

T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

78747

ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN) YÖRESİ
MAGMATİK KAYAÇLARIN, MİNERALLEŞMELERİN
MİNERALOGİK-PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Necati KARAKAYA

DOKTORA TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
Konya, 1998

78747

TC. YÜZSEKİ
DOKTORA
2000

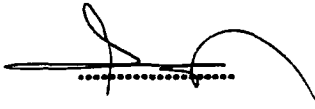
T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN) YÖRESİ MAGMATİK
KAYAÇLARIN, MİNERALLEŞMELERİN
MİNERALOGİK-PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

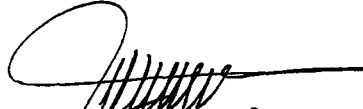
Necati KARAKAYA

DOKTORA TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

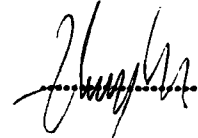
Bu tez 27.03.1998 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.



Prof. Dr. M. Sezai KIRIKOĞLU
(Üye)



Doç.Dr. Yüksel AYDIN
(Üye)



Doç.Dr. Muazzez ÇELİK
(Danışman)

ÖZET

Doktora Tezi

ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN) YÖRESİ MAGMATİK KAYAÇLARIN, MİNERALLEŞMELERİN MİNERALOGİK-PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Necati KARAKAYA

Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Muazzez ÇELİK
1998. 168 sayfa

Jüri: Prof. Dr. M. Sezai KIRIKOĞLU
Doç. Dr. Muazzez ÇELİK
Doç. Dr. Yüksel AYDIN

Çalışma alanının en yaşlı birimi olan Üst Kretase yaşlı Şaplıca volkaniti, altere asidik-bazik bileşimli lav ve piroklastiklerden oluşmuş olup: jeokimyasal olarak genelde kalkalkalen. kısmen toleyite geçiş gösteren ilkel bir yay ortamını gösterir. Asarcık granitoyidi çoğunlukla çarpışma ile eş yaşlı, yitim kökenli kalkalkalen bir magmatizmanın ürünüdür. Asarcık granitoyidi üzerine uyumsuz olarak gelen Eosen yaşlı Eğribel volkaniti andezit, bazaltik volkanitlerden oluşmuştur. Volkanit üzerine iri ince taneli sedimanlarla ardalamalı jibs bantları içeren Miyosen-Pliyosen yaşlı Şebinkarahisar formasyonu gelir. Pliyosen yaşlı bazik volkanitlerden oluşan Hackayası volkaniti Şebinkarahisar formasyonu üzerine gelir.

İnceleme alanında Şaplıca volkanitinin Asarcık granitoyidi tarafından kesilmesi sonucu yoğun hidrotermal alterasyonlar gelişmiştir. Kuvvetli sülfirik asidik, kuvvetli asidik, asidik ve asidik-nötr koşullarda propilitik, filitik, arjilitik (killeşme ve alunitleşme) alterasyonlar yanında hematitleşme gelişmiştir. Asarcık granitoyidinde turmalinleşme gelişmiştir. Turmalinleşme granitoyitin % 5-10'unu oluşturur şekilde veya polimetallik cevherleşmeye eşlik etmiştir.

İnceleme alanında gözlenen mineralize sular $\delta^{18}\text{O}$ ve δD sonuçlarına göre meteorik kökenlidir. pH= 2.92-6.87 arasında ve Al, Fe ve SO_4^{2-} içerikleri genelde yüksek. Na^+ , Cl^- ve CO_3^{2-} ise düşük bulunmuştur. Tüm örneklerde hematit, barit, adularya, götit, magnetit, pirofillit, jibs; bazı numunelerde ise anortit, böhmit, Camontmorillonit, kaolinit, albit, sölestin, halloysit, K-mika, flogopit, talk, illit ve jibsit doygunlaşırken; karbonat ve klorürlü mineraller ise doygunlaşmamıştır.

Alunit cevherinde K_2O =%6.51-6.92, Al_2O_3 =%14.25-46.57 arasında bulunmuştur. Özşekilsiz alunit kristallerinin Si içermeleri ve kristal boylarının kuvarstan fazla farklı olmaması nedeniyle zenginleştirme problemi vardır.

Anahtar Kelimeler: Hidrotermal alterasyon, alunit, kaolinit, kil mineralleri, Doğu Pontid, Şebinkarahisar, turmalinleşme, mineralize sular, meteorik su

ABSTRACT

PhD Thesis

INVESTIGATION OF MINERALOGIC-PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF MAGMATIC ROCKS AND MINERALIZATIONS OF ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN) REGION

Necati KARAKAYA

Selçuk University
Graduate School Natural and Applied Sciences
Geological Engineering Department

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Muazzez ÇELİK
1998, 168 Page

Jury: Prof. Dr. M. Sezai KIRIKOĞLU
Assoc. Prof. Dr. Muazzez ÇELİK
Assoc. Prof. Dr. Yüksel AYDIN

Upper Cretaceous aged Şaplıca Volcanics which is the oldest rock unit in the study area is composed of altered acidic-alkaline lavas and pyroclastics. This unit indicates both calc-alkaline and tholeiitic character of unmaturing arc. Same aged Asarcık granitoid is a product of collisional type syn-orogenic calc-alkaline magmatism. It is unconformably overlain by the Eocene Eğribel Volcanite which consists of basic volcanites. The Miocene-Pliocene Şebinkarahisar Formation overlies the volcanics. It comprises to clastics and gypsum beds. The Pliocene Hackayaş Volcanite unconformably overlies the Şebinkarahisar Formation.

Dense hydrothermal alteration zones were developed as a consequence of intrusion of Asarcık Granitoid into the Şaplıca Volcanite. Under strong sulfuric acid, strongly acidic, acidic and acidic-intermediate conditions, propylitic, pyritic, argillic (and alunitic) alterations and hematite were occurred. Turmaline formations were also occurred in the Asarcık Granitoid. It makes up 5-10 % of the rock or occurred generally along the ore zones, accompanied polymetallic mineralization.

The mineralized water observed in the study area is meteoric in origin based on $\delta^{18}\text{O}$ and δD data. pH values are found to be in the range 2.92 to 6.87. Although their Al, Fe and SO_4^{2-} constituents are generally high, Na^+ , Cl^- , CO_3^{2-} constituents are found to be low. Hematite, barite, adularia, goethite, magnetite,rophyllite, gypsum were saturated in all samples however anorthite, boehmite, Ca-montmorillonite, kaolinite, albite, celestine, halloysite, K-micas, phlogopite, talc and illite were saturated in some samples. Carbonate and chlorite minerals were unsaturated.

K_2O and Al_2O_3 in alunite are found to be in the range 6.51 % to 6.92 % and 14.25 % to 46.57 %, respectively. It is not possible to make concentration as to the grain size because of amorphous of some alunite crystals and contain Si and grain size is nearly equal to quartz.

Key Words: Hydrothermal alteration, alunite, kaolinite, clay minerals, Eastern Pontid, Şebinkarahisar, turmalization, mineralized water, meteoric water.

ÖNSÖZ

“Şebinkarahisar yöresi magmatik kayaların, mineralleşmelerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi” konulu bu doktora tezi, TÜBİTAK YDABÇAG-139 ve kısmen de SÜAF 96/082 nolu projeler tarafından desteklenmiştir. 1995 yaz sezonunda başlayan arazi çalışmaları 1997 yaz sezonunda sona erdirilmiştir. Toplam 45 günlük arazi çalışmaları sırasında 1/25.000 ölçekli topografik haritadan faydalanılarak Şebinkarahisar kuzeyinin yaklaşık 300km² lik bir alanında jeolojik çalışmalar yapılmıştır.

Alınan kayaç örneklerinin laboratuarlarda yapılan incelenmesi neticesinde alterasyon tür ve yayılımları, mineralojik-kimyasal bileşimleri, mineral dönüşümleri belirlenmiş, oluşum etkenleri yorumlanmıştır. Ayrıca alınan mineralli su örneklerinden de bölgedeki yoğun alterasyonun gelişimi ve mineralleşmelerde mineralize suların etkisi açıklanmaya çalışılmıştır.

S.Ü. Fen Bilimleri Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı doktora programı kapsamında hazırlanan bu doktora tezi Sayın Doç. Dr. Muazzez ÇELİK'in danışmanlığında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmayı öneren, arazi çalışmalarından başlayarak tezin her aşamasında büyük özveride bulunan, yönlendirici ve yararlı eleştirilerini, büyük yardım ve desteğini esirgemeyen çok değerli hocam Sayın Doç Dr. Muazzez ÇELİK'e en içten teşekkürü borç bilirim.

Bu çalışmanın yürütülebilmesi için maddi destek sağlayan öncelikle TÜBİTAK YDABÇAG'a ve S.Ü. Araştırma Fonuna, laboratuvar çalışmalarının yapılmasında kolaylıklar sağlayan HÜ. Jeoloji Mühendisliği Bölümü X-ışınları laboratuvar görevlilerine, su örneklerinin kimyasal analizlerinin yapılmasında ve yorumlanmasında yardımcı olan Doç. Dr. Mehmet EKMEKÇİ'ye, parlatma kesitlerinin incelenmesinde yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Yurdal GENÇ'e, incekesit preparatlarının optik mikroskopik incelemelerinde donanımlı polarizan mikroskop kullanılması imkanını sağlayan Doç.Dr. Cemal TUNOĞLU'na, uydu görüntülerinin işlenmesinde yardımcı olan Arş. Grv. Onur KÖSE'ye, MTA Uzaktan Algılama Laboratuvarı çalışanlarına, DSI İzotop Laboratuvarı görevlilerine ve Şube Müdürü Tanju ALTAY'a, ODTÜ Metalurji Mühendisliği Elektron Mikroskobu sorumlusu

Doç. Dr. Bilgehan ÖĞEL'e, bazı numunelerin X-ışınları difraktogramlarının çekiminde ve kimyasal analizlerde yardımcı olan C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Doç.Dr. Hüseyin YALÇIN'a, TPAO Elektron Mikroskobu görevli ve sorumlularına, arazi incelemeleri sırasında çalışmalara katılan S.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Arş.Grv. Arif DELİ'ye ve bölümümüzde desteklerini gördüğümüz öğretim elemanlarına, arazi çalışmaları sırasında yardımcı olan Şebinkarahisar Kaymakamı ve diğer idari görevlilere,

Tezin her aşamasında sabır ve anlayış gösteren, maddi ve manavi desteğini esirgemeyen aileme,

teşekkür ederim.

1998

Necati KARAKAYA



İÇİNDEKİLER

ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xii
 1. GİRİŞ	 1
1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu	2
1.2. Çalışmanın Amacı	4
1.3. Önceki Çalışmalar	5
1.4. Bölgesel Jeoloji	10
1.5. Metot ve Yöntem	12
 2. STRATİGRAFİ	 13
2.1 Şaplıca Volkaniti	14
2.2. Asarcık Granitoyiti	22
2.3. Eğribel Volkaniti	26
2.4. Şebinkarahisar Formasyonu	26
2.5. Hackayası Volkaniti	29
 3. TEKTONİK	 31
3.1. Faylar, Eklemler ve Uyumsuzluklar	31
3.2. Uyumsuzluklar	32
3.2. Uzun Fotoğraflarında Yürütülen İncelemeler	33
 4. MİNERALOGİ-PETROGRAFİ	 37
4.1. Petrografik İncelemeler	37
4.1.1. Optik mikroskobik incelemeler	38
4.1.1.1. Şaplıca volkaniti	38
4.1.1.2. Asarcık granitoyidi	43
4.1.1.3. Eğribel volkaniti	50
4.1.1.4. Hackayası volkaniti	50
4.1.2. Parlak kesit incelemeleri	51
4.2. Mineralojik İncelemeler	54
4.2.1. X-ışınları incelemeleri	54
4.2.1.1. Şaplıca volkaniti	55
4.2.1.2. Asarcık granitoyidi	60
4.2.1.3. Hackayası volkaniti	60
4.2.2. Elektron mikroskop incelemeleri	63
4.2.2.1. Şaplıca volkaniti	64
4.2.2.2. Asarcık granitoyidi	67

5. JEOKİMYA	72
5.1. Şaplıca Volkaniti	73
5.1.1. Ana element oksit kimyası	73
5.1.2. İz elementler	84
5.2. Asarcık Granitoyidi	94
5.2.1. Ana element oksit	95
5.2.2. İz elementler	103
5.1.3. Akışkan kimyası	104
5.1.3.1. İzotop jeokimyası	115
6. ALTERASYON	118
6.1. Hidrotermal Alterasyon Türleri	119
6.1.1. Propilitik alterasyon	120
6.1.2. Fillitik alterasyon (serisitleşme)	121
6.1.3. Arjilik alterasyon	123
6.1.3.1. Alunitleşme	125
7. EKONOMİK JEOLJİ	133
7.1. Polimetallik Cevher Oluşumları	133
7.2. Alunit Oluşumları	135
8. JEODİNAMİK VE JEOKİMYASAL EVRİM	141
9. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	146
10. KAYNAKLAR	150
11. EK ÇİZELGE 1. İNCELEME ALANI KAYAÇ ÖRNEKLERİ ÜZERİNDE YAPILAN İNCELEMELER	159

EK-1 ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN) KUZEYİNİN JEOLJİ HARİTASI

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

1.1 Türkiye Tektonik Üniteleri (Okay 1984 den değiştirilerek) ve inceleme alanın yer bulduru haritası	3
2.1 İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası	13
2.2 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	14
2.3 Geyikgediği Tepe ve çevresindeki alterasyon oluşuklarının Say Deresi'nde K-G yönünden görünüşü	17
2.4 Geyikgediği Tepe eteklerinde jibs bantlarının ana kayacın çatlaklarındaki görünümü	17
2.5 Geyikgediği Tepe'deki kükürt oluşumları	18
2.6 Dervişoğlu Mahallesi kuzeyindeki siyahımsı-mor renkli sıvamalar bırakan su çıkışlarından görünüş	18
2.7 Say Deresi'nde granitik intrüzyonlarla Şaplıca volkanitinin dokunağındaki pişme ve dokunakta mineralli su çıkışı	20
2.8 Kale Tepe sırtında Şaplıca volkanitinde gelişmiş kaolen bantlarının görünümü	20
2.9 Kale Tepe sırtlarında, bazaltlar içinde gelişmiş plakalar şeklindeki barit gülleri	21
2.10 Şaplıca volkaniti içinde bulunan konglomera merceği (Geyikgediği Tepe'nin batı eteklerinde Say Deresi)	21
2.11 Acı Dere tabanında gözlenen breşik bloklar	23
2.12 Asarcık granitoidinin Şaplıca Köyü'den (K-G) görünüşü	23
2.13 Asarcık granitoidi içinde gelişmiş turmalin güneşleri (Acı Dere)	25
2.14 Asarcık granitoidi (kuvars siyenit) içinde gelişmiş turmalin güneşleri (Kayabaşı Tepe)	25
2.15 Eğribel volkanitinin batıdan, Kayabaşı Tepe ile Taş Sırtı'ndan görünümü ..	27
2.16 Şebinkarahisar'ın batısındaki alacalı jipsli seriden görünüş	27
2.17 Şebinkarahisar formasyonu içerisinde Yıldırcı Mahalle civarında gözlenen çivi daykları (Hackayası volkanitine ait) ve heyelanlar	28
2.18 Şebinkarahisar formasyonu ve Haçkayası volkanitinin Güney Tepeden görünüşü	28
2.19 Haçkayası volkaniti içinde gelişmiş zeolit kristalleri (Tamzara mahallesi doğusu)	30
3.1 Eskiköy mevkiinin doğusundan, Şaplıca volkanitinin Şebinkarahisar formasyonu üzerine bindirmeli gelen dokunağı	32
3.2 Doğu Karadeniz Bölgesi Giresun-Suşehri arasında kalan alanın Lansat TM 541 (RGB) bant kombinasyonun görüntüsü	34
3.3 İnceleme alanının Lansat TM 375 (RGB) bant kombinasyonun görüntüsü (Ölçek 1: 37500)	35
3.4 İnceleme alanın uydu görüntülerinden faydalanılarak hazırlanmış alterasyon haritası (Ölçek 1: 38.000)	36
4.1 Otojenik silis, epidot ve hematitleşmeler (GŞ-9, x125, ÇN)	40

4.2 Feldispatlarda karbonatlaşma, killeşme ve alunitleşme (GŞ-62, x125, ÇN)...	40
4.3 Bazaltlarda amfibollerin kenar ve dilinimleri boyunca gözlenen opaklaşmalar. (GŞ-9, x25, TN)	41
4.4 Volkanitlerde opak mineral (pirit?) oluşumlarının görünümü (GŞ-11, x25, TN)	41
4.5 Alunitlerin kare şekilli morfolojileri (GŞ-25, x125, TN)	42
4.6 Alunitleşme gelişimi (GŞ-52, x125, TN)	42
4.7 Granitlerde gelişmiş grafik dokunun görünüşü (GŞ-90, x25, ÇN)	44
4.8 Asarcık granitoidinin mikroskobik görüntüsü (GŞ-93, x25, ÇN)	44
4.9. Antirapakivi dokusu (GŞ-94, x25, ÇN)	45
4.10. Poikilitik K-feldispat içinde hornblend, plajiyoklas ve biyotitin görünümü (GŞ-94, x25, ÇN)	45
4.11 Antirapakivi dokusu ve poikilitik dokunun görünüşü (GŞ-60, x25, ÇN)	47
4.12 Feldispatlarda, serisitleşme ve sosuritleşmenin gelişimi (GŞ-58-2, x25, ÇN)	47
4.13 Diyoritlerde doku ve mineralojik bileşimin görünüşü (GŞ-42, X25, ÇN) ...	48
4.14 Granite turmalin güneşi ve feldispatlarda killeşme görünümü (GŞ-41-1, X25, ÇN)	48
4.15 Turmalin güneşlerinde (c eksenine dik)zonlanma (GŞ-41/1, x25, TN)	49
4.16 Holokristalin porfirik dokulu bazaltta zonlu plajiyoklas, opaklaşmış amfibollerin görünümü (GŞ-74, x25, ÇN)	49
4.17 Albit-karlsbad ikizlenmeli plajiyoklas ve piroksenden görünüş (GŞ-95, x25, ÇN)	52
4.18 Hackayası volkanitindeki piroksen ve plajiyoklas mineralleri (GŞ-73/1, x25, ÇN)	52
4.19 Hackayası volkanitinde andezitik bileşimli olanlarda, amfibol minerallerinden kersutitin görünümü (GŞ-96, x25, ÇN)	53
4.20 Hackayası volkanitinde Meryem Kayası mevkiindeki zeolit (skolesit) mineralinin incekesit görünüşü (GŞ-73/2, x125, ÇN)	53
4.21 Jibsin X-ışınları difraktogramı (GŞ-4)	58
4.22 Alunit+Kuvars+Kaolinit X-ışınları difraktogramı (GŞ-23)	58
4.23 Alunit+Kuvars X-ışınları difraktogramı (GŞ-55)	59
4.24 Alunit+illit+ kaolinit X-ışınları difraktogramı (GŞ-23)	59
4.25 Kaolinit+kuvars+alunit X-ışınları difraktogramı (GŞ-67)	61
4.26 Kaolinitin X-ışınları difraktogramı (GŞ-16)	61
4.27 Baritin X-ışınları difraktogramı (GŞ-20)	62
4.28 Turmalinin X-ışınları difraktogramı (GŞ-41)	62
4.29 Skolesitin X-ışınları difraktogramı (GŞ-76)	63
4.30 Alunit kristallerinin elektron mikroskopta görünümü (GŞ-67)	65
4.31 Alunit kristalinin EDS analizi (GŞ-67)	65
4.32 Alunit kristallerinin elektron mikroskopta görünümü (GŞ-65)	66
4.33 Elektron mikroskopta booklet şekilli kaolinit kristali (GŞ-38)	66
4.34 Elektron mikroskopta saçak şekilli illit kristalleri (GŞ-25)	67
4.35 Elektron mikroskopta barit kristalleri (GŞ-20)	68
4.36 Baritin EDS analizi (GŞ-20)	68
4.37 Elektron mikroskopta barit kristalleri üzerinde gelişmiş Si yumruları (GŞ-20)	69

4.38 Elektron mikroskopta turmalin kristalleri (GŞ-41/1)	69
4.39 Turmalinin EDS analizi (GŞ-41/1)	70
4.40 Elektron mikroskopta turmalin içinde kübik kristal yığılımları (GŞ-41/2)	71
4.41 Turmalin içinde kübik kristal yığılımlarının EDS analizi (GŞ-41/2)	71
5.1 Şaplıca volkanitinin toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı (Le Maitre 1989)	74
5.2 Şaplıca volkanitinin toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı (Irvine ve Baragar 1971)	74
5.3 Şaplıca volkanitine ait ana elementlerin Harker (1909) diyagramları	75
5.4 Şaplıca volkanitinin ana element-ateşte kayıp diyagramları	79
5.5 A Şaplıca volkanitinin ana element oksit içeriklerinin (%) değişim diyagramları	81
5.5B A Şaplıca volkanitinin iz element içeriklerinin (ppm) değişim diyagramları	82
5.6 Şaplıca volkanitinin $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}-\text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ diyagramları	83
5.7 Şaplıca volkanitine ait iz elementlerin Harker (1909) diyagramları	85
5.8A Şaplıca volkanitinin $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Yx3}$ diyagramı (Pearce ve Cann 1973)	86
5.8B Şaplıca volkanitinin $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Sr}/2$ diyagramı (Pearce ve Cann 1973)	86
5.9 Şaplıca volkanitinin $\text{Ti}-\text{Cr}$ diyagramı (Pearce 1975)	87
5.10 Şaplıca volkanitine ait iz element-ateşte kayıp diyagramı	89
5.11 Şaplıca volkanitinin $\text{Ti}/1000-\text{V}$ diyagramı (Shervais 1982)	90
5.12 Şaplıca volkanitine ait bazı ana-iz element ($\text{CaO}-\text{Sr}$, $\text{K}_2\text{O}-\text{Rb}$, $\text{Rb}-\text{Sr}$, $\text{Zr}-\text{Nb}$, $\text{Ba}-\text{V}$, $\text{Y}-\text{V}$, $\text{Zr}-\text{Th}$, TiO_2-Zr) ilişkileri	92
5.13 Asarcık granitoyitinin isimlendirme diyagramı (Debon ve Le Fort 1983) ...	98
5.14 Asarcık granitoyitinin isimlendirme diyagramı (Le Maitre 1989)	98
5.15 Asarcık granitoyitinin $\text{K}/\text{Rb}-\text{Rb}$ diyagramı	99
5.16 Asarcık granitoyitinin karakteristik mineral diyagramları (Debon ve Le Fort 1983)	100
5.17 Granitoyitlerin $\text{Q}-\text{B}-\text{F}$ diyagramı (Debon ve le Fort 1983)	101
5.18 Asarcık granitoyitinin $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}$ diyagramı (Irvine ve Baragar 1971)	101
5.19 Graniyoyitlerin $\text{Q}-\text{Or}-\text{Ab}$, ve $\text{Ab}-\text{Or}-\text{An}$ diyagramları (Kosinowski 1981) ...	102
5.20 Granitoyitlerin tektonik ortam diyagramı (Batchelor ve Bowden 1985)	103
5.21 Asarcık granitoyidinin $\text{Y}-\text{Nb}$ ve $\text{Rb}-\text{Y}+\text{Nb}$ diyagramları (Pearce ve ark. 1984)	105
5.22 Asarcık granitoyidinin SiO_2-Rb , SiO_2-Nb ve SiO_2-Y diyagramları (Pearce ve ark. 1984)	106
5.23 Mineralize sulardan oluşan minerallerin aktivite değerleri	111
5.24 Mineralize sulardan oluşan minerallerin aktivite (doğunluk) diyagramları (Helgeson 1969, Hemley ve ark. 1969, Tardy 1971)	114
5.25 Mineralize suların $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ diyagramı	116
6.1 A Şaplıca volkanitinde propillitik alterasyonun gelişimi (GŞ-32 x25, ÇN) ...	121
6.1 B Şaplıca volkanitinde fillitik alterasyonun gelişimi (GŞ-32 x25, ÇN)	121

6.2 A Şaplıca volkanitinde fillitik alterasyon gelişimi (GŞ-9 x25, ÇN)	122
6.2 B Şaplıca volkanitinde fillitik alterasyon gelişimi (GŞ-10 x25, ÇN)	122
6.3 A Şaplıca volkanitinde arjilitik alterasyonun gelişimi (GŞ-52x25, ÇN)	124
6.3 B Şaplıca volkanitinde arjilitik alterasyonun gelişimi (GŞ-52x25, ÇN)	124
6.4A Şaplıca volkanitinde alunitik alterasyonun gelişimi (GŞ-6 x25, ÇN)	129
6.4B Şaplıca volkanitinde alunitik alterasyonun gelişimi (GŞ-67 x25, ÇN)	129
6.5 Acı Dere'nin sonunda, Şaplıca volkanitinde gelişmiş alunitik alterasyon ve hematitleşme	130
6.6 Şaplıca volkanitinde, Geyikgediği Tepe'nin güneybatı eteklerinde gelişmiş alunitik alterasyon ve ön planda jips oluşumları	130
7.1 Alunit numunesinin elektron mikroskop görünümü	139
7.2 Alunit ve kaolinit kristallerinin elektron mikroskop görünümü	139
8.1 Jeotermal akışkankarın idealleştirilmiş görünümü ve türleri (Pirajno 1992)	143



ÇİZELGELER DİZİNİ

	SAYFA
4.1. Şaplıca volkanitine ait numunelerin nitel mineralojik bileşimi	57
4.2. Turmalin kristallerinin EDS analiz sonuçları	70
5.1. Şaplıca volkanitine ait örneklerin ana element oksit (%) ve iz elementlerinin (ppm) kimyasal analiz sonuçları	76
5.2. Asarcık granitoyidine ait örneklerin ana element oksit (%), iz element (ppm) kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanmış CIPW normları	96
5.3. İnceleme alanından alınan suların fiziksel özellikleri, kimyasal ve izotop değerleri	108
5.4. İncelenen su örneklerinin mineral doygunluk katsayıları	109
8.1. İnceleme alanında belirlenen hidrotermal mineral toplulukları ve muhtemel oluşum sıcaklıkları	144
8.2. Şebinkarahisar yöresinde tespit edilen hidrotermal alterasyon türleri ve mineral toplulukları	145

1.GİRİŞ

Doğu Pontidlerin kuzey bölümünde yer alan inceleme alanında, Pontidlerin kuzey bölümünü karakterize eden plütonik ve volkanik kayalardan "Alt Bazik seri" (Gedikoğlu ve ark. 1979) dışındakiler yaygın olarak gözlenir. Şebinkarahisar yöresinde Üst Kretase yaşlı "Dasitik seri"lerle Üst Kretase-Paleosen yaşlı plütonik kayaların intrüzyonu sonucu yaygın bir alterasyon kuşağı oluşmuştur.

İnceleme alanında çok eski yıllardan (1940?) beri söz konusu alterasyon kuşağındaki alunit oluşumu bilinmekte olup, bir dönem işletme de yapılmıştır. Bölgede genellikle MTA tarafından genel jeolojik amaçlı çalışmalar yanında, alunit oluşumlarının prospeksiyonuna yönelik de birkaç araştırma vardır. Ancak gerek MTA, gerekse özel kişiler tarafından yapılan araştırmalarda incelenmeyen ve/veya kapsamlı olarak araştırılmayan bir çok konu mevcuttur. İncelenmesi gereken konular şöyle özetlenebilir:

1. Çalışma alanında yaygın olarak gözlenen hidrotermal alterasyonların türleri,
2. Hidrotermal alterasyona bağlı olarak oluşan mineral topluluklarının türleri, kimyası, bir zonlanmanın varlığı/yokluğu,
3. Hidrotermal alterasyon sonucu oluşan minerallerin oluşum sıcaklığı, alterasyon zonunun ana kaya-yan kaya ilişkisinin özellikleri,
4. Genellikle silikalı ve kaolinitli alunit cevherleşmesinin işletilebilmesi için zenginleştirme yöntemlerinin neler olabileceği,
5. İnceleme alanındaki alterasyonun karakterine bağlı olarak oluşabilecek değerli diğer element (mineral) oluşumlarının aramalarına ışık tutabilecek konular araştırılmamıştır.

Bu çalışmada yukarıda özetlenen sorunlara çözümler/öneriler getirebilmek amacı ile aşağıda belirtilen konularda arazi ve laboratuvar incelemeleri gerçekleştirilmiştir:

1. Kayaların incekesit-parlatma numuneleri üzerinde mikroskopik ve X-ışınları analizleri ile detaylı olarak mineralojik bileşimleri, değişimleri, dokusal

özellikleri belirlenerek, mineral toplulukları ve minerallerin bir zonlanma gösterip göstermedikleri ve alterasyon türleri araştırılmıştır.

2. Ana kaya ve alterasyon ürünlerinden alınan numuneler üzerinde ana element oksit ve iz element analizleri yapılarak alterasyonla element zenginleşme/fakirleşmeleri incelenmiştir.

3. Özellikle kırık hatlarında ve volkaniklerle derinlik kayaçlarının dokanaklarında gözlenen mineralli su çıkışlarının kimyasal bileşimleri ve izotopik değerleri belirlenmiş ve bu suların alterasyon minerallerinin oluşumundaki etkileri aktivasyon katsayıları hesaplanarak belirlenmiş ve suların kökenleri, karakterleri açıklanmıştır.

4. Kaolinitli, silikalı ve alunitli oluşumların elektron mikroskopta dokusal ilişkileri araştırılmış ve zenginleştirme koşulları açıklanmıştır.

5. Alterasyon minerallerinin oluşma koşulları açıklanarak inceleme alanı yakını ve Doğu Pontidlerin kuzeyinde yaygın olarak gözlenen dasitik serilerde yapılacak prospeksiyonlara öneriler getirilmiştir.

1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

Çalışma alanı "Pontid Tektonik Birliği" nin (Ketin 1966) doğu kesiminde, Giresun ili Şebinkarahisar çevresini kapsamakta olup 1/25 000 ölçekli Giresun H40 b2 -b3 ve H41 a1-a4 paftaları içerisinde kalmaktadır (Şekil 1.1).

İnceleme alanının kuzey kesimlerinde, özellikle Eğribel mevkinden itibaren tipik Doğu Karadeniz'e özgü engebeli bir topografya izlenirken; Şebinkarahisar bölgesinde topografya daha az engebeli, bitki örtüsü daha zayıf olup genelde İç Anadolu'nun arazi yapısı ve iklimsel özellikleri etkindir.

Çalışma alanında Kavabaşı Tepe (2067 m) en yüksek rakıma sahiptir. Bölgenin en yüksek tepeleri ise şunlardır: Direktaş Tepe (1508 m), Geyikgediği Tepe (1894 m), Orman Tepe (2055 m), Büyükgüney Tepe (1995 m), Haçkayaşı Tepe (1939 m), Guş Tepe (1897 m), Meryem Dağı (2008 m), Hamamyeri Tepe (1217 m), Sürkayan Tepe (1894 m), ve Acıkıran Tepe (1840 m) dir. Şebinkarahisar yöresinin önemli akarsuları genellikle dört mevsim sulu olup, bunlardan en önemlileri

Yöre halkının geçim kaynağı genellikle hayvancılık, arıcılık ve tahıl-tütün üretimine yönelik tarımdır. Arazinin engebeli olması nedeniyle genellikle küçükbaş hayvancılık daha fazla gelişmiştir.

İnceleme alanının en önemli yerleşim merkezi Şebinkarahisar ilçesidir. Bunun dışındaki 15-20 hanelik mahalle, köy ve yaylalar inceleme alanının diğer yerleşim birimleridir. Bunlardan Asarcık, Şaplıca, Eskiköy, Göreze, İsterefil ve Gelcese köyleri ile Avutmuş, Dervişoğlu, Kerzih, Tamzara, Bayhasan ve Hacı Ömer Mahalleri önemli yerleşim alanlarıdır. Yerleşim birimleri arasındaki yollar genellikle stabilize edilmiştir.

Şebinkarahisar ilçesini Giresun il merkezine bağlayan iki yol mevcuttur. Bunlardan biri, Şebinkarahisar'dan Say deresi boyunca Kümbet yaylası mevkinden Dereli ilçesi ve Giresun'a varır. Bu yol Dereli'ye kadar stabilize olup, kısa olduğundan genellikle yazın kullanılmaktadır. Diğer ise, Şebinkarahisar'dan Tamzara ve Asarcık'dan geçip Eğribel mevkiinden Giresun'a varan karayoludur. Yaz mevsiminde sis sebebiyle, kışın da bölgede yoğun sis, kar, heyelan ve kaya düşmeleri nedeniyle ulaşım güçlüğüle sağlanmakta, zaman zaman da hava muhalefeti sebebiyle Giresun ile ulaşım kesilebilmektedir. Ayrıca Şebinkarahisar'ı Sivas'a bağlayan 190 km. lik karayolu daha az problemli olup, virajlı bölgede sıkça gelişen heyelanlar dışında genellikle devamlı ulaşım açıktır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bilindiği gibi Doğu Pontid provensi içerisinde oluşmuş olan ülkemizin önemli sülfid mineralleşmeleri yıllardan beri işletilmektedir. Bu çalışma ile, inceleme alanında gözlenen sülfid mineralleşmelerine ana kaya ve/veya yan kaya konumunda olan Üst Kretase ve Eosen yaşlı plütonik ve püskürük kayaların genellikle hidrotermal çözeltiler etkisinde gelişen alterasyonu yanında; halmorizis ve kısmen de hidroliz olayları sonucu oluşan mineralleşmelerin oluşum koşullarının açıklanması amaçlanmıştır. Çalışma alanında gözlenen mineralleşmelerin oluşum koşullarının belirlenmesi; tamamen ve/veya kısmen bu mineralleşmelere eşlik eden önemli metalik mineral oluşumlarının varlığının ortaya konulmasına ve aramaların

yönlendirilmesine katkı sağlayacaktır. Planlanan çalışma doğrultusunda genellikle fay hatları boyunca gözlenen konsantre mineralli suların bölgedeki gözlenen mineralleşme üzerindeki etkilerinin araştırılması yanında gözlenen minerallerin detaylı mineralojik-petrografik, kimyasal özellikleri araştırılmıştır.

Ayrıca inceleme alanında çok eski yıllardan beri bilinen ve kısmen Rum ve Ermeniler tarafından işletilen alunit mineralleşmesinin işletilebilme şartları, ekonomik değerlendirilmesi yanında alunitin varlığına işaret edebilecek önemli mineral oluşumlarının araştırılması da çalışmanın bir diğer amacıdır.

1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanında çok eski yıllardan beri şap işletimi yapılmış olup, bu yönde gerek MTA tarafından ve gerekse özel sektör tarafından genel jeolojik çalışmaları yanında maden yataklarının prospeksiyonu ve işletilmesine yönelik araştırmalar yapılmıştır. Şap dışında bölgede özellikle kurşun-çinko mineralleşmeleri genelde damar tipinde ve çeşitli ölçeklerde gelişmiş olduğundan bir kısmında işletme terk edilmesine rağmen; halen işletmenin yapıldığı yataklar da vardır. Gerek ekonomik ve gerekse jeolojik amaçlı yapılan çalışmalar kronolojik sıraya göre kısaca verilmiştir.

Pontidler, Anadolu'nun tektonik birliklerinden biri olup, kuzeyde Karadeniz kıyı dağları ile Marmara Bölgesi, Ege kıyıları ve Karaburun yarımadasına kadar uzanan Kuzey Batı Anadolu bölgesini içerir (Ketin 1966). Bu birlik, Batıda Çekoslovakya'da Karpatlar'dan başlayıp, Romanya-Yugoslavya-Bulgaristan'ı kat ederek tüm Karadeniz güney kıyıları boyunca, Türkiye'yi geçen ve doğuya doğru uzanan Alpin Dağ oluşumunun bir parçasıdır. Alpin dağları sistemi, plaka tektoniği kuramlarına göre ada yayı ve kıtaların çarpışmaları sonucu oluşmuştur. Çarpışma orojenik kuşağı olan Alp sistemi, eski Tetis okyanusunun yok oluşu ürünüdür (Şengör 1980, 1982).

Pontidlerde bir çok araştırmacı tarafından inceleme yapılmış olup jeolojik çalışmalar genellikle kıyı şeriti boyunca ya da dar lokasyonlarda yapılmıştır. Karadeniz Bölgesinin özellikle de Doğu Karadeniz bölgesinin iç kısımlarına ait

jeolojik amaçlı çalışmalar çok az sayıdadır ve genellikle de Pb-Zn-Cu gibi metalik madenlere yöneliktir.

Alpin dağ oluşumuna ilişkin ada yayı dizisi volkanikleri tüm bu kuşak boyunca Jura-Pliyosen gibi geniş bir zaman aralığında gelişmişlerdir (Dixon ve Periera 1974). Türkiye'deki Pontid kuşağı da bu adayı dizisine aittir ve bu adayı dizisindeki volkaniklerin büyük bir kısmı Kuzey Anadolu'da Tetis okyanus kabuğunun büyük bir ihtimalle bugünkü Kuzey Anadolu Fay zone ve İzmir-Ankara ofiyolit zone boyunca Pontidler altına dalmaya başlamasıyla oluşan bir yitim zonundan türemişlerdir (Dewey ve ark. 1973).

Tolun (1947a, b), Şebinkarahisar yöresindeki alunitlerin toplam rezervini 230 milyon ton olarak belirtirken; Tuncanlı (1974), alunit sahalarında yaptıkları çalışmada cevherin rezervinin 8 milyon ton kadar olduğunu, bu miktarın detay etütlerle bir miktar artırabilirse de işletme için yeterli olamayacağını belirtmiştir.

Pontidlerdeki Üst Kretase ve Eosen volkanizmasının kökeni kesin olarak bir yitim zonundan türemiş ada yayı grubundan olup, Üst Kretase-Eosen volkanizmaları bugün kapanmış, kuzeye doğru dalan bir yitim zonundan türemiştir (Tokel 1972, 1973). Aynı araştırmacı, Doğu Karadeniz Bölgesinde Gümüşhane-Alucra-Şebinkarahisar ve Gököy çevresinde Eosen volkaniklerinde yaptığı çalışmalarda kalkalkalen karakterli volkaniklerin dasit, andezit ve piroklastlardan oluştuğunu; silisce doygun, sodik $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ve Al_2O_3 ce zengin olduğunu ileri sürmüş ve Kuzey Anadolu kıtasının güney kenarında bir yitim zone oluştuğunu ve Lütetiyen'de Tetis Okyanus Kabuğunun Kuzey Anadolu Kıtasının altına dalmasıyla kalkalkalen bir magmatizmanın meydana geldiğini belirtmiştir (Tokel 1977).

Doğu Pontidlerde Üst Kretase volkanizması son derece yaygın olup inceleme alanında da geniş alanlar kaplamaktadır. Üst Kretase yaşlı çoğunlukla dasitik türdeki bu volkanizma Doğu Pontidlerde volkanik kökenli masif ve ağımsı damar cevherleşmesi oluşturur. Doğu Pontidlerdeki volkanik kökenli masif sülfid yatakları polimetallik özellikte, zengin pirit içerir ve Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri ekonomik önem taşır. Genel olarak hidrotermal-epijenetik olup volkanizmanın yanı sıra tektonizma ile de yakından ilişkilidir (Novoviç 1979).

Doğu Pontidlerdeki bu yataklanmalar, muhtemelen fazla derin olmayan düşük enerjili deniz ortamında dasitik volkanizmanın son evresinde, hidrotermal-ekshalatif işlemlerle deniz tabanında volkanik kırıntılı kayalar içerisinde oluşmuşlardır (Çağatay ve Boyle 1977).

Doğu Pontidlerde Mesozoyik'teki jeotektonik gelişimleri inceleyen Gedikoğlu ve ark. (1979) Alucra-Harşit (Giresun) yörelerindeki çalışmalarında Doğu Pontidlerin evrimine yaklaşımda bulunmuşlardır. Mesozoyik başında Avrasya kıtasına dahil olan Doğu Pontidlerin bu kıtanın güneyinde yer aldığını, Malm'ın kadar buranın bir kıta kenarı volkanik yay olduğunu ve Liyas-Dogger'de dalma batma zonunun geliştiğini belirtmiştir.

Şengör ve Yılmaz (1981) ise, Pontid kuşağındaki Üst Kretase-Eosen yaşlı ada yayı volkanizmasını veren ve Üst Kretase'den itibaren oluşmaya başlayan yitim zonunun Alt Eosen'den itibaren güneyde yeralan Anatolid-Torid Platformu ve kuzeydeki tüm Pontid kıtasının çarpışmaya başlaması sonucu kapanmaya başladığını belirtmiştir.

Ercan ve Gedik (1983)' e göre Pontid kuşağındaki Karbonifer'den günümüze kadar gelişen volkanizmanın petrokimyasal incelemelerini yapmışlardır. Permo-Karbonifer, Triyas, Liyas-Dogger, Malm-Alt Kretase, Paleosen, Eosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı olmak üzere dokuz farklı volkanizmadan bahsetmişlerdir. Bütün bu oluşumlar birbirinden farklı köken ve oluşuma sahiptirler.

Bektaş (1983), Pontid magmatik yayında I-tipi granitlerin jeolojik konumlarını ve özelliklerini incelemiş, granitoidleri iki grup altında toplamıştır. Bunlardan ilki yayın kuzey kısmında yer alan KD-GB doğrultulu bir antiklinal eksen boyunca uzanan kuvars diyorit+granodiyoritler; ikincisi ise, yayın güneyinde yer alan granitoidlerdir. Her iki zonda bulunan granitoidlerin dalan okyanusal kabuk ve manto kökenli olduklarını, magmatik yayda kuzeyden güneye doğru K_2O , Rb artışını belirlemiş, kalkalkali zonlanma, yüksek potasyum içeriğinin varlığının, kalkalkali ve kalsik magmatizma gelişimini vurgulamıştır. araştırmacı bu yay granitoidlerinin özellikle de kuzey zondaki granit intrüzyonlarının Malm-Alt Kretase'de güneye doğru bir yitimin ürünü olarak geliştiklerini ileri sürmüştür.

Pontidlerde Liyas yaşlı volkanikleri inceleyerek köken açısından yaklaşımlarda bulunan Tokel (1983), Batı Karadeniz'den başlayarak doğuya doğru Mudurnu-Gerede-Ladik-Niksar-Şebinkarahisar-Gümüşhane-Bayburt-İspir-Tortum ve Yusufeli olmak üzere buralardaki Liyas volkaniklerinin ada yayı tipi olabileceği belirtilmiştir.

Bektaş ve ark. (1984), Liyas-Liyas öncesi dönemde yay gerisi havzanın açılmaya başladığını ve ofiyolitlerin oluştuğunu, Üst Kretase'de ise Paleo-Tetis'in kapanması ile Pontid yayının güneye doğru yayıldığını ve daha sonra da kuzeye doğru dalarak yitime uğradığını ileri sürmüşlerdir.

Doğan (1984), Espiye güneyindeki granitik sokulumlarda inceleme yapmış, bazik, ortaç bileşimli, kalkalkali karakterli volkanitlerin magmatik farklılaşma sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

Terzioğlu (1984)'na göre, Ordu bölgesinde Lütésiye yaşlı Bayırköy volkaniti, andezitik-dasitik lavlar ve piroklastiklerinden oluşmuş olup, K'ca zengin kalkalkalin karakterlidir. Üst Paleosen'den sonra Pontid-Anatolid çarpışması sonucu oluşan andezitik volkanizmanın yiten okyanusal levhanın parçasının kısmi ergimesi sonucu oluştuğu; dasitik volkanizmanın ise andezitik volkanizmayı veren sialik kabuğun etkisi ile kristal ayrımlaşması sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

Gülibrahimoğlu ve ark. (1987), Dereli-Yavuzkema ve Bulancak-Kovanlık (Giresun) bölgelerindeki çalışmalarında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler ayırtlanmıştır ve bölge Hersiniyen Orojenezinin etkisi altında kaldığını vurgulamışlardır. Üst Kretase'de granitoidler, Eosen'de gabro/diyorit ve siyenit türü derinlik türü kayaçlarının yerleşimini açıklamışlardır.

Güner ve ark. (1988), Şebinkarahisar (Giresun) ve Suşehri (Sivas) arasındaki çalışmalarında; temeli oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin Gümüşhane graniti tarafından kesildiğini, bunların üzerine Jura-Liyas volkanikleri, bunların üzerine Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları, bunların üzerine de Alt Kretase yaşlı ofiyolitler ve Üst Kretase yaşlı fliş fasiyesi sedimanter kayaçlar ve volkanik kayaçların geliştiğini açıklamışlardır. Üst Kretase yaşlı birimler granit, siyenit ve diyorit türü intrüzif kayaçlar tarafından kesilmektedir. Senozoyik birimleri ise Eosen yaşlı taban konglomeraları ile başlayarak kireçtaşı, fliş ve volkanikler olarak devam etmektedir.

Bunların üzerine de alacalı jibslı çökeller gelmektedir. Bölgedeki en genç birimleri ise Pliyosen yaşlı konglomeralar oluşturmaktadır.

Tokel (1989), İç Anadolu ve Pontidlerdeki volkanizmayı karşılaştırarak, Pontilerde yitime bağlı granodiyoritlerin (diyorit/gabro) Pontid yayı ile ilgili, Hersiniyen orojenezine bağlı I-tipi granitoidler olduğunu belirtmiştir.

Güner ve ark. (1991), Giresun-Şebinkarahisar-Suşehri arasında yaptıkları maden jeolojisine yönelik çalışmalarında; Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar ve bunları kesen aynı yaştaki granit, siyenit ve diyoritik intrüzifler içinde birçok polimetallik cevher oluşumunun varlığına değinmiş, bölgede birincil ve ikincil uranyum zuhurları, alunit ve florit varlığını açıklamışlardır.

Ayan (1991) ile Ayan ve Dora (1993), Şebinkarahisar (Giresun) kuzey batısında yer alan Pb-Zn-Cu cevherleşmesi ve bu cevherleşmenin oluşumunda granitoidlerden türeyen metal katyonlarınca zengin hidrotermal çözeltilerin rol oynadığını belirtmişlerdir. Bölgedeki litolojileri Üst Kretase volkanikleri, Üst Kretase-Paleosen granitoidleri, Paleosen andezit/bazaltları, Eosen konglomeraları ve bunları örten bazalt lav ve piroklastikleri ile Miyosen-Pliyosen yaşlı andezit/bazaltik lav ve piroklastiklerden oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca granitoidlerin, manyetit serisi granitler olup; granit, kuvars monzonit, kuvars siyenit ve siyenit bileşimli levha içi volkanizma ürünü olduğunu vurgulamıştır.

Çağatay (1993), Doğu Karadeniz volkanojenik masif sülfid yataklarının hidrotermal alterasyon oluşumlarının gerek mineraloji, gerek kimya ve gerekse yayılım tip ve türleri yönünden Japon Kuroko tipi yataklara birçok yönden benzediğini belirtmiştir.

Şaşmaz ve Sağıroğlu (1994), Şebinkarahisar İler Yaylası mevkiinde yaptıkları incelemede Pb-Zn oluşumlarını incelemişlerdir. Cevherleşmeyi Paleosen yaşlı granitoidler ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz (1995), Dereli-Şebinkarahisar arasında yaptığı doktora tez çalışmasında Paleosen yaşlı tanımladıkları volkanitleri Şaplıca metasomatiti, Paleosen yaşlı kabul ettikleri intrüzif kayaları da Şebinkarahisar kuvars siyeniti olarak isimlendirmiş, bölgede intrüziflerin yerleşimini üç ayrı faza ayırarak tektonik önden yorumlamışlardır.

1.4. Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanı, Kuzey Anadolu Fayının kuzeyinde, Pontid yapısal birliği içinde yer almaktadır (Ketin 1966). Genel anlamda farklı jeolojik karakterler sunan Doğu Pontidler Kuzey ve Güney zon olarak ikiye ayrılmıştır (Özsayar ve ark. 1981). Her iki zonda da değişik yaş ve litolojik özelliklerde kayaç toplulukları yüzeylemiştir. Kuzey zonda volkanik, güney zonda ise plütonik ve sedimanter kayaçlar daha egemendir (Gedikoğlu ve ark. 1979). Kuzey zondaki volkanitler; tamamen yay magmatizması karakterinde olup, yaşlıdan gence doğru "Alt Bazik Seri", "Dasitik Seri" ve "Üst Bazik Seri" şeklinde bir sınıflama önerilirken (Gedikoğlu ve ark. 1979), güney zon için bir sınıflama benimsenmemiştir.

Malm-Alt Kretase'de deniz tabanı volkanizması karakteri gösteren spilitik bazalt, bazalt, bazaltik andezit, andezitik tuf ve aglomeralarla temsil edilen volkanitler "Alt Bazik Seri" olarak (Gedikoğlu ve ark. 1979) isimlendirilmiştir. Söz konusu kayaçlar, kuzeye doğru dalan okyanus kabuğunun oluşturduğu yay magmatizmasının ürünü (Gedikoğlu ve ark. 1979), güneye doğru dalan Paleotetis okyanus kabuğuna ait eski yitim zonunun ürünü (Ercan ve Gedik 1983), Kimmer kıtası ile Avrasya arasında yer alan Paleotetis okyanusunun, Kimmer kıtası altına dalarak ergimesi sonucunda meydana gelen magmatizma ürünü (Şengör ve ark. 1980) olarak tanımlanmıştır.

Dasitik seri ise, Üst Kretase yaşlı, altta yaygın dasit, riyodasit, latit türde lavlar ile tuf ve aglomeralardan oluşmuştur. Doğu Pontidlerde masif ve damar tipi cevherleşmelerle ilişkili (Ercan ve Gedik 1983) olup, "cevherli dasitler" olarak da isimlendirilmişlerdir (Köprübaşı 1993). Üst Bazik seri ise, spilitik bazalt, bazalt, andezit, trakiandezit bileşimli volkanitler ve piroklastiklerden oluşur. Dasitik seri kalkalkalen karakterdedir, üst bazik seri ise adayayı volkanizması ürünleri olarak kabul edilmiş, ancak volkanizmanın ne zaman sona erdiği tespit edilememiş, yer yer Paleosen'e geçtiği belirtilmiştir (Gedikoğlu ve ark. 1979).

Doğu Pontidlerde Üst Kretase volkanizması gibi Eosen volkanizması da etkin olmuş ve "Üst Dasitik Seri" olarak isimlendirilmiştir (Terlemez ve Yılmaz, 1980). Bazalt, andezit, dasitik lav ve piroklastikleri ile temsil edilen volkanizma

ürünlerinin, yitim zonundan türemiş kalkalkalen, yer yer alkali ve şaşonitik nitelikteki ada yayı ürünleri oldukları (Ercan ve Gedik 1983), Terzioğlu (1985)'e göre ise, volkanitler kalkalkalen eğilimli, toleyitik karakterli olup kıtasal levha içinde sıkışma ile oluşmuştur.

Doğu Pontidlerde Miyosen volkanizması ise bazalt ve andezitik lav ve piroklastiklerle temsil edilmiş olup, bu volkanitler yitim zonu ile ilişkili olmayıp, kıtasal levha içinde oluşmuş kalkalkalen karakterli volkanizma ürünleridir (Terzioğlu 1985).

Miyosen volkanizmasının devamı şeklinde izlenen Pliyo-Kuvaterner volkanizması (Ercan ve Gedik 1983), yer yer kalkalkalen, yer yer de alkali özellikte, (Tokel 1981, Terlemez ve Yılmaz, 1980), ender olarak da şaşonitik türdedir (Ercan ve Gedik, 1983). Terzioğlu (1985)'e göre volkanitler kıtasal kabuk kökenli, Ercan ve Gedik (1983)'e göre volkanitler ada yayı ürünü olmayıp çarpışma ile ilişkilidir.

1.5. Metod ve Yöntem

Bu çalışmaya 1994 yılında literatür araştırmasıyla başlanılmış, bölgede yapılan incelemeler, elde edilen sonuçlar ve var olan problemlerin belirlenmesi sonrasında, 1995 yılında ise arazi çalışmalarına geçilmiştir. 1995 yılında ön çalışma ve 1996 yılında detaylama 1997 yılında ise kontrol amaçlı olarak çalışma yapılarak arazi incelemeleri tamamlanmıştır.

Arazi çalışmaları sırasında inceleme alanının Giresun H40 b2-b3 ve H41 a1-b4 paftalarına giren yaklaşık 300 km² lik alanın jeolojik haritası uzay fotoğrafları ve arazi gözlem ve incelemeleri de kullanılarak revize edilmiştir. Revizyon sırasında daha önce yapılan haritalarda (Güner ve ark. 1991, Yılmaz 1995) gözlemlerle bağdaşmayan sınırlar yeniden çizilmiştir. Birimleri litostratigrafi ve litodem birimlerine ayrılarak Norman ve ark. (1986) ya göre yeniden isimlendirilmiştir. Ayrıca 1/50.000-1/100.000 ölçeğe kadar büyütülen uzay fotoğrafı üzerinde farklı renk bantları da kullanılarak kırık haritası hazırlanmış, alterasyon oluşumları ve birimlerin sınırları denetlenmiştir. İnceleme alanından 148 kayaç, 15 adet su

numunesi alınmıştır. Bu numunelerin alındığı lokasyonlar, yapılan incelemeler ve tanımlamaları Ek-1 de verilmiştir.

