,6	19,8	13,2	1,3	2,7	13,33
Sm	4,53	0,38	2,68	3,99	5,97	3,61	2,63	0,27	0,69	2,75
Eu	1,36	0,11	0,8	1,09	1,51	0,8	0,62	0,06	0,17	0,72
Gd	4,23	0,44	1,82	2,79	4	2,45	1,93	0,35	0,6	2,07
Tb	0,39	0,06	0,22	0,37	0,43	0,27	0,19	0,07	0,08	0,23
Dy	1,5	0,5	1,58	2,18	2	1,85	1,24	0,61	0,44	1,32
Ho	0,22	0,13	0,41	0,47	0,38	0,43	0,24	0,15	0,08	0,28
Er	0,72	0,47	1,52	1,53	1,24	1,48	0,81	0,54	0,26	0,95
Tm	0,14	0,09	0,27	0,24	0,23	0,27	0,13	0,1	0,04	0,17
Yb	1,02	0,62	1,88	1,48	1,69	1,92	0,9	0,7	0,25	1,16
Lu	0,2	0,11	0,32	0,25	0,3	0,32	0,15	0,11	0,03	0,20
La _N /Lu _N	13,86	5,76	5,84	11,79	9,03	7,49	11,14	0,85	4,84	7,85

Granodiyorit Siyenogranit			
%	10	67	ORT.
La	20,5	14,5	17,5
Ce	39,2	30,1	34,65
Pr	4,39	3,79	4,09
Nd	14,8	15,8	15,3
Sm	3,11	3,67	3,39
Eu	0,86	1,03	0,945
Gd	2,77	3,2	2,985
Tb	0,49	0,58	0,535
Dy	2,82	3,16	2,99
Ho	0,56	0,67	0,615
Er	1,93	2,09	2,01
Tm	0,29	0,33	0,31
Yb	1,86	2,08	1,97
Lu	0,33	0,31	0,32
La _N /Lu _N	6,45	4,86	5,65

Genel olarak incelenen volkanitlerin ana ve iz elementlerindeki değişimler kayaçların içerisinde gözlenen fenokristal fazlarının fraksiyonlaşmasıyla ilişkilidir. Elementsel ilişkileri göstermek amacıyla oksit-oksit, oksit-iz ve iz-iz element değişim diyagramları oluşturulmuştur. Bunlardan oksit-oksit (Harker) diyagramlarında SiO₂'ye

karşı MgO ve CaO negatif yönelimlere sahiptir. Al_2O_3 ve K_2O 'da ise kısmen dağımık bir ilişki görülmektedir (Şekil 6.3).

Volkanik kayalarda Al_2O_3 genellikle aynı kalmıştır. Cevher zonuna doğru yaklaştıkça tüm kayaç içerisinde silisleşme artmakta, ateşte kayıp miktarı azda olsa azalmakta buna karşın dış zonlara gidildikçe ise killeşmenin artmasına bağlı olarak Al_2O_3 ve ateşte kayıp artmaktadır. MgO'daki azalmalar bu elementlerin silisleşme esnasında kayaktan yıkanması ile açıklanabilir.



Şekil 6.3. Volkanik kayaların ana element ikili değişim (Harker) diyagramları, a) SiO_2 – Al_2O_3 , b) SiO_2 –MgO, c) SiO_2 –CaO, d) SiO_2 – K_2O , açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir.

Andezit ve altere andezit örneklerindeki SiO_2 artışıyla MgO ve CaO azalması önemli ölçüde hornblend fraksiyonlaşmasını yansıtmaktadır. Ayrıca CaO 'daki dağılımlar silisleşmeye eşlik eden ikincil minerallerin değişimi ile açıklanabilir.

K_2O 'daki dağılımlar ise silisleşmeye eşlik eden ikincil minerallerin değişimi ile açıklanabilir. SiO_2 'nin çok yüksek olduğu örneklerde K_2O miktarının yüksek olması silisleşmeye eşlik eden illitleşmeye işaret edebilir.

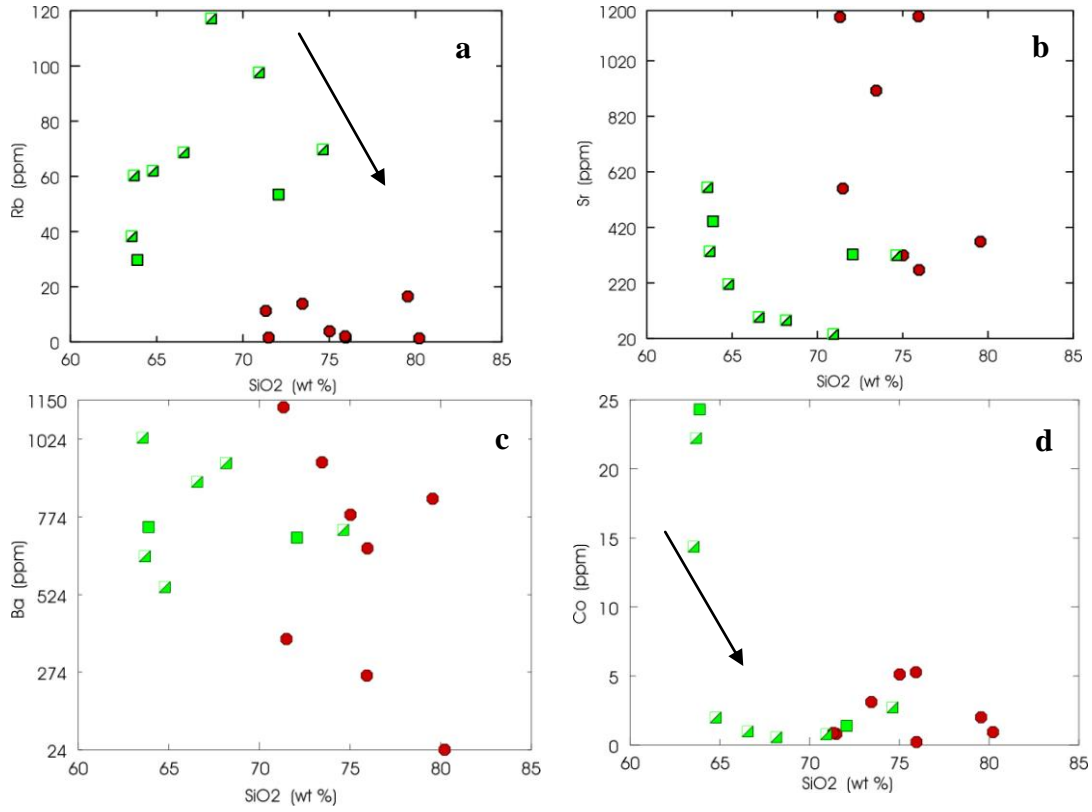
Altere volkanitlerde MgO kısmen tüketilmiştir. CaO konsantrasyonu ise yine altere volkanitlerde oldukça düşüktür.

Fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkilerini görebilmek amacıyla, ayrıca SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramları çizilmiştir (Şekil 6.4). Uyumlu elementlerden Co 'ın, SiO_2 artışına bağlı olarak, çok belirgin olarak azaldığı gözlenmektedir. Genel olarak incelenen volkanitlerin ana ve iz elementlerindeki değişimler kayaçların içerisinde gözlenen fenokristal fazlarının fraksiyonlaşmasıyla ilişkilidir. Harker diyagramlarında ana ve iz elementlerin büyük çoğunluğu SiO_2 ile değişken bir korelasyon göstermektedir. SiO_2 artışıyla birlikte Rb ve Co içerikleri azalarak negatif bir korelasyon göstermektedir. Andezitler ve altere andezitler, feratomagmatik breşlere göre yer yer farklı yönsemeler göstermektedir. SiO_2 'ye karşı Ba , Rb ve Sr ilişkileri nispeten düzensiz bir korelasyon göstermektedirler. Ana ve iz element değişimindeki düzensiz yönsemeler muhtemelen alterasyon ve/veya magma karışımı=asimilasyonla açıklanabilir.

Feratomagmatik breşlerde Rb ve Co tamamen tüketilmişken, Sr ve Ba ise kısmen tüketilmiş durumdadır.