Araziden alınan 100 kayac numunesinin ince kesitleri yapılarak petrografik bileşimleri, mineral içerikleri ve alterasyon türleri belirlenmiştir. İnce kesit çalışmaları ile opak mineral içeriği yüksek olan örneklerden 20 tanesinin parlak kesitleri yapılarak opak mineral türleri ve özellikleri tanınlanmıştır. Mikroskopik incelemeler sonucunda dokusal özellikler, mineralojik bileşim ve alterasyon türü belirlenmiştir. Tane boyu çok ince ve/veya alterasyon derecesi çok ileri olan numunelerin X-ışınları difraksiyonu yöntemiyle mineralojik bileşimi saptanmıştır.

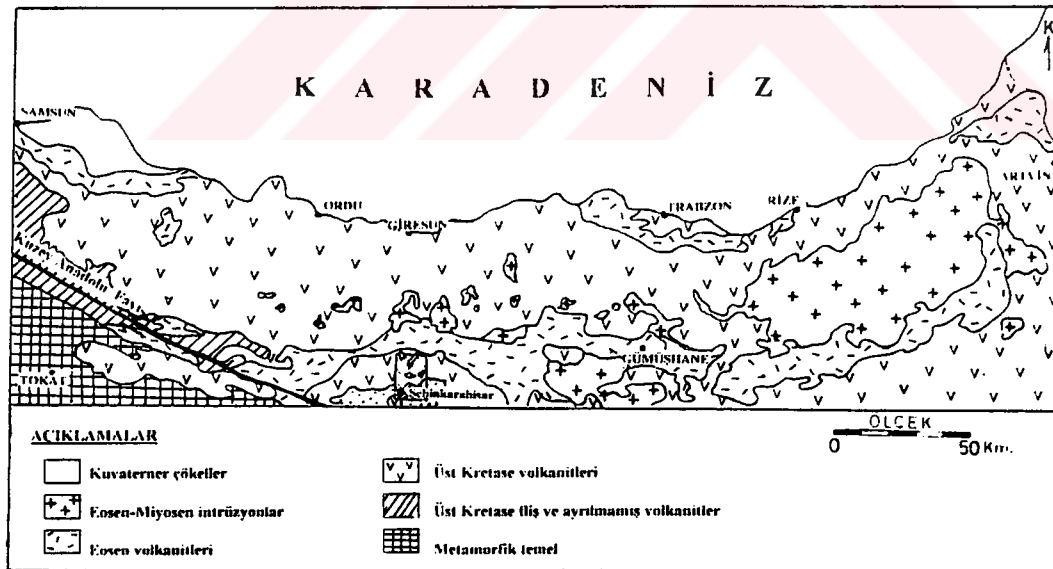
Mineralojik analizler sonucunda seçilen 55 adet numunenin ana element oksit ve iz element analizleri Phillips 1480 model X-ışınları floresans spektrometresinde belirlenmiştir. Ana element oksit bileşiminin belirlenmesinde numunelerin 1100°C da eritışı yapılmıştır. Analizlerde uluslararası standartlar kullanılmıştır.

Taramalı elektron mikroskop incelemeleri alterasyon gelişiminin detaylı olarak incelenmesi, tane-tane ilişkisinin belirlenmesi, tane boyları ile tane serbestleşme durumunun yorumlanması amacı ile alunitleşme gösteren mineraller yanında, turmalinli, kaolinitli numuneler üzerinde yapılmıştır.

Uzaktan algılama çalışmalarında ise Landsat TM 541 ve 173/32 nolu bantlarından alınan fotoğraflar üzerinde inceleme yapılmıştır. Fotoğraflar 1/100.000 ölçeğe kadar büyütülerek jeolojik yapılar ve litolojik özellikler incelenmiştir.

2. STRATİGRAFİ

Magmatik kayaçların egemen litolojiyi oluşturduğu Şebinkarahisar yöresinde dar bir alanda, Şebinkarahisar ilçesinin güneyinde ve kısmen de volkanitler arasında merccekler halinde sedimanter kayaçlar gözlenmiştir. Metamorfik kayalara ise çalışma alanının sınırları içerisinde rastlanmamış olup, birimlerin genelleştirilmiş stratigrafik dizilimleri Şekil 2.1, 2.2 ve EK-1'de verilmiştir.



Şekil 2.1 İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası

M E S O Z O Y İ K				S E N O Z O Y İ K				ÜST SİSTEM
K R E T A S E				T E R S İ Y E R				SİSTEM
ÜST KRETASE				P A L E O J E N				SERİ
Şaplıca Volkaniti				ÜST KRETASE-PALEOSEN				FORMASYON
Kş				Asarcık Granitoidi				SİMGE
KTa				EOSEN				
				OLİGOSEN?-MİYOSEN				
				PLİYOSEN				
				Hackayaşı Volkaniti				
				Tş				
				Te				
				Th				
				LİTOLOJİ				
				AÇIKLAMALAR				
				Grimsi, siyah, koyu yeşilimsi bol çatlaklı yer yer zeolit(skolesit) oluşumu da içeren bazaltik bileşimli volkanitler				
				Bordo-yeşilimsigri renkli konglomera-kumtaşı-kiltaşı-marn ve jips ardaşımından oluşan alacalı seri				
				Andezit- bazaltik lav ve piroklastikleri. Gri-siyah renkli ve alterasyon gelişimi zayıf, cevherleşme yoktur				
				Siyenit, kuvars-siyenit, monzonit, granit diyoritit intrüzyonları ve Pb-Zn türü sülfürlü hidrotermal cevherleşme ve alterasyon gelişimi (turmalinleşme)				
				Altere andezitik-bazaltik kayalar. Yoğun hidrotermal alterasyon sonucu gri-kırmızı-sarı-krem-beyaz renkli kaolen, serisit, siliska, alunit, hematit-limonit, pirit, jarosit oluşumu				

Şekil 2.2 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

İnceleme alanında yüzeyleyen birimlerin tanımlamalarında stratigrafi adlama kurallarına uyulmuş ve birimler tanımlanırken en iyi gözleendiği lokasyonların isimleri kullanılmıştır. Şebinkarahisar ilçesinin kuzeyinde gözlenen volkanit ve plütonik kayalar Doğu Pontid provansı içinde değişik lokasyonlarda ve farklı stratigrafik seviyelerde yaygın olarak gözlenir (Çağatay 1993). Volkanojenik masif sülfür yataklarının içinde gözleendiği Senoniyen yaşlı (Altun 1984, Buser ve Cvetić 1973, Nebioğlu 1975) altere riolit, riyodasit, dasit, andesit ve bazaltik volkaniklerden oluşan topluluk Şaplıca volkaniti; ve volkanitler arasına intrüzyonla yerleşen plütonik kayalar ise Asarcık granitoidi olarak isimlendirilmiştir.

Çalışma alanının kuzeyinde Eğribel Tepe çevresinde yaygın olarak gözlenen volkanitler Eğribel volkaniti; Şebinkarahisar yerleşim alanında ve yakın çevresinde yaygın olarak gözlenen volkanitler ise, Haçkayaşı volkaniti olarak isimlendirilmiştir.

2.1. Şaplıca Volkaniti

Birim daha önce Üst Kretase yaşlı ayrılmamış volkanitler (Ayan 1991, Ayan ve Dora 1993), andezit, bazalt, dasit lav ve piroklastları (Güner ve ark. 1991) ve Şaplıca metasomatiti (Yılmaz 1995) olarak tanımlanmıştır. Yılmaz (1995), bu ismi kullanırken birimi bir alterasyon zonu olarak tanımlamış ve altere volkanitlerin bölgede çok az gözleendiğini ifade etmiştir. Ancak bölgede gerek Şaplıca batısında, Say deresi, Acı dere ve İstirefil dere ve birçok lokasyonda alterasyon düzeyi değişken volkanitler izlenir. Ayrıca alterasyon zonu sadece metasomatizma olarak değerlendirilemeyeceğinden "Şaplıca metasomatiti" ismi litostratigrafi tanımla kurallarına da uymadığından birimin ismi bu çalışmada Şaplıca volkaniti olarak önerilmiştir. İlk kez bu çalışmada alterasyon zonunun haritası uzay fotoğrafına işlenmiş ve alterasyon minerallerinin detaylı olarak incelemesi, altere anakayaç türünün belirlemesi ve alterasyon evrelerinin tanımlaması yapılmıştır.

Doğu Pontidlerde birçok polimetalik damar tipi cevherleşmelerle birlikte alunit, kaolen, florit gibi mineralleşmenin olduğu birim çoğunlukla andezit, bazalt,

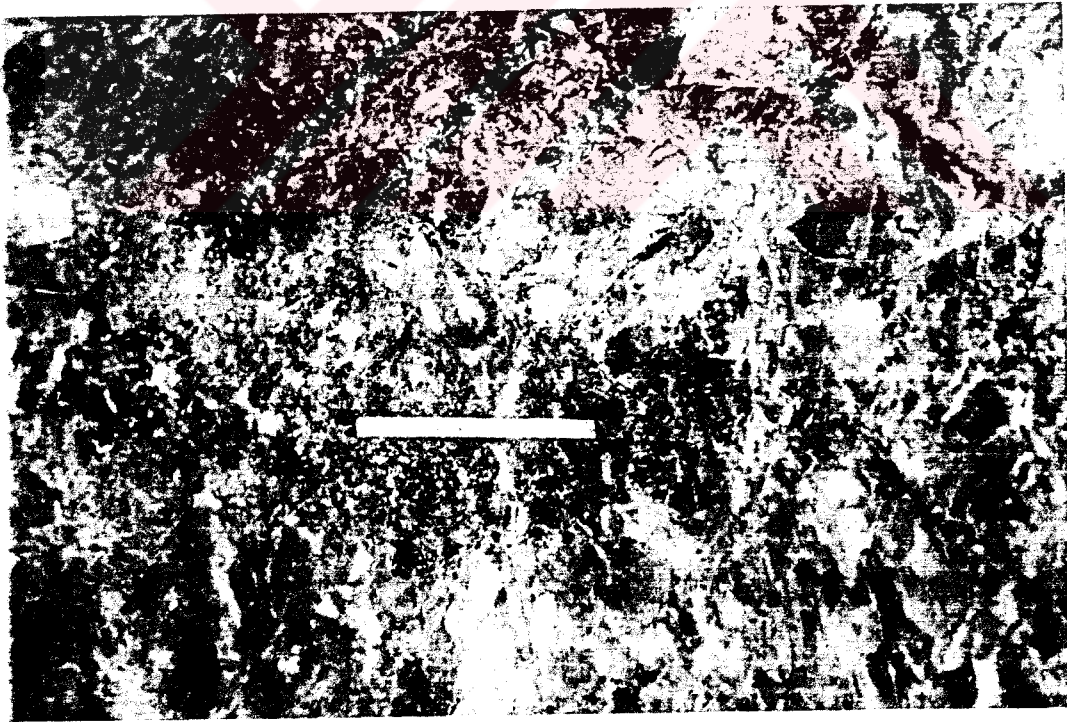
dasit lav ve piroklastiklerinden oluşmuş olup; birçok kesimde yine Üst Kretase (Ayan 1991, Güner ve ark. 1991) yaşlı granitoyitik intrüziflerle kesilmiştir. Şaplıca volkanitinin Doğu Karadeniz bölgesinde cevherli seviyenin üstü olarak benimsenen üst bazik seri (Çalaplı 1981) ve mineralize dasitlerle (Köprübaşı 1993) aynı olduğu düşünülmektedir.

Yeni mineralleşmelerin yaygın gözlemlendiği dasitlerde ileri düzeyde alterasyonlardan dolayı kayacın mineralojik ve dokusal özellikleri çoğunlukla kaybolmuştur. Genellikle sülfürlü cevher minerallerinin oluşumuna silisleşme, alunitleşme, killeşme, serisitleşme, turmalinleşme ve limonitleşme şeklinde mineralizasyonlar eşlik etmiştir. Kısmen alterasyondan korunmuş, taze kayacın görünimleri izlenebilir durumdadır. Birim, mineralizasyon gözlenen kesimlerde genellikle aşırı derecede silisleşmiştir. Şaplıca çevresinde alunitik cevherlerin özellikle üst kesimleri, Acı derecede yoğun piritli altere dasitler ve Göreze civarında kaolinize oluşumlar aşırı derecede silisleşmiştir. Bu silisifiye oluşumları Geyikgediği Tepe, Güney Tepe çevresinde ve Direktaş Tepe de gözlenmiştir.

Geyikgediği Tepenin eteklerinden (Dervişoğlu Mahallesinin kuzey doğu kesimi) üst kesimlerine doğru alterasyon minerallerinde kısmi bir zonlanma gözlenmiştir (Şekil 2.3). Tepenin taban kesimlerinde altere anakayaç (tüf-dasit) killeşmiş olup, 1-5cm kalınlıkta jips bantları içerir (Şekil 2.4). Tabandaki bu seviyede bol kükürtlü su çıkışları gözlenmiş olup, nabit kükürt çökelimleri gerek sıvama halinde gerekse nodüller halinde tabandan yaklaşık 15-20m yüksekliğe kadar gözlenmiştir (Şekil 2.5). Mineralize su çıkışlarının bir kısmı aktığı yerlerde beyazımsı bir tortu bırakırken; bir kısmı da sarımsı-kahve veya siyah bir sıvama bıraktığı tespit edilmiştir (Şekil 2.6). Anakayaç üzerinde yaklaşık 0,5-1m kalınlıkta bir toprak zonu bulunur, zonu altında anakayaç oldukça serttir. Alterasyondan çok az korunmuş kesimler yaygın olup, beyazımsı-gri renkli, kolay kırılğan, ince taneli ve yaklaşık 1 mm çapında pirit kristalleri içerir. Alterasyonla breşimsi görünüm kazanan anakayaçta breşimsi tanelerin çevresinin sarımsı (kükürt) bir çökelle sıvandığı gözlenmiştir. Jips bantlarının üst kesimlerinde alunitik ve daha sonra da kaolinize anakayaç gözlenir. Bu seviyelerde yer yer merccek halinde safa yakın alunitik ve kaolinitik oluşumlar gözlenir. Her iki oluşum da silisifiyedir. Alunitik



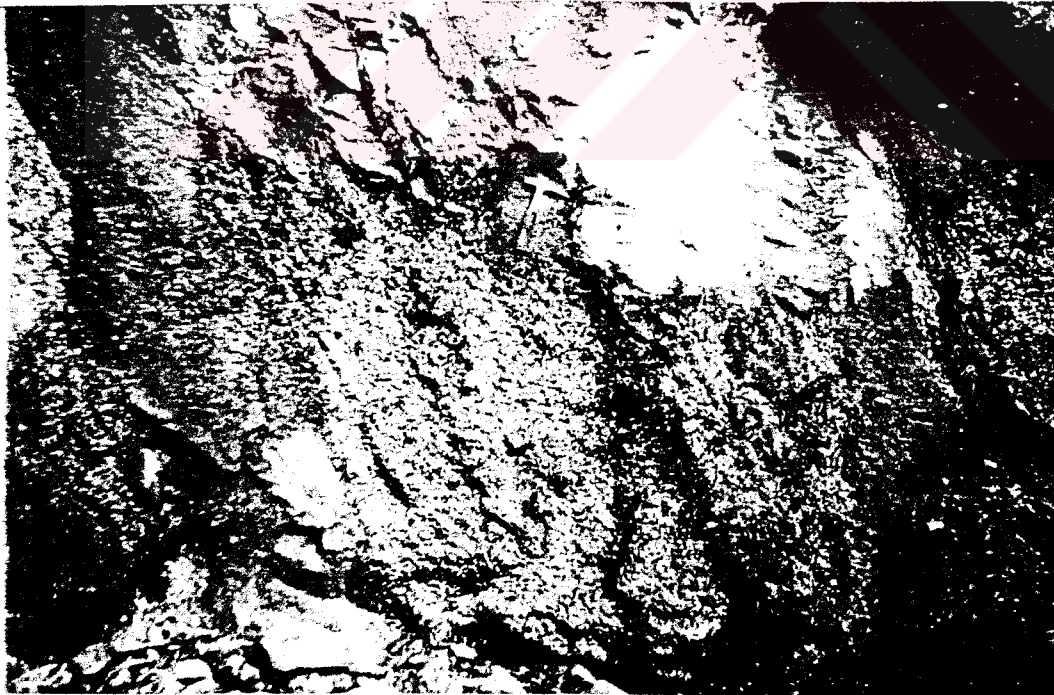
Şekil 2.3 Geyikgediği Tepe ve çevresindeki alterasyon oluşuklarının Say Deresi'nde K-G yönünden görünüşü



Şekil 2.4 Geyikgediği Tepe eteklerinde fibs bantlarının ana kayanın çatlaklarındaki görünümü



Şekil 2.5 Geyikgediği Tepe'deki kükürt oluşumları.



Şekil 2.6 Dervişoğlu Mahallesi kuzeyindeki siyahımsı-mor renkli sıvamalar bırakan su çıkışlarından görünüş

alterasyon kuşağının üst kesimlerinde gözlenen sarımsı renkli, yine silisifiye jarositli oluşumların da hematitli, koyu kırmızı-bordo renkli seviyeye geçtiği izlenir. Hematitik seviyede ana kayaç kahvemsı-siyah renkte curufumsu bir görünüm kazanmıştır. En üst kesimlerde ise safa yakın silisifiye bir seviye (silis sapka) oluşumu gözlenmiştir (Şekil 2.3).

İnceleme alanında granitoyitik intrüziflerin kestiği lokasyonlarda bir pişmenin gözlemesi yanında, bu kayaçların dokanaklarına yakın kesimlerde ve muhtemel kırık hatları olduğu düşünülen yerlerde çeşitli karakterde su çıkışları izlenmiştir (Şekil 2.7). Bu su çıkışlarının pH=2.33-11.82 arasında değişmektedir. Ayrıca bıraktıkları tortunun rengi farklılık göstermesi yanında sıcaklıkları da 16-23 °C arasında değişir. Suların bir kısmının yer yer yeşilimsi-mavi-mor arasında değişen bir renk saçınımı gösterdiği ve yağlımsı koyukahve-siyah arası bir sıvama yaptığı tespit edilmiştir (Şekil 2.4). Genelde siyahımsı-kahve tortu ve sıvama yapan örneklerin aşırı asidik karakterde; beyaz tortu bırakan suların nötr, diğer tortusuz berrak suların ise bazik karakterli oldukları belirlenmiştir. Sulardan alınan ölçümler ve analiz sonuçları ilerleyen bölümlerde verilecektir (Çizelge 5.4).

Pirit mineraline bu birim içinde hemen hemen her yerde, genellikle dağınık halde rastlamak mümkündür. Genellikle oktaeder ve küp şekilli kristallerin boyutu 0.1-1 cm arasında değişir. Silisifiye tüfler içerisinde pirit içerikleri daha yüksek (%5-10), tane boyutları daha iridir (Acı dere, Göreze mevki).

Kale Tepe çevresinde ise muhtemelen fay ve intrüzif yerleşmenin kontrolü olduğu düşünülen mineralleşmeler izlenmiştir. Tepede orijinal bileşimi ve dokusu çoğunlukla kaybolmuş bordo-kahve renkli, ince taneli, bol kırıklı amigloidal dokulu andezitik-bazaltik kayaçlar içinde kalınlığı 1-20 cm arasında değişen yeşilimsi renkli, yağlımsı görünümde kaolen bantları gözlenmiştir (Şekil 2.8). Bantların belirli bir yönelimi olmayıp genelde yönelimsiz ve birbirlerini keser haldedirler. Kaolin bantlı seviyenin kalınlığı 15-20 m kadar olup, üst seviyelerinde yaklaşık 15-25 m kalınlıkta yer yer masif hematit-manyetitli bir zon izlenir. Bu zon üzerine beyazımsı renkte yer yer silisifiye, alunitli, kaolenli seviye içinde ve üst kesimlerinde yer yer mercek ve/veya bant halinde beyaz-açık pembe renkli barit oluşumları tespit edilmiştir. Baritler masif olmayıp, barit gülü şeklindedirler (Şekil 2.9).



Şekil 2.7 Say Deresi granitik intrüzyonlarla Şaplıca volkanitinin dokanağında pişme ve dokanakta mineralli su çıkışı.



Şekil 2.8 Kale Tepe sırtlarında Şaplıca volkanitinde gelişmiş kaolen bantlarının görünümü.



Şekil 2.9 Kale Tepe sırtlarında, bazaltlar içinde gelişmiş plakalar şeklindeki barit gülleri.



Şekil 2.10 Şaplıca volkaniti içinde bulunan konglomera merceği (Geyikgediği Tepe'nin batı eteklerinde Say Deresi)

Şaplıca volkaniti içerisindeki Acı Dere'de, faylı dere tabanında yer yer mercek şeklinde (40-50m), dere tabanlarında kötü tabakalanmalı, polijenik konglomeralar gözlenmiştir (Şekil 2.10). Özellikle fay kontrollü olan Acı Dere içerisinde çapı bir kaç metre ile on metre kadar olan iyi çimentolanmış breşik bloklar gözlenmiştir. Breşik taneler değişik boyutlu (1-25cm) ve kökenli olup, kırmızı renkte karbonat-silis çimentoludurlar ve yüzeyleri genelde cilalı ve fay kertiklidir (Şekil 2.11). Genelde dere tabanında gözlenen breşik blokların temele ait olabileceği de düşünülmüştür. Zira bileşenlerin Şaplıca ve Asarcık birimlerine ait olmadığı tesbit edilmiştir. Ayrıca aynı dere içinde ve Say deresi boyunca yanal devamlılıkları 30-50m arasında değişen konglomera mercekleri de gözlenmiştir. Yine polijenik bileşimli, daha zayıf tutturulmuş, kiremit renkli olan bu konglomeraların üzerine Şebinkarahisar volkanitleri gelmekte olup bunların havza içi konglomeralar olabileceği düşünülmüştür.

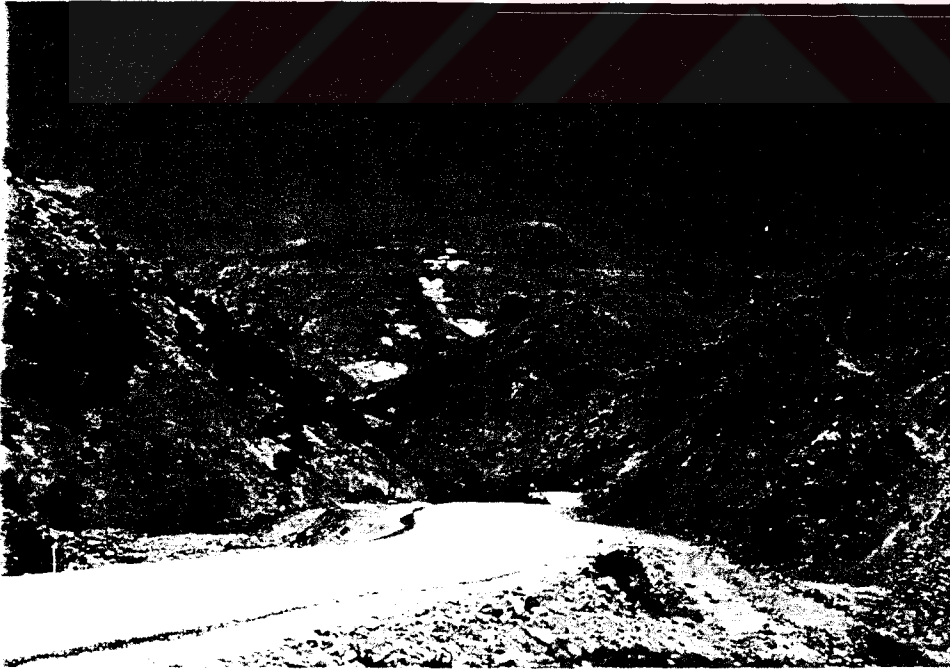
2.2. Asarcık Granitoyiti

İnceleme alanında en büyük çıkmaları Asarcık mevkii, Çatak damları ve Say deresi boyunca gözlenir. Bu lokasyonlar dışında Guz Tepe'nin güney eteklerinde ve Acı dere içerisinde küçük çıkmaları tespit edilmiştir. Birim, en iyi mostralarının Asarcık mevkiinde gözlenmesi nedeniyle granitoyitik kayalar ilk kez bu çalışmada bu ad altında tanımlanmıştır (Ek-1, Şekil 2.12). Birime daha önce bir stratigrafik tanımlama yapılmaksızın Güner ve ark. (1991) tarafından "granit, siyenit, diyorit" şeklinde; Yılmaz (1995) tarafından ise Şebinkarahisar "kuvars siyeniti" adı altında tanımlama yapılmıştır. Şebinkarahisar yöresinde söz konusu birimin gözlenmemesi ve petrografik bileşiminin sadece kuvars siyenit olmaması nedeniyle bu tanımlama benimsenmemiştir.

Granitoyitik kayalar genelde kırmızımsı-pembe, grimsi-pembe, beyazımsı ve grimsi renkte taneli dokudadır. Granitoyitik kayalar siyenit, kuvars siyenit, granit, monzonit, diyorit ve kuvars monzonit türü kayalardan oluşur. Siyenitik bileşimli kayalar pembemsi renkli iri K-feldispat mineralleri (1mm-1cm), plajiyoklas, mafik mineraller içerirler. Granitoyitler içerisinde gözle görülebilir boyutlarda metalik



Şekil 2.11 Acı Dere tabanında gözlenen breşik bloklar

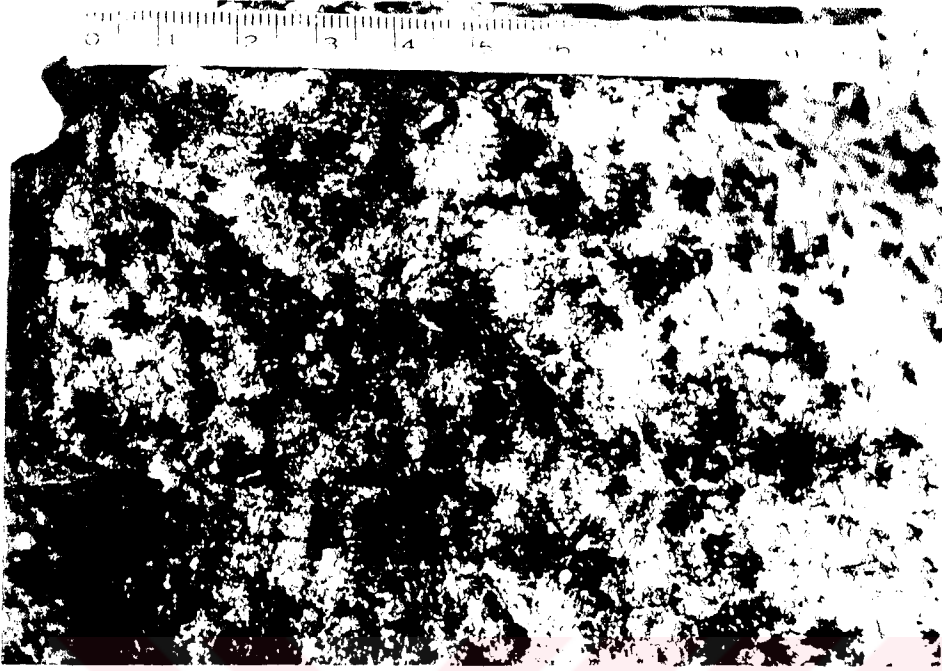


Şekil 2.12 Asarcık granitoidinin Şaplıca Köyü'nden (K-G) görünüşü

mineraller gözlenmiştir. Makroskopik olarak gözle tanımlanabilen minerallerin çoğunluğunu pirit oluşturur. Ancak Asarcık civarında galen ve kalkopirit mineralleri de tesbit edilmiştir. Özellikle Asarcık civarında yer yer bir kaç santimetre kalınlıkta masif turmalin bantları ve çapları 1-20cm arasında değişen turmalin güneşleri şeklinde tanımlanabilecek siyah renkli turmalin oluşumları gözlenmiştir. Say Deresinde, Guz Tepede daha küçük boyutlarda ve mikroskopik ölçekte turmalinleşme belirlenmiştir. Acı Derede granitler içerisinde turmalinleşme oldukça ileri düzeyde gelişmiş olup kayaç turmalinit özelliğini kazanmıştır. Turmalinler ince kristalli ışınal iğnemsilifsi görünümündedir (Şekil 2.13 ve 2.14). Granitoyitler içerisinde yer yer kalınlığı 10 cm ye varan (Asarcık civarı) kuvars damarları gözlenmiştir.

Granitoyitik kayaçlarda Şaplıca volkanitine oranla alterasyon daha zayıf olmakla beraber kaolenleşme, serisitleşme, epidotlaşma, kloritleşme, limonitleşme ve yer yer albitleşme gözlenmiştir. Alterasyonun en fazla geliştiği lokasyonlar Acı Dere ve Say Deresi civarıdır. Granitoyitik kayaçlar içerisinde önemli bir cevherleşme gözlenememiştir. Birim içerisinde oluşan tek cevherleşme Asarcık civarında fay kontrollü olarak oluşan damar tipi Pb-Zn-Cu cevherleşmesidir. İnceleme alanında granitoyitik kayaçların sokulumu nedeniyle oluşan cevherleşmeler intrüzif kayaçların dokanaklarında veya yan kayaç içerisinde (Şaplıca volkaniti) gözlenmiştir. Birim, sokulum yaptığı yan kayaçlarda yoğun bozuşmalara ve kontak metamorfizmaya neden olmuştur. Granitoyitik kayaçların yerleşimi sırasında ve sonrasındaki geç evre mineralli çözeltiler özellikle kırık hatları boyunca hareket ederek yan kayaçlarda alterasyonlara ve cevherleşmelere neden olmuştur. Yöredeki bazı mineralli su çıkışları söz konusu granitoyitik kayaçların dokanakları yakınında gözlenmiştir (Şekil 2.7).

Şebinkarahisar granitoyidi Üst Kretase yaşlı Şaplıca volkaniti içine sokulum yaptığından Şaşmaz ve Sağiroğlu (1994) tarafından Paleosen yaşı önerilmiştir. Güner ve ark. (1991), Ayan (1991) ve Yılmaz (1995) birime Üst Kretase yaşını önermişlerdir. Oyman ve ark. (1995), Şebinkarahisar çevresinde çeşitli granitoyit intrüzyonlarından aldıkları numunelerden K-Ar radyometrik incelemeler sonucunda Senoniyen-Üst Paleosen (2.4-58.3my.) yaşını elde etmişlerdir. Bu çalışmada ise



Şekil.2.13 Asarcık granitoyidi içinde gelişmiş turmalin güneşleri (Acı Dere).



Şekil 2.14 Asarcık granitoyidi (kuvars siyenit) içinde gelişmiş turmalin güneşleri (Kayabaşı Tepe)

birimin Üst Kretase yaşlı volkanitlerce kesilmesi dikkate alınarak yaşının Üst Kretase-Paleosen olması benimsenmiştir. Asarcık garnitoidinin üzerine inceleme alanının kuzey kesimlerinde Eosen yaşlı Eğribel volkaniti uyumsuz olarak gelir.

2.3 Eğribel volkaniti

İnceleme alanının kuzey kesimlerinde Eğribel civarlarında yüzeyleyen birim volkanik ve volkanosedimanter birimlerden oluşmaktadır. Birim ilk Yılmaz (1995) tarafından bu isim altında tanımlanmıştır. Üst Kretase-Paleosen yaşlı intrüzifler üzerine uyumsuzlukla gelen birim genelde grimsi-siyah renkli andezit, bazalt lav ve piroklastiklerinden oluşur. Yer yer tabakalı tüfitik seviyeler içerir. Söz konusu volkanik ve piroklastik kayalar cevhersiz olup alterasyonlar zayıf gelişmiştir. Eğribel volkaniti Asarcık granitoyiti üzerine uyumsuz olarak gelmekte ve Miyosen-Pliyosen yaşlı (Ayan 1991) Şebinkarahisar formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. (EK-1, Şekil 2.15).

2.4. Şebinkarahisar formasyonu

İnceleme alanının güneyinde, özellikle Şebinkarahisar ilçesinin yerleşim alanı ve civarında çok geniş bir alanda gözlenmekte olan birim, daha önceki çalışmalarda "alacalı jipsli seri" (Güner ve ark. 1991), Tamzara formasyonu (Yılmaz 1995) olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada birimin özelliklerinin en iyi Şebinkarahisar çevresinde gözlenmesinden dolayı bu adlama önerilmiştir.

Şebinkarahisar formasyonunun genellikle pekişmemiş, iyi tabakalanmalı kırmızı, bordo, yeşilimsi-gri renkli çökellerin ardalanması nedeniyle alacalı bir görünüşü vardır (Şekil 2.16). Birim, konglomera, kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası, çamurtaşı ile kalınlıkları 50cm ye kadar varan jips bant ve mercekleri içerir. Killi-siltli seviyeler bordo ve yeşil renklerde gözlenmekte olup, oldukça plastiktirler. Konglomera seviyelerinin bileşenleri çoğunlukla volkanik kayalardan farklı bileşimdedir ve kireçtaşı parçaları bulundurmaktadır. Bu konglomeralar içerisinde



Şekil 2.15 Eğribel volkanitinin batıdan, Kayabaşı Tepe ile Taş Sirtı'ndan görünümü



Şekil 2.16 Şebinkarahisar'ın batısındaki ilacalı oval yarıdan görünüş.



Şekil 2.17 Şebinkarahisar formasyonu içerisinde Yıldıran Mahalle civarında gözlenen çivi daykları (Haçkayası volkanitine ait) ve heyelanlar.



Şekil 2.18 Şebinkarahisar formasyonunun Haçkayası volkanitinin üzerine gelişinin Güney Tepeden görünüşü.

çalışma alanının dışında Harman Tepe civarında alunit oluşumlarının bulunması alunitin Oligosen'den önce teşekkül ettiğini gösterir (Tuncalı 1974).

Şebinkarahisar-Suşehri arasında ve Şebinkarahisar'ın doğusunda, Avutmuşoluk yayla ve Alucra yolu girişinde geniş yayılımları olan formasyon bölgede önemli heyelanlara ve oturmalara neden olmaktadır. Şebinkarahisar ilçesinde birçok bina ve yollar bu birimin özellikle killi seviyelerindeki kabarma ve oturma nedeniyle kaybedilmektedir. Birimin kalınlığı yaklaşık 500m dir (Şekil 2.2).

Şaplıca formasyonu ve Asarcık granitoyiti üzerine uyumsuz olarak gelen formasyona Nebert (1961) tarafından Oligo-Miyosen yaşı verilmiştir. Güner ve ark. (1987), bu jibslı serinin üzerine gelen kireçtaşı yapıları çalışmalarda birimin yaşı Alt-Orta Miyosen olarak verilmiştir. İnceleme alanında bir çok bölgede birimin çivi dayk görünümündeki Hackayası volkaniklerince (Pliyosen, Ayan 1991) kesildiği ve örtüldüğü gözlenmiştir (Şekil 2.17). Bu çalışmada birimin stratigrafik ilişkileri dikkate alınarak, Oligosen?-Alt Miyosen yaşı benimsenmiştir.

2.5. Hackayası volkaniti

İnceleme alanında Hackayası, Meryemdağı civarında gözlenen volkanitler, D-B uzanımlı bir şekilde lav akıntıları, kızgın bulut çökellerinden oluşur. Birim daha önce de aynı ad altında tanımlanmıştır (Yılmaz 1995). Ayrıca yaklaşık 50-100m boyutlarında çivi daykları da Şebinkarahisar formasyonunu keser halde izlenmiştir (Şekil 2.17 ve 2.18). Piroklastikleri ve lav akıntıları Şebinkarahisar formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 2.2). Birimin yaşı stratigrafik ilişkisine göre Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Grimsi, siyah, koyu yeşilimsi renkli, bol çatlaklı ve kırılğan volkanitler bazaltik bileşimli olup, zayıf tutturulmuş piroklastikler özellikle Şebinkarahisar-Alucra yol girişlerinde kaya düşmelerine neden olabilmektedirler. Tamzara köyünün batısında bazaltlar içinde boyutu 1-5 mm arasında değişen piroksenler ile çapları 1-5 cm arasında değişen gaz boşluklarında beyaz renkli-ışınal zeolit oluşumları tespit

edilmiştir (Şekil 2.19). Bu zeolitlerin bir Ca-zeolit olan skolesit minerali olduğu X-ışınları çalışmaları ile tespit edilmiştir. Tamzara yaylası civarında yer yer sütun yapılı şekilde gözlenen bazaltik lavların altında tüfler gözlenmiştir. Tüfler tabanda kumlu-siltli üst seviyelere doğru ise karbonatlı gölsel sedimanlarla ardalanmalı olarak izlenmiştir. İsfite açıları 20-30° arasında değişen ripilmarklar ve küçük ölçekli faylanmalar gözlenmiştir. Bu gözlemler birimin tüflerinin zayıf çalkantılı bir gölsel bir ortamda karbonatlı sedimanlarla eşzamanlı çökelime uğradığını gösterir.

Boyutu yer yer bir kaç metreye varan volkanik breşler bol çatlaklı ve dağınık olup, bu özelliği kaya düşmelerine neden olmaktadır. Ayrıca birim, Şebinkarahisar formasyonunun kayma özelliğinin de artmasına neden olmaktadır.



Şekil 2.19 Haçkayası volkaniti içinde gelişmiş zeolit kristalleri (Tamzara mahallesi doğusu)

3. TEKTONİK

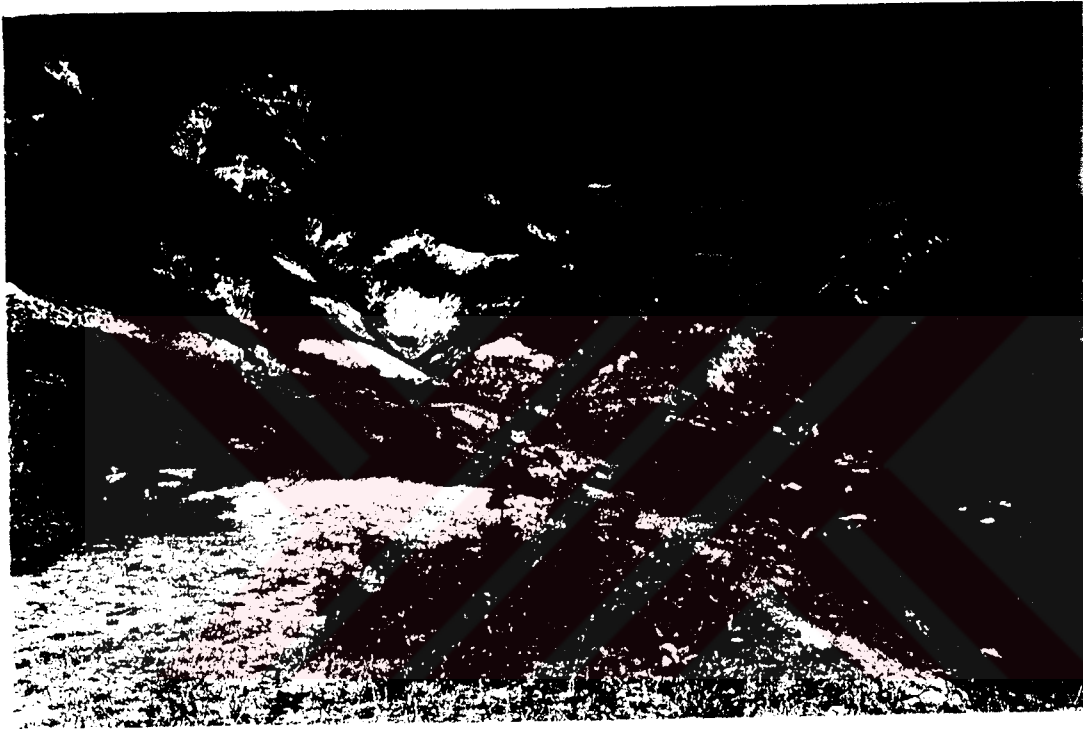
Doğu Pontidlerin kuzey kesiminde yer alan inceleme alanının ana yapısal unsurlarını faylar, eklem sistemleri ve uyumsuzluklar oluşturmaktadır. İnceleme alanında gözlenen faylar Geç Alpin orojenik fazlarının ürünleridir. Eklem sistemleri ise daha çok plütonik kayalarda gelişen makaslama ve soğuma çatlakları şeklindedir. Gözlenen en önemli uyumsuzluklar ise birincil ve ikincil volkanik fazların eski birimler üzerine uyumsuz olarak yüzeylemeleri yanında; alacalı jipsli seri olarak tanımlanan Şebinkarahisar formasyonu da bir uyumsuzluk düzlemi ile yaşlı birimler üzerine gelir.

3.1 Faylar ve Eklemler

İnceleme alanında yüzeyleyen birimlerde kırılma tektoniğinin geliştiği gözlenmiştir. Kırık ve çatlak sistemleri hemen hemen tüm magmatik birimler gözlenmiştir. Çalışma alanında gözlenen en önemli fay Şebinkarahisar'ın kuzeydoğusunda Direktaş'dan başlayarak Tamzara'nın kuzeyine kadar uzanan D-B doğrultulu bir hat boyunca gözlenen Eskiköy bindirmesi olup, kuzeyden güneye doğru bir bindirme özelliğindedir. Bindirmenin yaklaşık uzunluğu 12 km olup, Direktaş ve Dervişoğlu Mahallesi civarında Şaplıca volkanitlerinin Şebinkarahisar formasyonu üzerine bindirme ile geldiği gözlenmiştir. Geyikgediği Tepenin eteklerinde, Taşlık sırtı mevkiinde Şaplıca volkanitlerinin jipsli seri üzerine geldiği tesbit edilmiştir (Ek-1, Şekil 3.1). Hackayası volkanizminde çok çeşitli yönlerde yoğun bir şekilde çatlak sistemleri gelişmiştir. Bu çatlaklar genellikle soğuma çatlaklarıdır.

Çalışma alanında çok fazla bölgede muhtemel fay zonları vardır. Acı dere ve Say deresi boyunca boyutları yer yer 10 m den fazla olan fay breşleri, fay kertikleri

ve bloklar üzerinde cilalanmış düzlemler gözlenmiştir. Asarcık granitoyidi içinde çeşitli boyutlarda ve yönde eklem sistemleri gelişmiştir. Bu eklem düzlemleri genellikle KD/GB, KB/GD konumlu olup, K-G yönlü sıkışma sonrası gelişebilecek makaslama düzlemleridir. Arazi incelemeleriyle kırık ve çatlak düzlemlerinin 70-85° dalımlı olduğu tespit edilmiştir. Mineralleşme-cevherleşmeler çoğunlukla KB-GD ve D-B doğrultulu kırık hatlarında gözlenmiştir.



Şekil 3.1 Eşiköy mevkiinin doğusundan, Şaplıca volkanitinin Şebinkarahisar formasyonu üzerine bindirmeli gelen dokanağı.

3.2. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında gözlenen uyumsuzluklar magmatik kayalar arasında ve kısmen de sedimanter kayalarla dokanaklarında gözlenmiştir. Şaplıca volkaniti ile Eğribel volkaniti, Şebinkarahisar formasyonu ile Eğribel volkaniti ve Hackayası volkaniti arasında uyumsuzluk gözlenmiştir.

3.3. Uzay Fotoğraflarında Saptanan Kırık İzleri

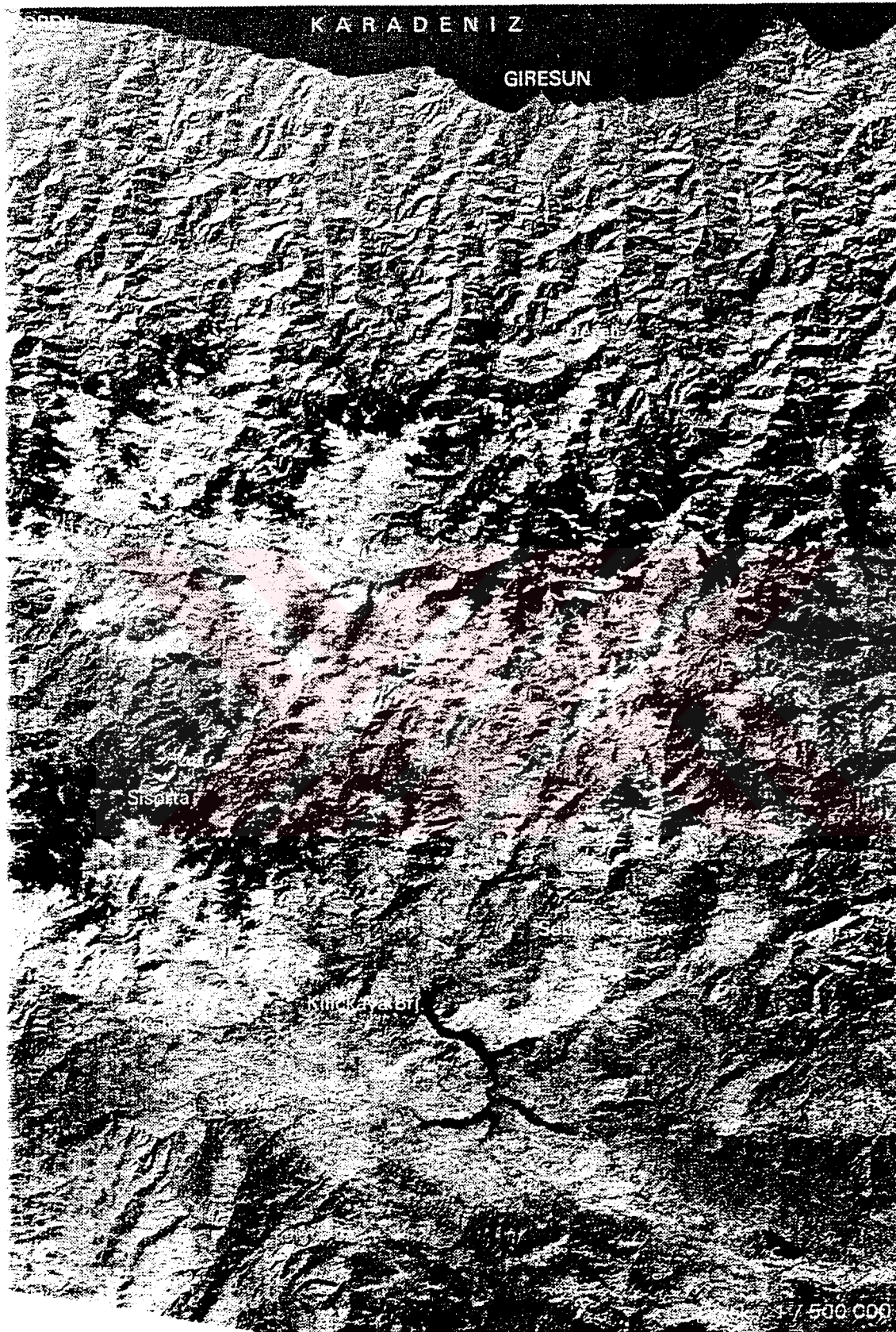
Çalışmalar sırasında inceleme alanını ve yakın bölgesini kapsayan bölgelerin uzaktan algılama yöntemleri ile incelemesi yapılmıştır. Bilindiği gibi uzaktan algılama, yeryüzündeki cisimler hakkında fiziksel inceleme olmaksızın bilgi elde edilmesidir. Yeryüzü güneşten gelen ışınları ve enerjiyi değişik oranlarda yansıtır ve soğurur. Yansıtılan ve soğurulan bu ışınlar, her cismin fiziksel özellikleri (topografik, renk, doku, nem vb.) ve kimyasal bileşimine bağlı olarak farklı dalga boyundadır.

Uzaktan algılama çalışmaları sırasında MTA Uzaktan Algılama Laboratuvar'larından alınan Doğu Karadeniz Bölgesi Landsat TM 541 görüntüsü (Şekil 3.2) ve kısmen 173/32 uydu sayısal görüntüsü kullanılarak inceleme alanında gözlenen çizgisellikler (fay, dairesel ve eliptik yapılar vb.) (Şekil 3.3) ve alterasyonlar saptanıp 1/38.000 ölçekli paftaya geçirilmiştir (Şekil 3.4).

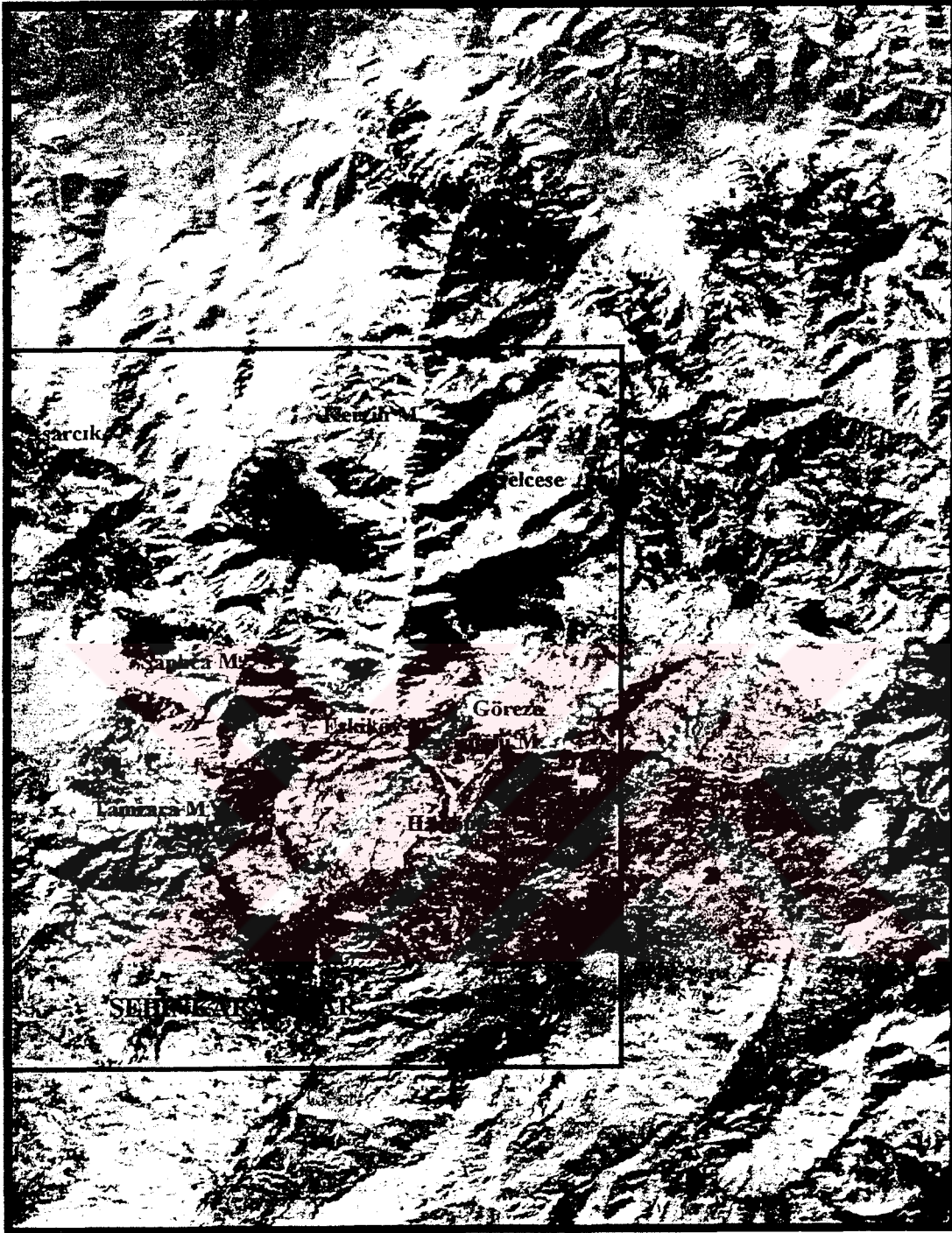
Çalışma alanında bazı yapıları ve litolojileri daha belirgin şekilde izleyebilmek amacıyla çeşitli bantlardaki görüntüler üzerinde çalışılmıştır. 1/3750 ölçeğe kadar büyütülen fotoğraflar üzerinde 5-20 km uzunluktaki çizgisellikler belirlenmiştir. Çizgiselliklerden bazılarının inceleme alanının dışında da devam ettiği gözlenmiştir.

Ayrıca uzay fotoğrafı üzerinde yapılan incelemelerde Asarcık mevkiinde intrüzif kayaların dokunağının Asarcık Deresi ve Karaköy Deresi boyunca, birer kırık hattı olabileceği görülmüştür. Fotoğraf üzerinde Şebinkarahisar volkanitlerinde gelişen çok sayıda kırık sistemi izlenmiş olup, kırıkların doğrultuları genellikle KB-GD ve kısmen de K-G, D-B dur (Şekil 3.3). Arazi incelemeleriyle kırık ve çatlak düzlemlerinin 70-85° dalımlı olduğu tespit edilmiştir. Mineralleşme-cevherleşmeler çoğunlukla KB-GD ve D-B doğrultulu kırık hatlarında gözlenmiştir.