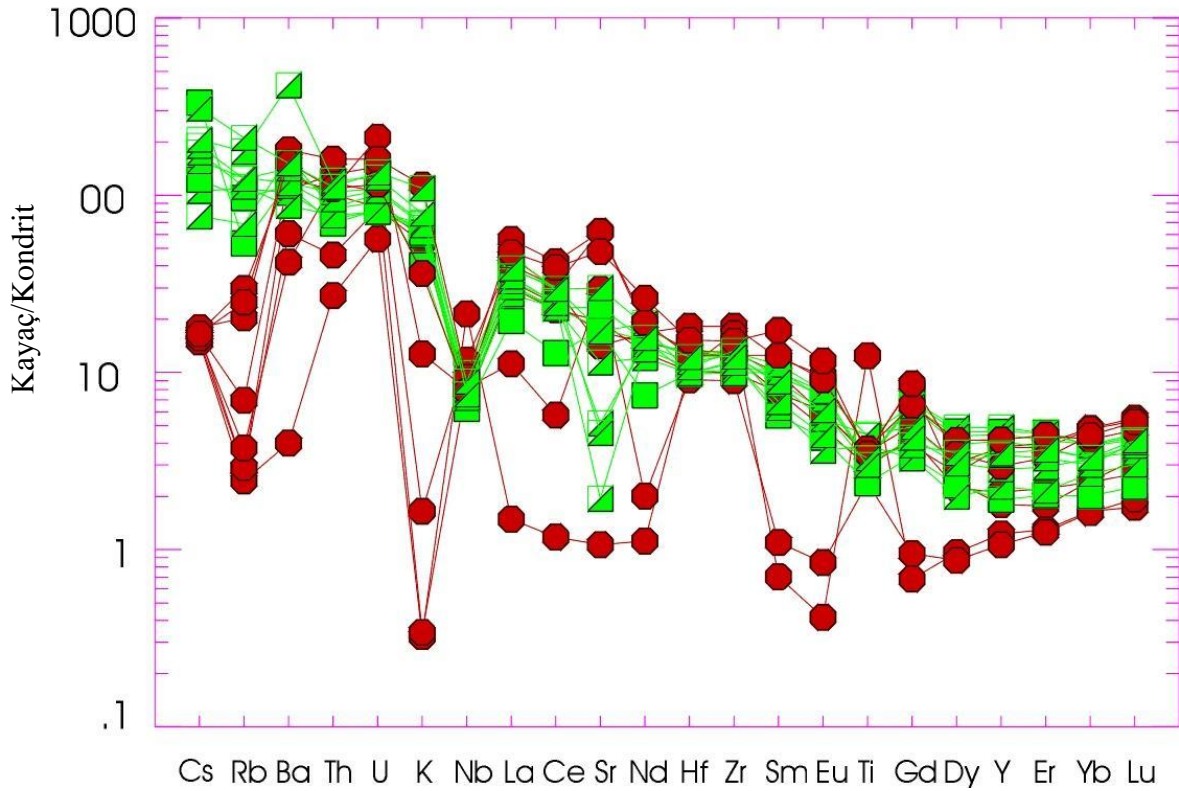
Altere andezitlerin çoğunda Sr ve Co tüketilmiş, Rb ise zenginleşmiştir. Bu kayaçlarda Ba konsantrasyonu oldukça değişkendir. Elementlerdeki fakirleşme ve zenginleşmeler hidrotermal akışkanın kimyasal bileşimine bağlıdır. Mesela tüketilmiş elementleri göz önünde bulundurursak hidrotermal bir yıkama olmuş denilebilir. Oksit-

iz element dağılımı açısından SiO_2 – (Rb, Sr ve Ba) arasında pozitif; buna karşın SiO_2 –Co arasında negatif bir ilişki bulunmaktadır (Şekil 6.4).



Şekil 6.4. Volkanik kayalar SiO_2 –iz element ikili değişim diyagramları, a) SiO_2 –Rb, b) SiO_2 –Sr, c) SiO_2 –Ba, d) SiO_2 –Co, açıklamalar Şekil 6.1.’deki gibidir.

Örneklerin kondrite (Sun ve McDonough, 1989 göre) normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 6.5’te verilmiştir. Dağılımlar yitimle ilişkili volkanitlere benzerlik göstermektedir. Örneklerin hemen hepsinde (bazı feratomagmatik breş örnekleri hariç) benzer dağılımlar gözlenmekle birlikte, Rb, Nb, Sr ve Ti elementlerinde hafif bir fakirleşme, Ba ve Gd elementlerinde ise ufak bir zenginleşme söz konusudur. Dy, Y, Er, Yb ve Lu elementleri ise aynı yönetime sahiptir. Kayaçtan kayaca değişmekle birlikte; örneklerin hemen hepsinde Rb, Nb ve Ti elementlerinde negatif, bazı örneklerde Ba elementinde ise pozitif anomaliler mevcuttur.



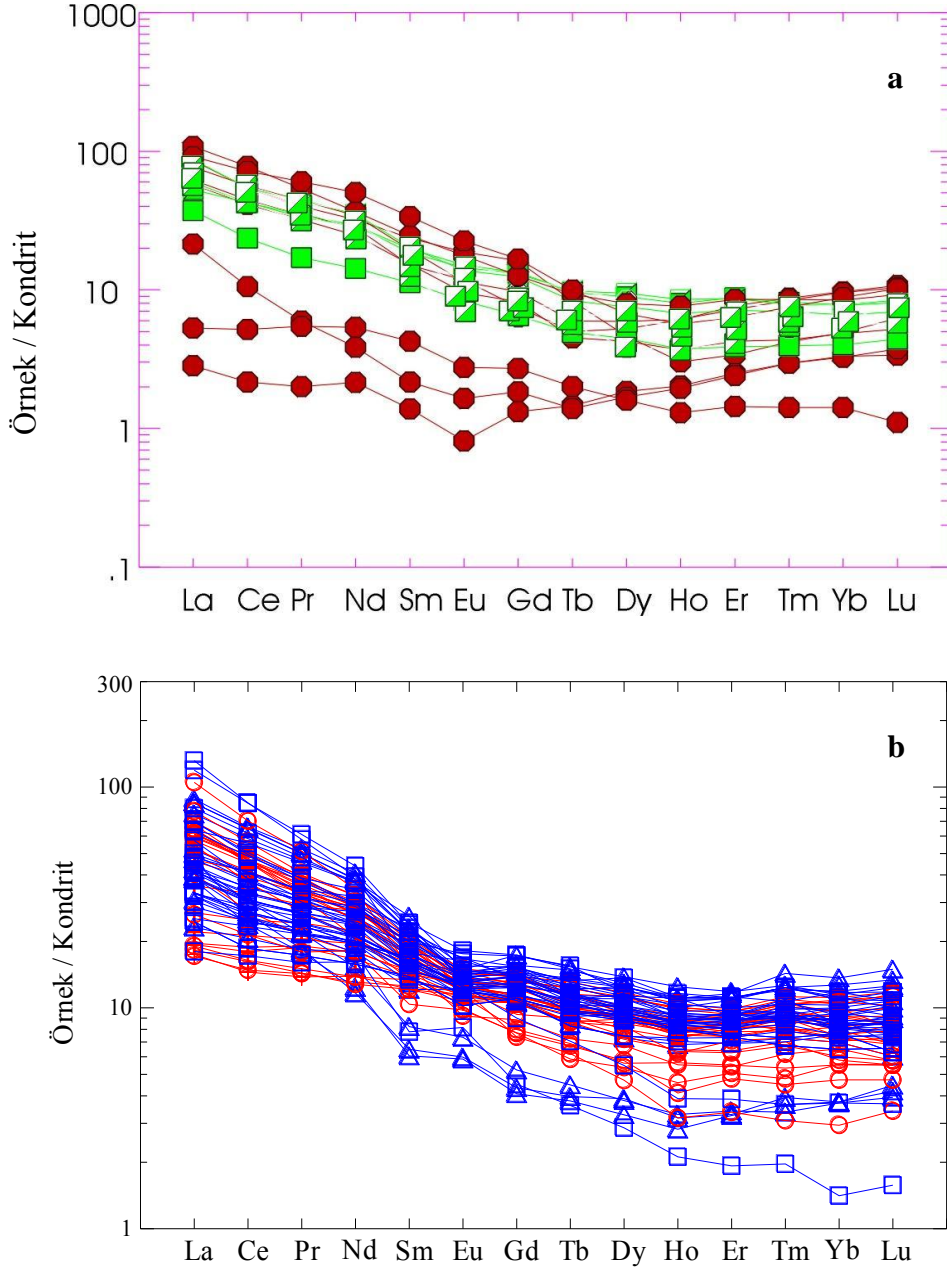
Şekil 6.5. İncelenen örneklerin kondrite (Sun and McDonough, 1989) normalize iz element dağılımları, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir.