İzlenebilen önemli yapılar Eskiköy bindirmesi yaklaşık D-B yönlü ve 10-12 km. takip edilebilir. Asarcık Mahallesi'nin 3 km. güneydoğusundan başlayıp, K55°D ve K25°D doğrultulu fayların uzunluğu 9-19 km dir. Acı Dere boyunca izlenen önce K80°B daha sonra K30°B doğrultulu fay 2-3 km, Giresun Şebinkarahisar karayolunun Şaplıca-Asarcık mahallesi arasındaki bölümü K30°B doğrultulu olup 4-5 km takip edilebilen muhtemel fay hattıdır. Kuz tepe ve İnceler Mahallesi Güney kesimleri dairesel bir görünüm vermiştir.



Şekil 3.2 Doğu Karadeniz Bölgesi Giresun-Suşehri arasında kalan alanın Lansat TM 541 (RGB) bant kombinasyonu görüntüsü.



Şekil 3.3 İnceleme alanının Landsat TM 375 (RGB) bant kombinasyonu görüntüsü (Ölçek 1: 37500),



Şekil 3.4 İnceleme alanın uydu görüntülerinden faydalanılarak hazırlanmış alterasyon haritası (Ölçek 1: 38.000; fotoğrafta mavi, sarı, kahve, mor, turuncu, yeşil, siyah renkli bölgeler sırayla; Şaplıca volkaniti, alterasyon yayılımı; Eğribel volkaniti, Hackayası volkaniti, Şebinkarahisar formasyonu, bitki örtüsü; siyah bölgeler gölgelik alanları göstermektedir)

4. MİNERALOJİ-PETROGRAFİ

İnceleme alanında çeşitli yaşlarda ve bileşimde plütonik ve volkanik kayalar ile bunların alterasyon-mineralizasyon oluşumları yüzeylemiştir. Söz konusu kayaların mineralojik, petrografik, kimyasal ve teknolojik özellikleri çeşitli yöntemlerle detaylı olarak incelenmiştir. Çalışmanın asıl amacını oluşturan alterasyon minerallerinin türleri, özellikleri, oluşum koşulları, mineral toplulukları ve ana-çevre kayaç ilişkilerinin ortaya çıkartılması kapsamında; özellikle incelemeler bu yönde yoğunlaştırılmıştır. Alterasyon gelişiminin fazla olduğu litolojilerde yaygın olarak gözlenen mineralli sulardan da çeşitli analizler yapılarak mineralleşme ile ilgisi ve kökenleri açıklanmaya çalışılmıştır.

Çalışmanın amacı doğrultusunda kullanılan mineralojik-petrografik yöntemler; mikroskopik incelemeler (ince kesit, ve parlak kesit), X-ışınları difraksiyonu (tüm kayaç ve kil fraksiyonu; XRD), differansiyel termal-termo gravimetrik analiz (DTA-TG), taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemelerinden oluşmuştur.

Bu bölümde inceleme alanında uygulanan yöntemler ve elde edilen sonuçlar başlıklar altında anlatılacaktır. Numune özelliklerine ve çalışmanın amacına göre bazı örneklerden sadece optik mikroskopik incelemeler yapılırken; bazılarında birkaç yöntem bir arada uygulanmıştır.

4.1. Petrografik İncelemeler

Petrografik incelemeler incekesitte kayanın mineralojik ve dokusal özelliklerin tanımlanmasının yapılması yanında, opak mineral içeriğinin yüksek olduğu belirlenen numunelerde, opak mineral topluluğunun da belirlenerek daha sağlıklı oluşum koşullarının çıkarılması amacı ile parlak kesitleri de yapılarak incelenmiştir.

Petrografik incelemelerle genellikle derinlik kayalarının (siyenit, granit, kuvars siyenit, monzonit) dokusal özellikleri tanımlanmıştır. Alterasyonun çok ileri

düzeyde olduğu yüzey kayaçlarında (riyolit, dasit, andezit, bazalt, vb.) ancak bazı mineraller tanımlanabilmiş, dokusal özellikler kısmen çıkarılmış ve alterasyon mineralleri tanımlanarak alterasyon türleri yorumlanmıştır.

4.1.1. Optik mikroskobik incelemeler

İncekesiti yapılan numuneler Nikon (S.Ü.) ve Leitz (H.Ü.) marka polarizan mikroskoplarda incelenmiş, dokusal ve mineralojik özellikleri tanımlanmıştır. İnceleme genellikle hidrotermal alterasyonun sonucu oluşan minerallerin oluşum aşamaları (transformasyon/neoformasyon) araştırılmıştır.

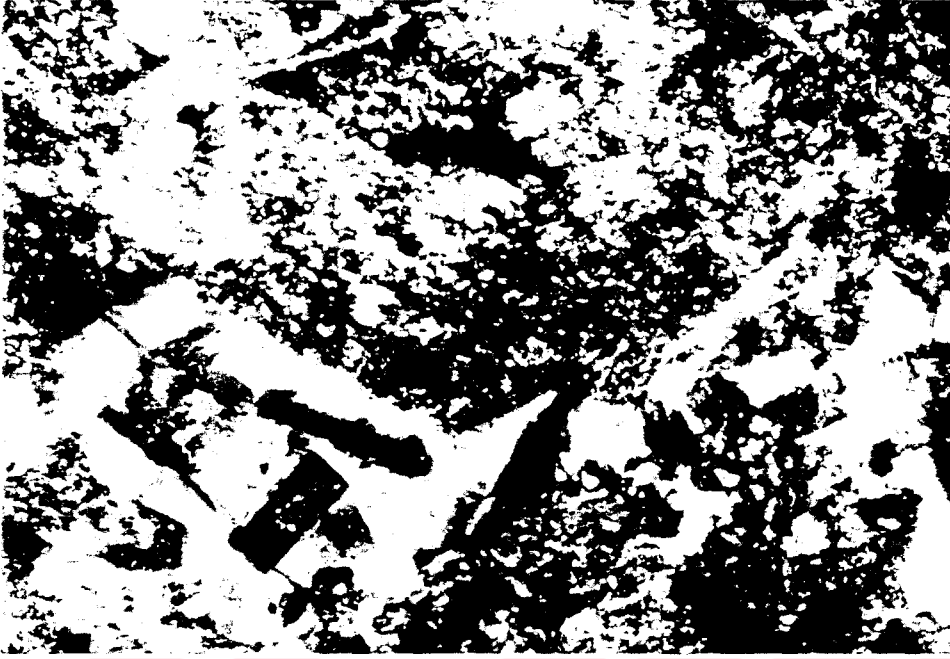
4.1.1.1. Şaplıca volkaniti

Riyolit, riyo-dasit, andezit, bazalt, dasit lav ve piroklastiklerinden oluşan yüzey kayaçları genelde çok yoğun hidrotermal alterasyona uğramışlardır. Kuvars siyenit, kuvars monzonit ve diyoritik bileşimli derinlik kayaçlarının sokulum yapması ve çok yaygın bir eklem sistemiyle kat edilen yüzey kayaçlarında mineralli çözeltiler metasomatik mineral oluşumlarına neden olmuştur. Makroskobik olarak bu alterasyon ürünleri killeşme, limonitleşme hematitleşme, alunitleşme, epidotlaşma şeklinde geniş bir alanda izlenir. Kayaçlarda alterasyonun çok ileri olması nedeniyle kayaç türünün ve dokusunun tanımlanması oldukça güçtür. Tek nikolde yapılan incelemelerde minerallerin dış sınırlarının çoğunlukla korunup iç kesimlerinin alterasyon ürünleri ile (çoğunlukla mikrokristalin kuvars, kil) doldurulduğu tespit edilmiştir. Dış sınırları korunan minerallerin fenokristal görünümünde altıgen, sekizgen veya dikdörtgen şeklinde oldukları gözlenmiştir. Tek nikolde bazı amfibol kristallerinin dilinim ve dış kenarları boyunca opaklaştığı ve muhtemelen alterasyon sonucu mineralin bileşiminden ayrıldığı düşünülen silisin taneler arasında yer yer bıçak, kama şekilli dolgular halinde yerleştiği tespit edilmiştir (Şekil 4.1). Kayaç

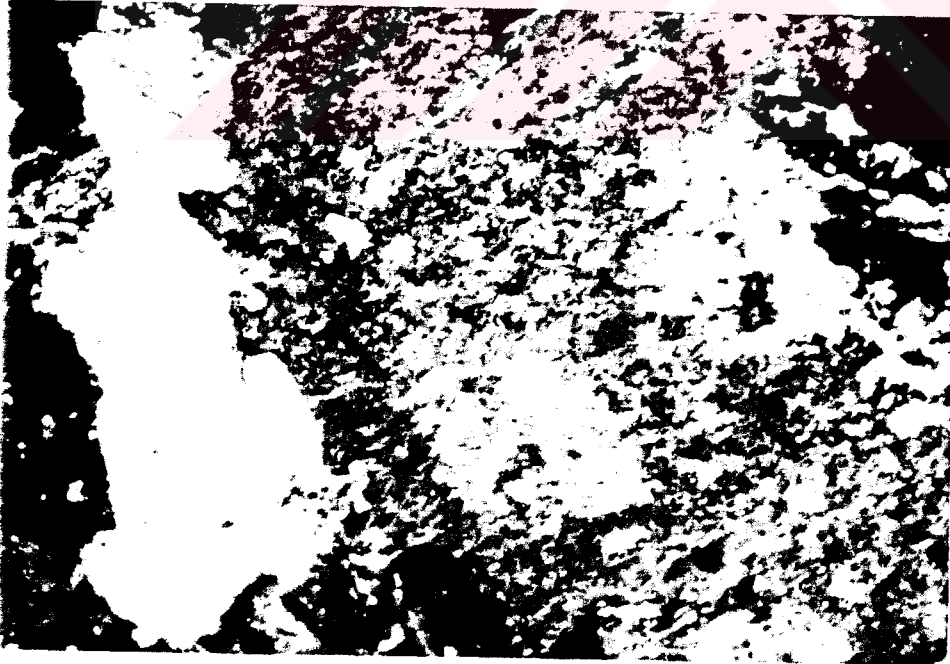
içerisinde kuvars, feldispat, amfibol, klorit, biyotit ve az oranda ojit korunmuştur. Altere bazaltlar holokristalin porfirik ve hipokristalin porfirik dokuludur. Altere bazaltlarda hamurun büyük bir çoğunluğunu plajiyoklas mikrolitleri ve az oranda kloritleşmiş volkanik cam oluşturur. Fenokristalleri ise plajiyoklas, ojit, biyotit oluşturur. Alterasyonla plajiyoklaslarda karbonatlaşma, sersitleşme, sosuritleşme ve epidotlaşma gözlenirken ojitlerde uralitleşme, biyotitlerde ise opaklaşma izlenmiştir (Şekil 4.2, 4.3). Bu alterasyonlara bağlı olarak ikincil amfibol mineralleri, karbonatlar, klorit ve epidot mineralleri izlenmiştir. Bazı numunelerde (GŞ-42, 72, 73, 74) mafik minerallerin dış kesimlerinin korunduğu ve iç kesimlerinin alterasyonla tamamen kaybolduğu izlenmiştir.

Kale tepede yer yer amigloidal dokulu morumsu renkli bazaltlar içinde yer yer kalınlığı 30-40cm ye varan açık yeşilimsi renkli kaolen bantları ve barit gülleri izlenmiştir. Bazaltların hamurunda volkan camı ve altere plajiyoklas mikrolitleri izlenirken; altere halde plajiyoklas, biyotit ve amfibol kristalleri mineralojik bileşimi oluşturmuştur.

Opak mineral içerikleri derinlik kayaçlarına oranla daha yüksek olup, %3-25 arasında değişir. Opak minerallerin kayaç içinde yer yer yönlendikleri fakat genelde dağınık oldukları gözlenmiştir (Şekil 4.4). Opak minerallerin bazen ferromagnezyen minerallerin dilinimleri boyunca, bazen çevresinde bazen de kayacın çatlaklarında veya düzensiz bir dağılım sergiledikleri gözlenmiştir. Ayrıca kayaç içinde öz şekilli yarı öz şekilli opak mineral taneleri de izlenmiştir. Bu gözlem opak mineral oluşumunun birincil ve ikincil kökenli olduğunu ifade eder. Karbonatlaşmanın fazla geliştiği numunelerde opak mineral içeriği daha yüksektir. Alunitleşmenin geliştiği numunelerde alunitlerin çok küçük taneli (1-2mm) oldukları (GŞ-1, 6,10,11, 52) piritlerin yer yer öz şekilli (kare) veya üzüm kümelerini andırır şekilde topluluklar halinde oldukları, pirit kristallerinin arasını kaolinitin doldurduğu ve kayaçta ikincil kuvars oluşumlarının da pirit kristalleri etrafında yer aldığı gözlenmiştir. Alunit kristalleri mikrokristalin boyutlarda, ışınal, paralel ve simetrik sönmeli, tek nikole renksiz, rölyefi orta ve girişim renkleri parlak sarı-beyaz-mavimsi optik tek eksenli (+) dir. Alunitleşmiş numunelerde mikrokristalin kuvarsın var olduğu; kaolinitleşme ve piritleşmenin de çoğunlukla bu minerallere eşlik ettiği gözlenmiştir (Şekil 4.5, 4.6). Alunitik numunelerde hemen her örnekte yer yer öz şekilli kuvars oluşumları da mevcuttur. Alunit feldispat mikrolitlerinden ve fenokristallerinden itibaren oluşmuştur.



Şekil 4.1 Otojenik silis, epidot ve hematitleşmeler (GŞ-9, x125, ÇN)



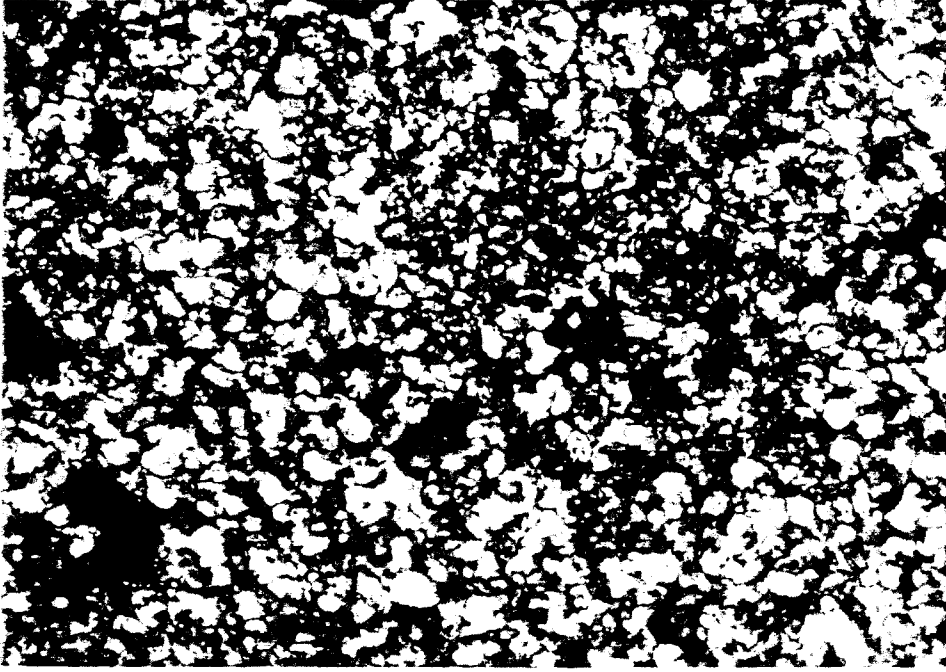
Şekil 4.2 Feldispatlarda karbonatlaşma, killeşme ve alunitleşme.
(GŞ-62, x125, ÇN)



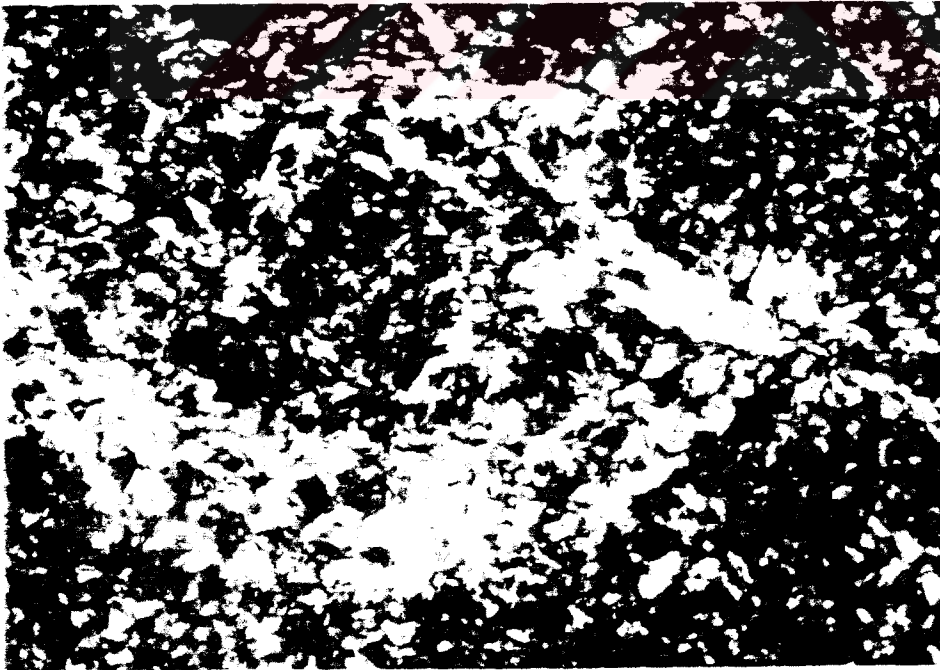
Şekil 4.3 Bazaltlarda amfibollerin kenar ve dilinimleri boyunca gözlenen opaklaşmalar. (GŞ-9, x25, TN)



Şekil 4.4 Volkanitlerde opak mineral (pirit?) oluşumlarının görünümü (GŞ-11, x25, TN)



Şekil 4.5 Alunitlerin kare şekilli morfolojileri (GS-25, x125, TN)

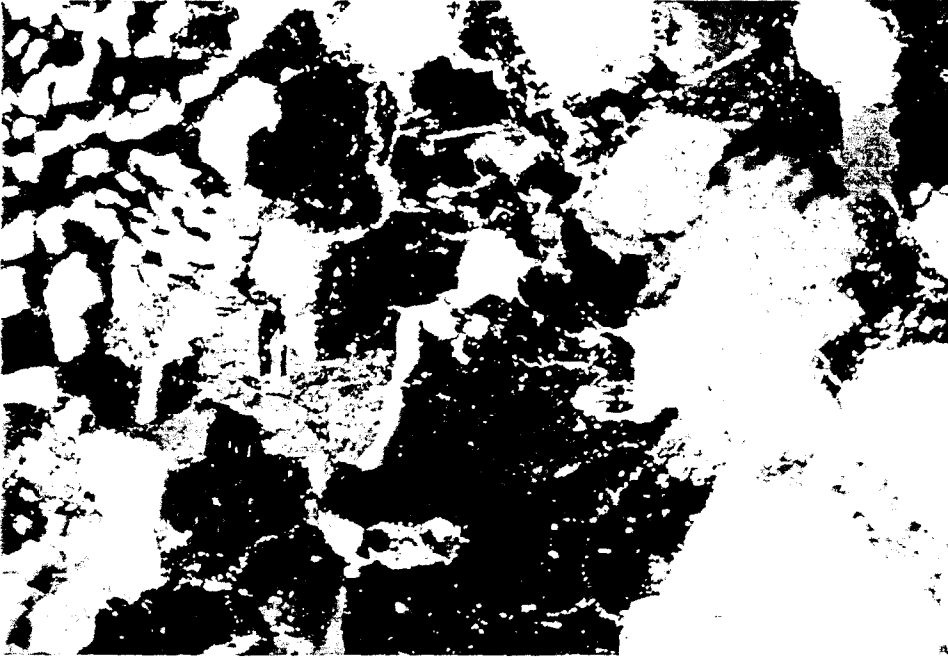


Şekil 4.6 Alunitleşme gelişimi (GS-52, x125, TN)

4.1.1.2. Asarcık granitoyiti

Şebinkarahisar'ın kuzey-kuzey batısında Şaplıca mevkii, Acı dere ve Say deresi, Guz tepe, Büyük güney tepe civarında Üst Kretase yaşlı (Güner ve ark. 1991) volkanikleri keser şekilde izlenirler. Makroskopik olarak alterasyon izleri fazla gelişmemiştir.

Asarcık granitoyitinin mikroskopik incelemelerde siyenit, kuvars siyenit, monzonit, granit ve diyoritik bileşimli olduğu tespit edilmiştir. Mikroskopik incelemelerde, holokristalin taneleşme dokunun yanında kısmen pertitik, grafik doku da izlenmiştir (Şekil 4.7). Granitoyitlerin mineralojik bileşenlerinin ortoklas, plajiyoklas, kuvars, amfibol, ojit, biyotit, piroksen, tremolit, tali olarak da titanit, apatit ve turmalinden oluştuğu tesbit edilmiştir (Şekil 4.8). İkincil mineraller ise epidot, klorit ve kalsittir. Opak mineral içeriği %3 den azdır. Ortoklaslarda karlsbad ikizlenmesi, çokaz belirgin dilinimlenme ve pertitleşme gözlenmiştir. Pertitleşme ve antiprapakivi dokusu ve poikilitik K-feldispat dokusu izlenmiştir (Şekil 4.9). Antirapakivi dokusu gözlenen örneklerde plajiyoklasın ortoklas tarafından çevrelendiği poikilitik K-feldispat dokusunda ise ortoklas içerisinde kapanımlar halinde kayaçtaki diğer minerallerin (amfibol, biyotit, piroksen, kuvars) bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 4.10). Plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenme yaygın olarak gözlenmekte olup serisitleşme, sosuritleşme yaygın alterasyon türleridir. Amfibol mineralleri öz şekilli, yarı öz şekilli yeşilimsi-mavi, yeşil, kuvvetli pleokroizma gösterirler. Sönme açıları 18-25° arasında değişmekte olup arfvedsonid bileşiminde olduğu düşünülmüştür. Amfibollerde hem kenarlar hem de çift yönlü dilinimler boyunca (kafes şekilli) alterasyon (çoğunlukla opaklaşma) gözlenmiştir. Ojit mineralleri ise optik eksene dik kesitlerinde sekizgen kristaller halinde, sönme açıları 35-48° arasındadır, uralitleşme yaygın olarak gözlenir. Biyotitlerde kristalin kenarlarından itibaren opaklaşma ve kristalde kloritleşme ve epidotlaşma izlenmiştir. Kloritler mavimsi mor ve kahverengi girişim renklerine sahiptirler. Epidotlar, genellikle ikincil olarak feldispatlardan ve piroksenlerden alterasyon sonucu türemiş ikincil mineraller şeklinde izlenirler. Epidotlar, epidot ve zeoisit bileşimlidirler. Ayrıca siyenitik numunelerde magma karışımını gösterir dokular da izlenmiştir.



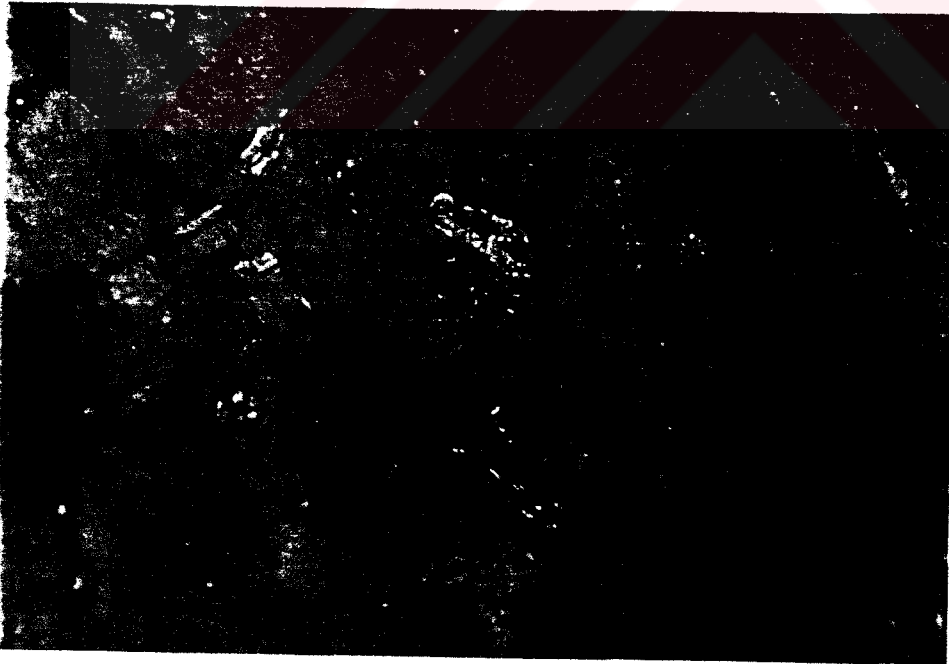
Şekil 4.7 Granitlerde gelişmiş grafik dokunun görünüşü (GŞ-90, x25, ÇN)



Şekil 4.8 Asarcık granitoidinin mikroskopik görüntüsü (GŞ-93, x25, ÇN)



Şekil 4.9 Antirapakivi dokusu (GŞ-94, x25, ÇN)



Şekil 4.10 Poikilitik K-feldispat içinde hornblend, plajiyoklas ve biyotitin görünümü (GŞ-94, x25, ÇN)

Ortoklas kristalleri içinde amfibol, piroksen ve biyotit kristallerinin gözlenmesi (Şekil 4.11) daha bazik bileşimli, yakın yaşlı bir diğer magmanın varlığını düşündürmüştür. Granitik numunelerde pertitik doku ve alterasyon (kaolenleşme) siyenitten daha fazla gelişmiştir. Monzonitler (kuvars monzonitler), mineralojik bileşim ve dokusal yönden genelde kuvars siyenitlere benzerler. Holokristalin taneleşme dokusu ve mineralojik bileşimini ortoklas, plajiyoklas, kuvars, amfibol, biyotit, ojit oluşturur. Feldispatlarda killeşme, serisitleşme, karbonatlaşma, epidotlaşma, amfibolde opaklaşma ve kloritleşme gözlenmiştir (Şekil 4.12). Klorit, tremolit, epidot ve biyotitlerin bir kısmı ikincil olarak oluşan alterasyon mineralleridir. Opak mineral içeriği %1-5 arasındadır, tali olarak apatit, titanit, rutil ve zirkon tespit edilmiştir.

Diyoritlerde holokristalin taneli doku gözlenir ve kayacın mineralojik bileşimi amfibol, piroksen, plajiyoklas ve az oranda biyotit oluşturur (Şekil 4.13). Plajiyoklaslarda albit ve periklin ikizleri yanında salınımlı zonlanma gözlenmiştir. Albit ikizlerinde yapılan ölçümlerde sönme açıları 36-40° arasında bulunarak, plajiyoklasların andezin-bitovnit bileşimli oldukları tespit edilmiştir.

Gerek siyenitlerde gerekse de granit ve monzonitlerde gözlenen alterasyon;alkali feldispatlarda kaolinleşme, plajiyoklaslarda sosuritleşme, serisitleşme, amfibollerde kloritleşme, opasitleşme, biyotitlerde kloritleşme ve epidotlaşma ve opaklaşma izlenmiştir. Sosuritleşmeyle epidot, klorit ve karbonat minerallerinden oluşan bir topluluğa dönüşüm yaygın olarak tespit edilmiştir.

Siyenitlerde ve granitlerde koyu grimsi-siyah renkte, makroskobik boyutlarda turmalin güneşleri, bantları ve tekil kristalleri gözlenmiştir. Siyenitlerde turmalin güneşlerinin çapı daha büyük olmakla beraber, granitlerde turmalin güneşleri daha yoğundur. Mikroskopik incelemelerde turmalinler değişik mineralojik ve dokusal özellikler sergilerler. Tekil turmalin kristalleri çoğunlukla ışınal iğnecikler halinde olup (turmalin güneşi), kristallerin boyutları yer yer bir kaç cm den yaklaşık 10 cm kadar varabilmektedir. Prizmatik turmalin kristalleri makroskopik boyutta nadiren gözlenmiş olup, mikroskopik ölçekte ise granitlerde siyenitlerden daha yaygındır. Turmalinlerin yaygın olarak gözlemlendiği granitik numunelerde alterasyon daha yaygındır, bu numunelerde turmalinlerin çekirdekleri veya iç kesimleri genellikle aşınmıştır. İğneciklerin arasında küçük boyutlarda çoğunlukla opak mineraller izlenmiştir (Şekil 4.14). Hemen hemen tüm örneklerde turmalinlerin çekirdek



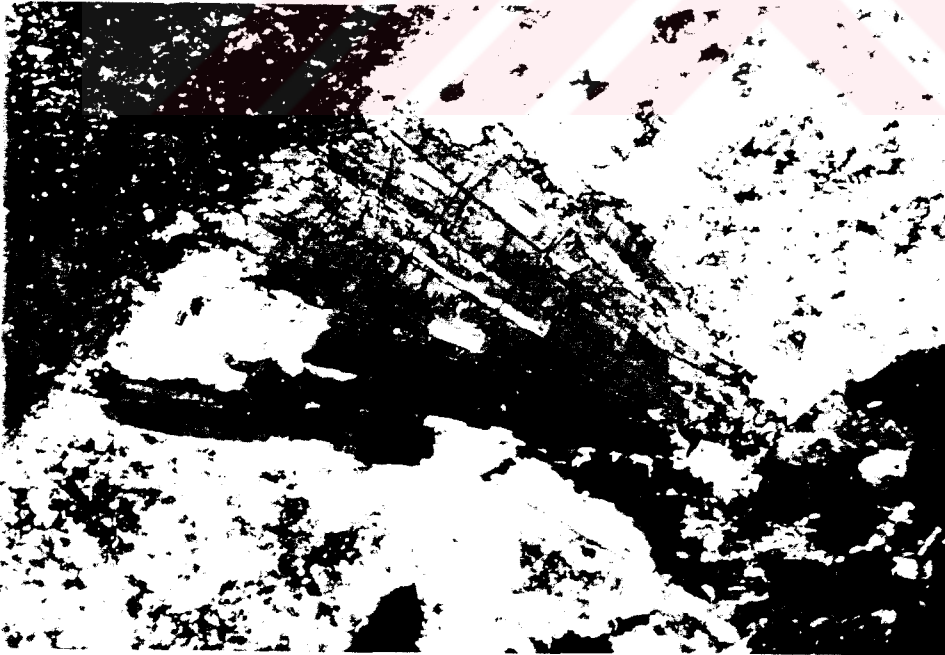
Şekil 4.11 Antirapakivi dokusu ve poikilitik dokunun görünüşü
(GŞ-60, x25, ÇN)



Şekil 4.12 Feldispatlarda, serisitleşme ve sosuritleşmenin gelişimi
(GŞ-58-2, x25, ÇN)



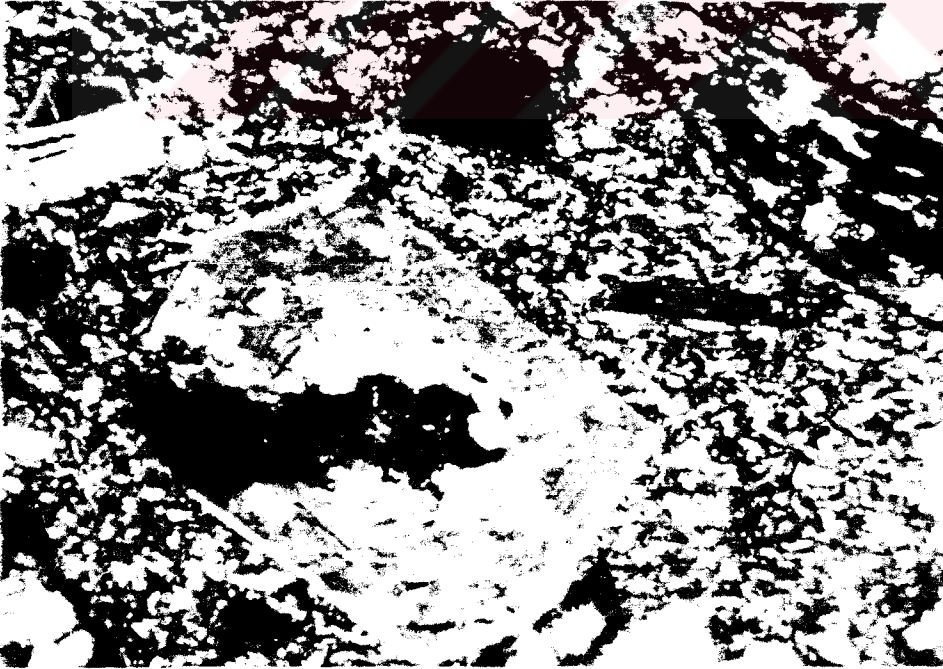
Şekil 4.13 Diyoritlerde doku ve mineralojik bileşimin görünüşü
(GŞ-42, X25, ÇN)



Şekil 4.14 Granitte turmalin güneşi ve feldispatlarda killeşme görünümü
(GŞ-41-1, X25, ÇN)



Şekil 4.15 Turmalin güneşlerinde (c eksenine dik)zonlanma
(GS-41/1, x25, TN)



Şekil 4.16 Holokristalin porfirik dokulu bazalıtta zonlu plajiyoklas,
opaklaşmış amfibollerin görünümü (GS-74, x25, ÇN)

kesimleri koyu yeşilimsi kahve, dış kesimlere doğru ise açık yeşilimsi-sarı-beyazımsı bir renk zonlanması gösterirler. Zonlanma renk halkaları şeklinde ve özşekilli (trigonal), yarı öz şekilli kristallerin dış sınırları genellikle düzgündür (Şekil 4.15). Pb-Zn-Cu-Ag cevherleşmesinin gözleendiği kesimlerdeki (Asarcık mevkii) özellikle kuvarslı siyenitler içinde tumalinleşme daha yoğun olup, masif bantlar (1-5cm), 1-20cm boyutunda ışınal turmalin kristalleri veya cevher mineralleri ile birlikte konsantre şekilde gözlenmiştir. Bu bölgede cevher K45°B doğrultulu ve 70-85° eğimli olup; tumalinleşme damar boyunca öz şekilli-yarı öz şekilli kuvars kristalleri ile, damarda kalkopirit ve galen mineralleri ile gözlenmiştir.

4.1.1.3. Eğribel volkaniti

İnceleme alanının kuzeyinde Eğribel tepe çevresinde yaygın olarak gözlenen birim bazaltik volkanitlerden oluşmuştur. Holokristalin porfirik doku gösteren numunelerde hamuru çoğunlukla plajiyoklas mikrolitleri oluştururken, hipohiyalin ve hipokristalin porfirik dokulu olanlarda hamurun tamamen volkan camından oluştuğu gözlenmiştir. Plajiyoklas, ojit, olivin ve biyotit kayacın fenokristalleridir. Plajiyoklaslarda albit ve periklin ikizleri yanında sınımlı zonlanma gözlenmiştir (Şekil 4.16 ve 4.17).

Hamurda kloritleşme ve silisleşme izlenirken mikrolitlerde ve fenokristallerde silisleşme, sosuritleşme, killeşme, epidotlaşma, kısmen serpantinleşme ve opaklaşma izlenmiştir. Bu alterasyonla bağımlı olarak epidot, klorit, bazı opak mineraller oluşmuştur.

4.1.1.4. Hackayası volkaniti

Söz konusu volkanitik kayalar çalışma alanının güneyinde lav akmaları ve proklastik kayalardan oluşmuştur. Holokristalin, hipokristalin ve hipohiyalin

porfirik dokulu kayalar andezitik ve bazaltik bileşimlidir. Plajiyoklas, ojit, olivin, biyotit kristalleri bazaltik olanlarda gözlenirken; andezitik bileşimli olanlarda olivin tespit edilmemiş, amfibol minerallerinden kersutit izlenmiştir (Şekil 4.18, 19). Hamurda volkan camı, plajiyoklas ve kısmen de amfibol mikrolitleri izlenmiştir. Hamurda silisleşme, zeolitleşme, opaklaşma izlenirken, fenokristallerde opaklaşma, sersitleşme izlenmiştir. Alterasyonun diğer kayalara oranla daha zayıf geliştiği Hackayası volkanitlerinde makroskopik boyutlarda zeolit minerali gözlenmiştir (Şekil 4. 20). Zeolit minerali yer yer çapı 1-5cm ye varan boşlukları doldurur şekilde, beyaz renkte, ışınsal ve sertliği 5 ten fazladır. Mikroskobik incelemelerde zeolit mineralleşmesinin plajiyoklasların kenarlarında ve kısmen de matriste geliştiği tespit edilmiştir. X-ışınları incelemesiyle zeolit mineralinin bir Ca-zeolit olan skolesit olduğu belirlenmiştir.

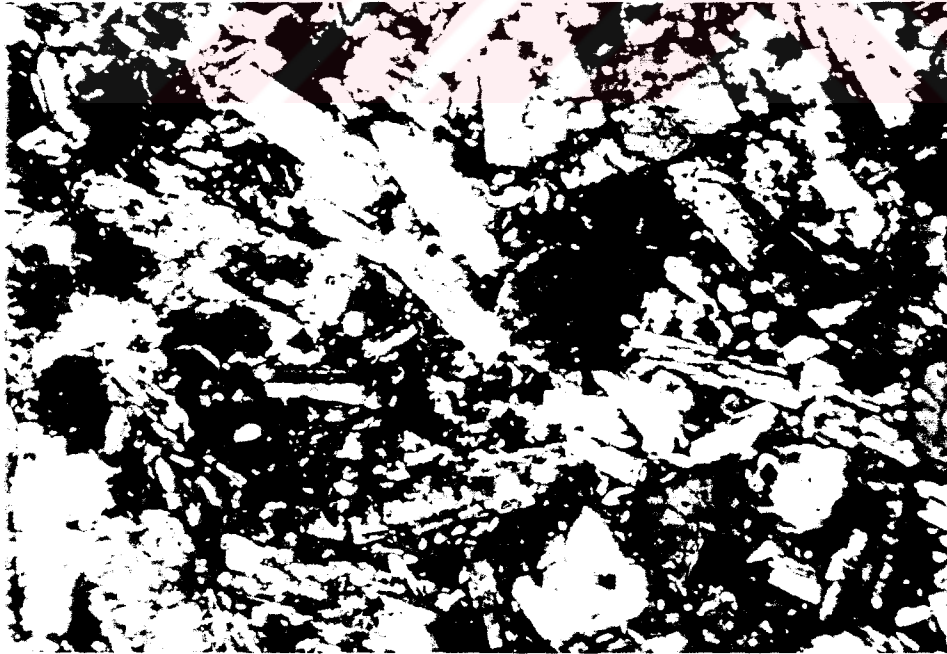
4.1.2. Parlak kesit incelemeleri

Yüzey kayalarında opak minerallerin genellikle piritten oluştuğu, piritin de özşekilsiz, saçınım veya süreksiz damarcıklar şeklinde, boyutlarının çok değişken (1-10µm) olduğu ve kesitlerde içeriklerinin % 1-7 arasında değiştiği tespit edilmiştir. Ayrıca az miktarda (% 1) çok küçük hematit?/rutil? (1-2 mm) kristalleri gözlenmiştir. Çakçak tepeden alınan ve orijinal mineralojisi ve dokusu buzunmuş bir örnekte (GŞ-88) ise manyetit iri (10-15µm) öz şekilsiz kristaller halinde ve ilmenit pseudomorfları içerir şekildedir. İlmenit lamelleri hematit+rutil'e dönüşmüş, manyetitte herhangi bir bozunma izlenmemiş, ayrıca tekil, manyetitle parajenez oluşturur şekilde gözlenmiştir. Pirit içeriği çok az, küçük kristaller halinde bulunmuştur.

Derinlik kayalarından kuvars siyenitlerde pirit yaygın olarak gözlenmekle beraber diğer opak mineral toplulukları da tespit edilmiştir. Pirit, öz şekilsiz, çoğunlukla kayacın mafik mineralleri etrafında daha yaygın ve bu kesimlerde pirit; kalkopirit ve rutille birlikte gözlenmiştir. Manyetitler özşekilsiz kristaller halinde, ilmenit ve spinel lamelleri içermektedir. İlmenit lamelleri yer yer tamamen hematit



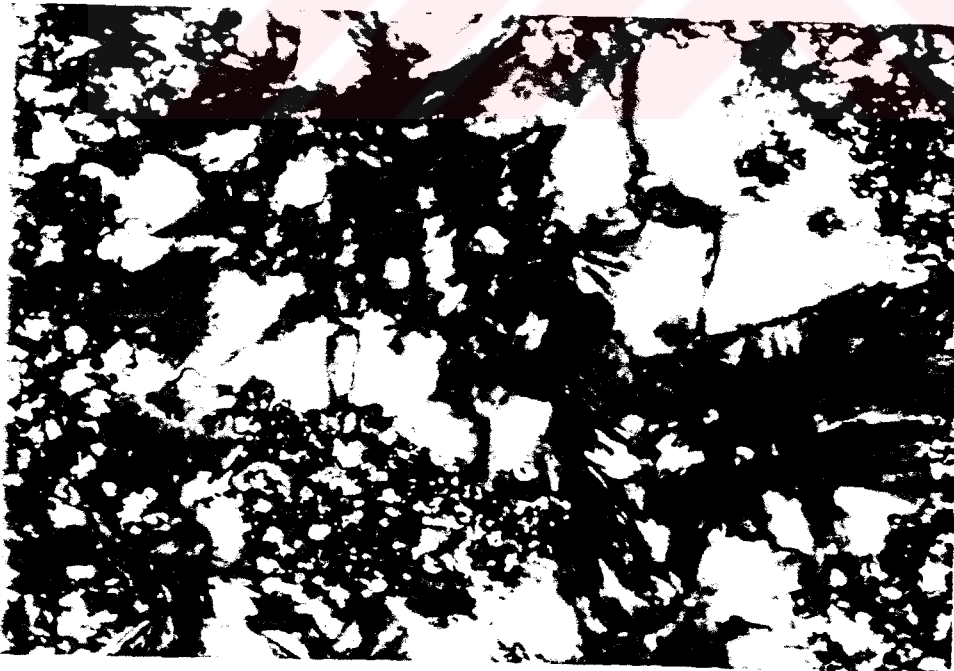
Şekil 4.17 Albit-karlsbad ikizlenmeli plajiyoklas ve piroksenden görünüş (GŞ-95, x25, ÇN)



Şekil 4.18 Hackayası volkanitindeki piroksen ve plajiyoklas mineralleri (GŞ-73/1, x25, ÇN)



Şekil 4.19 Hackayası volkanitinde andezitik bileşimli olanlarda, amfibol minerallerinden kersutitin görünümü (GŞ-96, x25, ÇN)



Şekil 4.20 Haçkayası volkanitinde Meryem Kayası mevkiindeki zeolit (skolesit) mineralinin görünüşü (GŞ-73/2, x125, ÇN)

ve rutilden oluşan bir karışıma dönüşmüş haldedir. Kalkopirit ya manyetit içinde kapanım halde veya tekil kristaller halinde, fakat içeriği çok azdır. Kuvars monzonitlerde ise; manyetit özşekilsiz porfiroblastlar halinde, içinde spinel ve ilmenit lamelleri ve hematitleşme gözlenmiştir. İlmenitler ayrıca manyetitlerle dokanak halde ve özşekilsizdir. İlmenit ve rutilin hematitleşmenin gelişimiyle ilişkili olduğu düşünülmüştür. Hematitleşmenin fazlaca geliştiği numunelerde manyetit kalıntı halde izlenmiştir. Rutil oluşumları ise tamamen ilmenitlerin alterasyonuna bağımlı olarak oluşmuş olabilir. Bazen ilmenit+hematit birlikteliği gözlenmiştir. Kalkopiritler yer yer manyetitler içinde veya öz şekilsiz tekil kristaller halinde ve kenarlarında limonitleşme gelişmiştir. Granitik numunelerde pirit içeriği çok düşük ve saçınım halinde izlenmiştir. Manyetitin öz şekilli-yarı özşekilli olduğu, genellikle koyu renkli minerallerin (biyotit, amfibol) dilinimlerine paralel geliştiği ve kısmen kafes yapısı şeklinde (bu minerallerin opaklaşması) ve yer yer pirit kapanımları içerdiği gözlenmiştir. Sfalerit ve kalkopiritin pirit içinde kapanım (1-3µm) şekilde bulunduğu tespit edilmiştir.

4.2. Mineralojik İncelemeler

Çalışma alanında petrografik incelemelerde tanımlanamayan minerallerin veya saf veya safa yakın mineral topluluğu içeren numunelerin mineralojik analizleri yapılmıştır. Mineralojik analizler, X-ışınları difraksiyonu, DTA-TG, IR ve SEM incelemeleri ile EDS analizlerini kapsamaktadır. Yaptırılan söz konusu analizlerle minerallerin ve mineral topluluklarının daha kesin tanımlaması, bazı kimyasal ve kristal özellikleri belirlenmiştir.

4.2.1. X-ışınları incelemeleri

İnceleme alanında çalışmanın da amacı doğrultusunda özellikle hidrotermal alterasyon sonucu oluşan mineralleşmelerin gözleendiği kesimlerden alınan

numunelerin tane boyunun çok ince olması, kil grubu mineral içermeleri ve ayrıca optik mikroskopik tanımlamaların yetersiz kaldığı numunelerden tüm kaya ve kil boyu fraksiyonların mineralojik bileşimleri X-ışınları difraksiyon çekimleri ile belirlenmiştir. Bu nedenle Şaplıca volkaniti dışındaki birimlerden çok az sayıda numune üzerinde bu inceleme yapılmıştır. Kil örneklerinin kil fraksiyonu içeriğinin mineralojik bileşimi Gündoğdu ve Yılmaz (1984) tarafından önerilen yöntemler uygulanarak belirlenmiştir. Bu yöntem ana hatları ile öğütme, kimyasal çözme, (karbonat, sülfat gibi mineral fazlarının uzaklaştırılması) ve sifonlama (kil fraksiyonunun kazanılması) işlemlerinden oluşur. Sedimentasyon yolu ile ayrılan kil fraksiyonundan (tane boyu $2\mu\text{m}$ nin altında) kil minerallerinin sağlıklı bir şekilde tanımlanması için $2-35^\circ$ arasında üç ayrı difraksiyon kaydı (normal, fırınlı ve etilen glikollü) alınmıştır. X-ışınları çekimleri; Rigaku D/max IIC model (Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Rigaku GeigerD/max- θ VC (Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü) ve Philips PW 1140 2 θ (Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) difraktometrelerde yapılmıştır. Çekimlerde kullanılan aletler grafit monokromatörlü, Cu ($\text{CuK}\alpha=1.4187\text{\AA}$) tüplü, Ni filtreli, gerilim 40 kv, akım ise 15 (C.Ü), 18 (H.Ü.) ve 30 (MTA) mA dir. Goniometre hızı $2^\circ/\text{dak}$, duyarlılık 4.10^2 , kağıt hızı 2 cm/dak dır. Alınan örneklerin mineralojik bileşiminin belirlenmesi amacı ile çekimler genellikle $\theta=2-45^\circ$ arasında, oksit ve sülfür grubu mineral içeren numunelerde çekimler $\theta=75^\circ$ ye kadar yapılmıştır. Tüm kayac çekimlerinde saf mineral içeren örneklerde halit standart olarak kullanılmıştır. Mineralojik toplulukta gözlenen opal, $4.15-4.00\text{ \AA}$ (yayvan), opal-CT, $4.10\text{\AA}$ (geniş) ve kristobalit $4.05\text{ \AA}$ (kuvvetli) da gözlenen pikleri ile tanımlanmıştır.

4.2.1.1. Şaplıca volkaniti

İnceleme alanında en yoğun alterasyon türlerinin gelişimi Şaplıca volkanitinde gözlenmiş, işletilebilir boyutlarda mineralleşmeler (kaolinit, alunite) gelişmiştir. Şaplıca volkanitinin altere olmuş, anakayacından alınan numunelerde X-ışınları

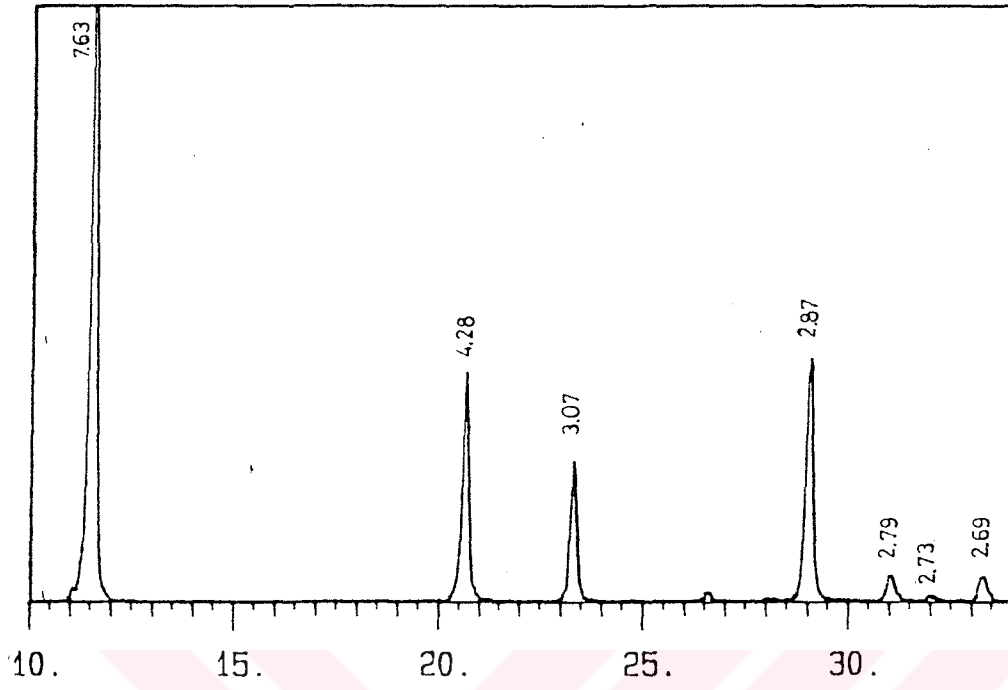
çekimlerinde mineral topluluğunun genelde kuvars+muskovit+feldispat, ve kuvars+kaolinit+feldispat+alunit ten oluştuğu tespit edilmiştir. Kaolinitik ve alunitik oluşumların mineralojik bileşimi ise kuvars+alunit+kaolinit ten oluşur (Çizelge 4.1).

İnceleme alanında yoğun hidrotermal alterasyonların gözleendiği Geyikgediği Tepede alterasyon minerallerinde kısmi bir zonlanma gözlenmiştir. Tabanda beyaz toprağımsı seviyeler arasında kalınlığı 1-5cm arasında değışen, dissemine (saçınımlı), ince kristalli jips bantları, mercekleri veya yumruları ve saf kükürt oluşumları X-ışınları çalışmaları ile de belirlenmiştir. (Şekil 4.21). Üst kesimlere doğru sert, beyaz renkli kayaçların bileşimi kuvars+kaolinit+alunit ve kuvars+alunit bileşimindedir (Şekil 4.22). Alunitik zonun üzerinde sarımsı-kahve renkli zonun mineralojik bileşimi kuvars+kaolinit+jarosit, kuvars+jarosit şeklindedir. Hematitik zonda ise yer yer ana kayacın tamamen kaybolup, koyu kırmızımsı-kahve renk kazanıp, bileşiminde safa yakın hematit veya hematit+kuvars+alunit bulunduğu tespit edilmiştir. Hematitik zonun üzerinde gözlenen silis kabuk ise yoğun, ince taneli ve değışik renkli olup, silika fazları (kuvars+opal-CT, kristobalit) mineralojik topluluğu oluşturur.

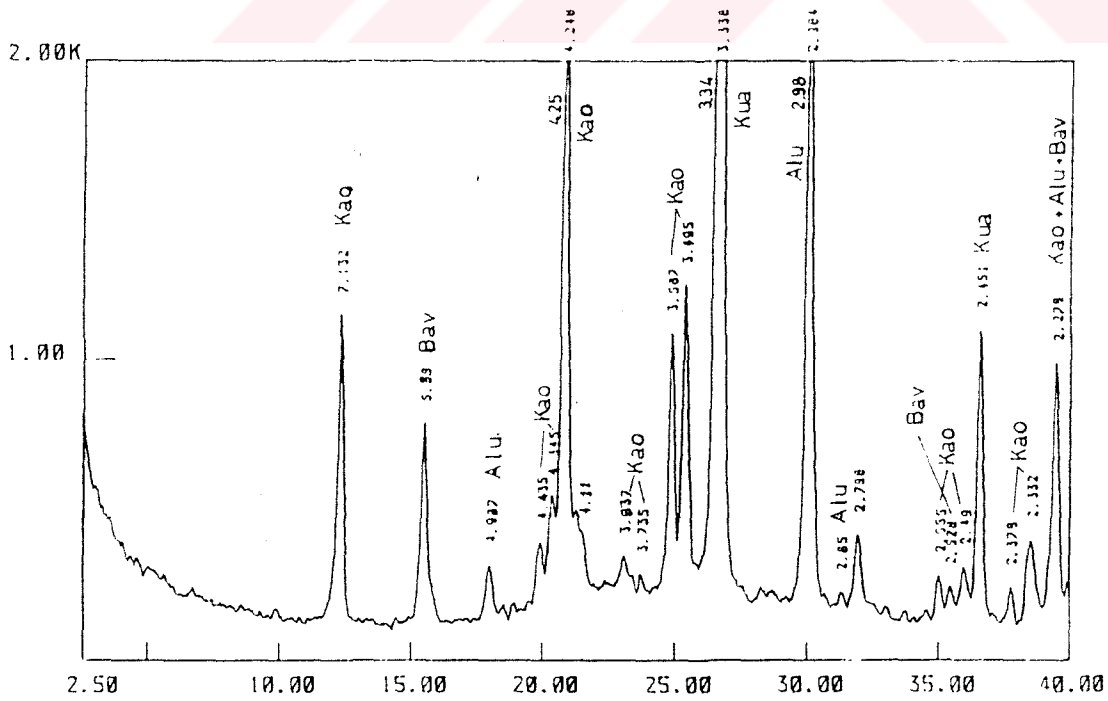
Şaplıca volkaniti içerisinde gözlenen alunit oluşumları başlıca Eskiköy doğusunda, Göreze köyünün batısında, Geyikgediği Tepenin alt seviyelerinde ve Şaplıca'da gözlenmiştir. Geyikgediği Tepeyi yay gibi saran alunit oluşumları, tepenin Göreze köyüne bakan batı eteklerinden alınan numuneler alunit+kuvars bileşiminde olup, alunit mineralince zengindir, tepenin yamaçlarından üst seviyelere doğru alınan numunelerde kuvars içerikleri oldukça yüksek bulunurken, kaolinit içerdikleri de tespit edilmiştir. Ancak yer yer mercek veya bant halinde alunitce zengin seviyeler gözlenmiştir. Şaplıca köyünün doğu-kuzeydoğusunda gözlenen alunitleşmelerden alınan numunelerin bileşiminin genelde kuvars+alunit olduğu, bazı numunelerde ise kaolinitin bu minerallere eşlik ettiğı belirlenmiştir (Şekil 4.23, Çizelge 4.1). Şaplıca çevresinde de Geyikgediği Tepe çevresinde gözlenen mineralleşmeye benzer şekilde alunitik seviyenin üzerinde saf silika (çoğunlukla kuvars) fazları tespit edilirken Geyikgediği Tepedeki gelişime benzer bir zonlanma izlenememiştir. Ayrıca Şaplıca köyü çevresinde alunitik zonun altında saf kükürt oluşumları ve jips bantları da gözlenememiştir. Eskiköy Mahallesi'nin kuzeyinden alınan beyaz, yağlımsı numunelerin analizi sonrası alunit+illit+kaolinit+kuvars içerdikleri gözlenmiştir (Şekil 4.24). Maden deresi girişinde dar bir alanda gözlenen alunitik oluşumların bileşimi

Çizelge 4.1 Şaphıca volkanitine ait numunelerin nitel mineralojik bileşimi

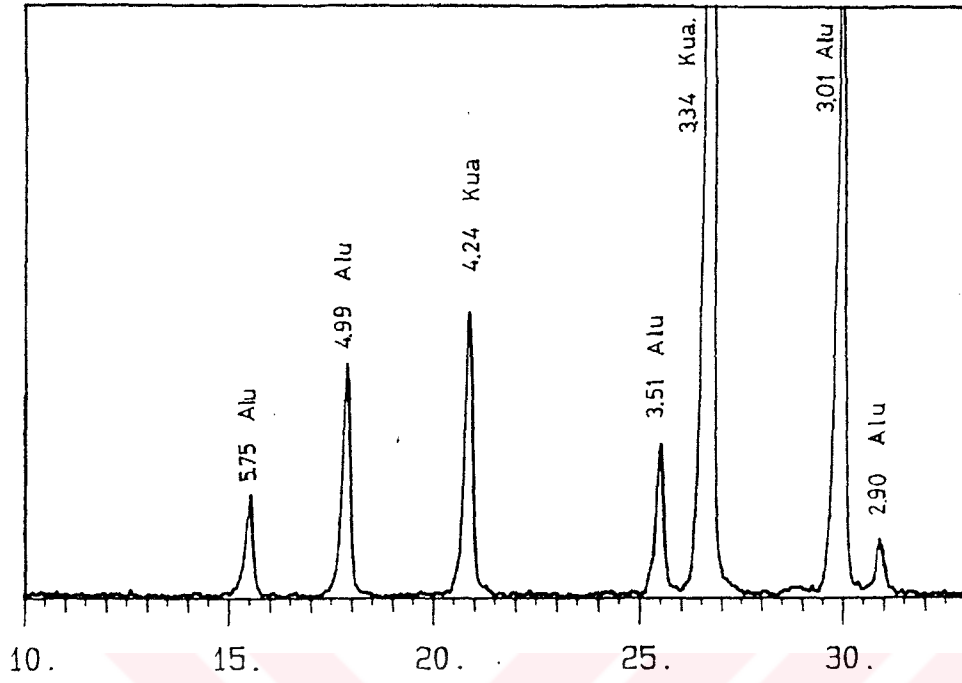
Örn.No.	Mineralojik Bileşim	Örn.No.	Mineralojik Bileşim
GŞ-1	İllit +Kuars+Pirit+Feldispat	GŞ-61	Kuars+Kaolinit
GŞ-3	Kuars+Muskovit+Feldispat	GŞ-62	Kuars
GŞ-4	Jibs	GŞ-63	Kuars+Alunit
GŞ-5	Muskovit+Kuars	GŞ-64	Kuars+Alunit+Kaolinit
GŞ-6	Muskovit+Kuars+Fedispat+Pirit	GŞ-65	Kuars+Alunit
GŞ-7	Muskovit+Kuars+Fedispat	GŞ-66	Kuars+Alunit
GŞ-8	Muskovit+Kuars+Kaolinit+Fedispat	GŞ-67	Kuars + Kaolinit + Alunit
GŞ-9	Kuars+Feldispat+Muskovit+Kaolinit+Alunit	GŞ-68	Kuars + Kaolinit + Alunit + İllit
GŞ-10	Kuars+Kaolinit+Feldispat	GŞ-69	Kuars + Alunit + Kaolinit
GŞ-11	Kuars+Kaolinit	GŞ-71/1	Kuars + Alunit + Kaolinit + İllit
GŞ-12	Kuars+Kaolinit+Alunit+İllit	GŞ-71/2	Kuars + İllit + Alunit + Kaolinit
GŞ-13	Kuars+Kaolinit	GŞ-72	Kuars+Kaolinit+Alunit
GŞ-14	Kuars+Kaolinit+Alunit	GŞ-74	Kuars+İllit+Alunit
GŞ-16	Kuars+Kaolinit+Alunit	GŞ-75/1	Kuars+Alunit+İllit
GŞ-20	Kuars+Kaolinit	GŞ-75/2	Kuars+Kaolinit+Alunit+İllit
GŞ-21	İllit+Kuars+Alunit	GŞ-76	Kuars+Alunit+İllit
GŞ-22	Kuars+Kaolinit+Alunit+İllit	GŞ-77	Kuars+Alunit+Kaolinit
GŞ-23	Kuars+Kaolinit+Alunit	GŞ-78	Alunit+Kuars+Kaolinit
GŞ-24	Kuars+Alunit+İllit	GŞ-79	Kuars+Kaolinit+Alunit
GŞ-25	Kuars+Alunit	GŞ-80	Alunit+İllit
GŞ-26	Kuars+Kaolinit+İllit+Alunit	GŞ-82	Kuars+Alunit+Kaolinit+İllit
GŞ-27	Kuars+Kaolinit+İllit+Alunit	GŞ-83	Kuars+Kaolinit+Alunit
GŞ-28	Kuars+Kaolinit+Alunit+Feldispat		
GŞ-29	Kuars+İllit+Feldispat+Alunit		
GŞ-30	Kuars+Kaolinit+Jarosit+Hematit		
GŞ-31	Kuars+İllit+Alunit		
GŞ-34	Kuars+Kaolinit+Alunit		
GŞ-35	Kuars+İllit+Alunit		
GŞ-38	Kuars+Alunit+Kaolinit+İllit		
GŞ-39	Kuars+İllit+Alunit+Feldispat+Kaolinit		
GŞ-41	Kuars+Alunit+İllit+Kaolinit		
GŞ-43	Kuars+İllit+Alunit+Feldispat		
GŞ-44	Kuars+İllit+Alunit+Feldispat+Kaolinit		
GŞ-45	Kuars+Feldispat+Alunit+İllit		
GŞ-46	Kuars+Alunit+Kaolinit+İllit		
GŞ-47	Turmalin+Kaolinit		
GŞ-48	Kuars+İllit+Alunit		
GŞ-49	Kuars+İllit+Alunit+Kaolinit		
GŞ-50	Kuars+İllit+Alunit		
GŞ-51	Kuars+Kaolinit		
GŞ-52/1	Alunit+Kuars+Kaolinit		
GŞ-52/2	Kuars+Alunit		
GŞ-54	Kuars+Kaolinit+Alunit		
GŞ-55/1	Kuars		
GŞ-55/2	Kuars+Alunit+Feldispat		
GŞ-56	Kuars+Kaolinit+Alunit+Feldispat		
GŞ-57	Kuars+Kaolinit+Alunit		
GŞ-59	Kuars+İllit+Kaolinit		



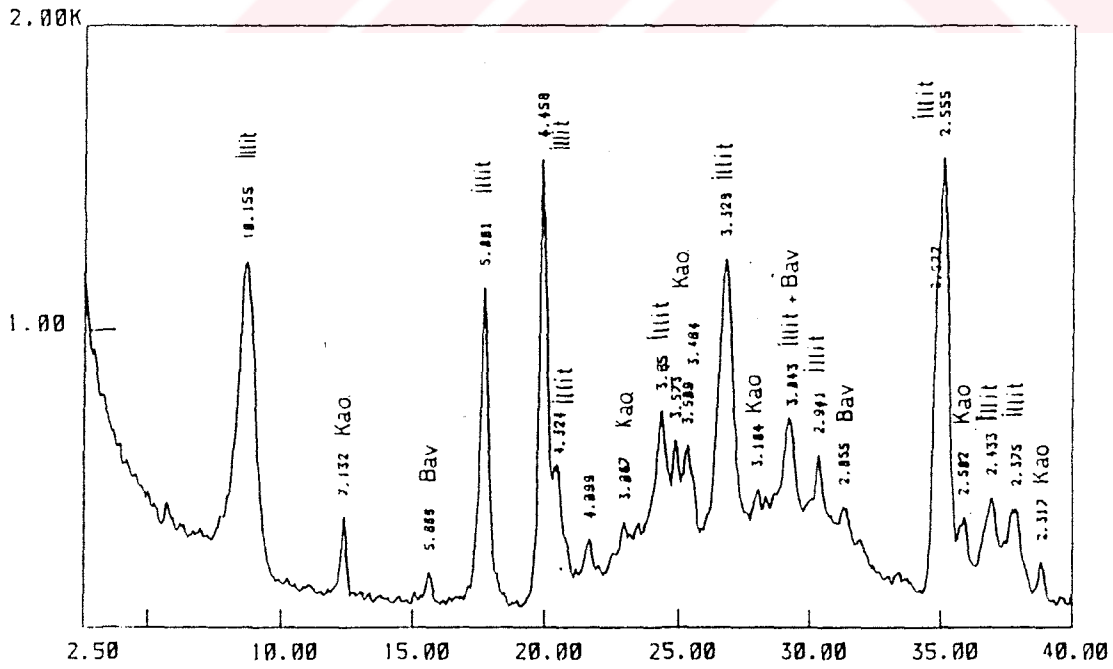
Şekil 4.21 Gypsum X-ray diffraction pattern (GŞ-4)



Şekil 4.22 Alunit+Quartz+Kaolinite X-ray diffraction pattern (GŞ-23)



Şekil 4.23 Alunit+Kuvars X-ışınları difraktogramı (GŞ-55)



Şekil 4.24 Alunit+illit+ kaolinit X-ışınları difraktogramı (GŞ-23)

ise yine çoğunlukla kuvars+alunit, kaolinit+kuvars+alunit şeklinde ve kısmen illit de bu minerallere eşlik eder bileşim sergilemiştir (Şekil 4.25). Şaplıca köyünün batısında, Şebinkarahisar-Giresun yolunun karşı tarafında alterasyon oluşumlarında silisli alunitler gözlenmiştir. Ancak silis oranı daha yüksek olup, kısmen silis içeriği daha düşük alunitik mineralleşmeler gözlenmiştir.

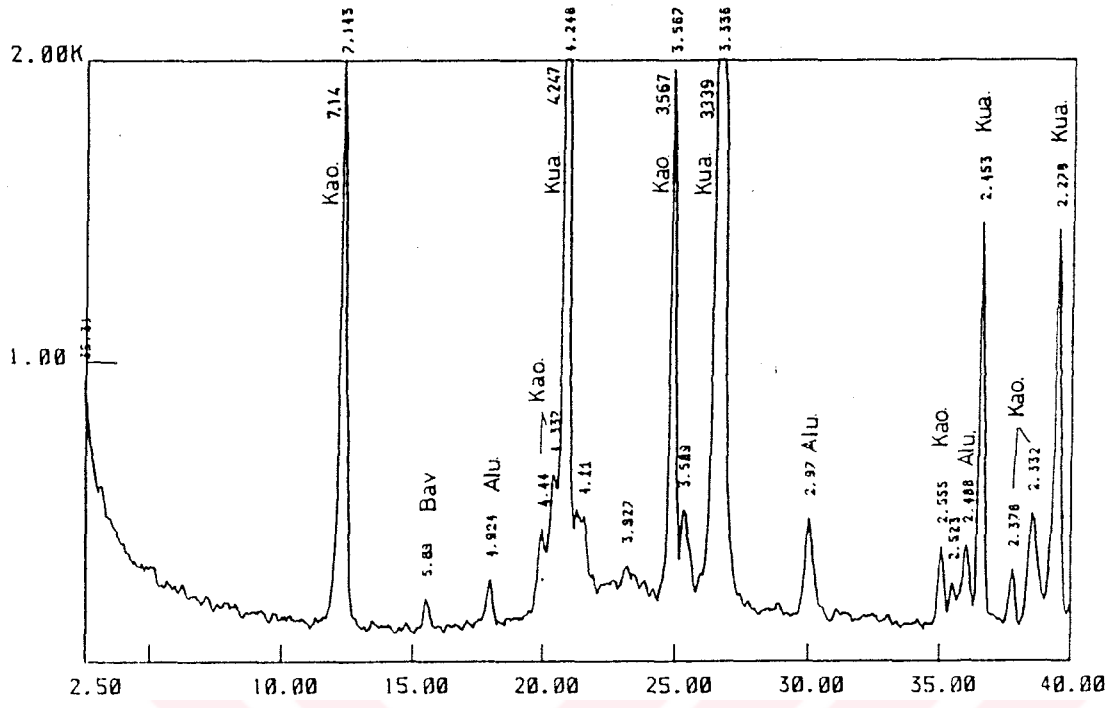
Şaplıca volkanitinin altere andezitik kayaların çatlaklarında gözlenen kaolen oluşumları kaolinit mineralinden oluşmuş olup, kristaliniteleri çok yüksek ve az miktarda opal-CT içerir (Şekil 4.26). Kaolenli seviyenin üst kesimlerinde ise barit mineralleşmesi ve safa yakın hematit oluşumları tespit edilmiştir (Şekil 4.27).

4.2.1.2. Asarcık granitoyiti

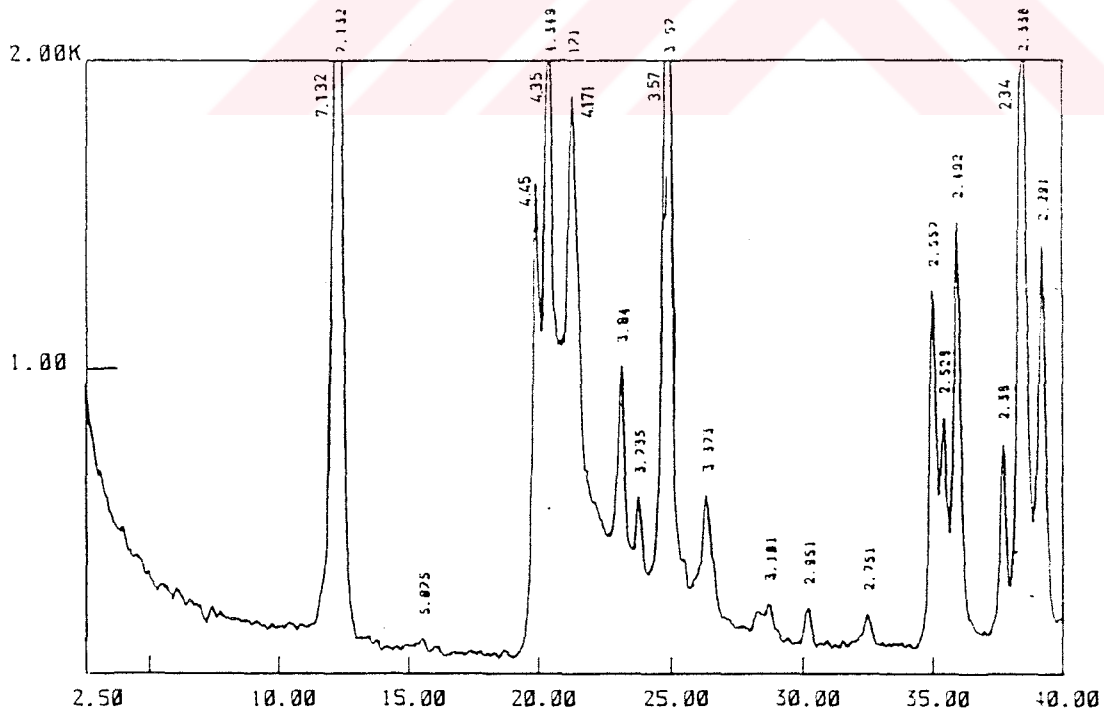
Birimden alınan numunelerin X-ışınları difraksiyonu kesin olarak mineral türü ve alt sınıfı belirlenemeyen örnekler üzerinde uygulanmıştır. Turmalinin yaygın olarak gözleendiği granitik ve siyenitik bileşimli kayalardan ve turmalinitlerden X-ışınları difraksiyonu çekilmiştir. Çekilen difraktogramların değerlendirilmesiyle piklerin şörlit mineralinin pikleri ile tam çakışmadığı (pik şiddetleri ve d değerleri) ve nadir bir turmalin grubu mineral olan oteyit veya dravit mineralinin piklerinin değer ve şiddetleri ile çoğunlula uyumlu olduğu tespit edilmiştir. Turmalinit numunelerinde kaolinit, muskovit ve kuvars tespit edilmiştir (Şekil 4.28). Safa yakın turmalin içeren numunelerde turmalin yanında galen ve kalkopirit mineralleri belirlenmiştir.

4.2.1.3. Hackayası volkaniti

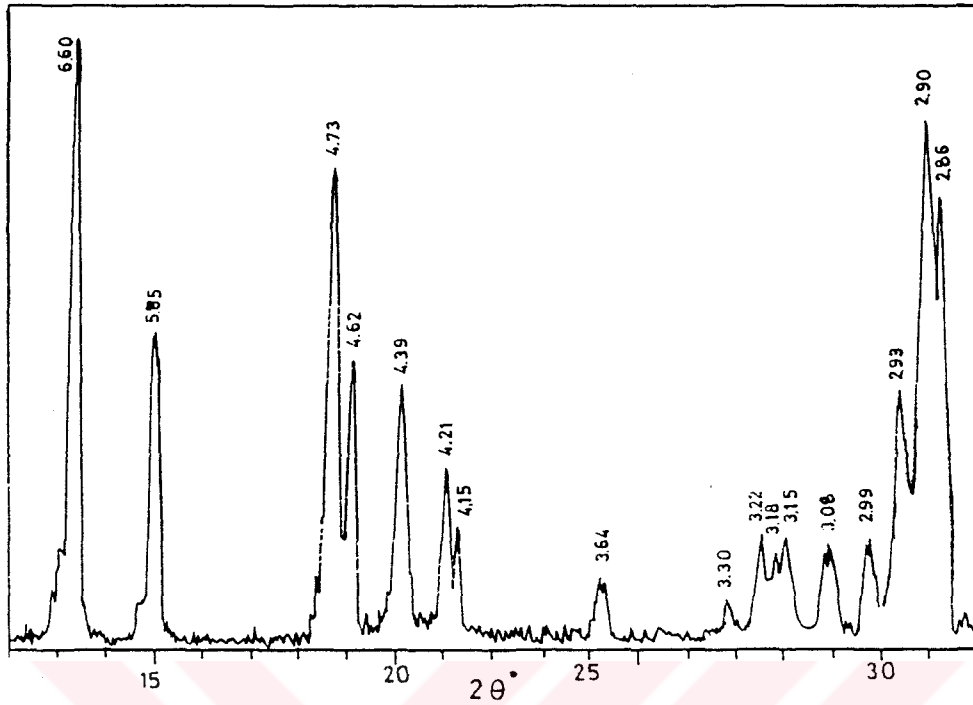
Birimde bazaltik kayaların boşluklarında gözlenen zeolit mineralinin skolesit olduğu (Şekil 4.29), tüfitik seviyelerin karbonatlı seviyelerinde ise kalsit ve dolomit minerallerinin, tuf seviyelerinde ise simektit, kuvars, feldispat ve mika mineralleri belirlenmiştir.



Şekil 4.25 Kaolinit+kuvars+alunit X-ışınları difraktogramı (GŞ-67)



Şekil 4.26 Kaolinitin X-ışınları difraktogramı (GŞ-16)



Şekil 4.29 Skolesitin X-ışınları difraktogramı (GŞ-76)

4.2.2. Elektron mikroskop incelemeleri

Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri ile minerallerin şekilleri, kristallenme durumları, dönüşümleri tane büyüklükleri vb. özellikleri incelenmiş ve EDS (Energy Dispersive System) analizleri yapılarak minerallerin yarı nicel bileşimleri belirlenmiştir. Numuneler 50°C da iki saat bekletilip yüzey nemi uzaklaştırıldıktan sonra, mineral görüntülerinin daha net olması amacıyla altın (TPAO) ve altın+palladyumla (ODTÜ) kaplanmıştır. Görüntü incelemeleri mineralojik analiz sonuçlarına göre genellikle alunit ve kil minerali fazla olan numunelerde yoğunlaştırılmıştır. Alunitik numunelerin elektron mikroskop incelemelerinde işletme aşamasında probleme neden olabilecek kuvars ve kaolinit mineralleri ile ilişkileri araştırılmıştır.

4.2.2.1. Şaplıca volkaniti

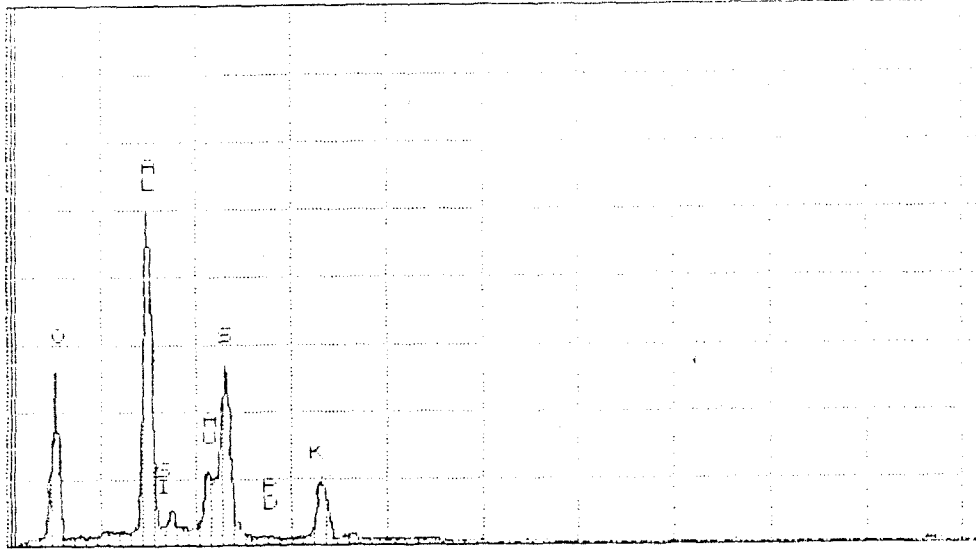
Birimin alunit minerali içeren numunelerinden yapılan incelemelerde alunitin kristal boyutu değişken olup bazı numunelerde (GŞ-62) çok küçük ($2-5\mu\text{m}$) bazı örneklerde ise (GŞ-39) daha iri ($10-15\mu\text{m}$) olduğu, genellikle kristallerinin iyi gelişmediği, düzgün kristallerin romboedrik şekillerde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.30 ve 4.31). Alunitlerden yapılan çok sayıdaki EDS analizlerinin çoğunluğunda %10-15 SiO_2 tespit edilmiştir (Şekil 4.32). Analizlerin çok iri alunit kristalleri üzerinden yapılmasına ve elektron alımının çapının küçük olmasına dikkat edilmiştir. SiO_2 içeren alunit minerallerinin kristalleri öz şekillerde olmayıp çoğunlukla amorf bir görünüm sergiler. Kuvars tekil kristaller halinde ve alunit kristallerine oranla bazı numunelerde çok iri kristaller halinde gözlenirken ($5-10\mu\text{m}$), genellikle kristal şeklinin gelişmediği de gözlenmiştir. İncelenen numunelerde diğer silika fazları morfolojik olarak izlenmemiştir. Mikroskobik çalışmalarda belirgin bir morfoloji göstermeyen kesimlerden yapılan EDS analizlerinde bileşimin çoğunlukla Si, Al, K ve S içerdiği belirlenmiştir.

Bu gözlemler alunitleşme sırasında silisin serbestleşmediği şeklinde yorumlanmıştır. Bu durum alunit cevherleşmelerinin işletilmesi aşamasında silisin elimine edilmesinde problemlere neden olabilecektir. Ayrıca alunitik numunelerde kaolinitlerin karakteristik booklet veya hegzagonal yapısı gelişmiştir (GŞ-23), (Şekil 4.33). Kaolinit içeriğinin daha fazla olduğu numunelerde öz şekilli kuvars kristalleri ve booklet yapıli kaolinit kristalleri gözlenmiştir. Kaolenleşme sırasında ortamdan uzaklaşamayan, ancak oluşum şartları yeterince sağlanamayan silika opal veya düşük-kristobalit şeklinde kaolinitle beraber gözlenmiştir. Propillitik alterasyon sonucu illit oluşumlarının geliştiği Kale Tepenin üst kesimlerinden alınan numunelerde illit kristalleri tipik saçak şekilli görünümde izlenmiştir (Şekil 4.34). EDS analizi yapılan illit-muskovitler, Na 'lu olup paragonit türü olabileceği ve albitin hidratasyonu sonucu oluştuğu düşünülmüştür.

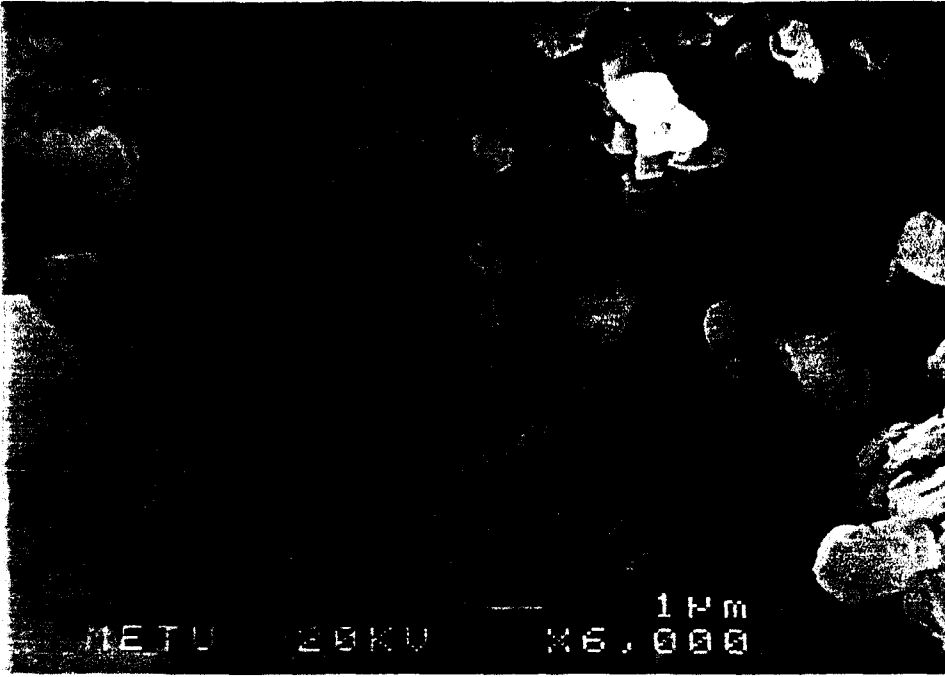
Kale Tepe çevresinde alunit ve kaolenler arasında gözlenen barit oluşumları elektron mikroskopta kübik şekillerde izlenmiştir (Şekil 4.35). Ayrıca barit içerisinde EDS analizinde çok zayıf bir Si piki gözlenmiştir, Si piki barit kristalleri



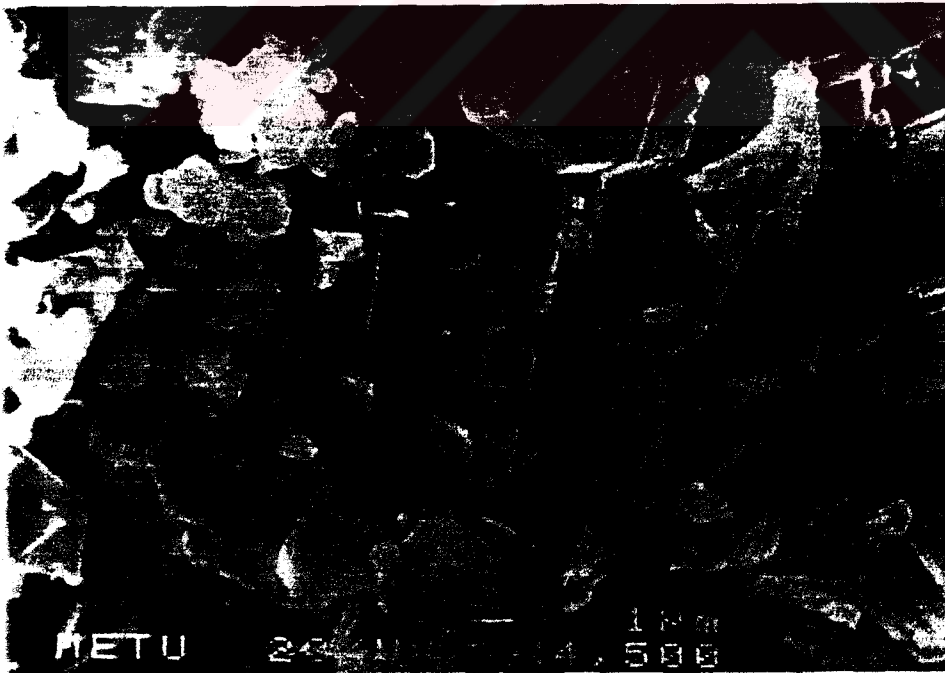
Şekil 4.30 Alunit kristallerinin elektron mikroskopta görünümü (GŞ-67)



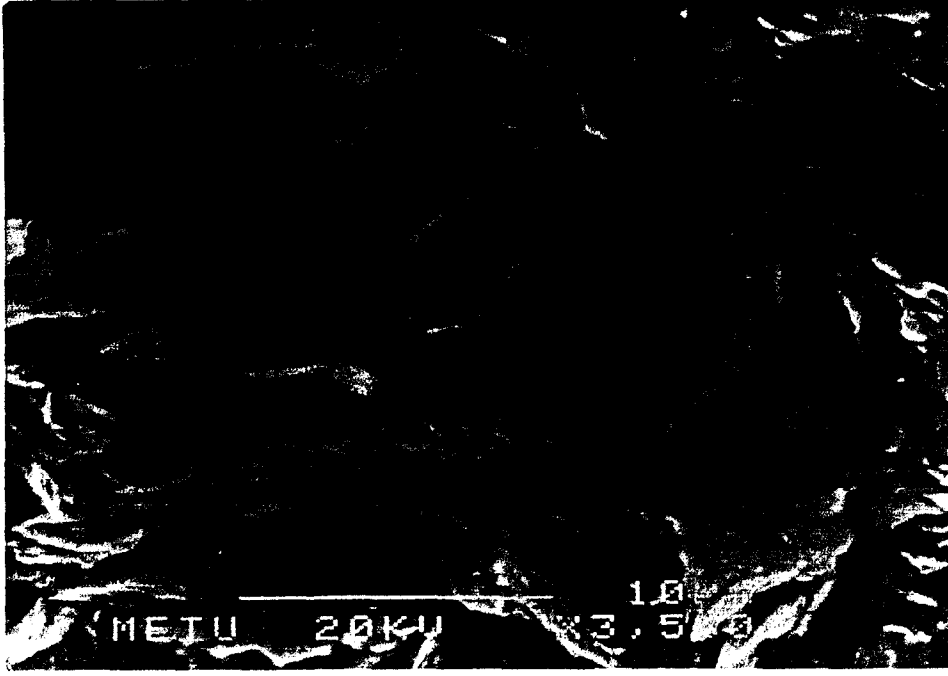
Şekil 4.31 Alunit kristalinin EDS analizi (GŞ-67)



Şekil 4.32 Alunit kristallerinin elektron mikroskopta görünümü (GŞ-65)



Şekil 4.33 Elektron mikroskopta booklet şekilli kaolinit kristali (GŞ-38)



Şekil 4.34 Elektron mikroskopta saçak şekilli illit kristalleri (GS-25)

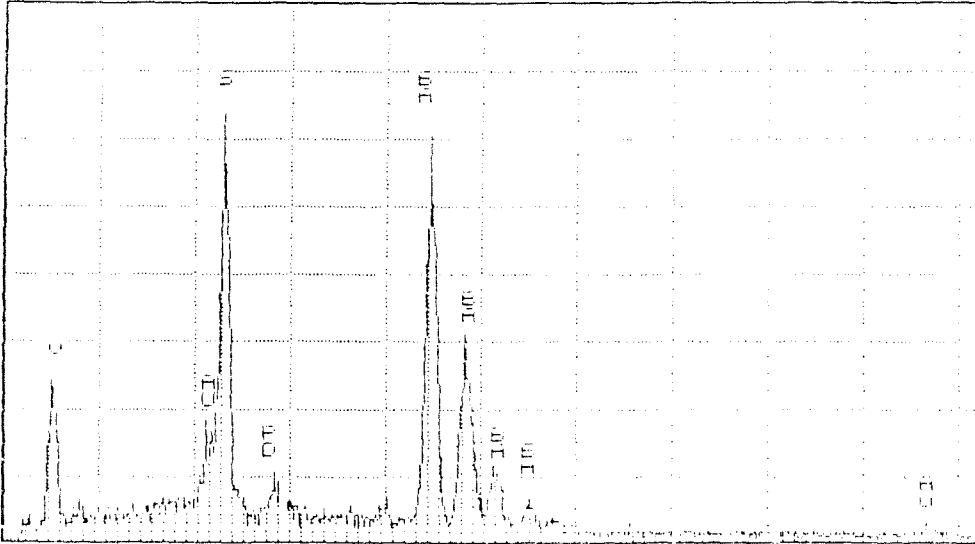
yüzeyinde büyüyen silis yumrularından kaynaklanmıştır (Şekil 4.36 ve 4.37). Silica oluşumları öz şekilsiz olup, opal olabileceği düşünülmüştür. Ayrıca düzgün kübik şekilli barit kristalleri yüzeyinde gözlenen opal oluşumlarının ikincil bir çökelim ilişkili olması muhtemeldir. Barit kristalleri üzerinde romboedrik şekilde jarosit kristallerinin gözlenmesi yüksek sülfirik asidik alterasyon (pH=2-3) koşullarının gelişimini belirtir (Şekil 4.37) (Ossaka ve ark., 1983).

4.2.2.2. Asarcık granitoyiti

Birim içinde makroskobik olarak bant ve ışınal şekilli turmalinitler elektron mikroskop incelemelerinde öz şekilli (hekzagonal), sütunsu ve ışınal görünüm sergilemiştir (GS-41, Şekil 4.38). EDS analizlerinde ise turmalinin bileşiminde başlıca Al, Si, Fe ve Mg ve iki spektrumda çok az Ca (%0.5-1.0 CaO) elementleri



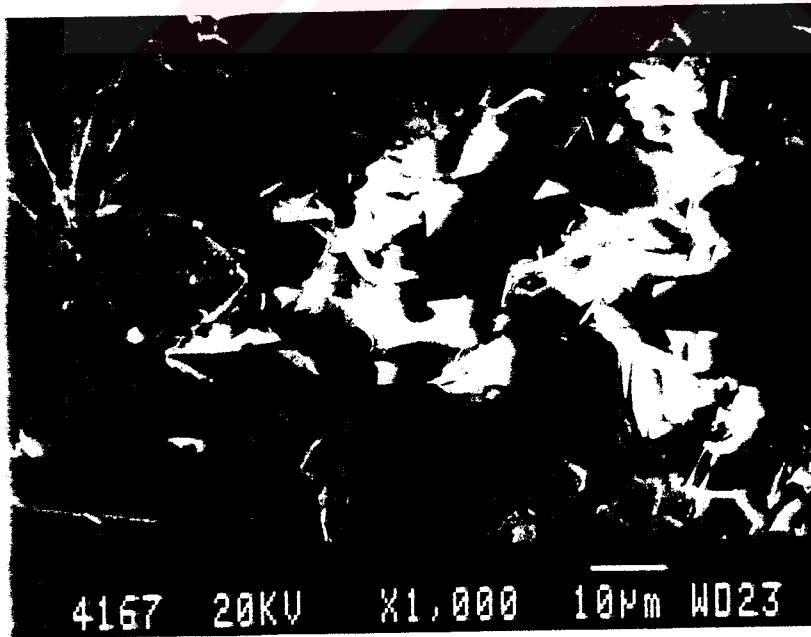
Şekil 4.35 Elektron mikroskopta barit kristalleri (GŞ-20)



Şekil 4.36 Baritin EDS analizi (GŞ-20)



Şekil 4.37 Elektron mikroskopta barit kristalleri üzerinde gelişmiş Si yumruları (GS-20)

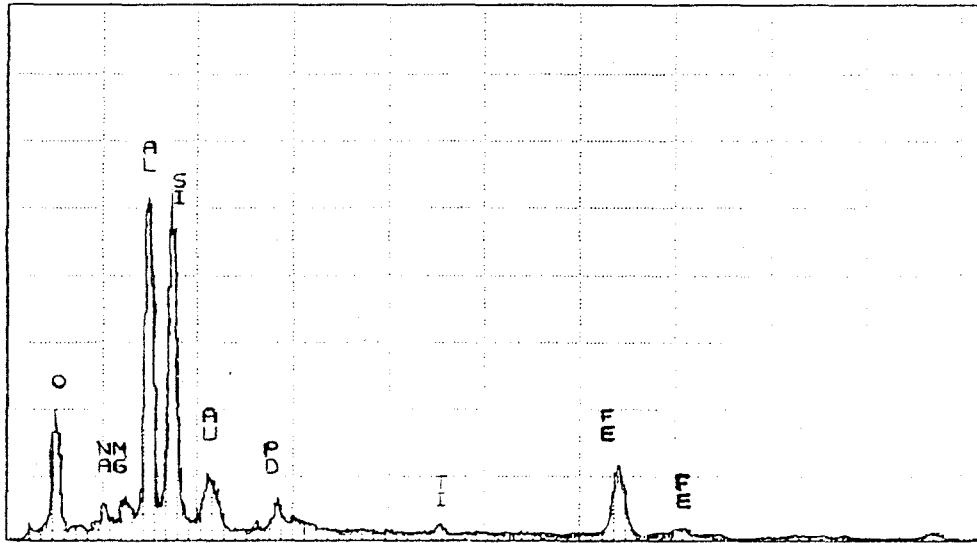


Şekil 4.38 Elektron mikroskopta turmalin kristalleri (GS-41.1)

tespit edilmiş, Al un spektrum şiddetinin Si a yaklaşık eşit olduğu görülmüştür (Şekil 4.39). Bu sonuçlar kimyasal analiz sonuçlarını genelde destekler niteliktedir (Çizelge 5.1). ZAF düzeltme sayısı dikkate alındığında Si, Al oksit içerikleri eşittir. Ancak şörlitin bileşiminde Mg içeriği çok düşüktür (Çizelge 4.2). Ancak bu analiz sonuçları incelenen turmalin grubu mineralin şörlit olmadığını göstermektedir. Zira şörlitin bileşiminde Na içeriği önemli miktarlardadır. Mikroprob çalışmaları sonucunda turmalin mineralinin türü belirlenecektir. Turmalin kristalleri arasındaki boşluklarda kübik yığılımlar halinde ve borumsu morfolojide kristalleşmeler gözlenmiştir (Şekil 4.40). Bu kristal yığılımlarının bileşiminde en fazla demir ve sırasıyla Si, Na, Al, ve Mg tespit edilmiştir (Şekil 4.41, Çizelge 4.2).

Çizelge 4.2 Turmalin kristallerinin EDS analiz sonuçları

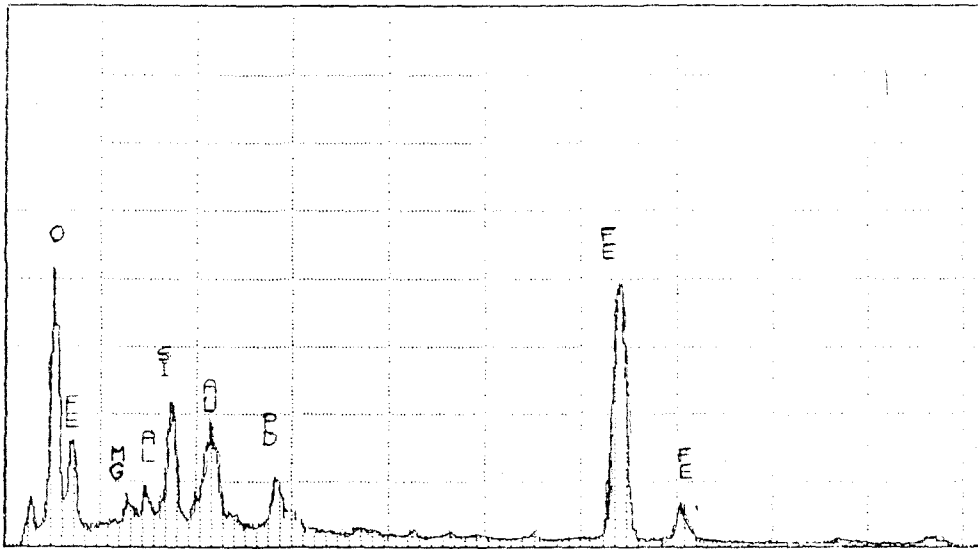
Ör. No	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Na ₂ O	MgO	TiO ₂	Toplam
41/1	35.09	16.80	40.69	3.26	2.92	1.25	100.00
41/1	37.22	6.98	44.34	3.41	8.01	0.05	100.00
41/1	35.12	16.82	41.05	3.10	2.89	1.01	100.00
41/1	31.19	7.12	44.31	3.26	7.69	0.43	100.00



Şekil 4.39 Turmalinin EDS analizi (GŞ-41/1)



Şekil 4.40 Elektron mikroskopta turmalin içinde kübik kristal yığılımları (GŞ-41/2)



Şekil 4.41 Turmalin içinde kübik kristal yığılımlarının EDS analizi (GŞ 41/2)

5. JEOKİMYA

Çalışma alanından araştırmanın amacı doğrultusunda mineralojik-petrografik ve jeokimyasal amaçlarla 148 kayaç, 11 su numunesi alınarak incelenmiştir. Kayaç numunelerinin 75 tanesinde ana element analizi, 65 numunede de iz element analizi yaptırılmıştır. Su numunelerinin 11 adedinden anyon-kasyon ve $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ve δD , ve 4 tanesinden ise trityum analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 5.1, 5.2 ve 5.3).

Şaplıca volkanitine ait kayaçlarda gelişen alterasyonun tür ve derecesine bağlı olarak özellikle ana element oksitlerde bazen yitim ve bazen de zenginleşme gözlenmiştir (Çizelge 5.1). Alterasyonun ileri düzeyde etkin olması nedeniyle ana element oksit sonuçları kayaç türünü ve tektonik ortamını tanımlayıcı diyagramlarda, petrografik tanımlamalarından çok farklı bölgelerde gözlenmiştir. Petrografik incelemelerde altere dasit bileşimli olabileceği düşünülen kayaç aşırı silisleşme nedeniyle diyagramlarda riolit bileşimli alanda yer almıştır. Ayrıca inceleme alanında değişik alterasyon tür ve derecelerine bağlı olarak değişik elementlerde bazen zenginleşme bazen de fakirleşme gözlenebilmiştir. Ana element oksit içeriklerinin alterasyon sırasında çok değişik davranışlar sergilediklerinin belirlenmesi nedeniyle tektonik ortam belirleyici diyagramlar kullanılamamıştır. Alterasyon sırasında element davranışlarının açıklanabilmesi amacıyla ikili grafikler üzerinde değişimleri (zenginleşme ve yitim) incelenerek yorumlara gidilmiştir. Ayrıca bütün elementlerin SiO_2 ve ateşte kayba karşı değişimi incelenmiştir.

Asarcık granitoyitine ait kayaçlarda Şaplıca volkanitine oranla alterasyon daha az gelişmiş olduğundan, elementlerde yitim düşük düzeyde kalmıştır (Çizelge 5.2). Tektonik ortam belirleyici diyagramlara birime ait numunelerin analiz sonuçları taşınarak yorumlanmıştır.

Şaplıca volkanitinin yüzeylediği alanlarda ve özellikle Asarcık granitoyiti ile dokanakları yakınında gözlenen mineralli sulardan alınan numunelerde yapılan kimyasal ve izotop analizleri ile denge diyagramları ve kökensel yorumlamalar yapılmıştır (Çizelge (5.3 ve 5.4).

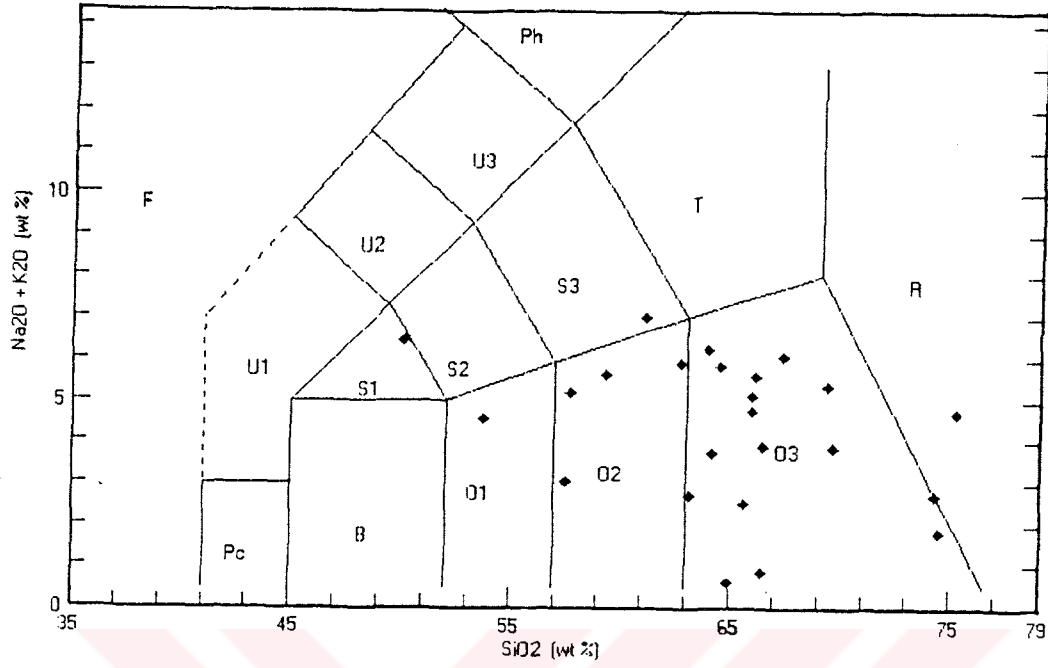
5.1. Şaplıca Volkaniti

5.1.1. Ana element oksit kimyası

İncelenen numunelerin analiz sonuçları susuz baza göre yeniden hesaplanarak Toplam Alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)- Silika (SiO_2) diyagramı çizilmiştir (Şekil 5.1). Bu sınıflamaya göre örneklerin çoğunluğu dasit ve kısmen de andezit bölgesinde yoğunlaşmasına karşılık; riolit, bazalt, traki andezit ve traki bazalt bölgelerine birer numunenin düştüğü gözlenmiştir. Riolit bölgesine düşen numunenin silisleşme, diğer bölgelere düşen örnekler ise, killeşme ve alunitleşme gösteren numunelerdir. Bu diyagramın çiziminde aşırı alunitleşme, silisleşme ve killeşme gösteren numuneler kayacın gerçek karakterini yansıtamayacağından değerlendirme dışında bırakılmıştır. Susuz bazdan hesaplanan sonuçlara göre çizilen bu diyagramda ve yine Irvin ve Baragar (1971)'n toplam alkali-silika ilişkisini ortaya koyan diyagramında (Şekil 5.2) örneklerin biri hariç, diğerlerinin subalkalin karakterli olduğu tespit edilmiştir.

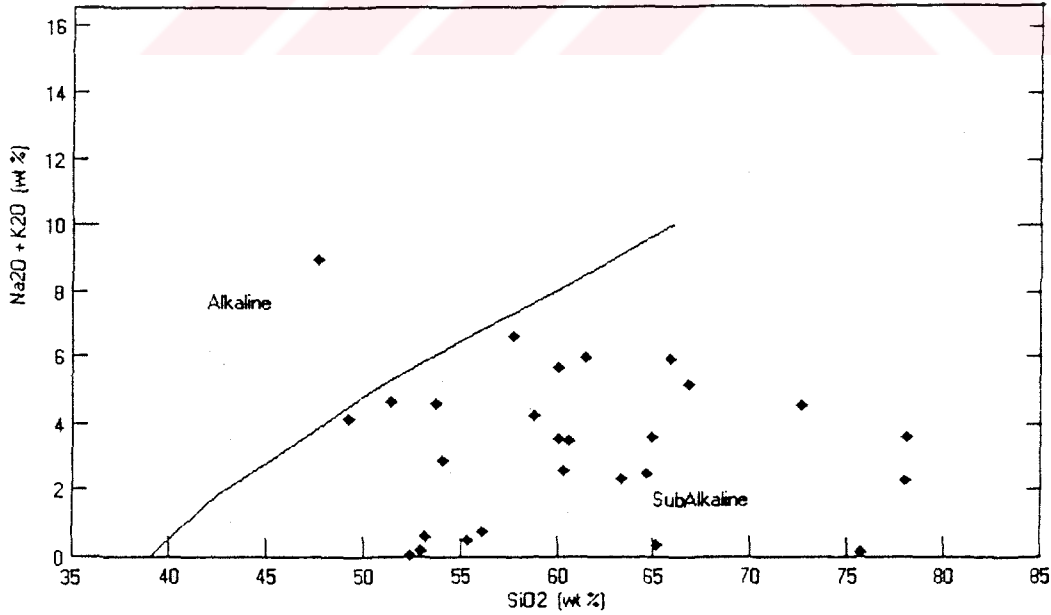
İnceleme alanında alterasyon tür ve derecelerinin ana element oksit içeriklerinin değişimi üzerindeki etkilerini araştırmak amacı ile Harker (1909) diyagramları çizilmiştir. Bu diyagramlarda genel hatları ile, alterasyon etkisi bariz izlenmiş ve çoğunlukla alterasyona uğramamış taze kayalarda SiO_2 ile pozitif veya negatif ilişki içinde olan elementlerin; incelenen numunelerde böyle bir davranış sergilemedikleri gözlenmiştir. Harker (1909) diyagramlarında (SiO_2 -ana element oksit) SiO_2 artışı ile ana element oksitler arasında bariz bir değişim izlenmemiştir. Ancak SiO_2 - Al_2O_3 diyagramında ise lineer negatif bir ilişki mevcuttur. Diğer element oksitlerde de zayıf bir negatif veya pozitif ilişki veya değerlerde gruplaşmalar izlenmiştir (Şekil 5.3).