6.2.3. Nadir Toprak Elementleri

Nadir toprak element (NTE) analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde, bazı elementlerde seçici zenginleşme (La, Pr, Eu) ve tüketilme (Ce ve Sm), hafif nadir toprak elementlerinin ağır nadir toprak elementlerine kıyasla daha fazla hareketli olduğunun göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Özellikle denizaltı volkanik aktivitesi esnasında hidrotermal çözeltilerin kayacı etkilemesiyle kayacın ilksel nadir toprak element konsantrasyonu değişebilir (Valsami ve Cann, 1992).

İncelenen kayaların nadi toprak element içerikleri Tablo 6.2'de görülmektedir. İncelenen kayaların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları Şekil 6.6a verilmiştir. Örneklerin kondrite göre normalize nadir toprak element dağılımları incelendiğinde, bazı feratomagmatik breş örnekleri hariç dağılımlar birbirine benzer ve paralel olup, orta derecede zenginleşmiş kaşık

şekilli bir dağılım görülür. Bu dağılımlar aynı zamanda Arslan vd. (2007)'nin Gümüşhane-Alucra-Şiran yöresi Eosen volkanitleri ile karşılaştırıldığında uyumluluk içerisinde olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.6b).



Şekil 6.6. a) İncelenen kayaların kondrite (Sun and McDonough, 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları, açıklamalar Şekil 6.1.'deki gibidir. b) Gümüşhane-Alucra-Şiran yöresi Eosen volkanitlerinin kondrite oranlanmış NTE dağılımları (Arslan vd. 2007'den alınmıştır).

Bu şekildeki benzerlik volkanik kayaların aynı köken magmadan itibaren oluştuğunu ve gelişimlerinde fraksiyonel kristalleşmenin önemli olduklarını ortaya koymaktadır. Ayrıca hafif nadir toprak element (HNTE) zenginleşmesi orta (ONTE) ve ağır nadir toprak elementlerine (ANTE) göre daha fazla olup yukarı konkav desen sunmaktadır ki bu durum; fraksiyonel gelişimde hornblendin ayrımlaşmasının önemli olduğunu gösterir (Gill, 1981; Green ve Pearson, 1985; Romick, 1987).

Bir kısım feratomagmatik breşlere ait örneklerde Eu elementinde az bir fakirleşme dışında diğer birimlerle hemen hemen aynı yönelimde olup, tüm NTE'ler bakımından diğer örneklere göre tüketilmiş gözlenmektedir. Bu durum hidrotermal alterasyonun etkisiyle yoğun silisleşmeden kaynaklanabilir.

7. TARTIŞMA

Hasandağ bölgesinde gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucu, yörede gelişen hidrotermal alterasyonun mineralojik ve petrografik özelliklerini, alterasyon minerallerinin dağılımlarını ve oluşumlarını sağlayan bir alterasyon modeli geliştirilmiştir. Bu kısımda ayrıca kısa da olsa cevherleşme, Hasandağdaki cevherleşmenin oluşum modeli ve hidrotermal alterasyon minerallerinin zonlanmaları irdelenmiştir.

Kayaçları oluşturan minerallerin hidrotermal akışkanlar ile etkileşimi sonucu ilksel özelliklerini kaybederek, yeni mineraller veya mineral toplulukları oluşmasına hidrotermal bozunma denir. Hidrotermal bozunmanın nedeni hidrotermal akışkanlardır. Hidrotermal bozunma akışkanların karakterine, yan kayaç kompozisyonuna, sıcaklık ile basıncına bağlıdır. Bu akışkanların içeriğinde farklı türlerde gazlar, tuzlar, sular ve çeşitli metaller bulunmaktadır. Eğer hidrotermal akışkanlar ile yan kayaçlar kimyasal yönden dengede ise hidrotermal akışkanlar cevher oluşumunda etken değildir. Bundan dolayı hidrotermal cevher yataklarında, hidrotermal akışkanlar ile cevher yatakları eş zamanlıdır. Hidrotermal çözeltilerin element içeriği, sıcaklığı, kayacı etkileme süresine bağlı olarak çeşitli alterasyon türleri gelişebilir. Bunun neticesinde ekonomik önemi olan mineralleşmeler oluşur (Guilbert ve Park 1993).

7.1. Cevherleşme

Çalışma sahasında silisleşme ve daha az oranda da killeşme başlıca hidrotermal bozunma tipleridir. Silisce zengin hidrotermal akışkanlar kırık ve çatlaklar boyunca andezitin içine girerek kayacı silisleştirmişlerdir ve bunun sonucunda feratomagmatik breş ortaya çıkmıştır. Bu feratomagmatik breşler, altın yataklarının çoğunda ortak özelliktir ve altın cevherleşmesinde depolama yeridir.

Altın, genellikle kuvars breşlerindeki çatlaklarda bulunmaktadır. Bu tür kayaçalarda, hem silisleşme hem de killeşme gözlenebilmektedir. Bu kayaçalardan alınan örnekler mikroskop altında incelendiğinde kataklastik dokular gözlenmiş olup ve genelde

ortamda bol miktarda silis olduğu belirlenmiştir. Bu silisin kayaç içerisinde bulunan bazı altın ve pirit minerallerini ornattığı görülmüştür. Piritin de iki ayrı oluşum evresine sahip olduğu belirlenmiştir. Ayrıca ortamda bol miktarda demiroksit mineralleri (lepidokrosit ve götit) saptanmıştır.

Fay yapılarının çoğu hidrotermal solüsyonlar için uygun yollar oluşturmuş, bunlar da piritleşme mineralizasyonuna yol açmıştır.

7.2. Hasandağ Bölgesindeki Cevherleşmenin Oluşum Modeli

Hasandağ ve çevre kayaçlarının oluşumu ve alterasyon gelişiminin birkaç evrede olduğu düşünülebilir. İlk evrede çalışma alanının tabanını oluşturan Eosen yaşlı andezitik bileşimli volkanitler gelişmiştir. Daha sonra tektonik aktiviteye bağlı olarak oluşan piroklastik kayaçlar (andezitik tüfler) andezitlerin hemen üzerine gelmiştir.

İleri safhalarda bölgede Eosen'den itibaren başlayan magmatik kayaçların (volkanikleri oluşturan magmanın fraksiyonel kristallenmesi sonucu bileşimi farklılaşmış ve sığ derinliklere kadar yükselerek) volkanik kayaçlara sokulumu sonucunda cevher yapıcı hidrotermal çözeltiler, yüksek sıcaklık ve basınç altında ortama yüksek ve yoğun miktarda silis getirerek, akışkanların yolu üzerindeki volkanik kayaçları kırık ve çatlaklar boyunca silisleşmeye uğratmışlardır ve bunun sonucunda ortaya feratomagmatik breş (silisleşmiş andezit) ortaya çıkmıştır. Bu zonda cevherleşmeler oluşmuştur. Çalışma alanında yapılan sondajlarda da bu birimlerin bir dayk tarafından kesildiği ortaya çıkmıştır (Şekil 3.3).

Çalışma alanında cevherleşme, feratomagmatik breşlerin içerisinde bulunmaktadır. Feratomagmatik breşlerin içerisinde birincil olarak pirit, altın, nabit elementler, ikincil olarak ise limonit, götit ve lepidokrosit ile bol miktarda kuvarstan oluşan mineral birlikteliği mevcuttur.