Volkanite ait örneklerin ana element oksit (Şekil 5.4) ve iz element içerikleri diyagramlarda ateşte kayıpla denştirilerek araştırılmıştır. Ateşte kaybın artması genel anlamda alterasyon artışı ile ilgili olduğundan bu değerlendirmeler yapılmıştır

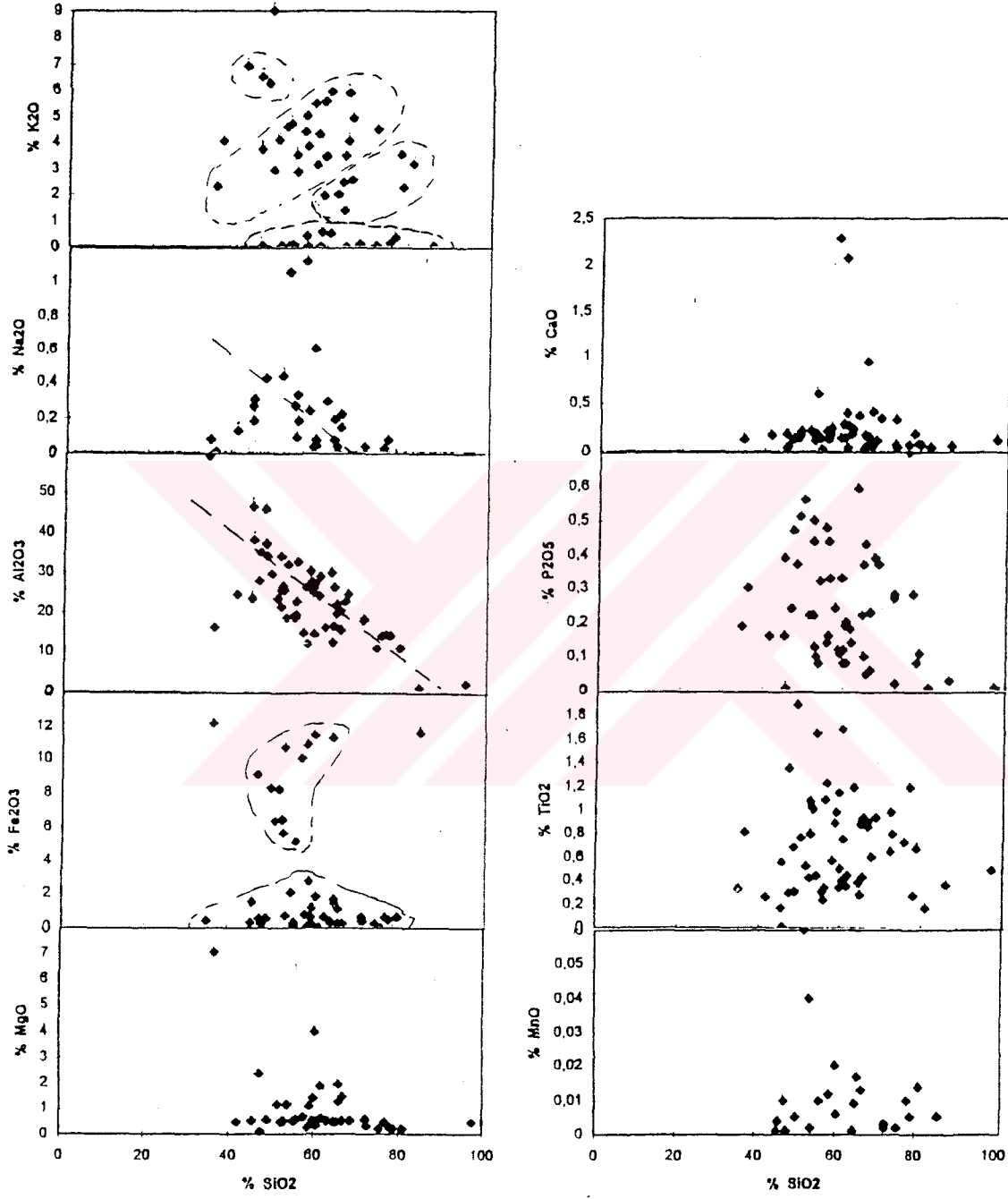


Şekil 5.1 Şaplıca volkanitinin Toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı

R: riyolit, O3: dasit, O2: andezit, B: bazalt, Pc: pikrobazalt, T: trakit, S3: trakiandezit, S2: bazaltik trakiandezit, S1: traki bazalt, U1: tefrit/basanit, U2: fonotefrit, U3: tefrifonolit, Ph: fonolit, F: foidit



Şekil 5.2 Şaplıca volkanitinin Toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı



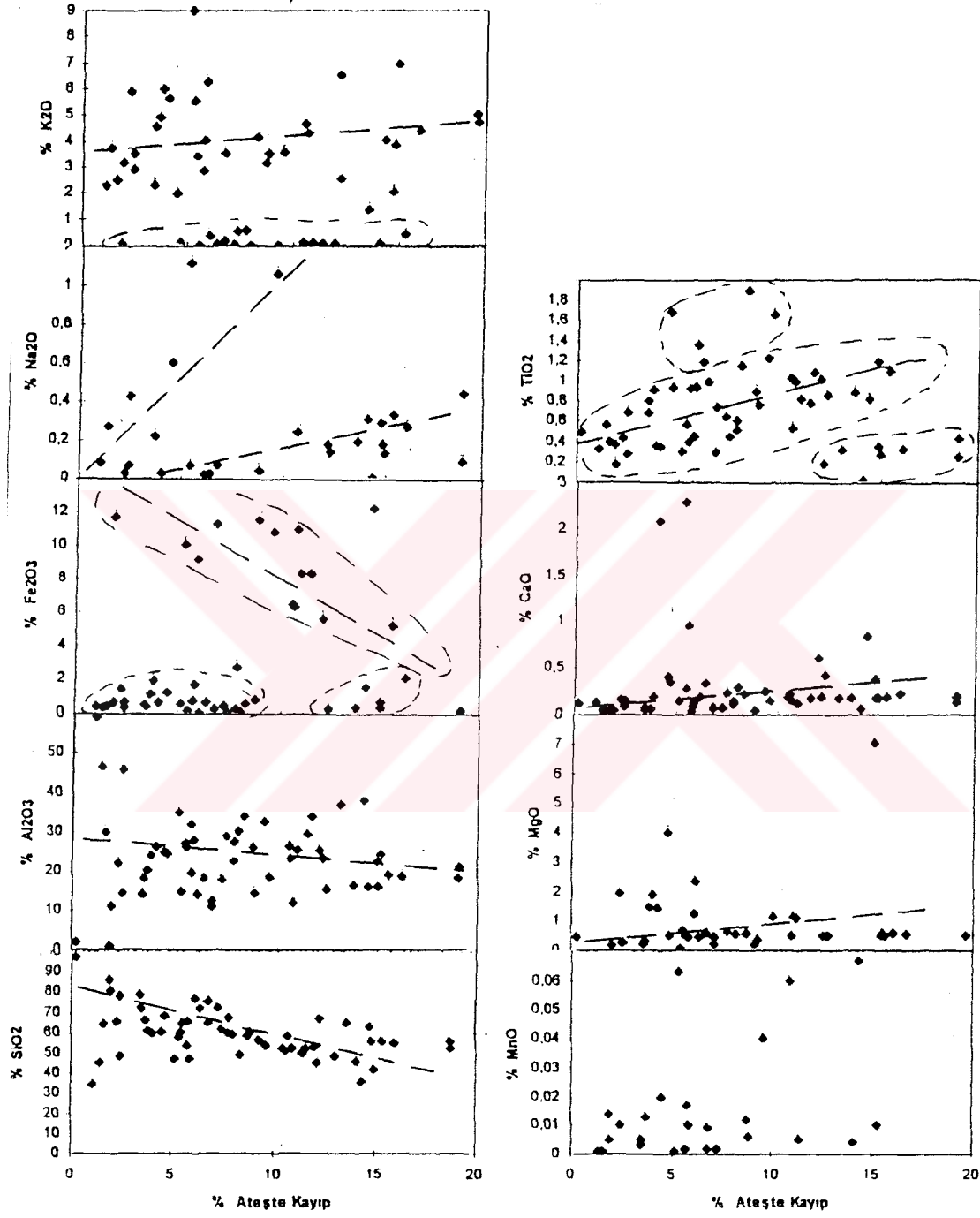
Şekil 5.3 Şaplıca volkanitine ait ana elementlerin Harker (1909) diyagramları

Çizge 5.1 devam

ÖrnNo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK	Top	SO ₃	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ga	Ni	Co	Cr	V	Ba	Cu	Pb	Zn	Th
GŞ-28/2	59.47	30.18	1.15	0.09	-	-	0.29	-	0.01	0.33	8.03	99.55	-	33	358	51	2143	-	27	3	4	12	-	14	17	83	25	84
GŞ-31	78.04	14.60	0.28	0.62	0.01	0.27	0.09	0.07	3.57	0.08	2.45	100.1	-	15	314	35	338	215	16	4	2	39	29	152	-	-	-	-
GŞ-34	57.80	14.89	0.57	10.09	1.63	0.67	2.28	1.12	5.52	0.24	5.30	100.1	-	29	252	23	234	242	11	19	108	30	123	774	-	-	-	-
GŞ-38	56.13	22.80	0.34	0.32	-	0.58	0.18	0.18	3.85	0.16	14.80	99.33	7.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-46	60.07	26.05	0.34	0.62	-	1.41	2.07	0.03	5.63	0.12	4.07	100.4	2.61	18	323	51	474	141	17	-	3	12	-	1760	12	141	57	35
GŞ-48	61.48	24.07	0.36	1.90	-	1.88	0.19	-	5.99	0.18	3.84	99.89	1.26	16	326	63	787	213	19	-	3	10	-	674	14	159	89	31
GŞ-52/1	81.13	11.12	0.17	0.62	0.01	0.20	0.05	-	3.17	0.01	1.92	98.40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-52/2	60.57	27.32	0.40	0.14	-	0.51	0.28	0.07	3.43	0.20	5.45	98.37	3.92	13	394	-	271	-	39	-	4	25	-	2967	19	552	27	27
GŞ-55/1	97.36	1.94	0.49	-	-	0.48	0.12	-	-	0.01	0.23	100.6	-	27	111	-	25	67	4	-	3	11	-	-	13	15	25	3
GŞ-55/2	48.85	45.63	0.33	0.40	-	-	0.13	0.08	2.30	0.19	1.07	98.98	1.03	13	261	-	265	47	51	-	1	53	-	469	36	159	26	10
GŞ-56	48.93	37.36	0.31	-	-	-	0.17	-	0.32	-	12.97	99.74	1.28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-57	52.54	34.28	1.08	-	-	-	0.17	-	1.40	0.14	10.57	100.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-61	61.87	28.81	0.45	0.01	-	0.65	0.23	-	0.51	0.14	7.47	100.1	0.05	25	358	3	867	57	26	3	24	6	132	642	-	129	28	65
GŞ-62/1	45.50	46.57	0.56	0.35	0.001	-	0.05	0.27	3.73	0.39	1.39	98.81	-	-	263	25	-	-	1	2	73	6	3	-	-	-	-	-
GŞ-62/2	48.46	45.96	0.69	0.28	-	-	0.14	0.43	2.92	0.37	2.44	98.69	0.70	18	395	8	1971	-	30	-	-	13	-	1123	21	129	28	65
GŞ-63	55.90	18.67	0.24	0.14	-	-	0.13	0.09	5.03	0.14	18.70	99.04	12.80	20	400	8	2010	-	25	2	3	13	210	26	-	-	-	-
GŞ-64	52.43	21.34	0.42	-	-	0.49	0.19	0.44	4.72	0.22	18.75	99.00	14.35	25	390	5	1983	-	35	5	8	9	211	33	-	-	-	-
GŞ-65	45.56	23.30	0.17	-	-	0.50	0.18	0.18	6.53	0.16	22.14	98.72	17.50	23	410	7	2140	-	33	2	7	10	198	41	-	-	-	-
GŞ-66	41.88	24.33	0.26	-	-	0.49	0.17	0.13	6.92	0.16	24.94	99.28	17.98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-67	77.02	14.28	1.19	0.04	-	0.48	0.19	0.02	0.36	0.28	6.10	99.93	2.10	24	417	1	2131	-	25	2	3	13	-	195	23	102	26	51
GŞ-68	65.73	19.75	0.94	1.71	0.02	1.23	0.09	-	4.06	0.05	5.81	99.40	-	31	515	81	51	265	33	5	7	5	228	280	-	-	-	-
GŞ-69	66.79	15.62	0.86	0.25	-	0.50	0.41	0.14	2.55	0.23	12.25	99.60	7.87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-72/1	65.36	26.35	0.92	-	-	0.48	0.95	-	0.02	0.43	5.55	100.1	-	25	337	28	1158	-	7	-	13	14	-	76	17	219	27	53
GŞ-72/2	68.70	24.65	0.94	-	-	0.50	0.35	-	0.11	0.37	4.64	100.3	0.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-76	47.13	27.88	1.36	9.17	0.01	2.33	0.13	-	6.26	0.24	5.86	100.4	-	21	270	72	12	482	24	-	2	20	-	57	56	19	84	52
GŞ-78	36.32	16.04	0.82	12.23	0.67	7.04	8.84	0.01	4.06	0.30	14.35	100.7	-	20	350	5	120	-	7	-	4	11	-	80	20	250	30	60
GŞ-81	59.82	27.47	0.51	2.74	-	0.54	0.14	-	0.57	0.08	7.83	99.70	1.80	19	299	14	605	-	15	4	5	12	-	320	25	203	28	54
GŞ-83	72.47	18.37	0.99	0.66	-	0.59	0.33	0.03	0.05	0.27	6.38	100.1	0.55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GŞ-90	58.50	26.31	0.90	0.77	0.012	0.24	-	-	3.14	0.12	8.76	98.75	-	6	227	18	516	200	36	4	34	1	168	763	-	-	-	-

(özellikle arjilitik, alunitik ve fillitik alterasyonda alterasyonun ilerlemesine bağlı olarak ateşte kayıp miktarı artmaktadır). Arjilitik ve fillitik alterasyonda ateşte kayıp çoğunlukla H_2O miktarından kaynaklanırken; sülfürik alterasyonun gözlemlendiği numunelerde ateşte kaybın içerisinde SO_3 de bulunmaktadır. Fakat numunelerin tamamında H_2O analizi yaptırılmadığından ve yaptırılan bazı SO_3 tayinlerinin mineralojik sonuçlarla uyumlu olmaması nedeniyle tüm analiz değerlendirmelerinde ateşte kayıp kullanılmıştır. Silisleşmenin fazla olduğu numunelerde ise, ateşle kayıp değerleri oldukça düşük bulunmuştur. Kayacın ana element oksitlerinin çoğu yitime uğrarken ateşte kaybın düşük olması silisleşmenin yüksek olması nedeniyle gerçekleşmiştir. Aşırı silisleşme, alunitleşme vb. alterasyonla belirli elementlerde çok yüksek zenginleşme gösteren birkaç numune diyagramlara taşınmamıştır.

Silisyum ve alüminyum: İncelenen numunelerde SiO_2 miktarı en az % 51.88, en çok % 97.36 bulunmuştur. Ancak SiO_2 in genel yüzdesi % 55-60 arasındadır (Çizelge 5.1, Şekil 5.5). SiO_2 - K_2O diyagramında sonuçlar dört farklı bölgede gruplaşma göstermiştir. Bu bölgelerden yüksek SiO_2 li - çok düşük K_2O lu olanlar silisleşme, orta-düşük SiO_2 li ve düşük-yüksek K_2O lu bölgeler ise killeşme, alunitleşme ve serisitleşme gösteren numuneleri tanımlamaktadır. K_2O içeriğinin yüksek olduğu numunelerde SiO_2 içeriğinin oldukça düşük olduğu veya tersi bir durumun var olduğu çoğunlukla gözlenmiştir. SiO_2 - Al_2O_3 diyagramında ise lineer negatif bir ilişki mevcuttur (Şekil 5.3). Genelde SiO_2 içeriğinin % 50 nin altına düştüğü numunelerde alunitleşme gelişmiştir. Aşırı SiO_2 li numunelerde alüminyum içeriği % 5 in altındadır. Al_2O_3 içeriği % 50 nin üstünde olan numunelerde ise SiO_2 % 50 nin altındadır ve genellikle K_2O artışı gözlenmiştir. Birime ait analizi yapılan 61 adet örnekte Al_2O_3 içeriği en az % 2 en çok % 60 değerine ulaşmakla birlikte, genellikle % 18-23 arasında değişim gözlenmiştir. İncelenen numunelerin Al_2O_3 içerikleri SiO_2 içeriklerine göre daha az homojenite göstermiştir. En yüksek Al_2O_3 içerikleri alunit+kaolinit içeren numunelerde tespit edilmiştir (Şekil 5.5). K_2O -



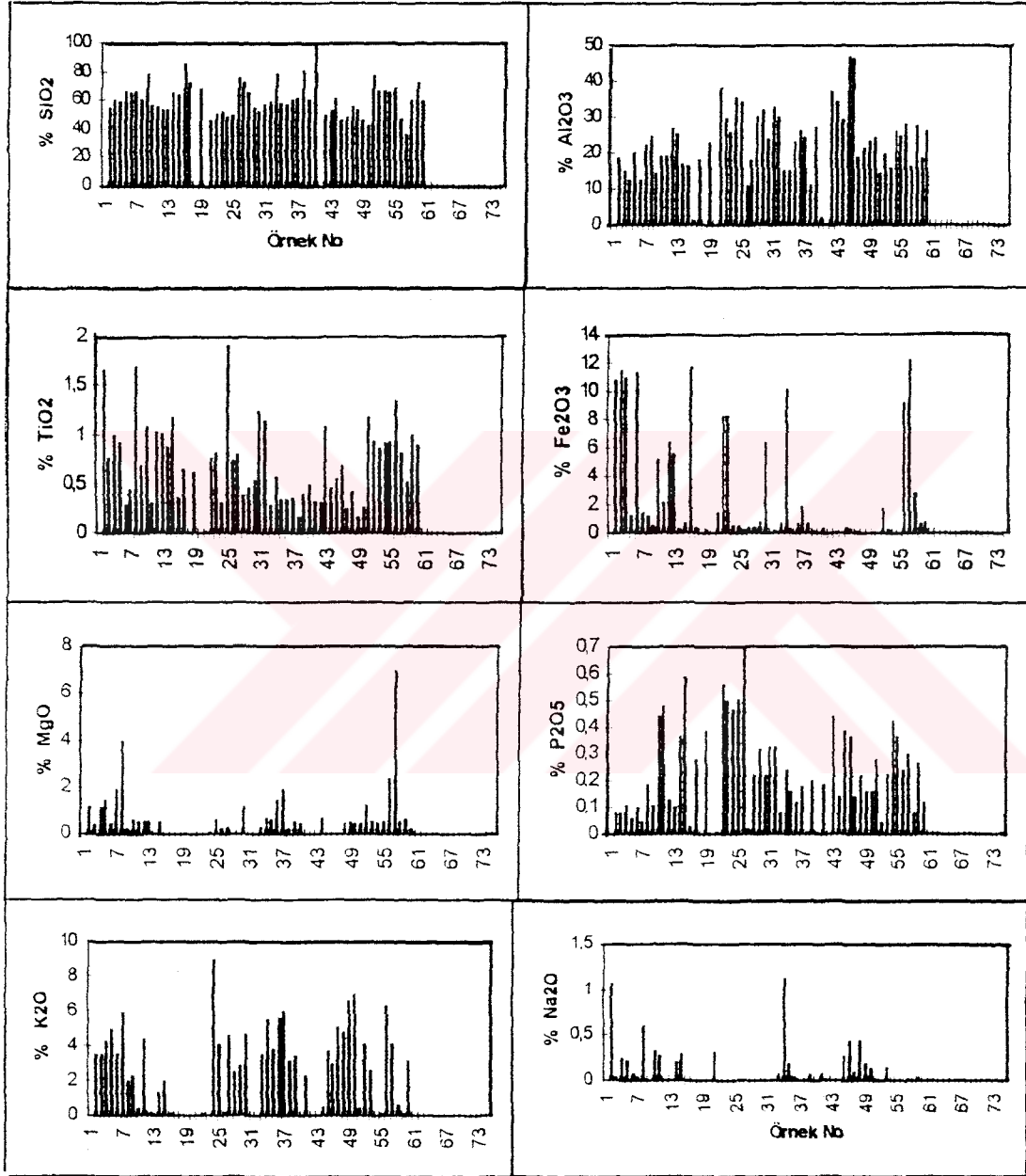
Şekil 5.4 Şaplıca volkanitinin ana element-ateşte kayıp diyagramları

Al_2O_3 diyagramında ise kısmen doğrusal pozitif bir ilişki gözlenmesi yanında değerlerin üç farklı bölgede toplandığı gözlenmiştir (Şekil 5.6).

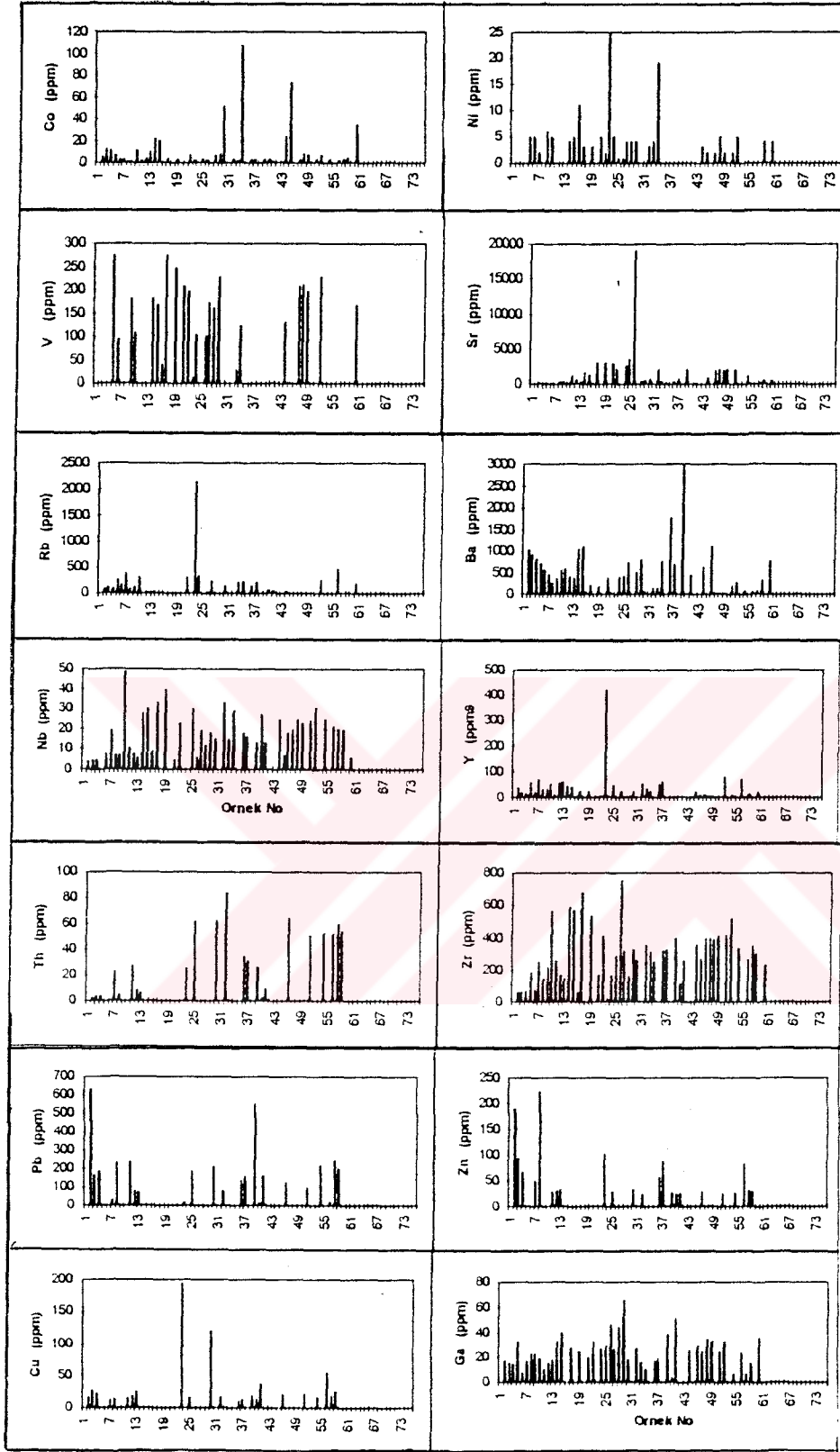
Alkali ve toprak alkali elementler: CaO , Na_2O ve kısmen MgO içerikleri histogramlardan da görülebileceği gibi aşırı bir yitime uğramıştır. K_2O içerikleri alunitleşme ve fillitleşme gözlenen numunelerde bir zenginleşmeye (% 3-6) uğrarken, diğer numunelerde yitime uğramıştır. CaO ve Na_2O içerikleri genellikle % 0.5 in, MgO ise % 1 in altındadır (Şekil 5.5). İncelenen numunelerin yarıya yakınında Na_2O tespit edilememiştir. Üç numunede CaO %1 in üzerinde bulunmuştur. Bu numunelerde CaO MgO a eşlik etmiş olup epidotlaşmanın geliştiği, sadece MgO nun yüksek olduğu numunelerde ise, kloritleşmenin etkin olduğu tespit edilmiştir. CaO - MgO ilişkisini gösteren ikili diyagramda ise değerlerin üç bölgede toplandıkları gözlenirken (Şekil 5.6), bu elementlerin ateşte kayıpla aralarında bariz bir ilişkinin olmadığı belirlenmiştir (Şekil 5.4). Na_2O içeriği % 1 in üzerinde olan numunelerin Fe_2O_3 içeriklerinin % 10 dan fazla olduğu tespit edilmiştir (Çizelge 5.1).

K_2O içeriği ise genellikle ana kayaca göre ve diğer alkali ve toprak alkali element oksitlere oranla bir zenginleşme göstermiştir. K_2O içeriği çoğunlukla % 3 ün üzerindedir ve hemen hemen bütün numunelerde bu element tespit edilmiş olup maksimum % 9 bulunmuştur (Şekil 5.5). Bir çok numunede ateşte kayıpla K_2O içeriği arasında pozitif bir ilişki gözlenmiştir. Bu örneklerde alunit içeriği fazla olup, SO_3 artışı ateşte kaybın fazla olmasına neden olmuştur (Şekil 5.4). K_2O - CaO diyagramında ise diğer bir çok elementlerde gözleendiği gibi üç farklı bölgede gruplaşma oluşmuştur (Şekil 5.6).

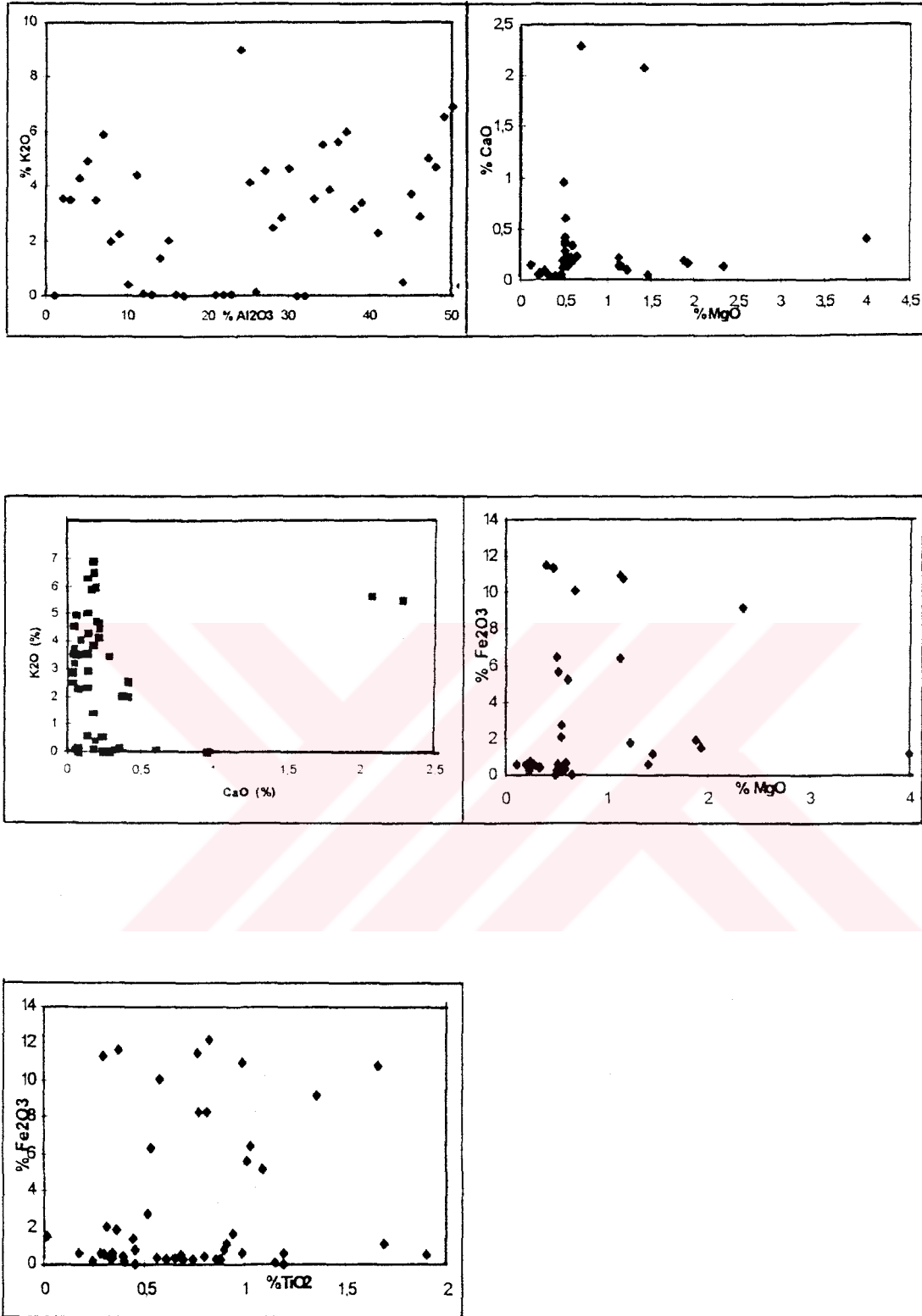
Demir, titan ve mangan: İncelenen 61 numunenin 16 adetinin Fe_2O_3 içeriği % 5-15 arasındadır. 13 numunede ferrik demir tespit edilemezken, diğer örneklerde ise % 0.2-5 arasında bulunmuştur (Şekil 5.5). Bu durum demirin alterasyon sırasında çok farklı davranış sergilediğini göstermektedir. Fe_2O_3 in ateşte kayıpla ilişkisini gösteren diyagramda ve MgO - Fe_2O_3 diyagramında değerlerin üç bölgede



Şekil 5.5 A Şaplıca volkanitinin ana element oksit içeriklerinin (%) değişim diyagramları



Şekil 5.5 B Şaplıca volkanitinin iz element içeriklerinin (ppm) değişim diyagramları



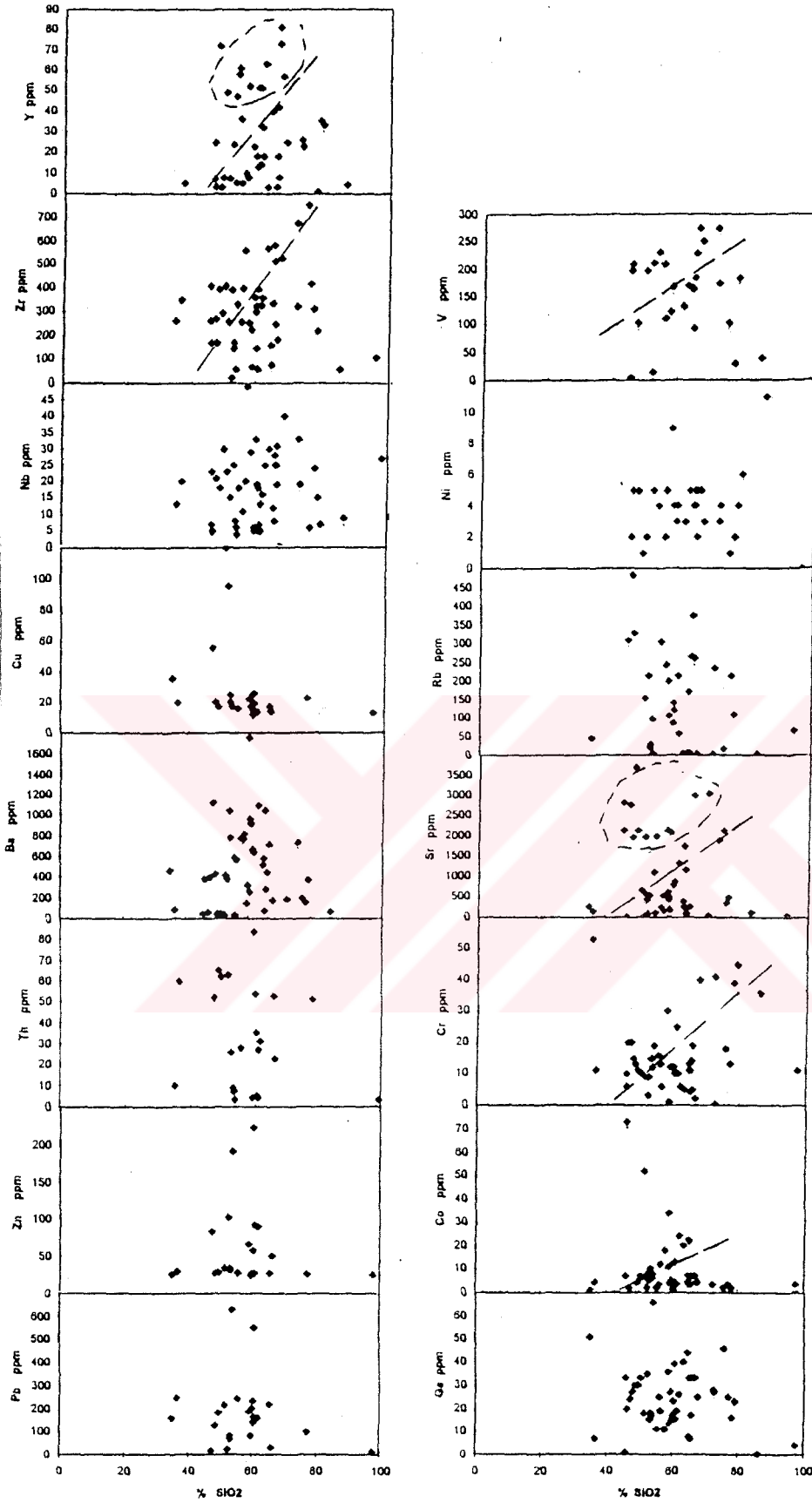
Şekil 5.6 Şaplıca volkanitinin K₂O-Al₂O₃, CaO-MgO, K₂O-CaO, MgO-Fe₂O₃ ve Fe₂O₃-TiO₂ diyagramları

yoğunlaşma gösterdiği tespit edilmiştir. Fe_2O_3 - TiO_2 diyagramında ise değerler iki farklı bölgede yoğunlaşmıştır (Şekil 5.6). TiO_2 le ateşle kayıp arasında da değerler üç farklı alanda gruplaşma göstermiş ve bu alanlardan çoğunluğunun toplandığı değerlerin ateşle kayıp arasında kısmi bir pozitif ilişkilerinin olduğu izlenmiştir (Şekil 5.4). MnO içeriği genellikle % 0.01 in altında bulunmuştur. Ancak inceleme alanında mineralli su çıkışlarının gözlemlendiği lokasyondan alınan numunede MnO % 1'in üzerinde bulunmuştur, bu numunede CaO içeriği de numune ortalamalarının çok üzerindedir (GŞ-35, Çizelge 5.1).

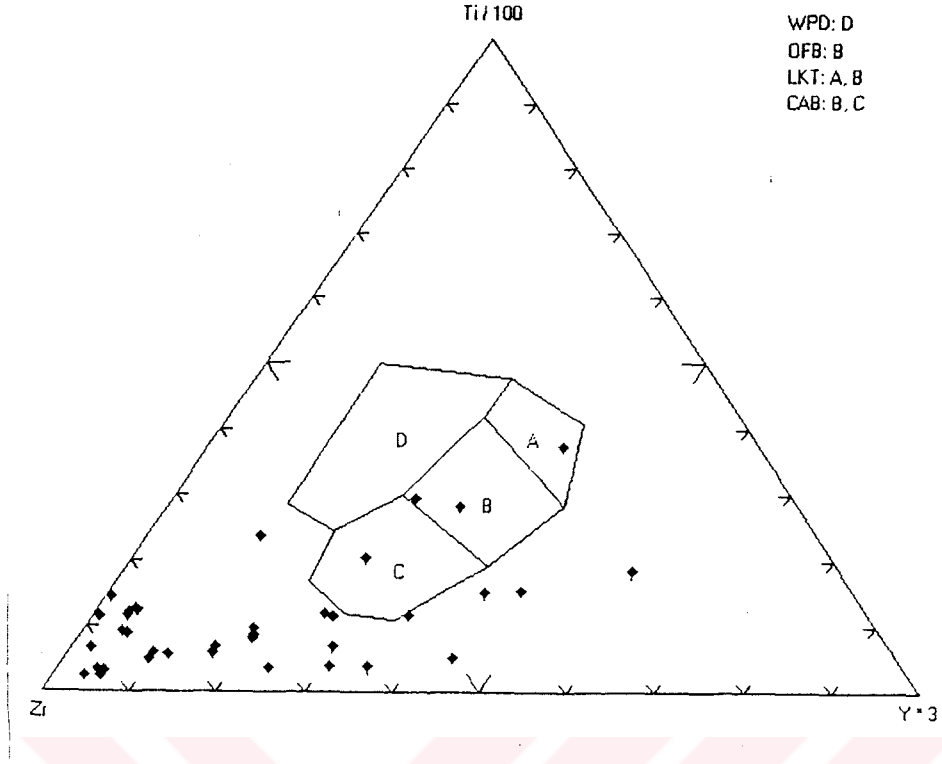
5.1.2. İz elementler

İz element- SiO_2 diyagramları çizildiğinde ise, SiO_2 in V, Zr, Y, Cr ve Co ile zayıf pozitif ilişkisinin olduğu, diğer elementlerde ise belirli bir yönelimin olmadığı gözlenmiştir. Ancak söz konusu diyagramlarda bazı element değerlerinin (Cr, Co, Zn, Th, Sr ve Y) farklı bölgelerde gruplaştığı gözlenmiştir (Şekil 5.7). Diyagramlarda belirgin bir yönelimin olmaması fraksiyonel kristalleşmenin gelişmemesi ile açıklanabileceği gibi, alterasyon sonucu orijinal kayacın SiO_2 içeriğinde önemli değişimlerin gerçekleşmesi ve çeşitli hidrotermal çözeltilerin bazı iz elementlerin zenginleşmesine neden olması (Co, Pn, Zn, Ba vb.) da bir diğer etken olabilir. Ayrıca alterasyon sırasında genelde hareketsiz kabul edilen iz elementlerin sıcaklık, basınç, çözelti kimyası vb. etkenler sonucu farklı davranış sergiledikleri belirtilmektedir (Humphris ve Thompson 1978, Seyfried ve Bischoff 1979, Dill ve ark. 1992).

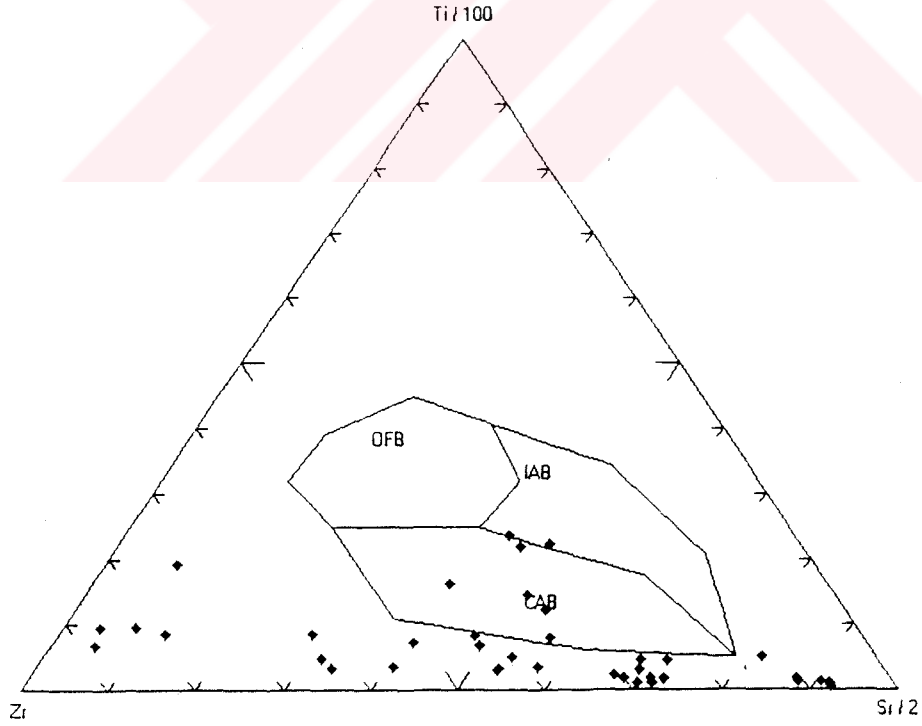
Şaplıca volkanitleri $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y*3}$ ve $\text{Ti}/100\text{-Zr-Sr}/2$ (Pearce ve Cann 1973) diyagramlarında jeodinamik açıdan kalk-alkalen bölgeye ve yakınına düşmektedir (Şekil 5.8A,B). Değerlerin bölge dışında yer alması ise bir önceki paragrafta açıklanan durumlara bağlanmıştır. Ayrıca Pearce ve ark. (1975)'in Ti-Cr diyagramında ise volkanitler düşük K-toleyit bölgesinde yer almıştır (Şekil 5.9).



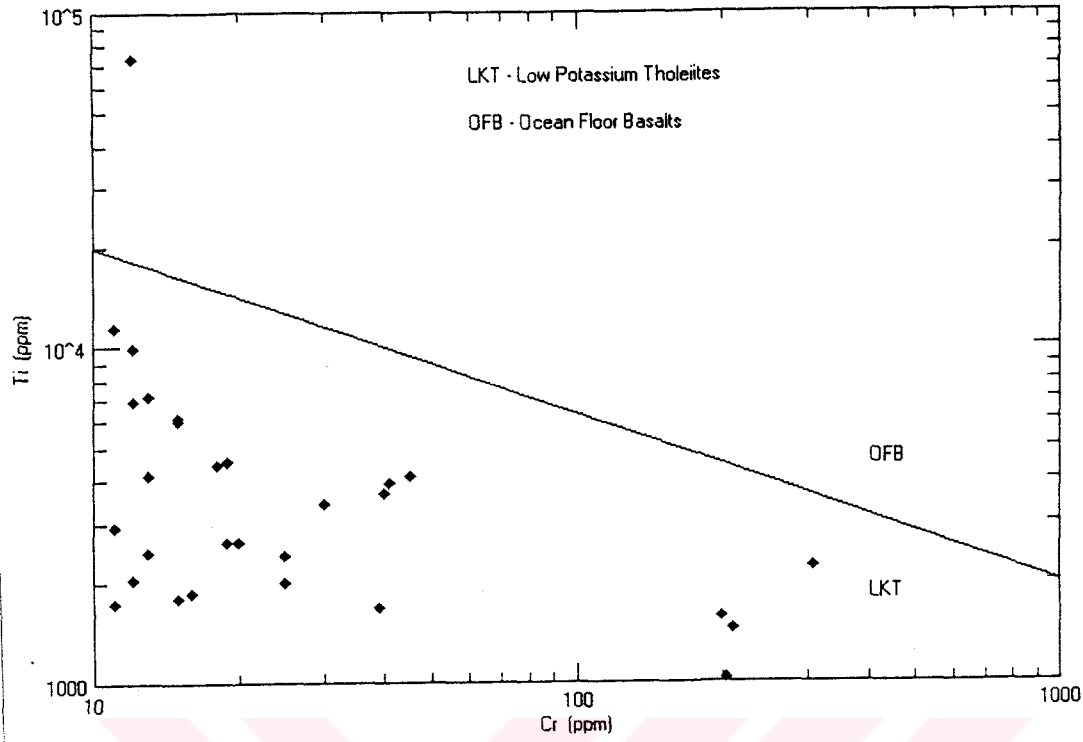
Şekil 5.7 Şaplıca volkanitine ait iz elementlerin Harker (1909) diyagramları



Şekil 5.8A Şaplıca volkanitinin $Ti/100$ - Zr - $Y*3$ (açıklamalar 5.8B de ki gibidir)



Şekil 5.8B Şaplıca volkanitinin $Ti/100$ - Zr - $Sr/2$, WPB: plaka içi bazaltı, OFB: okyanus tabanı bazaltı, LKT: düşük K-toleyit, CAB: kalkalkali bazalt, IAB: adayı bazaltı



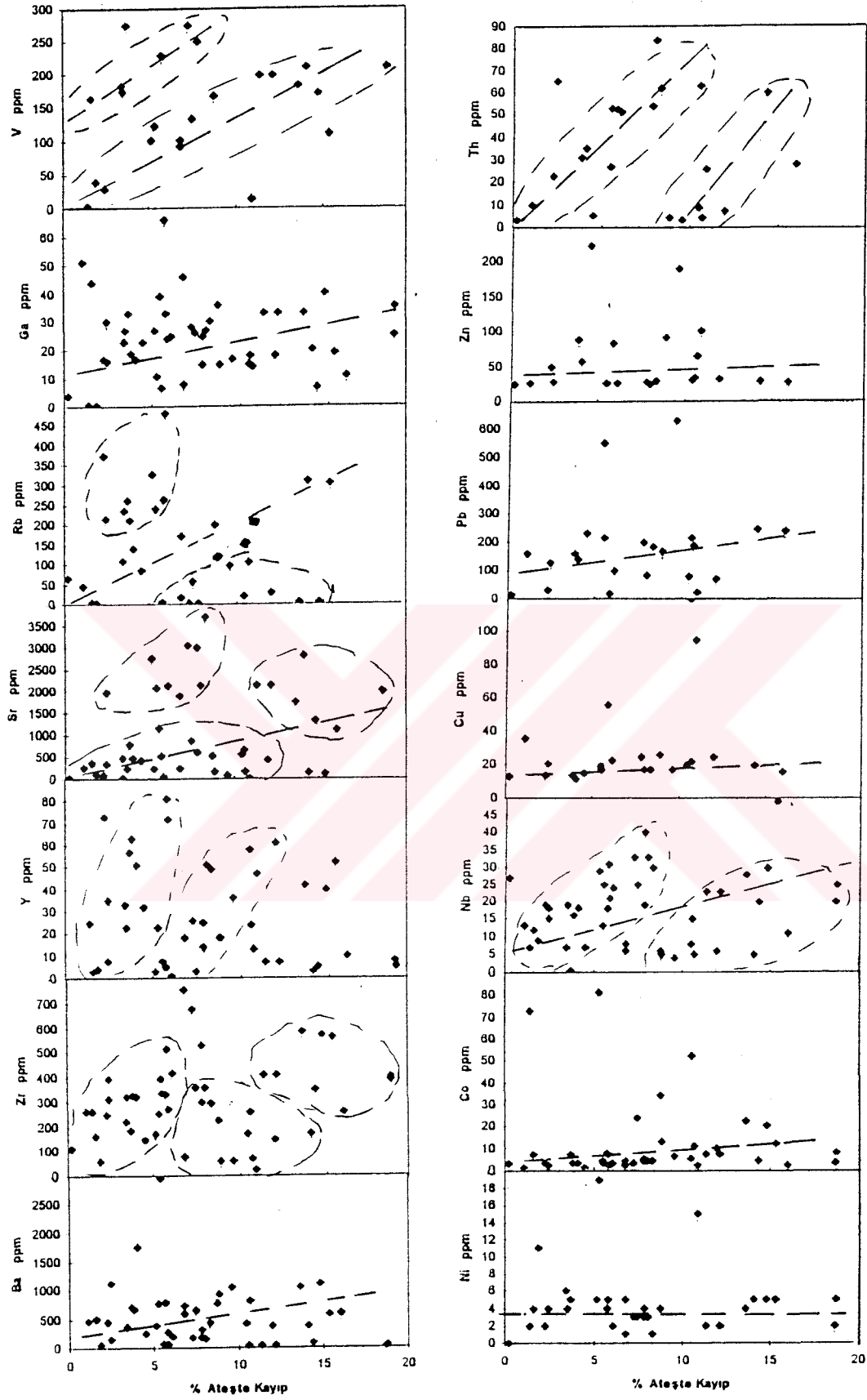
Şekil 5.9 Şaplıca volkanitinin Ti-Cr diyagramı (Pearce 1975)

Analizi yapılan numunelerin iz element içerikleri, birbirleri ile ilişkileri yönünden ve çeşitli araştırmacılarca verilen belirli tektonik ortamlardaki ortalamaları ile de karşılaştırılarak aşağıdaki paragraflarda açıklanmıştır:

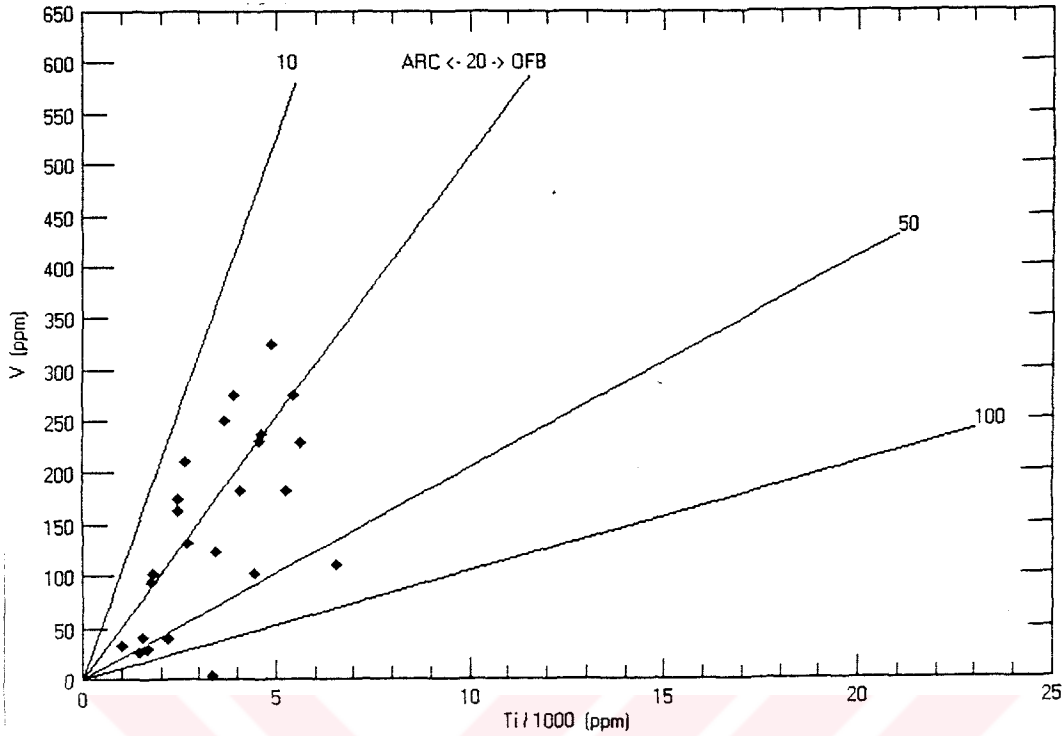
Nikel ve Kobalt: İncelenen numunelerde Ni in konsantrasyonu genellikle düzenli olup 1-20 ppm arasındadır. Altere ana kaya ve diğer altere kayalarda (kaolinitik, alunitik vb.) Ni içeriği bir farklılık göstermemiştir. Co ise, Ni e oranla kısmen daha yüksek değerler göstermekle beraber içeriği genellikle 1-20 ppm arasındadır. Fakat Co içeriğinin 30-100 ppm arasında olduğu birkaç numune vardır (Çizelge 5.1). Bütün numunelerde Ni/Co oranı 1 den düşük bulunmuştur. Co/Ni oranları ise 0-5.8 arasında değişmiş olup, Ni değerleri Co oranla daha dar bir aralıkta değişim göstermiştir. Co ın özellikle kloritleşmenin gözlemlendiği numunelerde ve siyah-kahve renkli su çıkışları yakınından alınan numunelerde yüksek olması hidrotermal alterasyon sırasında bu elementte zenginleşme olduğunu göstermiştir.

Hidrotermal alterasyon sırasında Co içeriğinde gözlenen artışın sadece kimyasal bileşimde değişiklik şeklinde gözlenmediğini aynı zamanda Co ca zengin fazların oluşumunun da gözlemlendiği belirtilmiştir (Almodovar ve ark. 1995). Ni-Co diyagramında da Ni değerlerinin değişmediği ancak Co değerlerinin yatay eksene paralel bir gidiş göstermesi Co in Ni e oranla alterasyon sırasında zenginleştiğini ancak Ni in içeriğinin değişmediğini göstermiştir. Serisitik alterasyonun gözlemlendiği numunelerde ise Ni de kısmen bir yıkanma vardır. Bu tespitler Almodovar ve ark. (1995) bulguları ile deneyeşirken; bu elementleri hidrotermal alterasyon sırasında immobil (hareketsiz) kabul eden araştırmacıların (Finlow-Bates ve Stumpf 1981, McLean ve Kranidiotis 1987) ve bulguları ile uyuşmamaktadır. V/Ni değerleri genellikle 50 den büyüktür. Ni ve Co in ateşte kayıp diyagramlarında belirgin bir eğilimin izlenmemiştir. Bu durum bu elementlerin alterasyon türlerine göre zenginleşme veya yıkanma durumlarının farklılık göstermesinden kaynaklanmıştır (Şekil 5.10). Bu iki elementin ana elementlerle ikili diyagramlarında bir ilişki gözlenmemiştir.

Vanadyum: Vanadyum içeriği genelde 100-200 ppm arasındadır. Ancak 200 ppm in üzerinde ve 100 ppm in altında V içeren örnekler tespit edilmiştir. Benzer şekilde TiO_2 içeriği de incelenen numunelerde % 1.66-0.17 arasında değişmektedir. Alunitleşme ve kaolinleşme gözlenen numunelerde TiO_2 içeriği daha düşük bulunmuştur (Çizelge 5.1). Ancak inceleme alanında hidrotermal alterasyon sırasında genelde hareketsiz kabul edilen Ti ve V gibi elementlerde bir hareketlenme gözlenmiştir. Özellikle silisli alunitlerde bariz bir TiO_2 fakirleşmesi söz konusudur. Her iki element içeriğinde numuneler arasında çoğunlukla pozitif bir değişimin gözlenmesi nedeniyle, Shervais (1982) diyagramına değerler yerleştirilerek tektonik ortamının yorumlanması amaçlanmıştır. Ti-V diyagramına değerlerin 10-50 ppm arasında gruplaştığı gözlenmiştir (Şekil 5. 11). Yay volkaniklerinde Ti-V değerlerinin 20 ppm den küçük, okyanus tabanı bazaltlarında ise, 20 ppm den büyük değerler verdiği belirtilmektedir (Shervais 1982). Ayrıca adayayı toleyitlerinde Ti-V değerlerinin 10-20 ppm arasında, kalkalkali bazaltlarda ise dike yakın bir şekilde 15-50 ppm arasında yer aldığı belirtilmektedir (Kelepertsis ve Esson 1987).



Şekil 5.10 Şaplıca volkanitine ait iz element-ateşte kayıp diyagramı



Şekil 5.11 Şaplıca volkanitinin Ti/1000-V diyagramı (Shervais 1982)

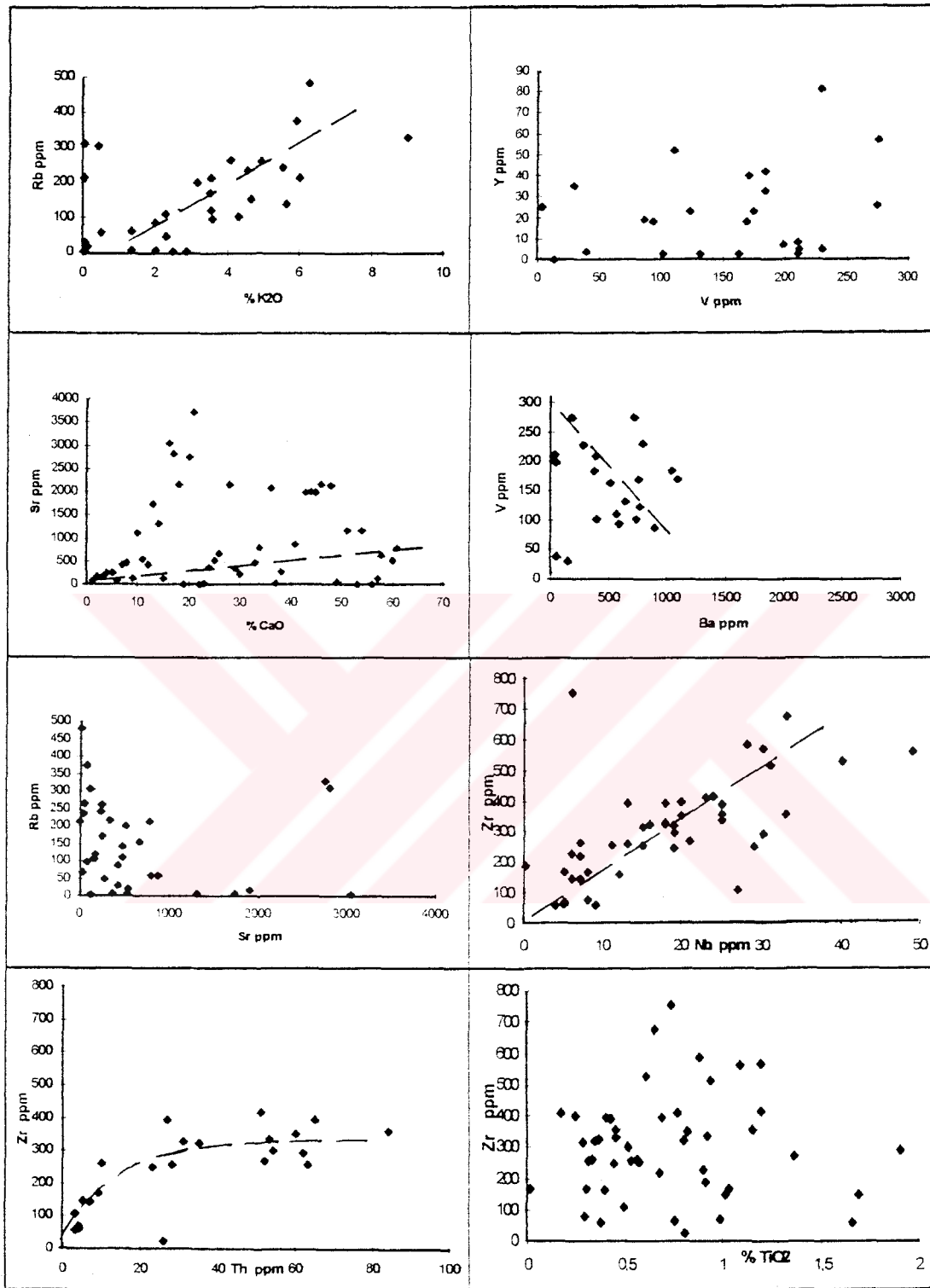
İncelenen örneklerin genelde kalkalkalen, fakat toleyite geçiş gösteren ilkel bir yay ortamını gösterdiği düşünülmüştür. Altere anakaya ve silisli alunitik kayalar örneklerinde V içeriği daha yüksek bulunurken; kaolin içeriği yüksek numunelerde vanadyum tespit edilememiştir. Vanadyumun ateşte kayıp diyagramında değerler iki farklı bölgede gruplaşmış ve bu gruplaşmalar kendi aralarında ateşte kayıpla doğrusal pozitif bir ilişki göstermiştir (Şekil 5.10).

Stronsiyum ve rubidyum: Stronsiyum içeriği genellikle 1000 ppm in altındadır. Ancak 1500-3500 ppm stronsiyum içeren numuneler yanında 19000 ppm Sr içeren bir numune de tespit edilmiştir. Sr un CaO ve ateşte kayıpla ilişkisinin çizildiği ikili diyagramlarda değerlerin üç farklı bölgede toplandığı tespit edilmiştir. Bölgelerden birisinde Sr-CaO ilişkisi pozitifdir (Şekil 5.10 ve 5.12). Epidotlaşmanın fazla olduğu numunelerde Sr içeriği CaO e paralel yüksek değerlerde iken; kloritik numunelerde Sr da bariz bir zenginleşme gözlenmemiştir. Alunitik numunelerde Sr

500 ppm civarında iken Rb oldukça azdır (3-7 ppm). Rubidyum içeriği genellikle 250 ppm in altındadır. Rb-K₂O ilişkisi pozitifdir. Rb ile Sr arasında bir ilişki tespit edilememiştir, ancak zayıf bir negatif bir ilişki kısmen izlenebilir (Şekil 5.12). Ana kayacın alterasyon ürünlerinde Rb içeriği 100-300 ppm arasında gözlenirken Sr değerleri daha düşüktür. Ayrıca incelenen numunelerde Sr içerikleri arasında oldukça aşırı farklılıklar vardır. Sr içeriklerinin % 2 ile 1 ppm arasında değiştiği belirlenmiştir. Bu durum, alterasyon tür ve derecesine bağlı olarak Sr içeriğinde aşırı zenginleşme ve yikanmanın gerçekleştiğini göstermiştir. Sr içeriğinin çok yüksek olduğu numuneler barit oluşumunun izlendiği lokasyonlar (Kale Tepe) ile, kısmen de alunitik numunelerdir. Fillitik ve kısmen propillitik alterasyonun gözlemlendiği numunelerde Sr da bariz bir zenginleşme gözlenmemiştir. Barit oluşumlarının gözlemlendiği numunede (GŞ-23) Sr, Ba'a eşlik etmiştir. Analiz sonuçlarından Sr içeriklerinin diğer kayaç ve ortamlara ait verilerle karşılaştırılması mümkün değildir.

Baryum: İncelenen numunelerin Ba içerikleri genellikle 1000 ppm in altındadır. Ateşte kayıpla Ba arasında belirgin bir ilişki yoktur, Ba-V arasında da bariz bir ilişki tespit edilememiştir (Şekil 5.10, 5.12). Alunitik numunelerde Ba içerikleri 100 ppm in altındadır. Ana kayacın alterasyon ürünlerinde ise genellikle Ba 500 ppm in üzerindedir. Barit mineralleşmelerinin gözlemlendiği Kale Tepenin üst kesimlerinden alınan numunelerde ise Ba içeriği diğer numunelere oranla kısmen zenginleşme gösterirken silisli alunitlerde Ba içeriği çoğunlukla 100 ppm in altındadır. Ancak alterasyon türleri ile Ba içeriği arasında belirgin bir değişim tespit edilememiştir.

Niyobyum ve Yitriyum: Nb içerikleri 5-51 ppm arasında değişmektedir. En düşük değerleri ana kayacın birincil alterasyon ürünlerinde gözlenirken, alunitik numunelerde daha yüksek Nb değerleri gözlenmiştir. Nb ile Zr arasında pozitif doğrusal bir ilişki vardır. Nb ve Zr değerlerinin ateşte kayıba karşı dağılım diyagramları birbirine benzerdir. Her iki mineralin de değerleri iki farklı bölgede gruplaşmış ve ateşle kayıpla doğrusal bir ilişki sergilemiştir (Şekil 5.10 ve 5.12). Bu benzer davranış, bu iki elementin alterasyon sırasında nispeten hareketsiz olduğunu göstermektedir. Y değerleri ise çoğunlukla 50 ppm in altındadır. Alunitik



Şekil 5.12 Şaplıca volkanitine ait örneklerin bazı ana-iz element ilişkileri (CaO-Sr, K₂O-Rb, Rb-Sr, Zr-Nb, Ba-V, Y-V, Zr-Th, TiO₂-Zr)

numunelerde Y değerleri 1-8 ppm arasındayken; birincil alterasyon ürünlerinde çoğunlukla 10-60 ppm arasında değerler tespit edilmiştir. Alterasyon ürünü kayalarda Y içeriğinde gözlenen farklılıklar, bu elementin alterasyon sürecinde hareketli olduğunu göstermektedir. İtiryumun ateşte kayıp diyagramında da değerlerin üç farklı bölgede gruplaşma göstermesi; gelişen alterasyon türlerinde elementin farklı davranış göstermesinin (hareketliliğinin) bir diğer belirtecidir (Şekil 5.10). Y-V diyagramında ise bariz bir ilişki yoktur, zayıf pozitif bir ilişkinin varlığı izlenebilir (Şekil 5.12).

Toryum ve Zirkonyum: Th ve Zr içerikleri geniş bir aralıkta dağılmış olup Th 50 ppm, Zr ise 500 ppm in altındadır. Zr-Th arasında bir ilişki yoktur. Zr değerleri sabit kalırken Th değerlerinde bir artış söz konusudur. Birincil alterasyon ürünlerinde Th genellikle 5 ppm in altındadır ve birçok numunede Th tesbit edilememiştir. Th içeriğinin bazı örneklerde gözlenmemesi elementin hareketliliğini gösterir. Zr-Th diyagramında ise Th içeriğinin 25 ppm e kadar olan değeri ile Zr arasında pozitif ilişki gözlenirken; Th un daha yüksek değerlerinde Zr un değişmediği tespit edilmiştir (Şekil 5.12). Bu durum Zr un Th a oranla daha hareketsiz olduğunu, Th da bir zenginleşme olurken Zr içeriğinde bir değişiklik olmadığını belirtmektedir. Ateşte kayıpla Zr arasında bariz bir ilişki olmaması ve grafikte değerlerin üç farklı bölgede gruplaşması da Zr un hareketsizliğini ve farklı bileşimli anakaya olasılığını düşündürmüştür (Şekil 5.10). Zr ortalaması 305 ppm olup, kalkalkalen andezit, dasit ortalamalarının (Taylor 1969) çok üzerinde olup, en fazla üst kıtasal kabuk ortalamasına (Taylor ve McLennan 1979) yakın gözükmemektedir. Hidrotermal alterasyon sonucu Zr da yüksek düzeyde bir zenginleşme gözlenmiştir. Yoğun hidrotermal alterasyon şartlarında dahi volkanojenik masif sülfid yataklarında Zr ve TiO_2 un oldukça hareketsiz olduğu; buna karşılık; Y, Sc ve Nb oldukça hareketli olduğu ve bu kayaların magmatik diferansiyasyonunun açıklanmasında Zr- TiO_2 diyagramlarının kullanılabileceği belirtilmektedir (Finlow-Bates ve Stumpfl 1981). Zr- TiO_2 diyagramlarında iki element arasında pozitif doğrusal ilişki gözlenmiştir (Şekil 5.12). Söz konusu araştırmacılar Zr- TiO_2 arasında pozitif ilişkiyi elementlerde konsantrasyon, negatif

ilişkiyi ise diferansiyasyon ile açıklamışlardır. İlişkisinin pozitifliği bu elementlerin içeriğinde bir zenginleşmeyi veya yitimin gelişmediğini düşündürmektedir. Alterasyon etkisinin çok zayıf geliştiği kayalarda TiO_2 nispeten Fe_2O_3 ve MgO arasında pozitif ilişki gözlenirken; incelenen numunelerde Fe_2O_3 içeriğinde aşırı zenginleşme (% 12.23) geliştiğinde TiO_2 içeriğinde önemli bir değişiklik gözlenmemiştir. Benzer durum MgO içeriğinin değişiminde de izlenmiştir.

Kurşun, çinko, bakır ve galyum: Pb, Zn ve Cu analizleri tüm numunelerde yaptırılmamış olduğundan grafiklere taşınmamıştır. Analizi yapılan numunelerde Cu 13-120 ppm, olup, genelde 30 ppm in altında iken Pb 15-632 ppm arasında, çoğunluğu 100-200 ppm arasındadır. Zn ise 25-191 ppm arasında değişmekte olup; Pb ve Cu a göre numuneler arasında Zn içeriğindeki değişimin daha dar bir aralıkta değiştiğinin gözlenmesi bu iki elemente oranla Zn nun daha az hareketli (hareketsiz) olduğunu belirtir . Şaplıca volkanitine ait örneklerde Ga içerikleri genelde 20-35 ppm arasında değişmiştir. Örnekler arasında Ga içeriğinde önemli farklılıkların olmaması Ga alterasyonda duraylı olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Al içeriği yüksek numunelerde Ga içeriği daha yüksek bulunmuştur (Çizelge 5.1).

5.2. Asarcık Granitoyiti

Yapılan petrografik incelemeler sonucu granitoyite ait örneklerde alterasyonun Şaplıca volkanitine oranla daha az oranda geliştiği gözlemlendiğinden; bu birime ait numunelerin ana element oksit içerikleri gerek petrografik tanımlama ve gerekse tektonik ortam belirleyici diyagramlara taşınmıştır. Ancak çalışmanın asıl amacı özellikle Şaplıca volkanitinde gelişen alterasyonun özelliklerinin araştırılması olduğundan bu birimde daha az sayıda numune incelenmiştir.

5.1.2.1. Ana element oksit

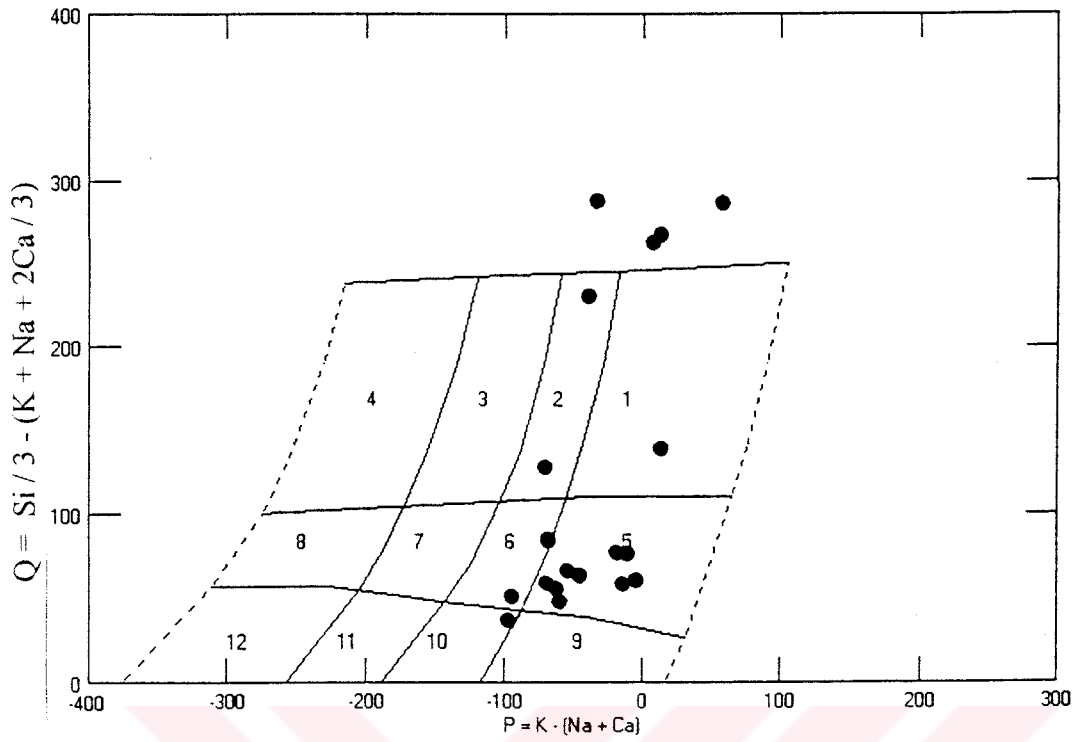
İnceleme alanında yer alan granitoyitlerin tür ve oluşum mekanizmalarını belirleyebilmek amacıyla alınan numunelerin ana element oksit ve iz element analizleri yaptırılmıştır. Elde edilen kimyasal analiz sonuçlarından CIWP normları hesaplanmıştır (Çizelge 5.2). Kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlara yerleştirilmiştir. Debon ve Le Fort (1983) diyagramına taşınan değerler numunelerin çoğunluğunun kuvars siyenit, ikişer tanesi adamellit ve kuvars monzonit, birer tanesi ise granit ve monzonit bölgelerinde yer almış, dört analiz sonucu ise tanımlanan alanlar dışında kalmıştır (Şekil 5.13). Dışarıda kalan bu numunelerde diğerlerine oranla alterasyon daha ileri düzeyde olup, turmalinleşme daha iyi gelişmiştir. CIWP normlarından itibaren hesaplanan mineralojik bileşime göre, plütonik kayaların sınıflama diyagramına (Le Maitre, 1989) taşınan granitoyitlerin çoğunluğunun kuvars monzonit bölgesinde, birinin monzogranit, üçünün ise kuvarzca zengin granitoyit, birer tanesi ise monzonit, granodiyorit ve kuvarzolit bölgesinde yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 5.14). Normatif mineralojik bileşimle kimyasal analiz sonuçlarına göre yapılan sınıflamalar arasında gözlenen fark; kayaların alterasyonla bazı elementlerinin fakirleşmesine bağlanmıştır. Zira her iki diyagramda aynı elementler kullanılmakla beraber diyagramda etki oranları farklıdır. Ancak mineralojik incelemelerde kayaların granit, siyenit, kuvars siyenit ve az miktarda da kuvars monzonit bileşiminde olabileceği tespit edilmiştir. K/Rb-Rb diyagramında değerlerin birbiri ile pozitif doğrusal ilişki içinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.15). Bu durum aynı plütondan fraksiyonel kristalleşmenin gelişiminin iyi olduğunu gösterebilir. Magma tipini belirlemek amacıyla Debon ve Le Fort (1988)' un karakteristik mineraller diyagramına analiz sonuçları yerleştirilmiştir (Şekil 5.16). Örneklerin ana gidiş doğrultuları, diyagramın metaalüminio bölgesinden başlayarak, peralüminio bölgesine doğru yükselmektedir. Özellikle I. bölgede ($\mu > bi$) ve IV. bölgede ($bi + amph + px$) daha fazla numune gözlenmiştir. Değerlerin yönelimi alüminio-kafemik (ALKAF) magma tipini karakterize etmektedir. Magma topluluğunun alt sınıfını belirlemek için yine söz konusu araştırmacıların Q-B-F diyagramından yararlanılmıştır. Bu diyagramda değerlerin yöneliminin "alkalice aşırı

Çizelge 5.2 Asarlık granitoidine ait numunelerin ana element oksit (%), iz element (ppm) kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanmış C.I.P.W normları

Örnek No	GŞ-32	GŞ-33	GŞ-36	GŞ-37	GŞ-40/1	GŞ-40/2	GŞ-41/1	GŞ-41/2	GŞ-58	GŞ-59	GŞ-91	GŞ-92	GŞ-120	GŞ-125	GŞ-126	GŞ-127	GŞ-128	GŞ-131	GŞ-133
SiO ₂	61.27	61.72	69.21	59.83	62.12	68.38	57.91	48.81	57.31	58.52	59.80	58.80	59.85	49.22	48.74	65.21	61.52	56.80	58.81
Al ₂ O ₃	16.32	16.53	15.01	16.11	17.08	15.91	17.13	25.21	16.77	16.71	16.21	16.90	16.20	23.14	22.44	16.21	16.11	17.30	17.50
TiO ₂	0.42	0.41	0.26	0.41	0.39	0.36	0.73	0.66	0.57	0.57	0.55	0.60	0.41	0.52	0.31	0.31	0.41	0.66	0.61
Fe ₂ O ₃	4.18	4.37	2.39	4.83	3.81	3.42	10.19	14.73	6.45	6.39	6.80	6.20	4.96	9.23	15.20	3.72	4.50	6.70	6.40
MnO	0.12	0.22	0.51	0.12	0.12	0.03	0.09	0.09	0.13	0.15	0.11	0.15	0.15	0.15	0.01	0.10	0.12	0.15	0.15
NiO	1.96	2.02	0.22	2.58	2.11	1.75	0.53	0.31	2.87	3.36	3.31	2.41	2.68	0.05	0.12	0.80	1.97	2.35	2.15
CaO	3.03	2.45	0.48	3.79	2.23	1.12	-	-	4.73	4.12	4.32	4.76	3.90	0.05	0.05	1.83	3.21	5.31	4.41
Na ₂ O	2.94	3.51	3.37	3.11	3.43	0.03	1.02	0.21	2.89	3.21	2.96	3.50	3.11	0.05	0.03	3.81	2.78	3.32	3.17
K ₂ O	6.21	6.72	6.13	5.81	6.92	3.69	0.04	0.06	5.64	5.46	4.98	4.86	5.70	0.16	0.04	3.85	6.32	5.06	5.31
P ₂ O ₅	0.22	0.17	0.04	0.21	0.17	0.07	-	-	0.31	0.27	0.18	0.35	0.22	0.01	0.02	0.15	0.22	0.30	0.25
AK	1.48	0.35	2.48	1.11	2.03	3.43	2.81	2.75	0.76	0.83	0.84	2.01	1.10	-	-	1.91	1.03	1.40	1.30
Toplam	98.15	98.47	99.95	97.95	100.50	98.25	97.16	97.15	98.43	99.59	99.86	100.40	98.28	-	-	97.90	98.19	99.35	100.01
Nb	33	25	26	48	13	36	11	13	16	31	8	13	15	13	-	12	15	14	10
Zr	386	265	371	436	468	328	163	265	423	492	185	201	220	186	-	505	200	290	191
Y	21	18	27	45	31	62	20	24	36	52	31	20	54	23	-	30	50	20	23
Sr	397	324	518	181	364	77	54	78	201	119	560	540	661	540	-	210	472	530	550
Rb	354	259	322	422	301	324	134	163	398	411	131	180	161	226	-	320	210	200	181
Ga	18	16	12	14	14	11	13	13	15	12	9	-	15	12	-	14	11	10	12
Ni	8	2	5	5	6	5	2	4	5	4	3	5	3	2	-	5	2	4	5
Co	30	38	35	26	43	64	59	72	32	21	250	72	63	53	32	65	50	70	63
Cr	9	21	23	21	41	52	9	15	18	26	-	40	41	40	-	60	35	40	32
V	113	86	103	41	98	63	125	154	52	58	78	120	70	110	-	45	75	132	115
Ba	929	856	805	2559	718	645	1223	1096	2358	2156	705	540	720	661	-	320	605	900	730
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	6.72	4.32	-	-	-	-	-	5.69	8.26	-	-	-	-

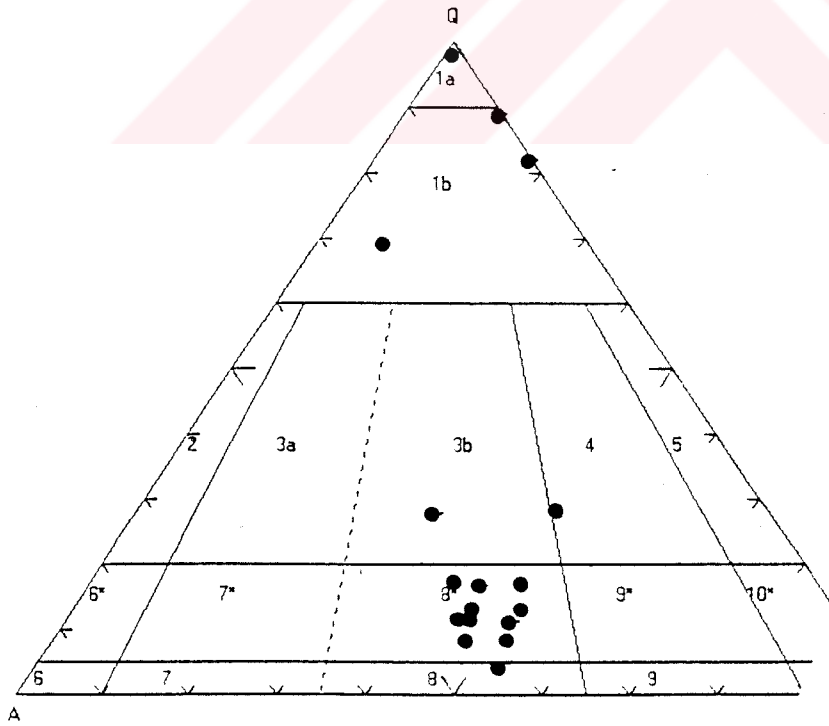
Çizelge 5.2 devam

Örnek No	GŞ-32	GŞ-33	GŞ-36	GŞ-37	GŞ-40/1	GŞ-40/2	GŞ-41/1	GŞ-41/2	GŞ-58	GŞ-59	GŞ-91	GŞ-92	GŞ-120	GŞ-125	GŞ-126	GŞ-127	GŞ-128	GŞ-131	GŞ-133
Kuars	11.58	7.99	24.50	8.89	8.03	49.11	50.88	40.92	6.30	6.45	11.18	8.07	9.15	48.12	48.18	23.55	12.39	5.57	8.53
Korund	-	-	1.92	-	0.19	9.92	15.30	23.05	-	-	-	-	-	22.80	22.30	2.79	-	-	-
Zirkon	0.08	0.05	0.07	0.09	0.09	0.07	0.03	0.05	0.09	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ortoklas	36.84	39.82	36.35	34.50	41.02	21.93	0.29	0.42	33.49	32.43	29.48	28.79	33.75	1.03	0.24	22.88	37.43	29.98	31.48
Albit	24.87	29.70	28.51	36.31	29.02	0.25	8.63	10.24	24.45	27.16	25.04	29.61	26.31	0.42	0.25	32.24	23.52	28.09	26.82
Anortit	13.01	9.53	2.52	12.90	10.28	5.30	0.35	0.33	16.19	15.11	16.22	16.02	13.39	0.18	0.12	8.10	12.78	17.33	17.81
Diyopsit	-	1.12	-	3.38	-	-	-	-	3.50	2.17	1.99	3.22	2.87	-	-	-	0.58	4.16	0.70
Hipersten	4.88	4.52	0.55	4.88	5.25	4.36	1.32	0.77	5.54	7.37	7.32	4.51	5.34	0.12	0.30	1.99	0.64	3.92	5.03
Hematit	4.18	4.37	1.75	4.83	3.81	3.42	10.19	14.73	6.45	4.39	6.80	6.20	4.96	9.23	15.50	3.72	4.50	6.70	6.40
Ilmenit	0.26	0.48	0.49	0.26	0.26	0.07	0.21	0.21	0.28	0.32	0.23	0.32	0.32	0.32	0.02	0.21	0.26	0.32	0.32
Rutil	-	-	-	-	0.25	0.32	0.62	0.55	-	-	-	-	-	0.35	0.30	0.20	-	-	-
Sfen	0.69	0.39	-	0.68	-	-	-	-	1.04	0.99	1.05	1.06	0.59	-	-	-	0.67	1.20	1.08
Apatit	0.53	0.41	0.10	0.51	0.41	0.17	-	-	0.75	0.65	0.43	0.71	0.52	0.02	0.05	0.36	0.52	0.71	0.59

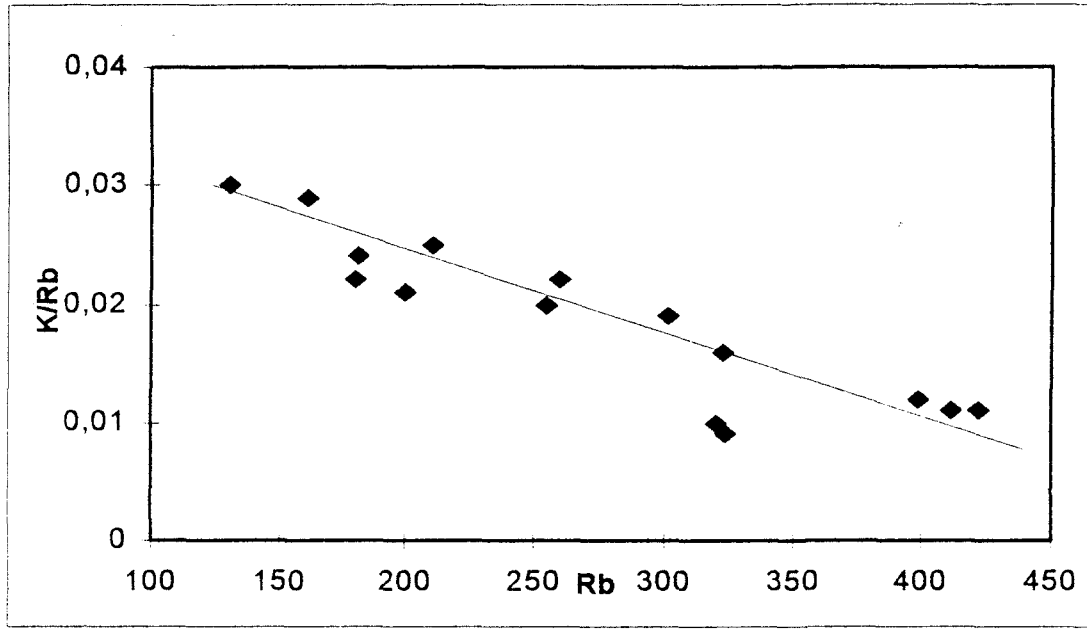


Şekil 5.13 Asarcık granitoyitinin isimlendirme diyagramı (Debon ve Le Fort 1983)

1: granit, 2: adamellit, 3: granodiyorit, 4: tonalit, 5: kuvars siyenit, 6: kuvars monzonit, 7: kuvars monzodiyorit, 8: kuvars diyorit, 9: siyenit, 10: monzonit, 11: monzogabro/diyorit, 12: gabro/diyorit



Şekil 5.14 Asarcık granitoyitinin isimlendirme diyagramı (Le Maitre 1989)

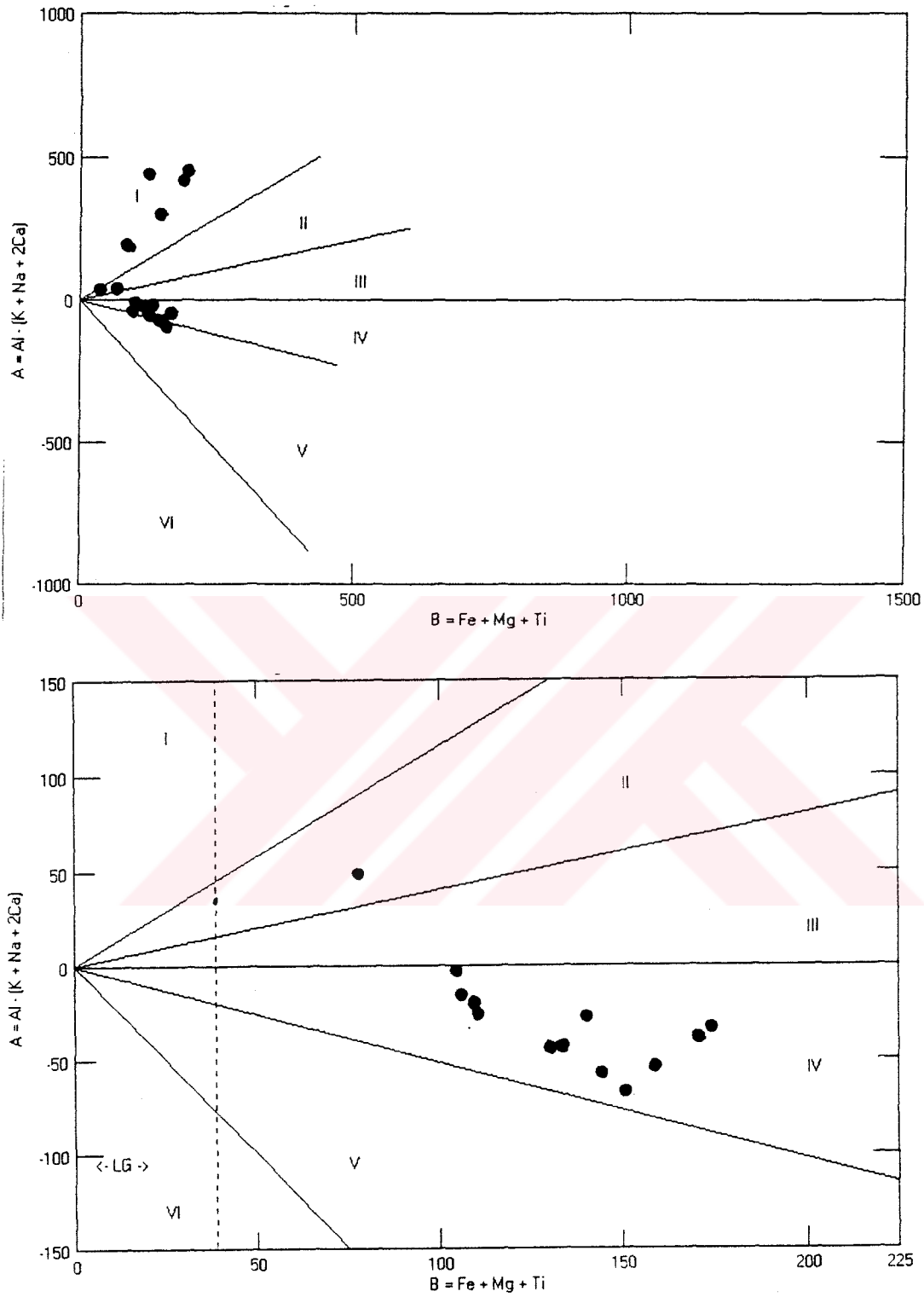


Şekil 5.15 Asarcık granitoidinin K/Rb-Rb diyagramı

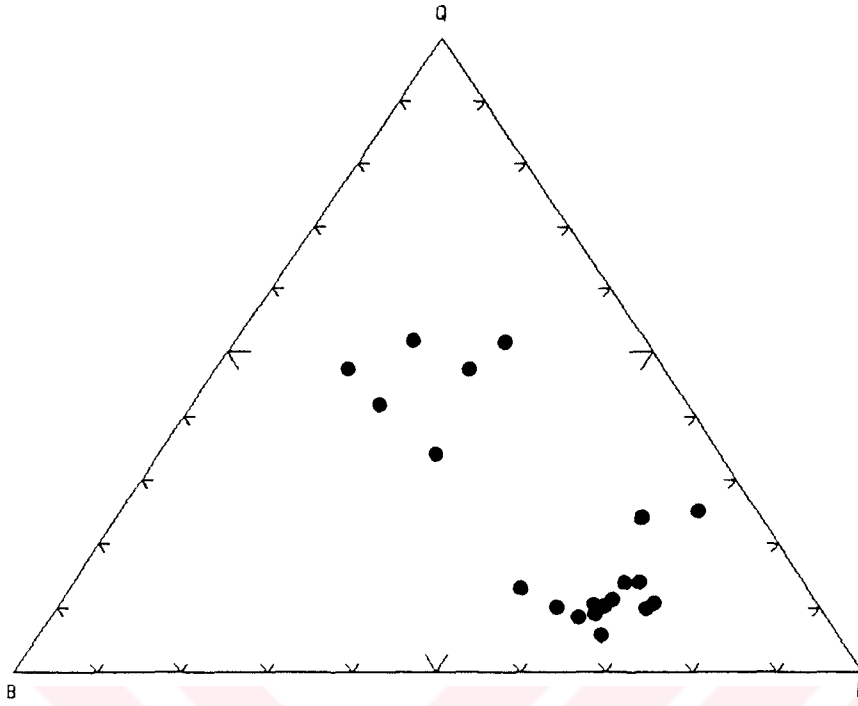
(ALKOS) doymun" alt tipine uygun bir yönelimde olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.17). Q-B-F diyagramında ise değerlerin çoğunluğunun kuvars siyenit, siyenit ve monzonit bölgeleri arasında yer aldığı gözlenmiştir. Bu kayaçlar, yönelimin alt kesimlerini, granit ve adamellit türü kayaçlar ise üst kesimlerini oluşturmuştur.

Granitoidlerin AFM diyagramında ($\text{FeO-MgO-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$) kalkalkalin karakterde oldukları belirlenmiştir (Şekil 5.18). Analiz değerlerinin üçgen diyagramında $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ köşesine daha yakın olduğu gözlenmiştir. CIWP hesaplamalarından itibaren çizilen Ab-An-Or ve Qz-Or-Ab diyagramlarında feldispatın ortoklas içeriğinin (K zengin) (Kosinowski 198) fazla olduğunun görülmesi kayaçların siyenit-kuvars siyenit bileşimli olduğunu düşündürmektedir (Şekil 5.19).

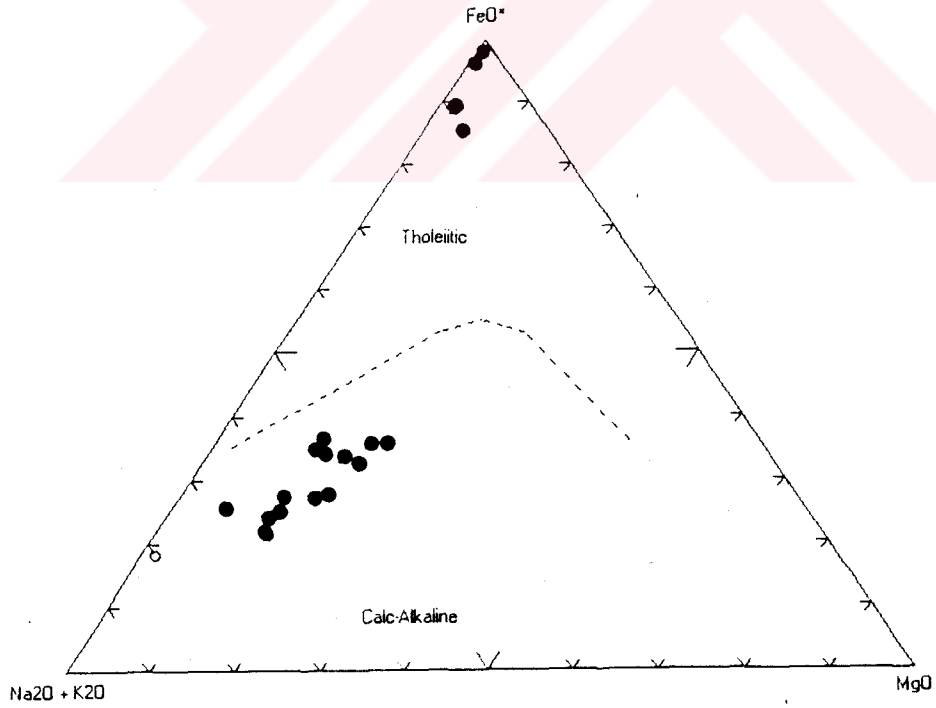
Granitoyitler Batchelor ve Bowden (1985) diyagramında çoğunlukla geç orojenik granitler bölgesinde gözlenmiştir. İki analiz sonucunun geç orojenik-çarpışma sonrası yükselim alanı sınırında kaldığı görülmüştür (Şekil 5.20).



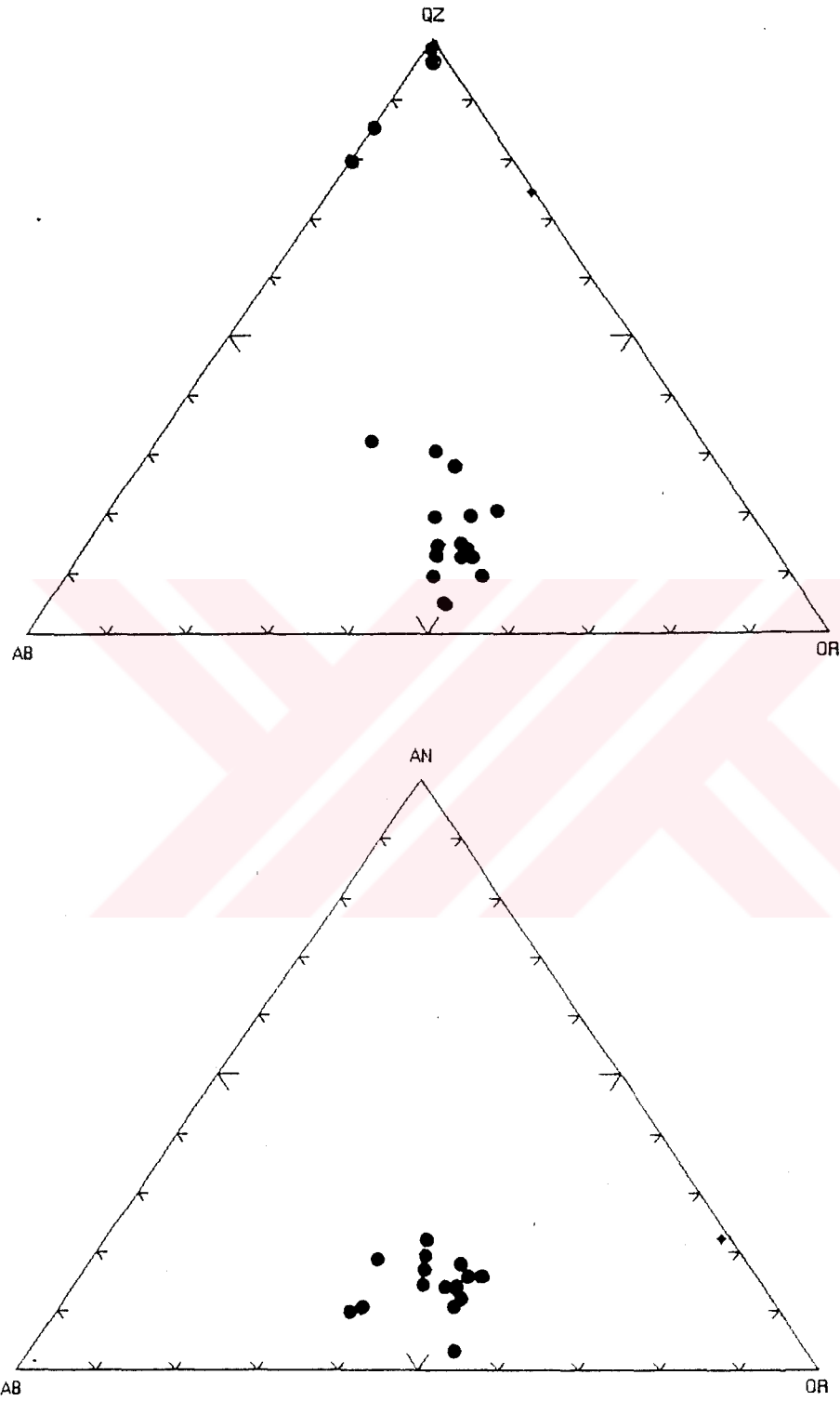
Şekil 5.16 Asarcık granitoyitinin karakteristik mineral diyagramları (Debon ve Le Fort 1983). I, II ve III. peraalüminalı, IV, V ve VI. ise metaalümina bölgeleri gösterir. I. Bölgede muskovit>biyotit; II bölgede biyotit>muskovit, III. Bölgede biyotit, IV. Bölgede amfibol+biyotit+piroksen+olivin; VI. bölgede ise amfibol+pirokden+biyotit. Mineral toplulukları bulunmaktadır.



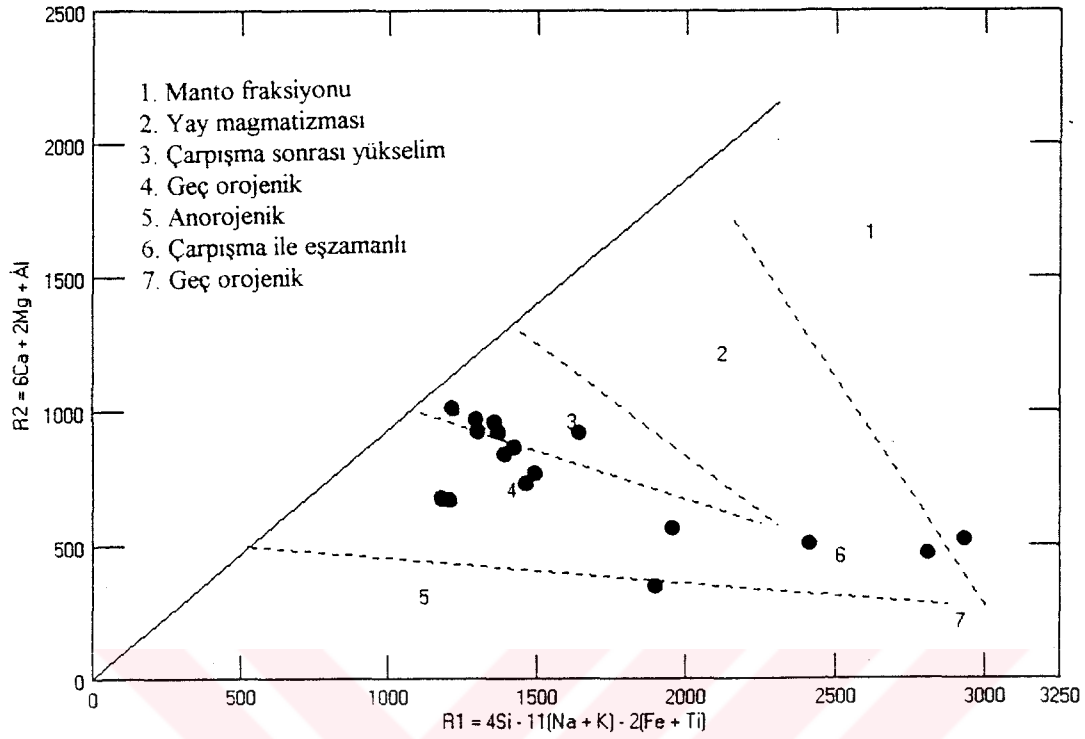
Şekil 5.17 Granitoyitlerin Q-B-F diyagramı (Debon ve le Fort 1983)



Şekil 5.18 Asarcık granitoyitinin $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}$ diyagramı (Irvine ve Baragar 1971)



Şekil 5.19 Graniyovitlerin Q-Or-Ab, ve Ab-Or-An diyagramları (Kosinowski 1981)



Şekil 5.20 Granitoyitlerin tektonik ortam diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985)

5.1.2.2. İz elementler

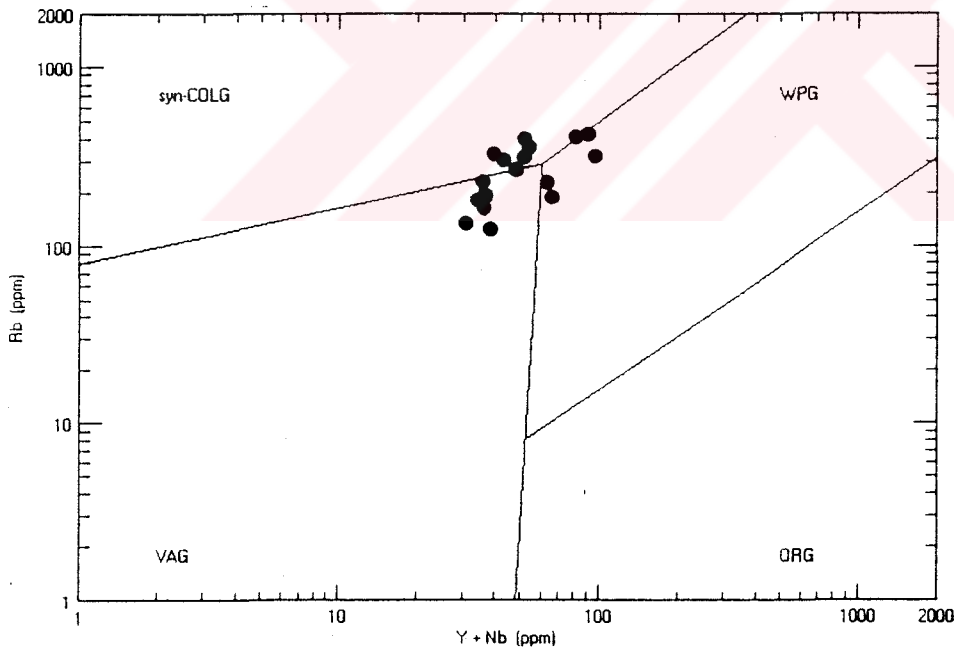
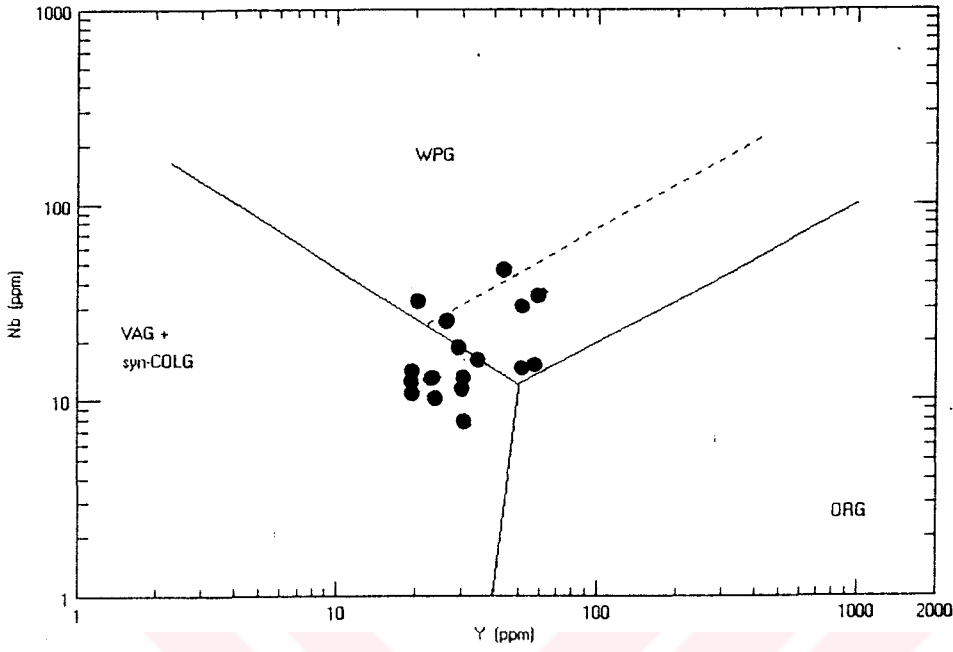
Analizi yapılan numunelerde turmalin içeriği yüksek olan GŞ-41/1 ve GŞ-41/2 nolu numunelerin dışındaki numunelerde iz element içeriklerinde önemli bir sapma gözlenmemiştir (Çizelge 5.2). Bu nedenle turmalinit özelliği gösteren bu iki numunenin analiz sonuçları uyumsuzluk gösterdiğinden çoğunlukla dikkate alınmamıştır. Analizi yapılan örneklerin Rb içerikleri 301-522 ppm arasında değişmektedir. Bu değerler levha içi granitoidlere uygunluk göstermektedir. Sr, 119-629 ppm arasında değişen değerler göstermektedir. Stronsiyumun bu değerleri volkanik yay granitoidlerine daha fazla uygunluk göstermektedir. Y değerleri ise 20-62 ppm arasında olup, çoğunlukla bu değerler volkanik yay granitoidlerinin değerlerine yakındır. Zr değerleri birbirine daha yakın olmakla beraber minimum

231 ppm, maksimum 592 ppm bulunmuştur. Bu yüksek değerler levha içi granitoyid değerlerine daha yakındır. Ayrıca Zr içerikleri Collins ve ark. (1982) tarafından verilen analiz sonuçlarına göre A-tipi granitoyidlere daha yakındır. Co içerikleri ise incelenen numunelerde 21-65 ppm arasında değişmekte olup gerek I ve A-tipi granitoyid ortalamalarından oldukça yüksektir. Benzer şekilde V içerikleri de oldukça yüksek bulunmuştur. Ba içerikleri ise 805-2358 ppm arasında bulunmuştur. Bu değerler yitimin levha içi granitoyid değerlerine uygun düşmektedir.