Bu oluşum, Şekil 7.1'deki gibi volkanizmanın geç evresinde kırık ve çatlaklar boyunca bir hidrotermal aktivitenin varlığını öne sürerek açıklanabilirse de, yapılan

çalışmaların kısıtlı ve sadece cevherleşme zonlarıyla sınırlı olması, dolayısıyla sahanın genelini temsil etmemesi nedeniyle sadece petrografi ve jeokimya sonuçlarıyla kesin bir şey söylemek mümkün olmamaktadır.

Hasandağ yöresindeki silisifiye zonları içeren Eosen yaşlı volkanik kayalar ve bunlarla ilişkili alterasyonlar birlikte değerlendirildiğinde, bölgede epitermal bir sistemin varlığından söz edilebilir.

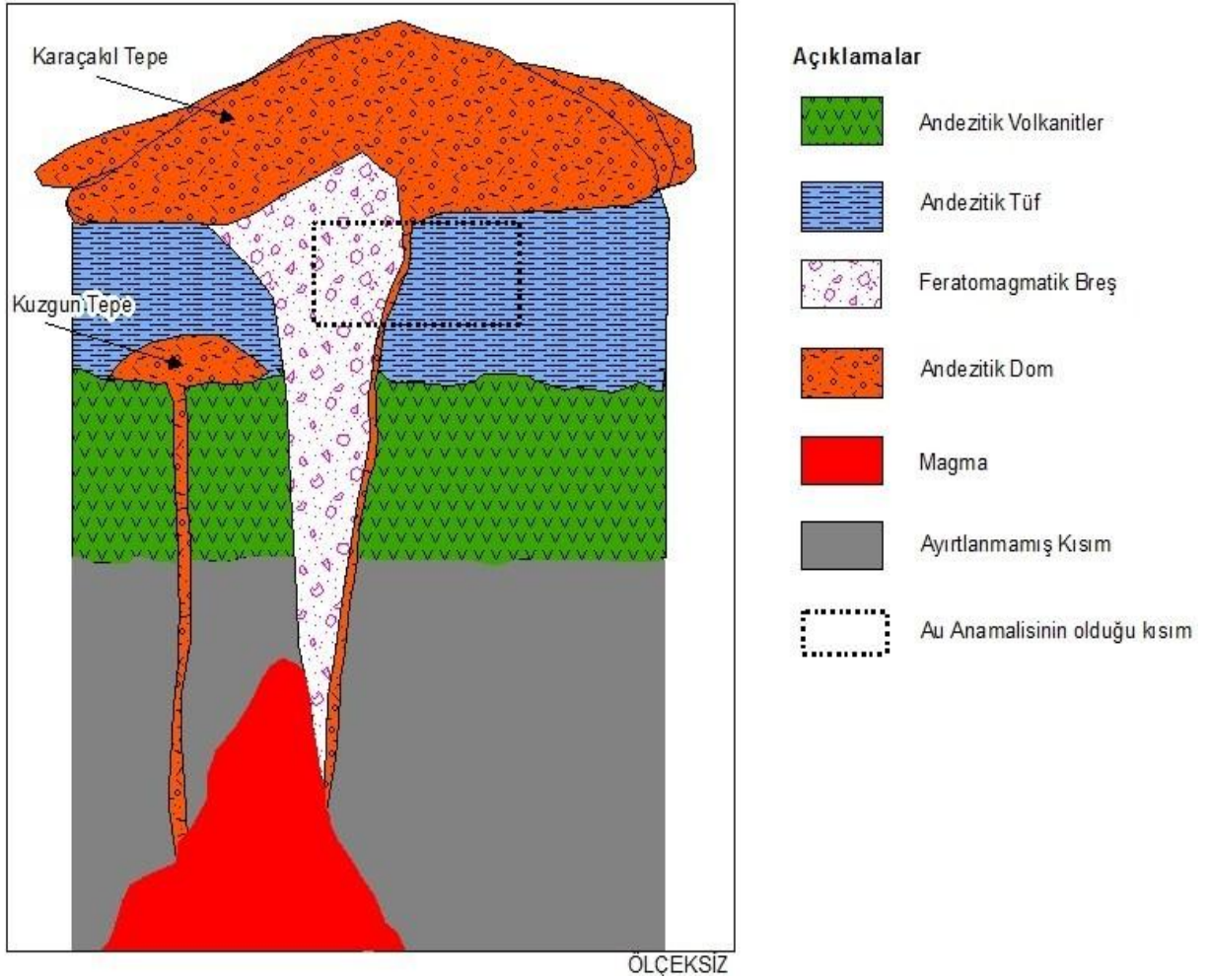
Ayrıca arazi gözlemleri (feratomagmatik breşlerin yayılımı, alterasyon yayılımı, volkanitlerin yayılımı, yapıları ve morfolojik özellikleri) muhtemel ana çıkış merkezinin (bir dom yapısının) varlığına işaret etmektedir (Şekil 7.1).

Feratomagmatik breşlerin porfiri intrüzyonları ile güçlü ilişkileri vardır ve genellikle karmaşık dom yapıları ile ilişkilendirilirler. Altın mineralizasyonu feratomagmatik breşlerle ilgilidir ve yüksek sülfürlü (high sulfidation) sistemlerde altın-bakır, kıtasal kabuk seviyesinde ve derin seviyelerde bulunur. Dünyadaki örnekleri Wafi, Papua New Guinea; Lepanto, Philippines; Miwah, Indonesia şeklindedir (Corbett vd., 1997).

Şekil 7.1'de görüldüğü üzere Karaçakıl Tepe ve Kuzgun Tepelerde ayrı ayrı domların bulunduğu ve bu domların erozyon vb. etkilerle ortamdan uzaklaştığı düşünülmektedir. Altın anomalisinin ise feratomagmatik breşlerden geldiği yapılan kimyasal analizlerden anlaşılmaktadır.

Çalışma alanındaki birimler tüm bu oluşum süreci esnasında ve sonrasında bölgesel ölçekte alterasyona uğramışlardır. Volkanik birimlerin oluşumundan hemen sonra bölgesel olarak alterasyon gerçekleşmiştir.

Cevherleşme sonucu, çevre kayaların cevherden uzak kesimlerinde alterasyon mineralleri ile birliktelikleri epidot, klorit, serizit ve karbonat mineralleri ile temsil



Şekil 7.1. Hasandağ bölgesinde feratomagmatik breşlerin oluşum evrimi.

edilmektedir. İlk safhada oluşan bu mineral birliktelikleri 200-250°C'lik sıcaklığı, düşük-orta su/kayaç oranlarını ve sıg-orta derinliklerde (50-200m) oluşmuş mineralojik değişimleri ifade eder (Gemmell ve Fulton, 2001).

Daha sonra cevherleşme ile ilgili diğer safhalar gerçekleşir ve belirli bir derinlikte yoğunlaşmış hidrotermal akışkanlar bu safhalardaki alterasyonları gerçekleştirir. Bu esnada epitermal sistem (high sulfidation system) ve onu besleyen zonlar meydana gelir. Hidrotermal akışkanlar cevherli bölgede en büyük etkinliği göstermişlerdir. Cevherleşmeyle birlikte alterasyon zonları da aynı anda meydana gelmiştir. Bu sırada oluşan alterasyon zonlanması ileri arjilik (alunit±kaolinit) ile başlar ve cevherleşmeden önceki alterasyon izlerini cevherleşme olan alanda sildiği düşünülmektedir. Hidrotermal

akışkanların en yoğun olduğu merkezde cevherleşmeyi saran silisleşmiş ve az miktarda alunitli olan kısım dışı doğru, ileri arjilik zona sonra arjilik zona ve daha sonra da propillitik zona geçer.