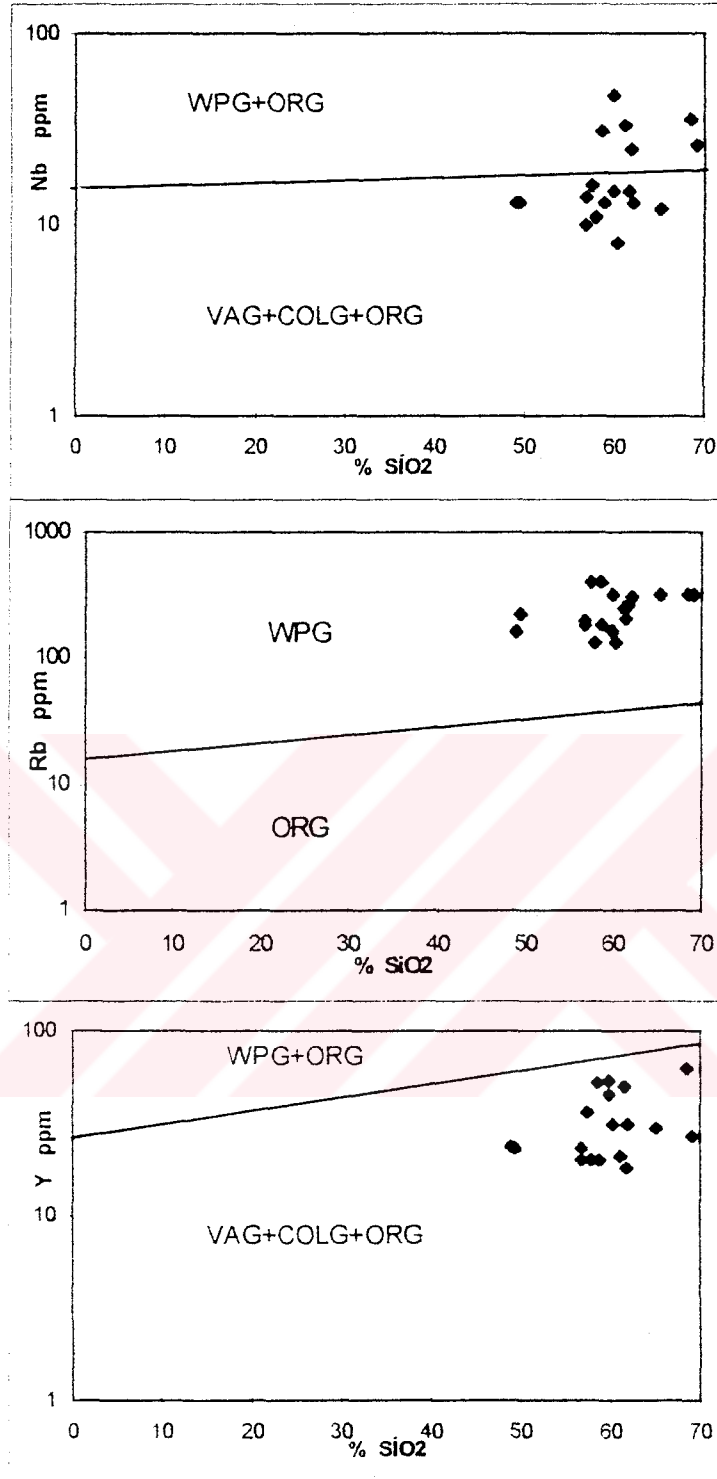
Granitoyitlerinin uyumsuz element içeriklerine göre yapılan jeotektonik ortam sınıflamasını gösterir diyagramlardan Pearce ve ark. (1984) nin Nb-Y diyagramında değerler çoğunlukla çarpışma ile eş yaşlı volkanik yay granitleri, bir kısmı da levha içi graniti (WPG) bölgesinde yer almıştır. Rb-Y+Nb diyagramında ise, analiz değerlerinin çoğunlukla çarpışma ile eş yaşlı, diğer değerlerin ise volkanik yay graniti ile levha içi graniti bölgesinde yer aldığı (Şekil 5.21); yine aynı araştırmacıların SiO_2 -Nb diyagramında örneklerin VAG+COLG+ORG (okyanus sırtı graniti) bölgesinde, SiO_2 -Rb diyagramında WAG bölgesinde; SiO_2 -Y diyagramında ise VAG+COLG+ORG bölgesinde yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 5.22). Elde edilen diyagramların temsil ettiği bölgeler yorumlandığında, granitoyidler büyük bir ihtimalle Üst Kretase'de Pontidlerde oluşmuş yitim kökenli kalkalkalen magmatizmanın ürünleridir.

5.1.3. Akışkan Kimyası

İnceleme alanında çok yaygın bir şekilde mineralli su çıkışları gözlenmiştir. Bu sular genellikle kırık hatlarında ve hidrotermal alterasyon yoğunluğunun fazla olduğu Şaphıca volkaniti içerisinde gözlenmiştir. Hidrotermal mineralizasyonlarda çözeltilerin kimyasal bileşimi, sıcaklığı, asiditesi, mineralleşme tür ve şiddetini önemli ölçüde kontrol etmektedir. Hidrotermal akışkanlar, sıcaklıkları 20-350 °C arasında değişen sulu çözeltiler olup, ana bileşen olarak Na, K, Ca, Cl; ikinci bileşen olarak ise; Mg, B, Sr, CO_2 , H_2S , N_4H , Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag ve Au bulundurulur (Skinner 1979). Asit sülfatlı sular, kloritik sulara oranla Fe, Al, Ca ve Mg



Şekil 5.21 Asarcık garnitoidinin Y-Nb ve Rb-Y+Nb diyagramları (Pearce ve ark. 1984) (WPG: Plaka içi granitler, ORG: Orogenik granitler, VAG: Volkanik yay granitleri, COLG: Çarpışma granitleri, VAG-syn COLG: Çarpışma ile eş yaşlı yay granitleri).



Şekil 5.22 Asarcık granitoidinin Nb-SiO₂, Rb- SiO₂ ve Y- SiO₂ diyagramları (Pearce ve ark. 1984) (Açıklamalar Şekil 5.21 deki gibidir)

içeriklerinin daha yüksek Na ve K içerikleri ise daha düşüktür (White ve ark., 1971). İncelenen sulara çoğunlukla asidik karakterli olduğundan kimyasal analizler benzer şekilde gözlenmiştir.

Çeşitli elementleri konsantre karışımından oluşan hidrotermal sular (çözeltiler) meteorik, deniz suyu, metamorfik, juvenil ve magmatik olabilir. Birçok hidrotermal sistemlerde bir veya bir kaç kaynağın karışımı da söz konusu olabilir. Yağmur, göl, nehir ve yeraltı suyu meteorik sulardır. Bu sular yerin büyük derinliklerine kadar inebilir, bu süreçte ısınabilir ve mineralize olabilirler. Hidrotermal çözeltiler değişik oranlarda magmatik ve meteorik suların karışımı olabilirler. Böylece çeşitli element ve anyon gruplarının konsantrasyonlarını değişik oranlarda içeren bu sular hidrotermal su özelliğini kazanabilirler.

Yüzeye yakın koşullarda sülfata okside olan sülfidin, ileri arjilik alterasyonun oluşmasına ve alunitleşmeye neden olduğu ve buharla ısıtılmış asit akışkanlar etkisinde kaolin, alunit, kristobalit, natif sülfür ve piritten oluşan karakteristik mineral topluluğu oluştuğu belirtilmiştir (White ve Hedenquist 1990).

İnceleme alanından alınan suların kimyasal analiz sonuçlarına göre, suların büyük çoğunluğunun SO_4^{2-} içeriğinin yüksek olduğu, özellikle siyah tortu bırakan sulara Fe^{+3} ve Al^{+3} içeriğinin, beyaz tortu bırakan sulara ise Ca^{+2} ve alunitleşmenin olduğu lokasyonlar yakınından alınan su kaynaklarında ise K^{+} un nispeten yüksek olduğu tespit edilmiştir. Toplam ve mineral asidite değerlerinin Al ve Fe içeriğinin birlikte yüksek olduğu numunelerde yüksek olduğu gözlenmiştir (Çizelge 5.3). pH değerleri ise 2.92-6.87 arasında değişmiştir. Ancak suların asiditesinin zamanla hızla azaldığı ve alkaline değerlere ulaştığı ($\text{pH}=11.28$) belirlenmiştir.

Mineralli su örneklerinin kimyasal analiz sonuçlarından itibaren bilgisayar programı kullanılarak sulara mevcut anyon-kasyon ve anyon bileşiklerinin aktiviteleri, aktivite katsayıları, molalite ve mineral doygunluk katsayıları (Freeze ve Cherry 1979) hesaplanmıştır (Çizelge 5.3 ve 5.4). Aktivite değerlerinin logaritmik çevrimi yapılarak çökelimi muhtemel minerallerin duraylılıkları izlenmiştir. Aktivite değerlerinden itibaren sulara çökelimi muhtemel minerallerin doygunluk indislerinde “+” değerler çökelimin gerçekleşme olasılığını (değerlerin büyümesi ile ilişkili olarak), “-” değerler ise, gerçekleşmemesi durumunu belirtir (Çizelge 5.4).

Çizelge 5.3. İnceleme alanında alınan suların fiziksel özellikleri, kimyasal ve izotop değerleri

Örn.No	AS-1	AS-2	AS-3	DS-1	DS-2	İS-1	İS-2	GS-1	GS-2	MS-1	MS-2
pH	3.56	6.44	4.20	3.28	6.78	6.87	2.92	3.42	3.48	3.73	3.55
T (°C)	23	21	17	20	17	23	20	23	20	18	16
EC (µS/cm)	2450	600	925	1900	3300	1500	2500	900	3800	900	2800
Eh	-213	27	60	213	40	62	210	235	25	170	240
Si	15.10	1.30	31.90	12.15	25.00	26.13	13.4	10.16	11.74	10.06	19.10
Al	66.13	0.96	0.10	54.07	0.75	0.96	57.82	17.20	69.01	1.83	61.70
Fe	56.00	0.25	0.21	0.65	0.35	0.25	17.61	0.32	72.05	0.25	40.90
Na	17.50	13.50	304.00	125.00	60.01	60.00	79.05	10.40	65.00	10.20	37.50
K	22.50	3.00	31.01	12.50	10.05	10.02	20.00	3.00	60.00	9.00	17.50
Ca	100.00	95.50	325.80	160.00	517.50	245.00	298.00	94.00	105.00	162.00	270.00
Mg	87.50	32.00	27.83	47.50	202.50	60.00	33.90	14.00	35.00	25.00	52.50
B	2.50	1.02	2.70	0.50	0.84	0.53	1.33	0.65	0.60	1.15	1.05
Ba	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.05	0.02
Sr	4.71	4.50	4.79	4.82	4.91	0.80	0.70	0.70	0.79	4.82	3.40
Cl	7.09	8.86	7.12	7.09	3.55	3.55	21.27	7.09	14.18	7.09	10.64
SO ₄	1386.15	391.06	1210.03	1027.41	1992.60	766.89	1240.95	361.17	2257.40	378.25	1420.32
HCO ₃		30.20			259.70	96.63				60.40	
CO ₃						29.70					
Min. Asidite CaCO ₃	375.00		20.05	40.00			90.00	25.00	360.00		135.00
Top. Asidite CaCO ₃	1300.00		125.00	395.50			385.00	145.00	1855.00		635.00
δ ¹⁸ O (‰)	-8.52	-9.45	-10.05	-10.19	-10.60	-11.99	-11.42	-5.95	-9.87	-10.62	-10.60
δ D (‰)	-47.87	-65.68	-85.19	-88.97	-71.14	-83.57	-89.67	-57.87	-68.77	-71.52	-88.53
T (TU)		9.30	11.20				3.40	4.20			

Not: Analiz sonuçları ppm cinsinden verilmiştir, EC= elektriksel iletkenlik

Çizelge 54. İncelenen su örneklerinin mineral doygunluk katsayıları.

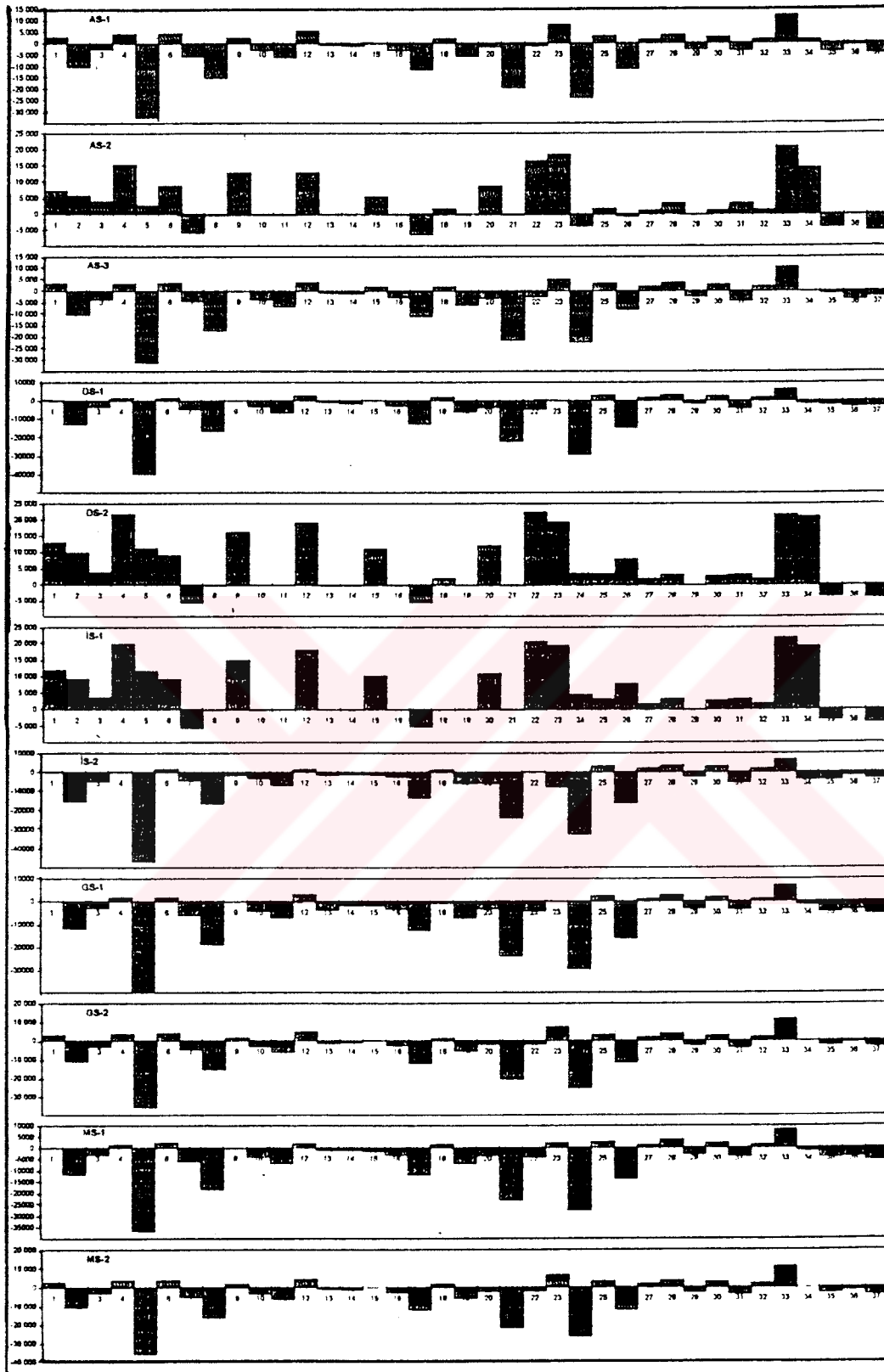
MINERAL DOYGUNLUK DEĞERİ	AS-1 pH T°C 3,56 23	AS-2 pH T°C 6,44 21	AS-3 pH T°C 4,20 17	DS-1 pH T°C 3,28 20	DS-2 pH T°C 6,78 17	IS-1 pH T°C 6,87 23	IS-2 pH T°C 2,92 20	GS-1 pH T°C 3,42 23	GS-2 pH T°C 3,48 20	MS-1 pH T°C 3,73 18	MS-2 pH T°C 3,55 16
1 Adırlar'a	2,548	7,182	3,284	0,721	12,957	11,852	0,260	0,056	2,985	0,688	2,545
2 Anortit	-10,414	5,614	-10,516	-13,132	9,837	9,045	-15,598	-12,103	-11,338	-12,057	-11,003
3 Böhm	-2,731	3,861	-3,855	-3,691	3,724	3,583	-5,066	-3,008	-3,389	-3,324	-3,220
4 Ca-Montmorillonit	4,029	15,290	3,021	1,299	21,630	19,770	-0,661	1,724	3,456	1,355	3,719
5 Klorit	-32,692	2,607	-31,281	-40,068	11,134	11,570	-47,053	-39,716	-35,833	-36,873	-35,943
6 Gölt	4,257	8,689	3,452	1,300	9,013	9,133	1,390	1,753	4,006	2,315	3,701
7 Halit	-5,932	-5,930	-4,646	-5,072	-5,844	-5,739	-4,776	-6,127	-4,957	-6,114	-5,382
8 Humit	-15,333	-----	-17,496	-16,803	-----	-----	-16,874	-18,875	-15,609	-18,026	-16,617
9 Kaolinit	2,316	12,737	0,875	0,187	16,092	14,831	-1,982	0,888	1,547	0,455	1,852
10 Mgneziit	-3,213	-----	-4,003	-3,697	-----	-----	-3,819	-4,295	-3,385	-4,226	-3,693
11 Neskuvit	-6,297	-----	-7,042	-6,818	-----	-----	-7,342	-7,259	-6,495	-7,245	-6,749
12 Pirofillit	5,358	12,800	3,694	2,550	18,932	17,898	1,231	3,041	4,659	1,951	4,220
13 Siroksivonit	-1,050	-----	-1,213	-1,145	-----	-----	-1,986	-3,893	-1,771	-1,320	-1,308
14 Vilherit	-1,313	-----	-1,413	-1,860	-----	-----	-1,563	-1,960	-1,224	-1,313	-1,523
15 Albit	-0,002	5,269	1,737	-0,791	10,968	10,087	-1,642	-1,933	0,592	-1,852	0,333
16 Aragonit	-3,247	-----	-2,975	-3,233	-----	-----	-2,938	-3,543	-2,977	-3,448	-3,014
17 Brüst	-11,746	-6,517	-11,310	-12,815	-5,903	-5,395	-13,930	-12,773	-12,313	-12,181	-12,424
18 Sölestin	1,891	1,612	1,832	1,824	1,828	0,913	1,011	-1,015	1,211	1,632	1,739
19 Dolomit	-5,891	-----	-6,396	-6,354	-----	-----	-6,128	-7,269	-5,786	-7,094	-6,123
20 Hallovst	-1,796	8,603	-3,306	-3,959	11,911	10,719	-6,128	-3,224	-2,149	-3,713	-2,340
21 Hidromagnezit	-19,797	-----	-21,830	-22,427	-----	-----	-24,310	-24,050	-20,977	-23,326	-22,056
22 K-Mika	-1,309	16,385	-2,740	-5,016	22,250	20,467	0,389	-4,354	-2,149	-4,289	-2,196
23 Magnetit	8,023	18,352	5,008	-0,508	19,165	19,252	-8,228	0,368	7,402	2,044	6,429
24 Flogopit	-24,082	-3,962	-22,562	-29,336	3,454	4,258	-32,874	-29,668	-25,573	-27,701	-26,715
25 Kuvars	2,908	1,581	3,270	2,793	3,250	2,925	3,151	2,467	3,169	2,532	3,121
26 Talk	-11,437	-1,001	-8,425	-14,938	7,839	7,669	-16,583	-16,294	-11,934	-14,050	-12,303
27 Anhidrit	1,475	1,055	1,892	1,538	1,696	1,483	1,861	1,117	1,807	1,319	1,861
28 Barit	3,512	3,290	3,557	3,013	3,064	3,128	3,339	2,803	3,663	3,557	3,455
29 Kalsit	-2,985	-----	-2,699	-1,965	-----	-----	-2,670	-3,281	-2,709	-3,174	-2,734
30 Kalsedon	2,418	1,083	2,756	2,291	2,736	2,435	2,649	1,977	2,667	2,022	2,602
31 Jipsit	-3,379	3,242	-4,457	-4,336	3,061	2,952	-5,846	-3,650	-4,031	-3,975	-3,822
32 Jips	1,506	1,137	1,997	1,565	1,681	1,530	1,620	1,161	1,842	1,430	1,964
33 Hemait	11,993	20,786	10,355	6,085	21,493	21,688	6,399	6,979	11,493	8,078	10,857
34 Illit	1,326	14,261	0,659	-1,825	20,806	19,126	-4,096	-1,646	0,812	-1,483	0,776
35 Mirabilit	-3,974	-4,344	-1,154	-2,373	-3,768	-3,236	-4,061	-4,678	-2,603	-4,369	-2,945
36 Siderit	-1,243	-----	-3,927	-3,342	-----	-----	-1,899	-3,662	-1,025	-3,943	-1,607
37 Tenardit	-4,795	-5,427	-2,343	-3,178	-4,351	-4,138	-3,525	-5,564	-3,443	-5,586	-4,114

Not: Analiz sonuçları ppm cinsinden verilmiştir, EC= elektriksel iletkenlik, doygunluk değeri >0 olması mineralin çökelmesini gösterir.

Şekil 5.23 te ise her numunede minerallerin doygunluk değerleri histogramlarda gösterilmiştir. Bu histogramlarda her numunede çökelebilecek mineraller bariz olarak izlenmektedir. Diyagramlarda gözlenen minerallerin X-ışınları çalışmaları ile belirlenen mineral toplulukları ile uyumlu olduğu tespit edilmiştir. Akışkan kimyasından itibaren doygunluğa ulaştığı belirlenen mineraller, inceleme alanında alterasyon zonlarında oluşan mineral topluluklarının oluşumunda mineralize suların mineralleşme üzerinde doğrudan etkili olduğunu göstermektedir.

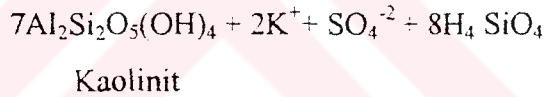
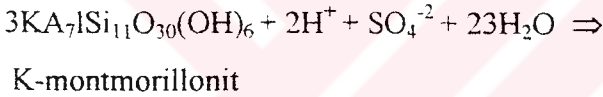
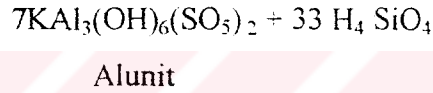
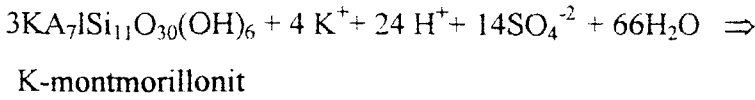
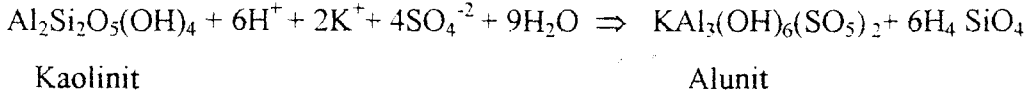
İnceleme alanında yaygın olarak gözlenen hidrotermal alterasyon minerallerinden alunit+kuvars pH ın 3.50, kaolinit+alunit ise pH ın 4.9 dan düşük olduğu şartlarda çökelmiştir (Perry ve ark. 1980, Hayashi, 1989, Wirsching ve ark. 1990). Minerallerin duraylılık diyagramlarında ve aktivasyon katsayılarından itibaren belirlenen minerallerden; bütün numunelerde kuvars, kalsedon, hematit, jips, anhidrit, barit, götit, pirofillit ve adularia minerallerinin doygunluk katsayılarının sıfırdan büyük olduğu (çökelebileceği); kalsit, dolomit, anhidrit, tenardit, siderit, mirabilit, hidromagnezit, magnezit, brusit, viterit, stronsiyanit, neskuvit, huntit ve halit minerallerinin çökelim doygunluğuna erişmediği tespit edilmiştir. Genelde Çizelge 5.4 de verilen minerallerden doygunluk değerlerine ulaşamayan minerallerin dışında kalan bütün minerallerin, asidik pH değerlerinde doygunlaşmadığı veya değerlerinin çok düşük olduğu tespit edilmiştir. Elde edilen sonuçlarda özellikle karbonat ve halit grubu minerallerin doygunlaşmaması çözeltilerde bu mineral gruplarının bileşiminde bulunan anyon ve anyon gruplarının (Cl^- , CO_3^{2-}) konsantrasyonunun olmaması ve suların pH değerinin alkaline koşullara ulaşmaması ile ilişkilidir. Jipsit, böhmite ve götit gibi hidroksil (OH^-) mineralleri çözeltide Al ve Fe in konsantrasyonunun olması ile oluşmuştur. Ancak jipsit ve böhmite oluşumu sadece üç numunede (nötr pH değerlerinde) gerçekleşirken, götit minerali tüm minerallerde doygunlaşmıştır. Adularia, albit ve anortit en yüksek doygunluk seviyelerine yüksek pH değerlerinin gözlemlendiği numunelerde (nötre yakın) ulaşmıştır. Benzer eğilim Ca-montmorillonit, klorit, halloysit, K-mika, flogopit ve talk minerallerinde gözlenmiştir.

Hidrotermal sularda CO_2 in uzaklaşması ve sülfürün oksidasyonu suların pH değerinin nötr ve alkaline değerlere yükselmesine neden olmuştur (Inoue 1995). Mineralize suların 2.90-3.50 arasında olan pH değerinin numune alındıktan bir hafta



Şekil 5.23 Mineralize sulardan oluşan minerallerin aktivite değerleri

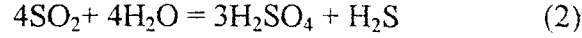
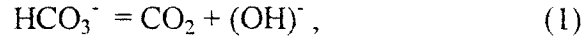
olmasına ve yer yer beraber oluşmalarına bağlanmıştır. Denge diyagramların da bir kaç örneğin bazen K-montmorillonit, Na-montmorillonit ve Mg-montmorillonit bölgesine düştüğü, Ca-montmorillonit oluşum alanında herhangi bir numune sonucunun yer almadığı gözlenmiştir. Wirsching vd. (1990) taraflarından yapılan deneysel çalışmalarda alunit-kaolinit-K-montmorillonit-amorf silika arasında aşağıda verilen reaksiyonların gerçekleştiği tespit edilmiştir:



Yukarıda belirtilen araştırmacılar, deneysel çalışmalarında K-montmorilloniti kullanmaları yanında K, Na, Mg ve Ca-montmorillonitin çözünme katsayılarının hemen hemen eşit olduğunu ve mineralleşmede sırasında aralarında farklılık gözlenmediğini belirtmişlerdir. İncelenen numunelerde Ca-montmorillonitin oluşmaması Ca un özellikle jipsin oluşumunda tüketilmesi ve çözelti karakterinin nötr değerlerin üzerine çıkmaması nedeniyle gerçekleşmiş olabilir. Zira Na ve K-montmorillonitin nötre yakın değerlerde oluşabilmeleri yanında Ca-montmorillonitin oluşabilmesi için alkalın şartların gerekliliği belirtilmektedir (Weaver 1989).

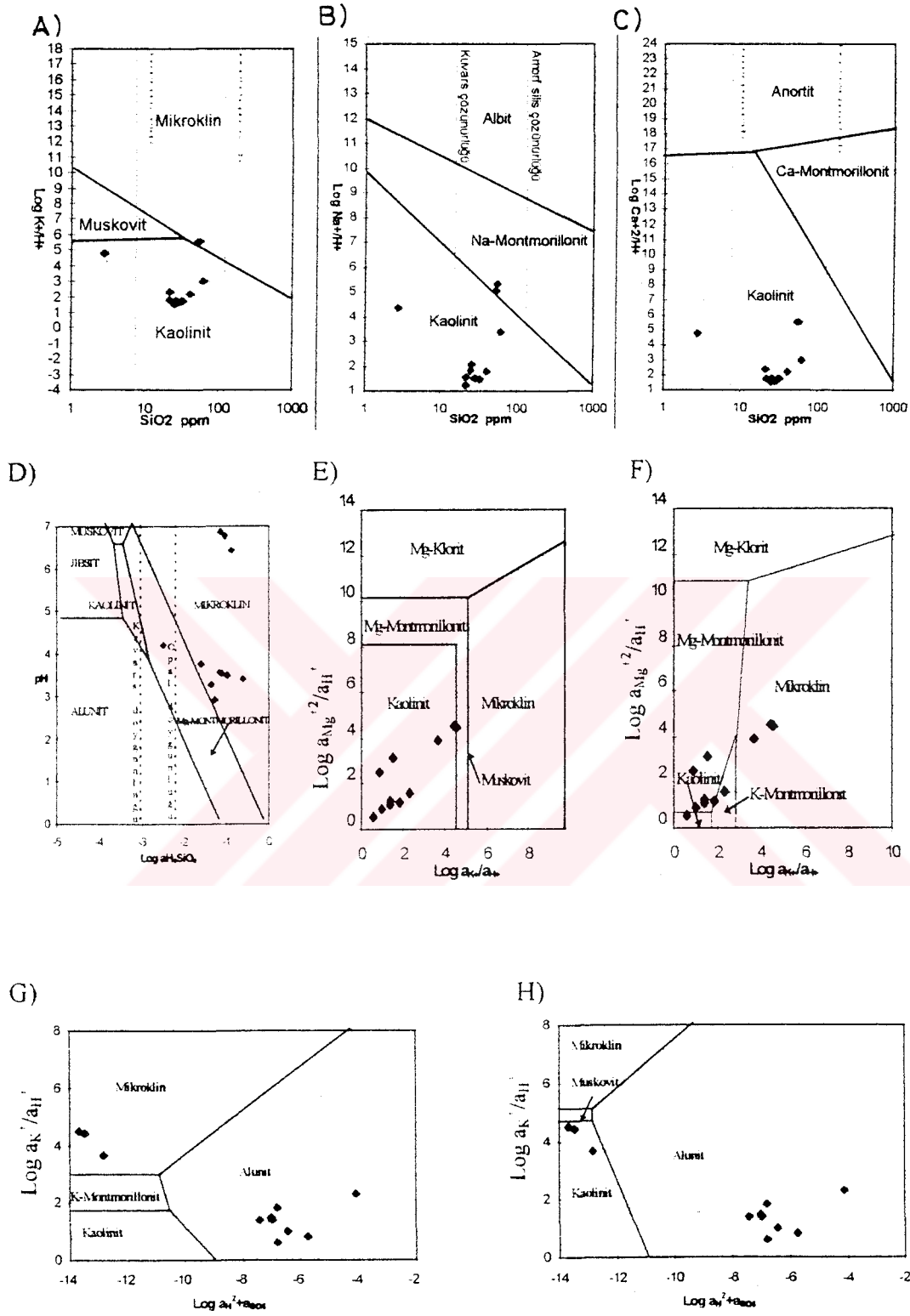
Çeşitli elementlerin gerek aktivite katsayıları ve gerekse molalimleri kullanılarak çizilen bütün denge diyagramlarında değerlerin düştüğü bölgelerde yer alan mineraller, her numunede doygunluğa ulaşan mineral türleri (doygunluk

sonra 10.00-11.00 a kadar yükseldiği tespit edilmiştir. Asidik karakterli çözeltilerin uçucu kaybı nedeniyle nötr ve alkalın karakter kazandığı düşünülmüştür:



Sülfürün okside olmasıyla (2 nolu reaksiyona göre) oluşan SO_4 jipsin oluşmasına neden olurken; sülfürün indirgenmesiyle pirit oluşmuştur. Karbonatın muhtemelen CO_2 halinde kaybı karbonat minerallerinin oluşmamasına (kalsit, dolomit, aragonit, stronsiyanit vb); sülfat aktivitesinin artması bazı katyonların varlığı halinde (Ba, Sr, Ca) çeşitli sülfat grubu minerallerin çökelimine (barit, sölestin, jips, anhidrit) neden olmuştur.

Helgeson (1969), Hemley ve ark. (1969), Tardy (1971) ve Perry ve ark. (1980) çalışmaları dikkate alınarak; incelenen sularda çeşitli minerallerin duraylılık ilişkileri araştırılmıştır. Tardy (1971) diyagramlarında 25°C ve 1 atm basınçta suların $[\text{Na}^+]/[\text{H}^+]$, $[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$, ve $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]$ molaliteilerinin logaritmik değerleri SiO_2 (ppm) ile karşılaştırılmıştır. Analiz sonuçlarının taşındığı üç diyagramda değerler genellikle kaolinit bölgesinde, kuvars doygunluk alanında yer almıştır (Şekil 5.24 A, B ve C). Ancak bir kaç sonuç muskovit, Na-montmorillonit ve mikroklin bölgesinde gözlenmiştir. Perry ve ark. (1980) diyagramları ise sıcaklıkları $25-100^\circ\text{C}$ arasında olan hidrotermal akışkanlara uygulanmıştır. Bu diyagramlarda çeşitli elementlerin aktivitelerinin logaritmik değerleri kullanılarak bazı minerallerin çökelim bölgeleri tanımlanmıştır. Bu diyagramlardan pH- aH_4SiO_4 diyagramında değerler genellikle mikroklin bölgesinde, $\text{aK}^+/\text{aH}^+ - \text{aMg}^{++}/\text{aH}^+$ diyagramlarında çoğunlukla kaolinit bölgesinde, SO_4 aktivitesini kullanan $\text{aH}^2 + \text{aSO}_4 - \text{aK}^+/\text{aH}^+$ diyagramlarında ise genelde alunit, kısmen de kaolinit ve mikroklin bölgelerinde yoğunlaşma olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.24 G ve H). pH- aH_4SiO_4 diyagramında değerlerin alunit bölgesinde gözlenmemesi ise, alunitleşmede SiO_4 aktivitesinin öneminin göstermektedir. Ayrıca kullanılan diyagramların bir kısmında çoğunlukla kaolinit veya alunit bölgelerinde değerlerin gözlenmesi alterasyonla bu iki



Şekil 5.24 İncelenen sularda oluşan minerallerin aktivite diyagramları Helgeson (1969), Hemley ve ark. (1969) ve Tardy (1971)

katsayısı >0 olanlar) ve inceleme alanında X-ışınları ve optik mikroskopik çalışmalarla tespit edilen mineral toplulukları çoğunlukla uyum içersindedir (Şekil 5.24 D-H).

5.1.3.1 İzotop jeokimyası

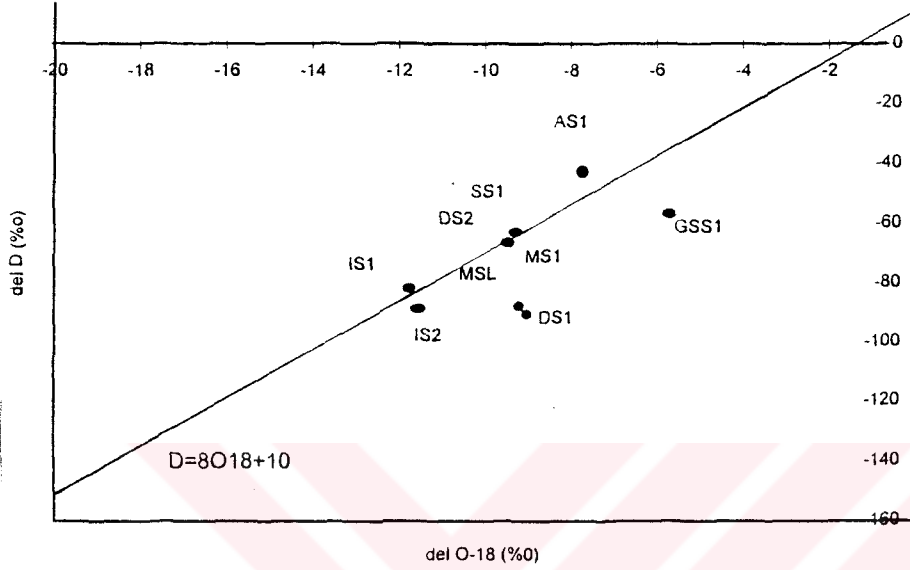
Duraylı izotop analizleri hidrotermal akışkanların evriminin ve bunların yan kayaçla etkileşiminin, tabiatının, kökeninin açıklanmasında önemli sonuçlar verirler. Doğada oksijen en bol bulunan element olduğundan ve hidrojen oksijen ile birlikte su molekülünü oluşturduğundan $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H (D, döteryum, ağır hidrojen izotopu) oranları hidrotermal çözeltilerin köken ve tabiatının açıklanmasında önemli veri sağlar. Duraylı izotop çalışmaları ile, hidrotermal alterasyon sonucu oluşan bir çok maden yatağı ve aktif ve fosil volkanik bölgelerdeki sıcak nokta ve gölcük sularının kökeninin meteorik olduğu belirlenmiştir (Inoue 1995). Magmatik-meteorik suların karışıma oranına bağlı olarak hidrotermal çözeltinin özelliği değişir ve yerel meteorik sulardan daha yüksek $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ değerlerine ulaşılır. Duraysız (radyojenik) hidrojen izotopu olan trityum ise, suların yaklaşık yeraltında çevrim süreleri hakkında bir bilgi verir (Mazor 1991).

İnceleme alanında $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H analiz sonuçlarına göre mineralize suların meteorik kökenli oldukları belirlenmiştir (Şekil 5.25). Güncel meteorik suların H ve O izotop bileşimleri sistematik bir şekilde aşağıda verilen eşitliğe uygun şekilde değişir :

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Meteorik suların çoğunluğunda evaporasyon etkisi izlenmediği ve meteorik su doğrusu (MWL) üzerinde $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H değerlerinin izlendiği belirtilmektedir (Sheppard. 1986). Araştırmacı, dünyanın çeşitli yörelerinde çok sayıda nötre yakın klor içeriği yüksek jeotermal sularda yapılan δD değerlerinin yerel meteorik sulara çok yakın ($>95\%$) olduğunu belirtmiştir. Ayrıca asidik karakterli sıcak sularda yapılan analizlerde de çoğunlukla meteorik köken tespit edilmiştir (Craig 1963). Ancak evaporasyon durumunda izotopik bileşimin değişeceği, meteorik sularla

magmatik suların karışım oranlarının belirlenmesinin güç olduğu, bu termal sularda kayaç-su etkileşimi nedeniyle basit karışım eğiliminin izlenemeyeceği, ancak $\delta^{18}\text{O}$ içeriğinde zenginleşme olduğu açıklanmıştır (Sheppard, 1986).



Şekil 5.25 Mineralize suların $\delta^{18}\text{O}$ - δD diyagramı

İnceleme alanında gözlenen mineralize suların meteorik kökenli, ancak yeraltında çevrimle ilişkili olarak fiziksel ve kimyasal karakterinin değişimi gerçekleşmiştir. Özgenç (1993) elde ettiği $\delta^{34}\text{S}$ sonuçlarla alunitlerin magmatik-hidrotermal olduğunu belirtmiştir. Bu ise suların magmatik-hidrotermal kaynaktan etkilenecek değişiminin gerçekleştiğini açıklamaktadır. İzotop analiz sonuçlarından GS-1 e ait örneğin diğerlerine oranla daha yüksek ^{18}O - ^{16}O içeriği göstermesini suyun doğrudan kaynaktan alınamaması sebebiyle oluşmuştur. Suyun çıkış noktasından alınamaması söz konusu izotoplarda zenginleşmeye neden olmuştur. Elde edilen izotop değerleri fosil hidrotermal çözeltiilerden oldukça yüksek olup (Criss ve Taylor 1986), aktif olan bu mineralize sularda söz konusu izotoplarda fakirleşme olmuştur. Eski jeotermal sistemlerde ^{18}O içeriğinin yüksek olmasının nedeninin kayaç-su etkileşim oranı, süresi ve sıcaklığı ile ilişkili olup, kayacın ^{18}O

analizinden eski jeotermal sistemlerin özelliğini belirlenebilmektedir (Taylor. 1974). Söz konusu araştırmacı asit sülfatlı suların kloritik sulardan $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranları ile farklanabileceğini ve $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{16}\text{O}$ doğrusunun eğiminin daha düşük olduğunu (+3) belirtmektedir (Taylor. 1979).

İncelenen suların trityum değerlerinin TU=3-11 arasında değiştiği tespit edilmiştir. AS-3 nolu numuneye ait trityum değeri diğerlerine oranla daha yüksektir. Ancak bu su örneği Pb-Zn işletmesi yapılan bir galeriden çıkan mineralli bir su olup, doğrudan kaynağından alınamamıştır. İS-2 nolu numunenin trityum değeri en düşük olanıdır. Bu numune ise Şaplıca civarında alunitleşme oluşumlarının yakınından alınmıştır. Yeraltı sularında trityum değerlerinin yaş vermede kullanılmasının mümkün olamayacağı, ancak yarı nicel yorumlamalarda anlamlı veriler verebileceğini ve TU=0.5-10 arasındaki değerlerin 1952 öncesi ve sonrası suların karışımından kaynakladığını belirtilmektedir (Mazor. 1991). Analiz sonuçları incelenen sularda belirtilen tarihler arasındaki suların karışımını belirtmesi yanında suların uzun yıllar ve derin bir çevriminin varlığını da düşündürmüştür.

6. HİDROTHERMAL ALTERASYON

Hidrotemal alterasyon, yer kabuğu içinde yer alan, sıcak ve sulu çözeltiler tarafından oluşturulan değişimlerdir. Hidrotermal çözeltiler, yer kabuğu içinde kırık, çatlak ve yarıkları dolaşırken, kayaç ve kayaçların bazı bileşenlerini mobilize eder çözelti halinde taşır ve daha sonra uygun şartlarda çökeltirler. Bu çözeltiler çoğunlukla bu devinimleri sırasında ısınırlar (20-300°C) ve genellikle iyon-dispersiyon bazen de kolloidal halde bulunurlar ve ilaveten CO₂, H₂S, Cl, SiO₂ gibi gaz ve buharlar yanında yüzer halde bazı katı mineralleri de taşıyabilirler (Pirajno 1992). Hidrotermal çözeltilerin element içeriği, sıcaklığı, kayacı etkileme süresine bağlı olarak çeşitli alterasyon türleri gelişir. Alterasyonun tür ve derecesine bağlı olarak ekonomik önemi olan mineralleşmeler oluşabilir.

İnceleme alanında özellikle Şaplıca volkanitinde yaygın bir şekilde hidrotermal alterasyonun etkisi izlenmiştir. Hidrotermal akışkanların kayaçları etkilemesi sonucu anakayaçta önemli mineralojik ve kimyasal değişiklikler oluşmuştur. Mineralojik bileşimi genelde dasit-andezit-bazalt ve kısmen riyolit ve riyodasitten oluşan Şaplıca volkanitinin kayaçlarında başlangıçta mevcut olan mineral toplulukları düşük sıcaklık-düşük basınçlı hidrotermal alterasyon koşullarında yeni bir mineral topluluğuna dönüşmüştür. Sonuçta orijinal kayacın bileşimi ve dokusu kısmen ve/veya tamamen kaybolmuştur. Anakayaçtan dışa, alterasyon zonuna doğru oluşan mineral topluluklarında bir zonlanma, dizilimin gözlenmesi uzun süreli bir akışkan etkisini belirtir. Ana kayacın hidrotermal akışkanlarla kimyasal etkileşime geçmesi ile oluşan yeni mineral toplulukları yeni şartlarda dengede kalır. Yan kaya ile akışkanlar arasında kimyasal bileşenlerin değişimi şeklinde gerçekleşen alterasyon bir nevi metasomatizmadır. Ana kayaçla etkileşime geçen akışkanların bu süre içerisinde kimyasal bileşimleri değişir. Alterasyon olaylarını kontrol eden ana faktörler şu şekilde sıralanabilir: 1. çevre kayaçların türü, özelliği; 2. akışkanların bileşimleri; 3. akışkan bileşenlerinin (örneğin H⁺, CO₂, O₂, K⁺, S₂ vb.) kimyasal potansiyeli, aktivitesi ve konsantrasyonu (Pirajno 1992). Ancak epitermal sistemlerde çevre kayaç bileşiminin alterasyon mineral topluluğunun oluşumunda o

kadar etkili olmadığı Henley ve Ellis (1983) tarafından belirtilmektedir. Örneğin 250-280 °C arasında bazalt, andezit, riolit ve kumtaşının alterasyonu sonucu benzer mineral toplulukları (kuvars, albit, K-feldispat, epidot, illit, kalsit ve pirit) oluşabilmektedir. Buna karşılık özellikle porfiri sistemlerde hidrotermal alterasyon olaylarında çevre kayacın bileşiminin ve özelliğinin önemli bir rol oynadığı vurgulanmaktadır (Pirajno 1992, Hayashi 1989).

İnceleme alanında hidrotermal alterasyon sonucu oluşan mineraller farklı oluşum koşulları sergilediklerinden tek tek ele alınarak açıklanacaktır. Özellikle belli tür alterasyon minerallerin (alunit, kaolinit) ekonomik boyutlara vardığı gözlenmiştir.

6.1. Hidrotermal Alterasyon Türleri

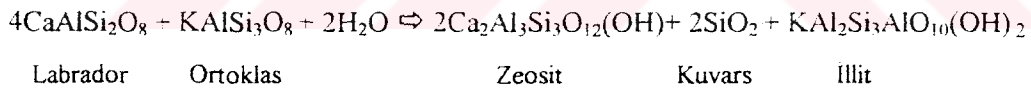
Hidrotermal alterasyon türlerini gruplandırırken; oluşan mineral toplulukları ve akışkan kimyası dikkate alınmıştır. Akışkan kimyasına bağlı olarak gerçekleşen kimyasal değişikliklerle, metasomatizma gerçekleşebilmektedir (bor, karbonat, flor). Ayrıca alterasyon türlerinin gelişim dereceleri tanımlanırken zayıf, orta, kuvvetli, yaygın, seçimli yaygın ve yaylımsız terimleri kullanılmıştır. Yaygın alterasyonda kayacın orijinal doku ve mineralojisi çoğunlukla kayıp olmaktadır. Seçimli yaygın alterasyon gelişiminde ise kayacın bünyesindeki belirli minerallerin altere olması söz konusudur. Örneğin K-feldispatın kaolinite dönüşümü, gerçekleşirken diğer mineraller korunabilmektedir. Zayıf-orta kuvvetli altere tanımları ise genellikle alterasyon derecesinin arazi tanımlaması için kullanılmıştır.

Hidrotermal alterasyon geniş bir metasomatik olayı ve önemli dönüşüm reaksiyonlarını içerir. Alkali ve H⁺ metasomatizması şeklinde gerçekleşen bu olaylar özellikle magmatizma ile ilişkili hidrotermal sistemlerde önemlidir. Hidrotermal olayların çoğunluğu gerçekte alkali ve hidrojen aktivitesi ile ilişkilidir (Pirajno 1992). Sistemdeki K⁺ ve H⁺ iyonlarının aktivitelerinin değişimine bağlı olarak hidrotermal çözeltilerin kimyası değişir ve bu çözeltilerin çevre kayayı etkileme tür

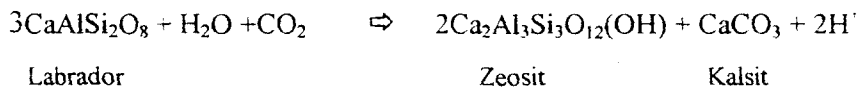
ve derecesinin değişmesine bağlı olarak çeşitli hidrotermal alterasyonlar oluşur. Hidrotermal alterasyon türleri potasik, propillitik, arjilitik ve fillitik şekilde sınıflandırılmaktadır (Pirajno 1992; Inoue 1995). İnceleme alanında gerek alkali hidrojen metasomatizması ve gerekse diğer iyon aktivitesi altında oluşan alterasyon türleri başlıklar altında ele alınmıştır:

6.1.1. Propillitik alterasyon

Bu tür alterasyonda H₂O, CO₂ ve yer yer S ilavesi gerçekleşirken, H⁺ metasomatizması gelişmez. Tipik mineralleri epidot, klorit, karbonatlar (kalsit), albit, K-feldispat ve pirit olup (Şekil 6.1), bu alterasyonun kısmen gözleendiği inceleme alanında Şaplıca Köyü'nün doğu kesimlerinde Şaplıca deresi içlerinde yoğun epidotlaşma izlenmiştir. Belirlenen mineral topluluğu ise epidot, albit, pirit, kalsit ve az oranda hematittir. Feldispat mineralleri hidrasyonla epidot (zeosit), serisit (illit) ve kuvarsa;



veya zeosit ve kalsite aşığıdaki reaksiyona göre dönüşmüş olabilir (Çoğulu 1976):

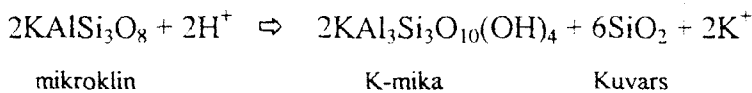


Plajiyoklasların yaygın şekilde epidot+kalsit minerallerine dönüşümü CO₂ 'li çözeltilerin etkinliğini gösterirken, klorit mineraline daha az rastlanması ve diğer kil minerallerin çok nadir gözlenmesi hidrasyonun zayıf geliştiğini H⁺ metasomatizmasının oluşmadığını belirtir. Epidotlaşmış bölgelerden alınan numunelerin kimyasal analizinde yoğun Mg, Ca ve Fe konsantrasyonları

belirlenmiştir (Çizelge 4.1). Propillitik alterasyonun gözlemlendiği numunelerde diğer alterasyon türlerine oranla pirit içeriği daha düşüktür. Pirit içeriğinin düşük olması kükürt aktivitesinin nispeten düşük olduğunu belirtir. Kırmızımsı-bordo renkli andezit görünümü sergileyen anakaya, epidotlaşmanın gözlemlendiği kesimlerden dış kesimlere doğru yoğun arjilik alterasyon (kaolenleşmenin gelişmesi) ve de yüksek sülfürik asitik alterasyonun (yer yer nativ kükürt yumru ve sıvamaları) oluştuğu gözlenmiştir.