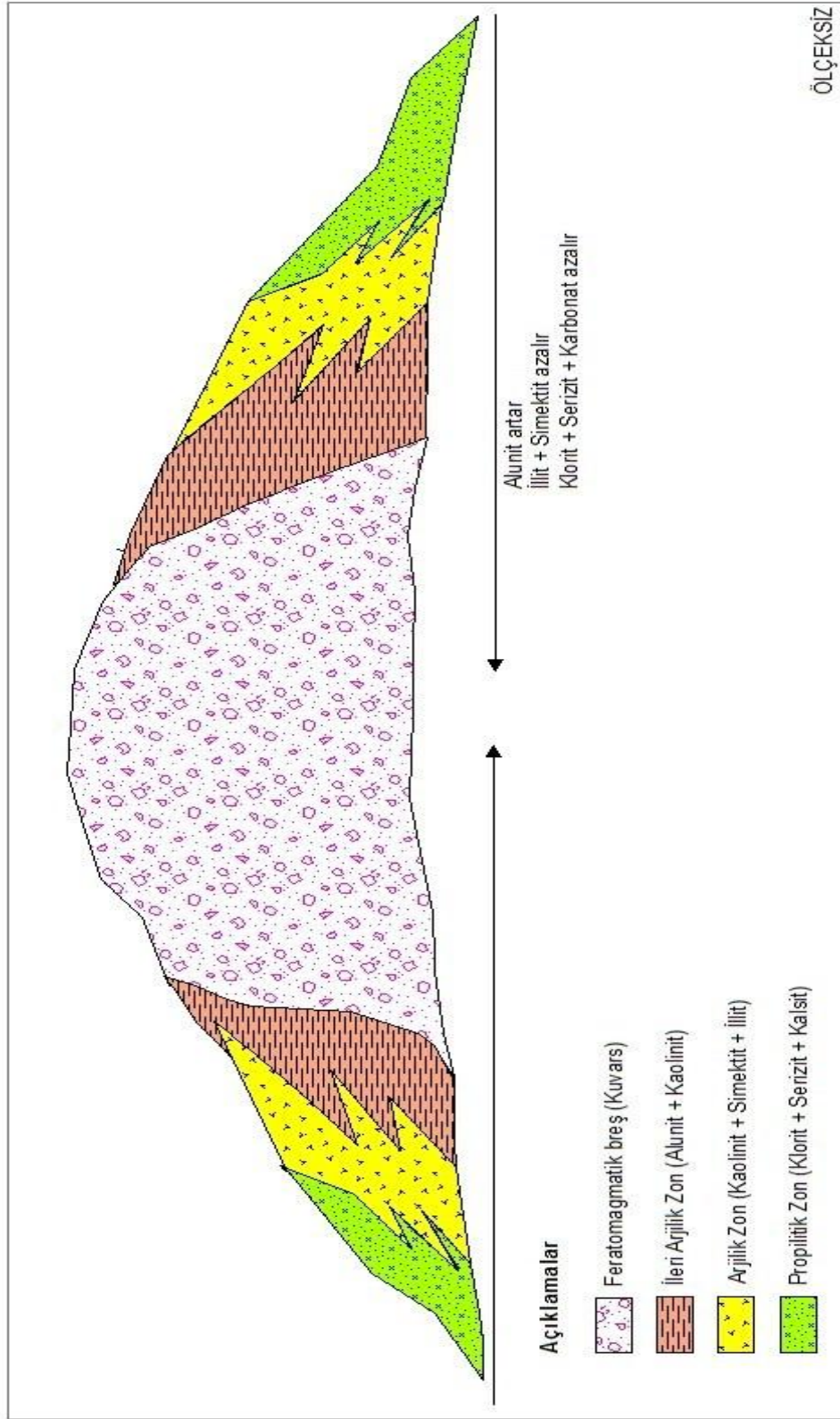
7.2.2. Hidrotermal alterasyon minerallerinin zonlanmaları

Hidrotermal çözeltinin pH'ı tuzluluk ve alüminosilikat mineralleri ile sıvı arasındaki etkileşime bağlı olarak değişir (Arnorsson, 1978; Henley ve Ellis, 1983; Giggenbach, 1984). Hidrotermal sistemlerde zonal değişimler ve alterasyon minerallerinin dağılımı temel olarak mineral ve hidrotermal akışkanlar arasındaki kütle değişimleri tarafından belirlenir (Helgeson, 1979). Etkili olabilecek diğer faktörler çözeltinin akış hızı, su kayaç etkileşimi ve yükselen akışkanın sıcaklığı gibi faktörlerdir.

Hasandağ çevresinde özellikle silisleşme zonundan itibaren kil mineralojisinin değişimi alterasyonu sağlayan hidrotermal sıvıların bileşimi, sıcaklığı vb. etkenler tarafından kontrol edilmiş; böylece farklı alterasyon zonunda farklı kil mineralleri ve buna eşlik eden ikincil minerallerin oluşumu sağlanmıştır. Cevherin içerisinde bulunduğu feratomagmatik breşlerden ve bölgede oluşan alterasyon sisteminden dolayı, dünyadaki epitermal sistemlere (high sulfidation system) benzer bir mineralojik zonlanma görülür (Şekil 7.2).

Soğuyan volkanitlerde, plütonun içerisindeki uçucu bileşenlerin basıncının artması ile kırık ve çatlaklar oluşmuş ve bu zayıf zonlar boyunca hidrotermal çözeltilerin magmatiklerle etkileşimi sonucu bozuşma zonlarını oluşturmuştur. Arazi gözlemleri sonucunda hidrotermal bozuşma türlerine ait keskin (ani) bir zonlanma ayrımı gözlenmese de, ana bozuşma zonunda ileri arjilik (alunit±kaolinit), arjilik (simektit±illit) ve propillitik zon (klorit±serizit±karbonat) kolayca izlenebilmektedir.

Şekil 7.2'de görüldüğü üzere, feratomagmatik breşten uzaklaştıkça arjilik kısma girilmektedir. Arjilik zon ileri arjilik, arjilik ve propillitik zon olarak üçe ayrılmaktadır. Kil mineralleri tektonik hatlar boyunca silisleşme zonundan dışı doğru, yani taze



Şekil 7.2. Hasandağ bölgesine eşlik eden alterasyon zonlanlarının yerleşimini gösterir model.

andezitlere doğru, içten dışa doğru (alunit±kaolinit, simektit±illit ve klorit±serizit±karbonat) egemen bir zonlanmanın varlığını göstermektedir. Bu da çalışma bölgesinde asidik hidrotermal bir aktivitenin varlığını işaret etmektedir.

Zonlanma merkezden kenara doğru iyi gelişmiş olup: silisleşme zonu, alunit±kaolinit, simektit±illit ve klorit±serizit±karbonat zonu ile karakterize edilir.

İntrisüflerin (sokulum kayalarının) etrafındaki volkaniklerde intrisüflere göre, arjilik bozuşma zonlarının daha geniş yayımlı ve hidrotermal bozuşma türlerinin de farklı olmasının nedeni; volkanitlerin intrisüflere göre daha ince taneli olmalarıdır (hamurun yapısı ve mikrolitler) ve bu da hidrotermal akışkanlar ile daha hızlı etkileşime girmesinden kaynaklanmaktadır.

SONUÇLAR

1) Çalışma alanının ana litolojisi Eosen andezitleridir. Eosen andezitleri tabanda yer almakta olup, bunun üzerinde andezitik tüflerle birlikte feratomagmatik breş (silisleşmiş andezit) bulunmaktadır. Bu birimlerin tümü ise andezitik bir dayk tarafından kesilmiştir. Bunların yanında ise keskin bir dokanakla granodiyorit-siyenogranit sokulumu bulunmaktadır.

2) Hasandağ bölgesinde yapılan mineralojik ve petrografik incelemelerde simektit, illit, klorit, serizit ve karbonat mineralleri baskın kil mineralleri olarak görülmüştür. Bunların bollukları cevhere olan uzaklığa bağlı olarak değişmektedir. Alunit ise cevhere yakın zonlarda bulunmaktadır. Tüm kilce zengin hidrotermal mineral birlikteliklerine silis mineralleri (kuvars) de eşlik eder.

3) Çalışma sahası çevresinde alterasyonlara bağlı olarak üç tip alterasyon zonu ayırtlanmıştır. Hasandağ bölgesinde genel olarak silisleşme, ileri arjilik (advanced argilic), arjilik ve propillitik türü bozunmalar hakimdir. İleri arjilik zon alunit±kaolinit, arjilik zon simektit±illit±kaolinit, propillitik zon ise klorit±serizit±karbonat mineralleri ile karakterize edilir.

4) İncelenen volkanik kayalar, genellikle andezitik volkanitler ve feratomagmatik breş daha az oranda ise piroklastik kayalardan oluşmakta andezitler genelde porfiritik ve mikrolitik porfiritik dokular göstermektedir.

5) Yeşil, yeşilimsi siyah, yeşilimsi kahverengi renkli andezit, el örneğinde porfiritik-afanitik dokulu olup; orta-iri taneli feldispatlarda bulunmaktadır. Mikroskop altında ise genelde porfiritik dokulu olup başlıca plajiyoklas, amfibol, serizit ve opak mineraller içermektedir. Plajiyoklaslarda killeşme, amfibollerde ise kloritleşme gözlenmektedir. Silisleşme, killeşme, kloritleşme ve ender de olsa kalsitleşme andezitte görülen başlıca bozunma türlerindedir.

6) Feratomagmatik breşte (silisleşmiş andezit) herhangi bir volkanik kayaç dokusu kesinlikle görülmemektedir. Genellikle gri, sarımsı gri ve kahverengimsi kırmızı renklerde bulunmaktadır. Kahverengimsi kırmızı ve sarımsı renkler, demiroksitleşmeden kaynaklanmaktadır.

7) Parlak kesitlerde feratomagmatik breş kataklastik doku göstermekte, kesitlerin gang tarafından yani silis tarafından dolmuş olduğu, üç aşamada piritlerin ortamda oluştuğu (1.evre; Pirit-1, 2.Evre; Pirit-2 ve Pirit-3) ve bu piritlerinde gang tarafından ornatıldığı saptanmıştır.

8) Parlak kesitlerde piritlerin dağılımı %1-5 arasında olduğu ve bunların boyutlarının genellikle 1 ile 1000 mikron arasında değiştiği belirlenmiştir. Altın tanecikleri 2 ile 15 mikron arasında değişmektedir. Ayrıca yapılan mikroskobik tayinlerde bir kısım nabit elementlere rastlanılmış olup bunların en büyüğü de yaklaşık olarak 20 mikron olarak belirlenmiştir.

9) Feratomagmatik breşlerin oluşumunda bölgedeki sokulum kayaçların etkili olduğu düşünülmektedir. Ayrıca arazi gözlemleri (feratomagmatik breşlerin yayılımı, alterasyon yayılımı, volakanitlerin yayılımı, yapıları ve morfolojik özellikleri) dom şekilli bir çıkış merkezinin varlığına işaret etmektedir.

10) Hasandağ bölgesi metal madenciliği için geliştirilmeye açık bir bölge olup yörede altın başta olmak üzere gümüş zenginleşmesi de söz konusudur. Başlıca cevher mineralleri altın, pirit, nabit elementler olmakla birlikte hematit, götit ve lepidokrosit gibi demiroksit mineralleri ve gang minerali olarak ise kuvars bulunmaktadır.

11) Hasandağ bölgesi mineralojik ve kimyasal özellikleri bakımından epitermal sistemlerden yüksek sülfürlü epitermal sistemlere (high sulfidation systems) örnek bir bölgedir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Abdioğlu, E., 2008, Kutlular (Sürmene, Trabzon) Masif Sülfid Yatağı Hidrotermal Alterasyonun Kil Mineralojisi, Jeokimyası, Duraylı İzotop Özellikleri ve Kökeni, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, 257s.
- Akçay, M., Tüysüz, N., 1997, Murgul Cu Madeni Çevresinde Ağır Elementlerin Yanal Dağılımı ve Çevresel Kirlilik Üzerine Etkileri, *Geosound*, 30, 725-741.
- Akçay, M., Gündüz, Ö. ve Çoban, H., 1998, A Multi-Phase Intrusion around the Gümüşhane Village (Artvin) and Associated Mineralisation Types: A Geologic and Geochemical Approach, *Geosound*, 33, 1-18.
- Akçay, M. and Arar, M., 1999, Geology, Mineralogy and Geochemistry of the Çayeli Massive Sulphide Ore Deposit, Rize, NE Turkey, *Mineral Deposits: Processes to Processing*, 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.
- Akıncı, Ö., Barbieri, M., Calderoni, G., Ferini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petruciani, C. ve Tolomeo, L., 1991, The geochemistry of hydrothermally altered rocks of the lower volcanic cycle from Eastern Pontides (Trabzon, Turkey), *Chemi der Erde*, 51, 173-186.
- Aliyazıcıoğlu, İ., 1999, Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, 103s.
- Allen, R.L., Weihed, P. and Svenson, S., 1997, Setting of Zn–Cu–Au–Ag Massive Sulfide Deposits in the Evolution and Facies Architecture of a 1.9 Ga Marine Volcanic Arc, Skellefte District, Sweden, *Economic Geology*, 91, 1022-1053.
- Arnorsson, S., 1978, Major Element Chemistry of the Geothermal Seawater at Reykjanes and Svartsengi, Iceland, *Mineralogical Magazine*, 42, 209-220.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. and Kurt, H., 1997, Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey, *Chemi der Erde*, 57, 157-187.
- Arslan, M., Aslan, Z., Şen, C. and Hoskin, P., 2000, Constrains on petrology and petrogenesis of Tertiary volcanism in the Eastern Pontide Paleo-arc system, NE Turkey, *Goldschmidt 2000, Journal of Conference Abstracts*, 5, 2, 157-158.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Arslan, M., Hoskin, P.W.O. and Aslan, Z., 2001, Continental crust formation and thermal consequences of Cenozoic thickening of the Eastern Pontides Tectonic unit: Preliminary temporal constraints and implications, Fourth International Turkish Geology Symposium Abstracts, Turkey, 121p., Adana.
- Arslan, M., Temizel, İ. and Abdioğlu, E., 2002, Subduction input versus source enrichment and role of crustal thickening in the generation of Tertiary magmatism in the Pontid Paleo-Arc setting, NE Turkey, In: B. De Vivo, B., R.J. Bodgar, R.J. (Eds.) Workshop-Short Course on Volcanic Systems, Geochemical and Geophysical Monitoring, Melt inclusions: Methods, applications and problems, 13-16, Napoli, Italy.
- Arslan, M., Kolaylı, H. ve Temizel, İ., 2004, Güre (Giresun, KD Türkiye) granitoidinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri, *Yerbilimleri (Earth Sciences)*, 30, 1-21.
- Arslan, M., Aslan, Z. ve Dokuz., A., 2005, Bayburt tüflerinin petrografik, petrokimyasal ve petrolojik özellikleri: Doğu pontid güney zonu'nda Eosen kalkalkalen felsik volkanizması, *Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, c20, s20.
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006, Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, NE Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177-193.
- Arslan, M., Boztuğ, D., Şen, C., Yılmaz Şahin, S., Kolaylı, H., Temizel, İ., Abdioğlu, E. ve Tatar, S., 2007, Doğu Pontidler Güney Zonu Eosen Volkanizmasının Petrojenezi ve Jeodinamik Konumunun İncelenmesi, TÜBİTAK YDABAG, Projesi No: 103Y012.
- Aslaner, M., 1977, Türkiye Bakır-Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojik ve Bölgesel Sınıflamasıyal Plâka Tektoniği Yönünden İncelenmesi, *KTÜ Yerbilimleri Fakültesi*, 12, Trabzon.
- Aydın, F., 2004, Değirmendere Vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Mineral Kimyası, Petrolojisi ve Petrojenezi, Doktora Tezi, *KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü*, Trabzon, 232s.
- Barbieri, M., Conforto, L., Garbarino, C., Masi, U., Nicoletti, M. and Akıncı, Ö., 2000, Geochemistry of hydrothermally-altered volcanic rocks of the upper volcanic cycle from the Eastern Pontides (NE Turkey), *Chemi der Erde*, 60, 81-95.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Barret, T.J. and MacLean, W.H., 1991, Chemical, Mass and Oxygen-Isotopic Changes During Extreme Hydrothermal Alteration of an Archean Rhyolite, *Noranda, Economic Geology*, 86, 404-414.
- Barret, T.J., 1992, Mass Changes in the Galapagos Hydrothermal Mounds: Near-Axial Sediment Transformation and Minerallization, *Geology*, 20, 1075-1078.
- Bektaş, O., 1986, Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Backarc of Eastern Pontides, *M.T.A. Bulletin*, 103-104, 1-15.
- Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalın, S., 1987, Doğu Pontidler’de (Kd-Türkiye) Jura Volkanizması ve Jeotektoniği, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 9-18.
- Bektaş, O. ve Çapkınoğlu, Ş., 1997, Doğu Pontid Magmatik Arkında (KD Türkiye) Neptünyen Dayklar ve Blok Tektoniği: Mesozoyik Havzalarının Kinematiki ile İlgili Bulgular, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Eğitiminde 20. Yıl Sempozyumu, Bildiri Özetleri, Adana, 187-189.
- Bektaş O., Şen C., Atıcı Y. and Köprübaşı N., 1998, Migration of the Upper Cretaceous Subduction-Related Volcanism Toward the Back Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), *Third International Turkish Geology Symposium, METU, Ankara, Abstracts*, 179.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. and Köprübaşı, N., 1999, Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the Eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey), *Geological Journal*, 34, 95-106.
- Berger, B.R., and Eimon, P.I., 1983, Conceptual models of epithermal metal deposits in Shanks, W.C., ed., *Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits: Society of Mining Engineers, New York*, p. 191-205.
- Bonham, H. F., 1986, Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review, in proceedings of Symposium 5: volcanism, hydrothermal systems and related mineralization, February 1986, Auckland: Auckland, International Volcanological Congress, p. 13-18.
- Borchardt, G.A., 1977, Montmorillonite and Other Smectite Minerals, *Minerals in Soil Environments*, J.B. Dixon, S.B. Weed, Eds., Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, 293-330.
- Brauhart, C.W., Groves, D.I. and Morant, P., 1998, Regional Alteration Systems Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Mineralization at Panorama, Western Australia, *Economic Geology*, 93, 292–302.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Brindley, G.W., 1980, Quantitative X-ray mineral analysis of clays: Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification (G.W. Brindley and G. Brown, editors). Monografi 5, Mineralogical Society, London, 411-438.
- Corbett., G., and Leach., T. 1997, Southwest Pacific Rim, Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization, 318p.
- Çağatay, M.N., 1993, Hydrothermal Alteration Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Examples from Turkey, *Economic Geology*, 88, 606–621.
- Çağatay, M.N. and Eastoe, C.J., 1995, A Sulfur Isotope Study of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits of the Eastern Black Sea Province, Turkey, *Mineralium Deposita*, 30, 55-66.
- Çamur, M.Z., Tüysüz, N., Güven, İ.H., Arıkal, T. ve Er, M., 1994, Eastern Pontides Volcanism and Related Ore Deposits. Excursion Guide for the International Volcanological Congress, Ankara, 28.
- Çınar, S., Yazıcı, E.N., Doksanbir, T., Boğuşlu, M., Genç, İ., Yağcı, A. ve Yıldırım, K., 1987, Ordu-Ulubey-Perşembe-Fatsa yörelerinin jeolojisi ile maden zuhurlarına ilişkin rapor, MTA yayını, Ankara.
- Çoğulu, E., 1971, Gümüşhane ve Rize Plutonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronolojik Etüdü, Doktora Tezi, ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Deer W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996, An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Prentice Hall, NY.
- Dixon, C.J. and Pereira, J., 1974, Plate Tectonics and Mineralization in the Tethyan Region. *Mineralium Deposita*, 9, 185-198.
- Eğın, D, Hirst, D.M. and Philips, R. 1979, The Petrology and Geochemistry of Volcanic Rocks from the Northern Harşit River Area, Pontide Volcanic Province, Northeast Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 105-123.
- Erkan, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri; Hacettepe Üniv. Yayını, A26, 497 s.
- Evans, A.M., 1987, An Introduction to Ore Geology. Blackwell Sci. Publ. (2ed.), p. 358.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Galley, A.G., Watkinson, D.H., Jonasson, I.R. ve Riverin, G., 1995, The Subsea-Floor Formation of Volcanic-Hosted Massive Sulfide: Evidence from the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Canada, *Economic Geology*, 90, 2006–2017.
- Gemmell, J. B. and Fulton, R., 2001, Geology, Genesis and Eploration Implications of the Footwall and Hanging-Wall Alteration Associated with the Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposit, Tasmania, Australia, *Economic Geology*, 96, 1003-1035.
- Giggenbach, W.F., 1984, Mass Transfer in Hydrothermal Alteration Systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2693-2711.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer, Berlin, 390p.
- Gökçe, A., 1995, Metalik Maden Yatakları. Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları, No:59, s. 53-78.
- Green, T.H. ve Pearson, N.J., 1985. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 925-939.
- Grim, R.E., 1962, *Applied Clay Mineralogy*, McGraw-Hill Book, New York, USA.
- Grim, R.E., 1968, *Clay mineralogy*. McGriawhill, Newyork, 596s.
- Guilbert, M. ve Park, C.F., 1993, *The geology of ore deposits*. W H Freeman & Co.
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter basenin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 386 s (yayınlanmamış) Ankara.
- Güner, S., Güç, A.R., Eroğlu, C.İ., Musaoğlu, A., Boğuşlu, M., Tosun, C.Y., Kırıcı, M. ve Yaprak, S., 1986, Gümüşhane-Kelkit-Şiran ve Giresun-Alucra yöresi jeolojisi, MTA, Trabzon.
- Gümüş, A., 1979, Metalik Maden Yatakları, 157-158.
- Güven, İ.H., 1993, Doğu Pontidler'in 1/25.000 ölçekli kompilasyonu, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara (yayınlanmamış).

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Güven, İ.H., 1993, 1/10.000 ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Trabzon C29 ve D29 Paftaları, MTA, Ankara.
- Hart, S.R., Erlant, A.J., Kable, E. J. D., 1974, Sea floor basalts alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44, 219-230.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., and Foley, N.K., 1985, Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits, in Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 129-168.
- Heald, P., Foley, N.K., Hayba, D.O. 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology* 82, 1-26.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., White, N.C., 1996, Hydrothermal systems in volcanic arcs, origin of the exploration for epithermal gold deposits: A short course at Mineral Resource Department, Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3, Tsukuba 305, Japan, 139 p.
- Henley, R.W. and Ellis, A.J., 1983, Geothermal Systs Ancient and Modern: A Geological Review, *Earth Science Review*, 19, 1-50.
- Helgeson, H.C., 1979, Mass Transfer among Minerals and Hydrpthermal Solutions, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, H.L. Barnes, Ed., Wiley, New York, 568-610.
- Humphris, S.E., Morrison, M. A., Thompson, R. N., 1978, Influence of rock crystallization history upon sub-sequent lantharide mobility during hydrothermal alteration of basalts. *Chemical Geology*, 28, 125-137.
- Jankoviç, S., 1980, Ore Deposit Types and Major Copper Metallogenic Units in; Europe in *European Copper Deposits*, Geological Society of America, Special Publication, 1, 9-25.
- Jeans, C.V., Wray, D.S., Merriman, R.J. and Fisher, M.J., 2000, Volcanogenic Clays in Jurassic and Cretaceous Strata of England and the North Sea Basin, *Clay Minerals*, 35, 1, 25-55.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Karakaya, N., 1998, Şebinkarahisar (Giresun) Yöresi Magmatik Kayaçların, Mineralleşmelerin Mineralojik, Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 184s.
- Karlı, O., Chen, B., Aydın, F. and Şen, C., 2007, Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıççek Plutons, Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, *Lithos*, 98, 67–96.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *MTA Dergisi*, 66, 20-34.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972, Yapısal Jeoloji, İ.T.Ü. Kütüphanesi, Yayın No. 869, İstanbul.
- Korkmaz, S. and Gedik, A., 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Oluşumları, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 32, 33, 5-15.
- Kromberg, P., 1970, Doğu Karadeniz Dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) Tektoniği Üzerinde Fotojeolojik Veriler, *M.T.A. Dergisi*, 77.
- Leach, T.M., Corbett, G.J., 1995, Characteristics of low sulfidation Au-Cu systems in the southwest pacific, in *Pacific Rim Congress 95*, 19-22 November 1995, Auckland, New Zealand, proceedings, Carlton South. The Australian Institute of Mining and Metallurgy, 327-332.
- Lorenz, V., 1986, On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48, 265-247.
- Lowell, J.D. and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits; *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
- MacLean, W.H., 1990, Mass Change Calculations in Altered Rock Series, *Mineralium Deposita*, 25, 44-49.
- MacLean, W.H. and Kranidiotis, P., 1987, Immobile Elements as Monitors of Mass Transport in Hydrothermal Alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, *Economic Geology*, 82, 951-962.
- Mephie, J. ve Allen, R.L., 1992, Facies Architecture of Mineralized Submarine Volcanic Sequences: Cambrian Mount Read Volcanics, Western Tasmania, *Economic Geology*, 87, 587-596.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. 1993, Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for ore deposits and exploration studies, University of Tasmania, 189 p.
- Meyer, C., Hemley, J.J., 1967, Wall-rock alteration. In Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1st ed., New York, Holt, Rinehart Winston, p. 166-235.
- Moore, M.J., McKee, E.H. and Akıncı, Ö., 1980, Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey, European Cooper Deposites, Belgrade, 209-216.
- Morrison, G., Guoyi, D., Subhash, J., 1991, Textural zoning in epithermal. Quartz veins. James Cook University, Townsville, Australia, unpublished AMIRA report, p. 247, 1-19.
- Okay, A.İ. ve Şahintürk, Ö. 1997, Geology of the Eastern Pontides. Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, A.G. Robinson, Ed., AAPG Memoir 68, 291-311.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase, K.T.Ü. Yer Bilimleri Dergisi, 2, 65-114.
- Pearce, J.A., Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- Pearce, T.H., Norry, M., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks, Cont. Min. Petrol., 69, 33-47.
- Pejatoviç, S., 1979, Metallogeny of Tthe Pontid-Type Massive Sulphide Deposits, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Special Publication 177, Ankara, Turkey, 98 s.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, Doçentlik Tezi, KTÜ yayını no:87,103 s., Trabzon.
- Pirajno, F., 1992, Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental Concepts for Exploration geologist. Springer-Verlag, Berlin. 709s.
- Ramdohr, P., 1980, The ore minerals and their intergrowths; Pergamon Press, Oxford, 1200s.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the applicatio of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43, 279-309.
- Robinson, M., Godwin, C.I. and Stanley, C.R., 1996, *Geology, Lithogeochemistry, and Alteration of the Battle Volcanogenic Massive Sulfide Zone, Buttle Lake Mining Camp, Vancouver Island, British Columbia*, *Economic Geology*, 91, 527-548.
- Romick, J.D., 1987. Amphibole fractionation and magma mixing in andesites and dacites from the central Aleutians, Alaska. *Transactions American Geophysical Union (EOS)*, 68, 461.
- Saez, R., Pascual, E., Toscano, M. and Almodovar, G.R., 1999, The Iberian Type of Volcano-Sedimentary Massive Sulfide Deposits, *Mineralium Deposita*, 34, 549-570.
- Schneider, H.J., Özgür, N. and Palacios, C.M., 1988, Relationship between Alteration, Rare Earth Element Distribution, and Mineralization of the Murgul Copper Deposit, Northeastern Turkey, *Economic Geology*, 83, 1238-1246.
- Shriver, N.A. and MacLean, W.H., 1993, Mass Volume and Chemical Changes in the Alteration Zone at the Norbec Mine, Noranda, Quebec, *Mineral Deposita*, 28, 157-166.
- Sillitoe, R.H., 1979, Some Thoughts on Gold-Rich Porphyry Coper Deposits, *Mineralium Deposita*, 14, 161-164.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: Simmons, S.F., Graham, I. (Eds.), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 315-343.
- Simpson, M.P., Mauk, J.L., Simmons, S.T., 2001, Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology* 96, 773-796.
- Sipahi, F., 2005, Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmaların Mineraloji ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Skinner, B.J., 1979, The many origins of hydrothermal mineral deposits. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* 2nd ed., H.L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons, New York.
- Stolz, A.J., 1995, Geochemistry of the Mount Windsor Volcanics: Implication for the Tectonic Setting of Cambro-Ordovician Volcanichosted Massive Sulfide Mineralization in Northeastern Australia, *Economic Geology*, 90, 1080-1097.
- Syme, E.C. and Bailes, A.H., 1993, Stratigraphic and Tectonic Setting of Early Proterozoic Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Flin Flon, Manitoba, *Economic Geology*, 88, 566-589.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van. A., 1998, Doğu Pontid (KD Türkiye) Eosen (?) Alkalen Volkanik Provensinin Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri, Tübitak Yayınları, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 231-239.
- Şen, C., 2000, Petrography, mineralogy and chemistry of ultramafic of nodules from volcanic rocks of Post Eocene age, Eastern Pontide alkaline province (NE, Turkey), *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bild. Kitabı*, 1, 55-66.
- Şen, C., 2007, Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is It Rift Related or Subduction Related?, *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 523-539.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tatsumi, T. and Watanabe, T., 1971, Geological Environment of Formation of the Kuroko-Type Deposits, *Japanese Society of Mining Geologists*, 3, 216-220.
- Temizel, İ., 2008, İkizce (Ünye-Ordu) Yöresi Volkanik Kayaçların Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, 151s.
- Tokel, S. 1972, Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane region, NE Turkey, *Doktora Tezi*, University College London, İngiltere.
- Tokel, S., 1973, Doğu Pontidlerin Mesozoik ve Tersiyerdeki gelişimleri, bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilgileri: *Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi tebliğleri*, 1-5.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen Yaşlı Kalkalkalen Andezitler ve Jeotektonizma, TJK Bülteni, Cilt: 20, Sayı:1, S. 49-54, Trabzon.
- Tüysüz, N., Özdoğan, K., Er, M., Yılmaz, Z. ve Ağanoğlu, A., 1994, Pontid Adayayı'nda Carlin Tipi Kaletaş (Gümüşhane) Altın Zuhuru, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 37, 41-46.
- 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., 2000, Geology, Lithochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE-Turkey, Chemie der Erde, 60, 231-250.
- Tüysüz, N. ve Akçay, M., 2000, Doğu Karadeniz Bölgesindeki Altın Yataklarının Karşılaştırılmalı İncelemesi, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, MTA, Ankara, 625-645.
- Valsami, E.J. and Cann, R., 1992, Mobility of Rare Earth Elements in Zones of Intense Hydrothermal Alteration in the Pindos Ophiolite, Greece, Geological Society, London, Special Publications 60, 219-232.
- White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variation and their causes, and guide lines for exploration. Journal of Geochemical Exploration 36, 445-474.
- Whitford, D.J., Mcpherson, P.A. and Wallace, D.B., 1989, Geochemistry of the Host Rocks of the Volcanogenic Massive Sulfide Deposits at Que River, Tasmania, Economic Geology, 84, 1-21.
- Yılmaz, C., Şen, C. ve Özgür, S., 2001, Timing of the earliest andesitic volcanicity activity in the Eastern Pontide volcanic arc, Inter. Earth Sci. Coll. On the Aegean Region, İzmir, 47-55.

ÖZGEÇMİŞ

Seyhan ACARLIOĞLU, 19.09.1984 yılında Kilis'te doğdu. İlk öğrenimini Eskişehir Mehmet Ali Yasin İlkokulu'nda, orta öğrenimini Eskişehir Mustafa Kemal İlköğretim Okulu'nda, lise öğrenimini ise Eskişehir Gazi Lisesi'nde tamamladı. 2002 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde öğrenime başladı. 2006 yılında jeoloji mühendisi ünvanıyla mezun oldu. Mezun olduktan sonra, 2007 yılında "Aldridge Minerals"de saha jeoloğu olarak çalıştı. Aynı yılın Eylül döneminde Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı. Yüksek lisans öğrenimine devam ederken 2008 yılında "Newmont Altın Madencilik Ltd. Şti"nde arazi jeoloğu olarak çalışmaya başladı. Halen yüksek lisans öğrenimine devam etmekte olup, aynı şirkette arazi jeoloğu olarak çalışmaktadır.