6.1.2. Fillitik alterasyon (serisitleşme)

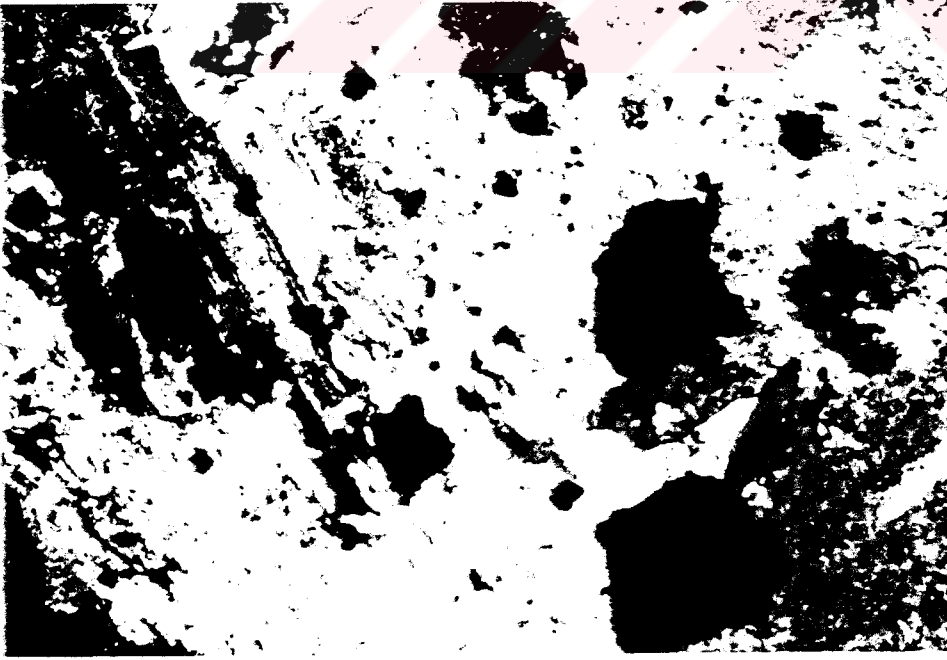
Kuvars+serisit+piritten oluşan mineral topluluğu yanında K-feldispat, jips ve kaolinitte gözlenmiştir. Fillitik alterasyon kil miktarının artması ile arjilik alterasyona geçiş gösterir. İnceleme alanında alunit oluşumu yaygın olmasına rağmen potassik alterasyon takip edilememiştir. Serisitik alterasyon sonucu açığa çıkan silis kesitlerde taneler arasını doldurur halde ve bıçak görünümü sergiler şekillerde izlenmiştir (Şekil 6.2). Pirit kristalleri daha iri ve miktarı daha fazladır. Serisitik alterasyonun, H^+ , OH^- , K^+ ve S varolması halinde, feldispatın duraylılığını yitirip kuvars, beyaz mika, piritten oluşan bir mineral topluluğuna dönüştüğü belirtilmektedir (Pirajno, 1992) (Şekil 6.2, 4.34):



1.Fe ise muhtemelen çözeltiler ve ferromagnezyen (biyotit, amfibol) minerallerin bileşiminden alınmıştır. Bu olay sırasında numunelerde Na, Mg, Ti, Fe ve de Ca elementlerinde yıkanma çok fazladır (Çizelge 5.1). Çoğunlukla Si ve kısmen de Al da zenginleşme vardır. K da ise serisitleşme fazla geliştiğinde zonlarda zenginleşme, anakayada ise yıkanma vardır. Fillitik alterasyonda kısmen turmalinin, muskovit ve kuvarsa eşlik ettiği gözlenmiştir. Turmalin oluşumunun granitoyitik magmanın yerleşimi ile ilişkili olduğu, bor içeriği yüksek hidrotermal çözeltilerin



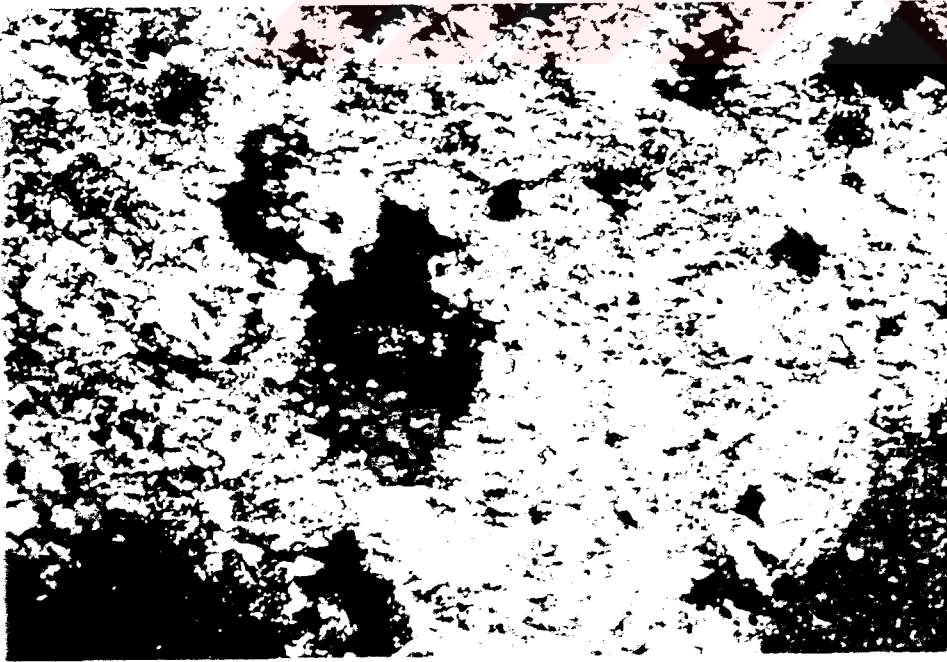
Şekil 6.1 A Şaplıca volkanitinde propilitik alterasyonun gelişimi (GŞ-32 x25, ÇN)



Şekil 6.1 B Şaplıca volkanitinde fillitik alterasyonun gelişimi (GS-32 x25, ÇN)



Şekil 6.2 A Şaplıca volkanitinde filitik alterasyon gelişimi (GŞ-9 x25, ÇN)



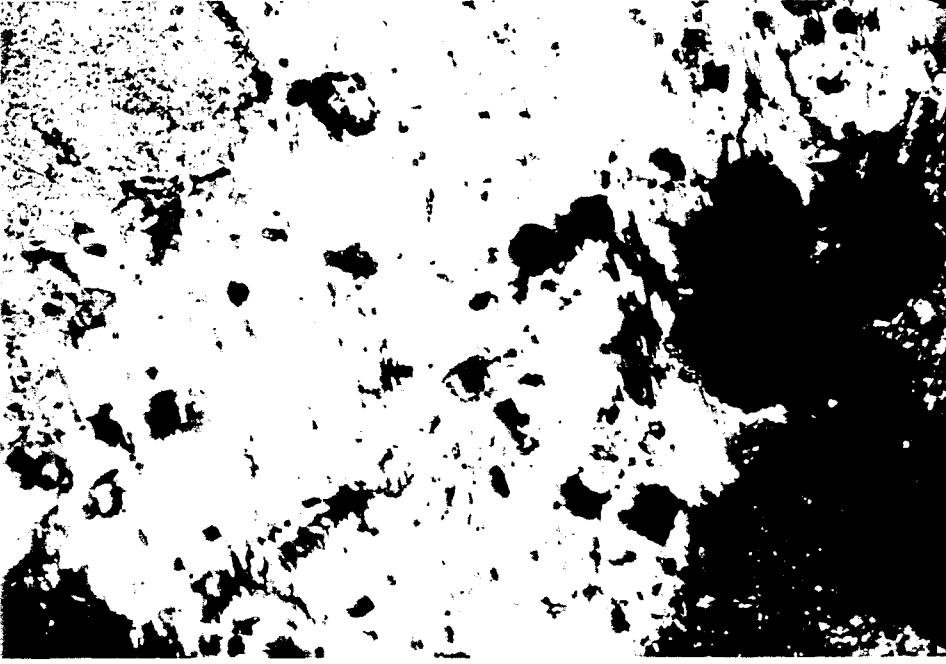
Şekil 6.2 B Şaplıca volkanitinde filitik alterasyon gelişimi (GŞ-10 x25, ÇN)

ana kayayı etkilemesi sonrası bu mineralin oluştuğu düşünülmüştür. İkincil turmalinler cevherleşmeye eşlik etmiştir.

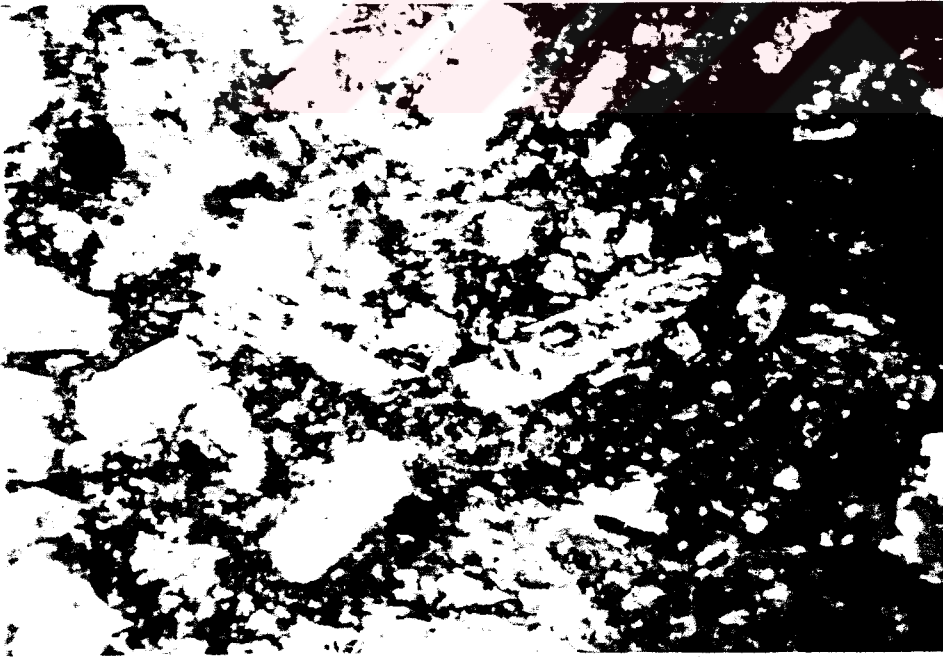
6.1.3. Arjilik alterasyon

Arjilik alterasyon, 100-300 °C arasında yoğun H^+ metasomatizması sonucunda kil minerallerinin oluşumunun gerçekleşmesi olarak kabul edilir ve arjilik alterasyonun iç kesimlere doğru serisitik zona, dışa doğru ise propillitik zona geçtiği belirtilir (Pirajno 1992, Inoue 1995). Sülfatin sülfata okside olması, pH ve asit yıkanmanın azalmasına neden olmaktadır. İnceleme alanında özellikle serisitik alterasyona geçiş yaygındır. Asit yıkanmasının yaygın olduğu Şaplıca Köyü ve Geyikgediği Tepe'nin üst kesimlerinde, Göreze Köyü doğusunda kaolinitce zengin arjilik zonun üst kesimlerde silisli zona geçtiği gözlenmiştir. Yapılan mikroskobik incelemelerde özellikle feldispatların killeştiği tespit edilmiştir (Şekil 6.3). Ancak alterasyonun ileri olması nedeniyle mineralojik bileşim X-ışınları çalışmalarına göre genelde, kaolinit+kuvars, kaolinit+alunit, alunit+kuvars, alunit+kuvars+kaolinit veya kuvars+kaolinit+muskovit+feldispat+alunit şeklindedir (Çizelge 3.1). Kale Tepede andezit bileşimli volkaniklerde yer yer 15-20 cm kalınlıkta yeşilimsi kaolen damarları yine arjilik alterasyon sonucu oluşmuştur. Arjilik alterasyonun ilerlemiş safhalarının geliştiği lokasyonlarda sülfat iyonlarının etkin olması sonucu alunitleşme oluşmuştur. İleri arjilik alterasyon (advanced argillic) veya asidik alterasyon inceleme alanında en iyi Geyikgediği Tepe'nin eteklerinde (doğu ve güneyi) gözlenmiş olup, tabanda yaygın jips bantları yukarı doğru alunit, kaolinit, opal ve hidrate demir oksitlere geçerler. Söz konusu mineral topluluğu Steiner (1977) tarafından bu alterasyonun karakteristik mineralleri olarak tanımlanmıştır.

İnceleme alanında yaygın olarak gözlenen hidrotermal çözeltiler, anakaya konumundaki riyolit, dasit, andezit ve kaynaklanmış piroklastikleri hidrojen metasomatizmasına uğratarak kaolen oluşumuna neden olmuşlardır. Hidrojen metasomatizması, hidrojen iyonlarının ana kayaç minerallerine etki ederek, Fe, Ca, Mg, Na, K ve Si gibi iyonların yerlerini almasıdır. Çözeltideki hidrojen iyonlarının



Şekil 6.3 A Şaplıca volkanitinde arjilitik alterasyonun gelişimi (GŞ-52x25. ÇN)



Şekil 6.3 A Şaplıca volkanitinde arjilitik alterasyonun gelişimi (GŞ-52x25. ÇN)

Alunitleşmenin sülfirik asit etkisiyle oluşan ayrışmaların ve bu ayrışma ürünlerinden biri olan alunit oluşumunun, yüksek oranda H_2SO_4 derişimine bağı sıvıların 500 °C ve altındaki sıcaklıklarda yan kayaçlar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme ile gerçekleştiğı belirtilmektedir (Hemley ve ark. 1969; Knight 1977). Alunitleşmede düşük pH (<5), yeterli oksidasyon ve sülfat aktivitesi gereklidir (Hayashi 1989). Gerekli H_2SO_4 maden yatakları ile ilgili dört tip ortamda farklı mekanizmalarla üretilmektedir (Rye ve ark. 1992); yüzeysel ortamlar, buharla ısıtılmış ortamlar (aktif veya fosil jeotermal alanlar), magmatik hidrotermal ortamlar, doğrudan magmadan türeyen SO_2 gazınca zengin buharın etkin olduğu ortamlar. Yüzeysel ortamlar hariç diğerlerinde alunitleşme asit ve ortağ bileşimli kayaçlarda gelişir.

Buharla ısıtılmış ortam: Ayrışma zonlarının altında genellikle sülfid cevherleşmesi gözlenmez (Henley 1985). Reaksiyon yüzeye yakın gerçekleştiğinden, oluşum sıcaklığı hiçbir zaman 100 °C den fazla değildir (Rye ve ark. 1992). Sülfat aktivitesi yüksek meteorik suların yüzeyden derine doğru hareketi ile, sırasıyla alunit, kaolinit ve propillitik ayrışma zonları gelişir.

Magmatik hidrotermal ortamlar: Bu ortamlar, magmatik aktivitenin geliştiğı tüm hidrotermal sistemler çevresinde gelişir. Bu ortamlar yoğun sülfidizasyonun geliştiğı alunit-kuvars, kaolinit-kuvars mineral çiftleri ile tanınan ortamlardır (Hedenquist 1987; Cunningham ve ark. 1984; Berger ve Henley 1989). Bu ortamlarda ayrışma süreçleri kırık sistemlerinin denetimi altındadır. Magmatik hidrotermal sıvıların yan kayaçlar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme etkisi (leaching) bu ortamlarda çok yaygın olarak gözlenir. Bu tip ortamlardaki alunit oluşumlarının altında, daha derin zonlarda sülfidli zona geçilir. Ancak sülfid cevherleşmesinin görülmediğı magmatik hidrotermal ortamlarda da alunit oluşumu gerçekleşebilir (Bove ve ark. 1988). Magmatik hidrotermal ortamlarda gerekli olan sülfirik asit, magmadan türeyen SO_2 gazlarının su buharı sorguçları ile üst seviyelere taşınırken H_2O ve SO_2 'in iki ayrı gaz fazına ayrılarak yoğunlaşması ile üretilmektedir (Henley ve Ellis 1983, Rye ve ark.1992). Bu kimyasal reaksiyon ;

fenokristallerinin alunitleşmesi mikroskopik incelemelerde belirlenmiştir (Şekil 6.4). Ancak alterasyondan dolayı hamurda alunitleşmenin belirlenmesi güçtür. •

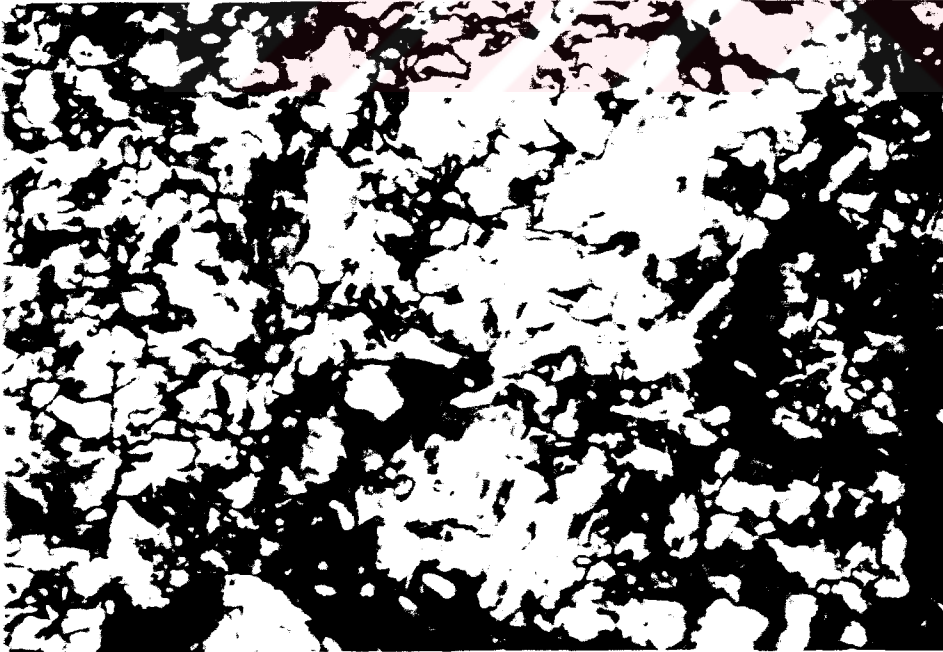
Alunit, tek nikolde renksiz, (0001) yüzeyine paralel çok iyi dilinimli, röllyefi orta, çift nikolde ise girişim rengi orta olup, II. mertebenin mavi rengine kadar değişen girişim rengi gösterir. Paralel ve simetrik sönmeli, tek optik eksenli (+) karakterli özellikleri ile tanımlanmış, X-ışınları, kimyasal analiz ve elektron mikroskop incelemeleri ile denetlenmiştir. H_2SO_5 'ce zengin magmatik hidrotermal asidik çözeltilerin etkisiyle K-feldispatlar yer yer tamamen ayrılmıştır. Çözelti çıkışının aktif olarak devam ettiği lokasyonlardan Şaplıca Köyü ve Geyikgediği Tepe çevresinde alunitleşmenin güncel olarak devam ettiği gözlenmiştir. Yapılan ölçümlerde söz konusu çözeltilerin pH= 2.30-3.5 değerleri arasında değiştiği ve oldukça asidik olduğu belirlenmiştir. Çözeltilerin kimyasal analizlerinde de SO_3 içerikleri 2000 ppm civarında, Al içerikleri 50-69 ppm, Fe içerikleri ise 60-22 ppm arasında bulunmuştur (Çizelge 6.3). Suların anyon ve katyonlarının aktivite katsayılarının diyagramlara düşürülmesi sonucu alunit ve kaolinitin çökelebileceği tespit edilmiştir.

Geyikgediği Tepe çevresinde tabanda ince kristalin, dissemine görünümlü yanal yayılımı sınırlı jips bantları veya mercekleri (20-30cm) ile arakatlı alunitik zon yan tarafta kaolinitik zona geçiş gösterir (Göreze köyü batısı) (Şekil 6.5, 6.6). Anakaya görünümündeki altere mikrokristalin, açık gri renkli kaya parçaları alunitik, killi ve jipsli altere topluluk arasında kısmen korunmuş olarak izlenir. Anakaya içinde 1-2mm çaplarında yaklaşık %5 oranında pirit içeriği gözle takip edilebilmektedir. Alunitin dış tarafa doğru kaolinitik mineralleşmeye geçiş göstermesi kısmen daha düşük sıcaklık, daha yüksek pH ve düşük sülfat, yüksek silisik asit aktivitesinin gelişimini belirtir (Cunningham ve ark. 1984). Ayrıca hidrojen iyon aktivitesi azaldığında, aynı sülfat ve potasyum aktivitesinde alunitin kaolinitten daha duraylı olduğu tesbit edilmiştir (Henley ve Ellis 1983). Benzer şartlarda bir arada gözlenebilen bu iki mineralin duraylılığı hidrojen iyon aktivitesi ile kontrol edilir.

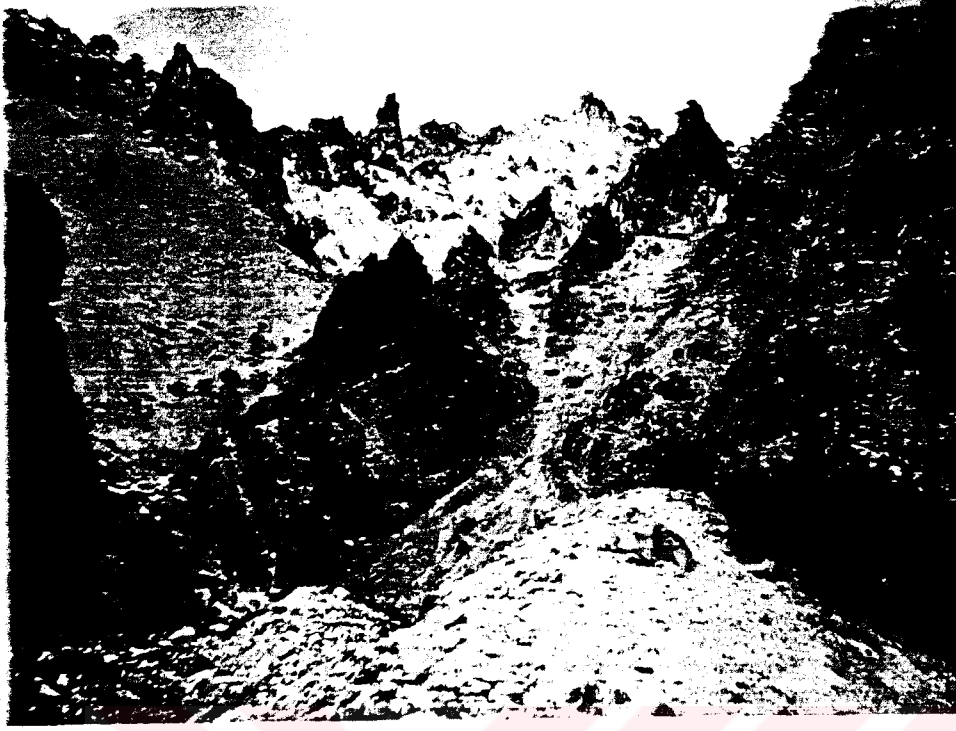




Şekil 6.4A Şaplıca volkanitinde alunitik alterasyonun gelişimi (GŞ-6 x25, ÇN)



Şekil 6.4B Şaplıca volkanitinde alunitik alterasyonun gelişimi (GŞ-67 x25, ÇN)

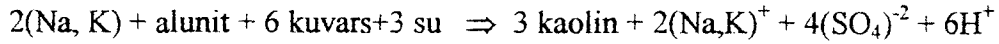


Şekil 6.5 Acı Dere'nin sonunda, Şaplıca volkanitinde gelişmiş alunitik alterasyon ve hematitleşme



Şekil 6.6 Şaplıca volkanitinde, Geyikgediği Tepe'nin güneybatı eteklerinde gelişmiş alunitik alterasyon ve ön planda jips oluşumları.

İnceleme alanında alunitleşmenin çoğunlukla kuvars ve kaolinitle beraber gözlenmesi altere kayacın reaksiyonuna sebep olan çözeltilerin pH ındaki değişikliklerle ilişkilidir. Altere kayaçlarda oluşan kuvars, kaolinit ve alunite minerallerin bir veya diğerinin zenginleşmesi pH şartları hakkında bilgi verebilir. Söz konusu mineraller aşağıdaki reaksiyona göre birbirleri ile ilişkilidir:



Düşük pH koşullarında alunite oluşurken, pH ın yükselmesiyle kuvars kaolinitin oluşumunu desteklemektedir (Inoue ve Utada 1991, Inoue 1995).

Üst kesimlerde ise daha ince girişim halinde jarosit oluşumu üzerinde hematit ve en üstte silis şapka izlenmiştir. Bu mineralleşmelerin, volkanik kayaçların alunitleşmesi sırasında açığa çıkan silika, demir ve kayacın bileşimindeki diğer katyonlarca zengin çözeltilerin yukarı doğru hareket ederken gerçekleşen reaksiyonlar sonucu olduğu düşünülmektedir. Yukarı doğru alunitten sonra jarositin gözlenmesi sülfatlı mineral yapısında Al^{+3} un yerini Fe^{+3} in alması sonucu gerçekleşmiştir. Riyolitik, riyodasitik bileşimli volkanik kayacın bünyesinden ayrılan Al alunitleşme için kullanıldığından ve mineralleşmeye neden olan sülfatlı çözeltilerin aktivitesi devam ettiğinden alunite benzer yapıda bir sülfatlı mineral olan jarosit oluşmuştur. Jarositin oluşumunun çözeltilerin pH ının artmasını ve sonucunda Fe^{+3} oranla Al un çözünürlüğünün azalmasını gösterdiği belirtilmiştir (Cunningham ve ark. 1984). İnceleme alanında alunite oranla jarosit oluşumunun daha az gözlenmesi ana kayaçta Fe içeriğinin Al'a oranla daha düşük olmasıyla da ilişkili olması muhtemeldir. Alunit-jarositin yukarı doğru hematit oluşumuna geçiş göstermesi sülfat aktivitesinde azalma ve oksijen bolluğunu açıklar. Çözeltide kalan silika ise asidik, kuvvetli asidik koşullarda (Hayashi 1989) silika minerallerinin oluşumuna katkıda bulunmuştur. Silisifiye zonda masif silis oluşumları yanında; silisik breşlerin mikrokristalin kuvars ve hematitle çimentolandığı gözlenmiştir. Güncel sıcak noktalar çevresinde güncel olarak silis şapkalarının oluşabileceği ve basıncın ayrılması sonucu patlamayla hidrotermal silika breşlerinin oluşumu belirtilmiştir (White 1981).

Şaplıca köyünün Şebinkarahisar-Giresun karayoluna yakın kesimlerinde yüzeye yakın koşullarda alunit ve hematit beraberliği gözlenmiştir. Bu durum ise kuvvetli sülfirik asitik çözeltilerin alunitleşmeye neden olması yanında atmosferik oksijenle etkileşerek aktivitesinin azalması ve çözelti bünyesindeki demirin oksidasyonu sonucu hematitleşme veya diğer hidrate demir minerallerinin oluşumu gerçekleşmiştir. Demir sülfid (pirit) hidrotermal sistemin bir başka aşamasında, geç evre akışkanlarla oksidasyona ve yıkanmaya (leaching) maruz kalmış olabilir. Hematitin oluşumunun gözlenmesi hidrotermal sistemin bu şekilde bir evrimini ve yüksek oksijen uçuculuğunu belirtir.

İnceleme alanında alunitleşmeye neden olan kükürtün kökenini belirlemek için izotop analizleri yapılamamıştır. Ancak Özgenç (1993) elde ettiği $\delta^{34}\text{S}$ analiz sonuçlarına göre alunitlerin derin (hipojen) kökenli olduğunu ve alunitleşmeye neden olan H_2SO_4 'ce zengin çözeltilerin büyük bir olasılıkla magmatik hidrotermal kökenli olduğu belirtilmiştir. Çağatay (1993) ile Çağatay ve Eastoe (1995), Doğu Karadeniz volkanojenik masif sülfid yataklarında incelemelerde bulunmuş ve bazı ince taneli, dissemine jips oluşumlarının $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin sülfidlerle çakıştığını bularak, hidrotermal çözeltilerle sülfidlerin geç evre oksidasyonunun oluştuğunu belirtmişlerdir. Gökçe ve ark. (1993) inceleme alanı yakınında Koyulhisar civarında yaptıkları izotop analizleri sonucunda; sülfürlü cevherlerdeki kükürtün magmatik kökenli olduğunu belirtmişlerdir.

7. EKONOMİK JEOLojİ

İnceleme alanında büyük, küçük ölçekte çeşitli metalik cevherleşme ve endüstriyel hammadde oluşumu mevcuttur. Bu nedenle bölgede çok eski yıllarda birçok işletme yapılmıştır. Bu işletmeler çoğunlukla polimetalik cevher oluşumları üzerinde yoğunlaşmıştır. Halen bölge ölçeğinde inceleme alanının dışında birçok yatakta özel firmalarca polimetalik (Pb, Zn, Cu vb. sülfürlü cevher) maden yataklarında işletme yapılmaktadır. Bu cevherleşmeler hidrotermal damar tipidir.

Bu çalışmada özellikle hidrotermal alterasyonun özelliklerinin ve alunitleşmenin gelişiminin araştırılması amaçlandığından polimetalik cevherleşmelerde detaylı araştırma yapılmamış, sadece arazi gözlemleri ve kısmen de yapılan analiz sonuçlarının değerlendirilmesine gidilmiştir.

7.1. Polimetalik Cevher Oluşumları

Çalışma alanında polimetalik cevher oluşumları Asarcık civarında Üst Kretase-Paleosen yaşlı granitoyitik kayalarla getirilen cevherli çözeltilerin yine bu kayaların kırık ve çatlaklarında mineralize olması şeklinde oluşmuştur. Asarcık civarında K40B, 80-85° GB eğimli kırık boyunca, 2-2.5 km uzunlukta, 0.5-3m kalınlıkta bir damar tipi cevherleşme oluşmuştur. Bu damarın KB uzantısında yaklaşık D-B doğrultulu 600-800m. uzunlukta ikinci bir kırık hattında benzer cevherleşme gözlenmiştir. Asarcık cevherleşmesinde çoğunlukla siyenit, kuvars siyenit bileşimli kayalarda yoğun turmalinleşme cevherleşmenin belirteçidir. Yüksek bor içerikli akışkanlar vasıtasıyla kayaç içinde turmalin güneşleri ve çatlaklarında turmalin bantları ve yumruları oluşmuştur (Şekil 2.13 ve 2.14). Turmalin güneşlerinin kayacın yerleşimi ile eş yaşlı olduğu düşünülmüştür. Turmalinleşmenin çevresinde lökokratik bir alterasyon kuşağı ile çevrelendiği gözlenmiştir. Turmalin bantları ve yumruları muhtemelen kayacın yerleşimi

sonrasında çatlaklarda dolaşan yüksek element içerikli çözeltiler vasıtasıyla çöktürülmüştür. Turmalinleşme cevherli damar çevresinde daha yoğun ve yer yer de galen, sfalerit ve kalkopirit cevherlerini sarar halde izlenmiştir. Ayrıca cevher damarının duvarlarında gözlenen kuvars damarı saçınımlı (dissemine) halde çeşitli elementler içermektedir. Öz şekilli kuvars kristalleri beyaz, yeşilimsi mavi ve siyah renkli ve yer yer dumanlı şekildedir. Kuvars damarının içinde turmalin kristalleri yanında, kuvars kristallerinin aralarında ve yüzeyinde yaklaşık 0.5 cm boyutlarında ilmenit kristalleri ve peşblend (?) belirlenmiştir. Kuvars kristalleri arasında, boşluklara yerleşmiş şekilde gözlenen mavimsi, siyah renkli, ipek-metalik parlaklıktaki, iğnemsî mineral apatit veya peşblend olabileceği düşünülmüştür.

Asarcık cevherleşmesinde araştırmalar yapan Çalapkulu (1981), cevher minerallerinin pirit, arsenopirit, kalkopirit, tetraedrit, sfalerit, galen, burnonit, bulanjerit, aikinit ve peşblendden, gang minerallerinin ise kuvars, turmalin, apatit ve karbonattan oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı gümüş içeriğinin 1200 gr/ton ve U_3O_8 un % 2.9 a kadar çıktığını tespit etmiştir.

Yılmaz ve Ayan (1985, 1986), cevherleşmenin pnömatolitik ve hidrotermal evrelere ait eriyiklerin granitlerde turmalinleşmeye ve KB-GD, D-B yönlü kırıklarda cevherleşmeye neden olduğunu, cevher minerallerinin arsenopirit, pirit, peşblend, sfalerit, galenit, kalkopirit, fahlerz den oluştuğunu; cevher parajenezinin tenörünün cevher damarı boyunca değiştiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar cevherin toplam rezervini 2.457.720 ton, ortalama tenörünü % 3.38 Pb, %3.94 Zn ve 50.15 gr/ton Ag olarak tespit etmişlerdir.

Asarcık civarında ve kısmen de yaygın olarak Acı Dere içinde gözlenen turmalinleşme bu güne kadar araştırılmamıştır. Her iki lokasyonda gözlenen turmalinleşme makroskobik, mineralojik ve kimyasal olarak farklılıklar gösterir. Her iki turmalinleşmenin de hidrotermal kökenli olduğu ve turmalinitin bölgede özellikle polimetallik cevherleşmelere işaret ettiği düşünülmektedir. Turmalin oluşumunun postmagmatik kökenli olanların cevherleşme ile ilişkileri daha önemlidir. Turmalin mineralleşmesi, kimyasal bileşimine göre iki tür cevherleşmenin varlığına işaret edebilmektedir. Bu cevherleşmeler Sn-W, Sn ve Au cevherleşmeleridir (Koval ve ark. 1991, Pirajno ve Smithies 1992, Rozendaal ve ark.

1995, Pirajno 1995). Kuvars ve lökokratik oluşumlar içinde turmalinle beraber ilmenitin gözlenmesi nispeten yüksek sıcaklıklı getirimlerin varlığını belirtir. Ana element analiz sonuçlarına göre şörl-oksidravit arasında bir bileşim sergileyen turmalinit oluşumlarının mikroprob ve iz element analizleri yaptırılmamıştır. Ancak düşük Al ve yüksek Fe içeriklidirler. Turmalin nodülleri (Şekil 2.14) ve çatlaklardaki turmalinit oluşumları kayacın boşluklarında metasomatik yerleşimlerle oluşmuştur. Bu oluşumlar hidrotermal (B, F içeren) akışkanların varlığına işaret etmekte olup, bölgesel ölçekte turmalinleşmenin cevherleşme ile ilişkisi araştırmaları devam etmektedir. İnceleme alanında Say Deresi girişinde (Dervişoğlu Mah. KB sinda) granitoyitik kayaçların Şaplıca volkanitini kestiği lokasyonların yakınında hidrotermal çözeltilerle oluşturulan 1-2 cm kalınlıkta, 15-20 cm uzunlukta yeşil-mavi florit mineralleşmeleri gözlenmiştir. Floritlerin ekonomik olmadığı ancak cevherleşmeye işaret etmesi söz konusudur.

7.2. Alunit Oluşumları

İnceleme alanında gözlenen alunit oluşumları çok eski yıllardan beri bilinmekte olup, zaman zaman işletme yapılmıştır. Bu işletmeler ilkel yöntemlerle yürütülmüş alınan alunit cevherinden şap elde edilmiştir. Genel formülü $A_2(SO_4)B_2(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$ şeklinde olan şapta; **A** = K, Na, NH_4 , Rb, Cs; **B** = Al, Cr, Fe kanyonları ve molekülü yer alabilir. $K_2SO_4Al_2(SO_4)_3 \cdot 24H_2O$ şeklindeki potas şapı alunitten elde edilir. Şap, eczacılıkta ilaç üretiminde, tekstilde boyaların tespiti ve su geçirmez kumaş yapımında, kağıt sanayiinde, hamurun zamklanmasında, tıpta kanamayı önlemede, renk ve koku gidermede, mayalama, kabartma tozu, yangın söndürme, ozalit vb. amaçlarla kullanılmaktadır.

$K_2Al_3(SO_4)(OH)_6$ formülü olan alunit mineraline doğada saf halde rastlamak mümkün değildir. Genelde alunit cevherleri %10-70 arasında SiO_2 veya SiO_2 -kil minerali (çoğunlukla kaolinit) içerir. Alunit cevherlerinin işletilmesi sırasında bu

alunit işletmesi için açılan üç galeri ve yarmalar mevcuttur. Bu galerilerden ikisi silisifiye zonlarda diğeri ise silisli alunitlerde açılmıştır. Yarmalar ise genelde toprakla örtülü haldedir. Alunitleşmenin taban kotlarda daha iyi geliştiği ve üst kesimlere doğru silisleşmenin artarak tamamen silisifiye zona geçildiği gözlenmiştir.

Şaplıca alunit oluşumundan alınan numunelerin kimyasal analizinde K_2O içeriklerinin % 0.51-6.92, Al_2O_3 = %14.25-46.57, SO_3 = % 12.83-17.98 arasında değiştiği tespit edilmiştir (Çizelge 5.1). Ancak SO_3 analizleri XRF de yapıldığından hatalı olma durumu söz konusudur. Zira mineralojik bileşiminde alunit içeriği fazla olan numunelerde SO_3 içeriği düşük bulunmuştur (Çizelge 5.1, GŞ-61-66). Düşük kaliteli bir alunit cevheri için SO_3 = % 15 kabul edilir. Bu değer Şaplıca yöresindeki alunit cevherlerinin SO_3 yönünden işletilebilirlik limitlerinde bulunduğunu gösterir. Fe_2O_3 içeriği maksimum % 1.19 bulunmuş olup, genelde % 0.5 in altında bulunmuştur. Şaplıca mevkiinde alunit oluşumlarının rezervi belirlenememiştir. Güner ve ark. (1991) alunit oluşumunun toplam görünür rezervini 2.5 milyon ton, tenörünü ise % 45 olarak vermişlerdir. Ancak bölgede açılan sondaj ve yarmalarda alunit cevherinin tabanına inilememiştir. Bu nedenle alunitin mümkün rezervi bulunamamıştır. Arazi incelemeleri sırasında gerek Şaplıca gerekse de Göreze mevkiinde alunit tenörünün düşük kotlara doğru yükseldiği, üst kesimlerde ise silisli alunit ve silis şapka zonuna geçildiği gözlenmiştir. Alunit cevherleşmesinin mümkün rezervinin ve gerçek tenörünün belirlenebilmesi için derin sondajlarla tabana inilmesi gerekmektedir. Taban kotlara doğru alunit içeriğinin artmasına bağlı olarak kayacın sertliğinin daha düşük olduğu gözlenmiştir. Derin sondajlarla alunitin tabanı tespit edilebildiği durumda alunitin işletmesi daha ekonomik olabilecektir. Bu sondajlarla ekonomik diğer cevherleşmelerin varlığı da denetlenebilecektir. Ayrıca Özgenç (1993) ve Gökçe ve ark (1993) taraflarından kükürt izotop sonuçlarına göre magmatik-hidrotermal kökenli olduğu belirtilen alunit oluşumunun alt zonlarda sülfürlü cevherlere geçmesi muhtemeldir (Rye ve ark. 1992)

Şaplıca alunit cevherleşmesi dışında Geyikgediği Tepeyi bir yay gibi kuşatan alunit, özellikle Göreze köyünün doğusuna bakan yamaçlarında gözlenen alunit

SiO_2 in serbestleşmesi ve tane boyu çok önemlidir. Alunit K ve Al içeriğinden dolayı alumina ve potasyum kaynağı olarak değerlendirilir.

Alunit mineralinin yoğunluğu 2.75 g/cm^3 , sertliği 3.5-4, kırılma indisi 1.56-1.61 arasında, dilinimi zayıf gelişmiş, kırık yüzeyi konkoidal veya düzensiz, saydam-yarı saydam ve camsi parlaklıktadır, çizgi rengi beyaz, yakıldığında alevi kırmızımsı-pembe renge boyar. Alunit mineraline kayaç içindeki zenginlik ve saflık derecesine göre beyaz, sarımsı veya kırmızımsı renklerde rastlanabilmektedir.

Doğal halde suda ve asit çözeltilerde çözünmeyen alunit, 500°C nin üzerindeki sıcaklıklarda kalsine olarak suda ve sülfürik asitte çözünmektedir (Gülensoy 1968). Atmosferik şartlarda zamanla bozunmaya uğrayarak suda eriyebilir ve dile ekşi tad verir ve bunlara şap adı verilir. Alunit, kapalı tüpte ısıtıldıklarında su verir, yüksek ısıya tabi kaldıklarında kükürt dumanı yayar. Kobalt nitratla ısıtıldığında açığa çıkan mavi renk aluniti işaret eder.

İnceleme alanında hidrotermal çözeltilerin volkanik kayaçları altere etmesi sonucu alunit oluşmuştur. Postmagmatik çözeltilerde yüksek konsantrasyonlarda SO_2 ve H_2S bulunur. Bu çözeltilerin yüzeye çıkması ile SO_2 ve H_2S yüzey suları ile etkileşime girerek H_2SO_4 yükseltgenerek meydana gelen asit çözelti, etkileşim halindeki kayaçtan Al ve alkali elementleri çözeltiye alır, daha sonra bu elementler ikincil kuvarsların oluşumunu sağlar. Alunit oluşumu için optimum pH 3.1-5.4 (Hayashi 1989, Ossaka ve ark. 1993, Inoue 1995) 'tür. Gazlarla dengeye gelmiş termal sular yüzeye çıktığında soğur, CO_2 'nin ortamdan uzaklaşması ile pH yükselir. Çözeltide bulunan indirgenmiş S, Fe ihtiva eden minerallerle reaksiyona girerek pirit ve markazit oluşturmuştur. H^+ ve sülfat içeren suların kırıklardan yukarı yükselirken alkali feldispatı etkilemesi sonucu alterasyon ürünü olarak alunit, kaolinit, ve illit (serisit) mineralleri oluşmuştur. Volkanik kayaçlardaki Ca, Na, K ve Mg hidrotermal etkileşimle çözeltiye sülfat şeklinde geçerek uzaklaşmasıyla serbest kalan silis, silika minerallerini oluşturmuştur.

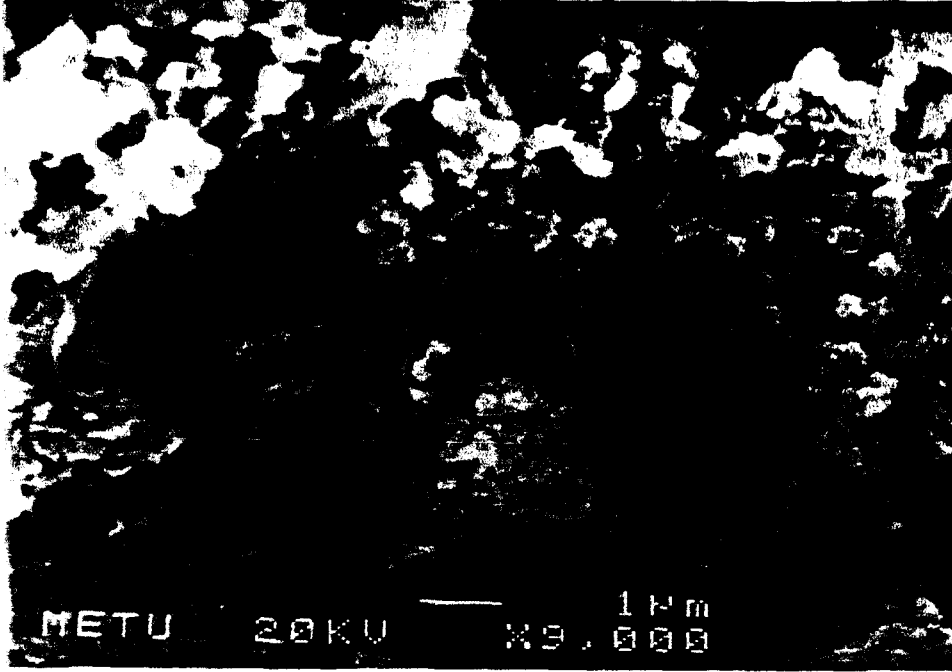
İnceleme alanında en önemli alunit oluşumları Şaplıca ve Göreze yöresinde gözlenmiştir. Şaplıca yöresinde gözlenen alunit oluşumları, Şaplıca köyünün kuzeybatısında Şaplıca volkanitleri içerisinde oluşmuştur. Yörede alunitleşme yanında silisleşme ve fillitik alterasyon da izlenmiştir. Bölgede eski dönemlerde

oluşumları çalışma alanının ikinci önemli cevherleşmesidir. Bu lokasyonda da Göreze köyünün doğusunda alunitleşmenin K_2O içeriği daha yüksek bulunmuştur. Ancak Göreze alunitlerinin kaolinit içerikleri Şaplıca bölgesindeki cevherleşmeye oranla daha yüksektir (Çizelge 5.1, GŞ-55, 56, 57). Kimyasal analiz sonuçlarına göre $K_2O = \%0.52-2.3$, $Al_2O_3 = \%34.28-45.63$ arasındadır.

Kale Tepenin kuzeyinde, Maden dere girişindeki alunitleşmeden alınan numunelerin kimyasal bileşiminde $K_2O = \% 2.48-4.55$, $Al_2O_3 = \%18.24-31.95$ tespit edilmiştir (Çizelge 5.1, GŞ-24-26). Bu numunelerin SiO_2 içerikleri kısmen diğer alunitlerden daha yüksek bulunmuştur.

İnceleme alanında İsterefil Köyü batısı ve güney batısında, Harmankaya Yayla, Acı dere ve Şaplıca deresi içerisinde daha küçük ölçekte alunit cevherleşmeleri tespit edilmiştir. Bu cevherleşmelerde alunitleşme yine üst kotlara doğru yüksek silisli alunitlere ve silis şapkaya geçmiştir. Tuncanlı (1976) Giresun-Şebinkarahisar yöresi alunit cevherleşmelerinin toplam görünür rezervini 8 milyon olarak belirtmiştir.

Şaplıca köyü ve Geyikgediği Tepe eteklerinde gözlenen alunit cevherleşmesinin işletilmesi sırasında SiO_2 nin uzaklaştırılması gerekecektir. Elektron mikroskobik incelemelerde silisli alunitlerde, alunit kristalleri ile kuvarsın özşekilli kristallerinin iyi gelişmediği, yer yer tane boylarının eşit olduğu ve numunelerde özşekilsiz görünümlü oluşumların bileşiminde EDS analizleri ile Al, Si, K ve S bulunduğu tespit edilmiştir (Şekil 7.1, 7.2). Bu durum alunitleşmenin tamamen oluşmamış olması, amorf silisin varlığı şeklinde yorumlanmıştır. Silisli alunitlerden 5 kg numune öğütülerek 10 ayrı elekten (-45- +600mesh) geçirilmiş ve bu fraksiyonlardan $2\theta = 15-45^\circ$ arasında X-ışınları çekimleri yapılmıştır. Elde edilen on adet difraktogramda kuvars ve alunitten oluşan mineral topluluğunun korunduğu ve kuvarsın $3.34A^\circ$ ve alunitin $2.99A^\circ$ da gözlenen pik şiddetlerinde bir değişimin olmadığı belirlenmiştir. Bu incelemede kuvars ve alunitin X-ışınlarını soğurma katsayılarının fazla farklılık göstermeyeceği düşünülmüş ve pik şiddetlerinin mineral bolluğu ile orantılı olduğu varsayılmıştır. Kuvarsın serbestleşmediği elek analizleri sonucunda belirlendiğinden, silisli alunitlerde tane boyuna göre bir zenginleşme yönteminin uygulanması yararlı gözükmemektedir. Daha düşük kotlardan alınan



Şekil 7.1 Alunit numunesinin elektron mikroskop görünümü



Şekil 7.2 Alunit ve kaolinit kristallerinin elektron mikroskop görünümü

alunitli numunelerde, alunite kaolinitin eşlik ettiği gözlenmiştir (Şekil 4.25, 4.30 ve 4.32, Çizelge 4.1). Bu numunelerde alunit kristallerinin boyutu 1- 5µm, kaolinit ise 10-15µm arasında olup, kaolinitle alunitin tane boyuna göre bir seçilme gösterdiği tespit edilmiştir. Maden dere girişinden alınan numunelerin incelemesinde kaolinit ve alunitin öz şekilli kristalleri belirlenmiş ve numunede kaolinit ve alunitin tane boylarına göre bir seçilmenin olduğu gözlenmiştir.

İnceleme alanında gözlenen alunit cevherleşmelerinin alumina eldesi için değerlendirilmesi yapılabilir. Ancak bu durumda SiO_2 in uzaklaştırılması için zenginleştirme yöntemlerinin araştırılması gerekmektedir. H_2SO_4 elde edilebilmesi için SO_3 miktarı Şaplıca alunitlerinde yeterli iken, Geyikgediği Tepe çevresinde gözlenen oluşumlarda düşüktür. Alunitleşmelerin K_2O içerikleri potasyum değerlendirmesi (işletme) için kısmen yeterlidir.

Çalışma alanında alunitleşmenin düşük kotlarda daha artması nedeniyle bölgede alunitin mümkün rezervinin detaylı sondajlarla belirlenmesi gerekir. Alunit oluşumları gözlenebilen mostralarda silis içeriğinin artmasıyla sertliği de artmaktadır. Bu durum işletme sırasında öğütme problemleri doğurabilecektir.

Alunitleşmenin üst seviyelerinde gözlenen silis şapkanın (gossan) kimyasal bileşiminde SiO_2 içeriği %97.36 bulunmuştur. Alunit yanında bölgedeki kuvars damarlarının silis şapkanın değerlendirilmesi yönünde inceleme yapılmalıdır. Ayrıca silisleşmenin ekonomik önemi olan muhtemel diğer cevherleşmelere (Au, Ag) işaret edebilme olasılığı dikkate alınarak bu yönde inceleme yapılması gerekmektedir. İnceleme alanında kuvars damarları, silis şapka ve alunitleşme zonları Au ve Ag gibi önemli cevherlerin varlığına belirteç olabilir. Turmalin minerallerinin detaylı kimyasal bileşimleri ve turmalinleşmenin de oluşum sıcaklığı belirlenerek işaret edebileceği cevherleşmeler araştırılmaktadır.

8. JEODİNAMİK VE JEOKİMYASAL EVRİM

Şebinkarahisar kuzeyinde yürütülen jeolojik incelemeler yanında; özellikle Şaplıca volkaniti ve Asarcık granitoyitinde ve mineralize su çıkışlarında yapılan mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar ve uzaktan algılama çalışmaları ile inceleme alanında gözlenen hidrotermal alterasyonların tür ve yayılımı açıklanmıştır.

Magmatik serinin tabanını oluşturan Şaplıca volkanitinin kayaçları aşırı derecede altere olmalarına karşın, jeokimyasal olarak genelde kalkalkalen fakat kısmen K-toleyite geçiş gösteren ilkel bir yay ortamını göstermiştir. Şaplıca volkanitinin kesen Asarcık granitoyiti ise çoğunlukla çarpışma ile eş yaşlı yitim kökenli kalkalkalen bir magmatizmanın ürünüdür.

İnceleme alanının gözlenen cevherleşmeler magmatik hidrotermal kökenli, polimetalik masif sülfür birikimleri şeklindedir. Önceki çalışmalarda Alt Bazik Seri olarak adlandırılan (Gedikoğlu ve ark. 1979) birim içinde gözlenen cevherleşmeler ve alterasyonlar, Üst Kretase-Paleosen yaşlı granitoidlerin birimi (Şaplıca volkaniti) kesmesiyle ilişkili olarak oluşmuştur. Özellikle bu dokunaklarda çeşitli hidrotermal alterasyon türleri yer yer yoğun olarak oluşmuştur. Kırık hatlarıyla kontrollü olduğu gözlenen, çözelti getiriminin etkin olduğu lokasyonlarda alterasyonlara bağlı mineralleşmeler daha iyi gelişmiştir. Yukarı doğru yükselen sıcak hidrotermal çözeltilerin paleodeniz tabanı altında dolaşan deniz suyu ile karışması inceleme alanında gözlenen alterasyon tür ve yayılımının oluşmasında rol oynamıştır (Şekil 8.1). Yapılan incelemelerle çalışma alanında değişik etkinlikte olmakla beraber propillitik, arjilitik ve fillitik alterasyonlar gelişmiştir. Mineralize akışkanlar halen inceleme alanında aktif olarak devam etmekte ve çıkış lokasyonlarında çeşitli element konsantrasyonları (Fe, Co, Mn) ve güncel mineralleşmelere (jips, kükürt, alunit) neden olmaktadır.

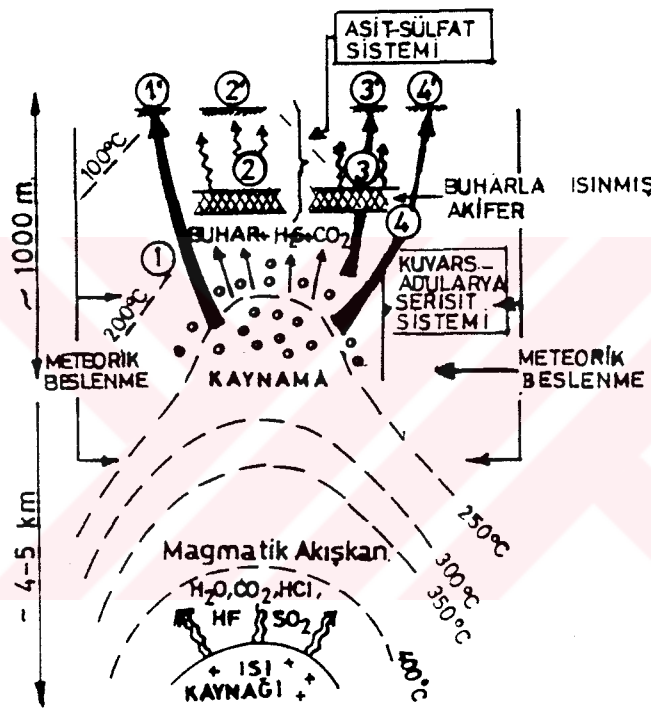
Çalışma alanında gözlenen mineralize akışkanların kimyasal bileşimi, hidrotermal sistemin gelişimi süresince oluşması muhtemel minerallerin belirlenmesinde faydalı olmuştur. Yapılan izotop analizleri ile meteorik kökenli

oldukları belirlenen bu mineralize çözeltilerin yüzeyden derinlere inerek magmatik kaynaktan ısınması ve çeşitli elementlerle yüklenmesi yanında; yukarı doğru çevrim sırasında etkileşimde bulunduğu kayaçlardan da çeşitli elementlerce zenginleşmiştir. Doğu Karadeniz volkanik provensi içinde gözlenen mineralleşmelere benzer cevherleşmelerin gözleendiği Kuroko tipi mineralleşmelerde gözlenen yoğun sülfatlı çözeltilerin meteorik kökenli oldukları belirlenmiştir (Hattori ve Sakai 1979). Şebinkarahisar ve Koyulhisar alunitlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin magmatik-hidrotermal bir kökeni belirtmesi (Gökçe ve ark. 1993, Özgenç 1993) suların derin çevrimi sırasında beslenmesi ile ilişkilidir. Çağatay ve Eastoe (1995) tarafından yapılan çalışmalarda, Kutlular ve Tunca (Trabzon) volkanojenik masif sülfid yataklarında gözlenen dissemine jipslerden yapılan $\delta^{34}\text{S}$ analiz sonuçlarının, cevherleşme sonrası kil-karbonat-hematit mineral topluluğunun oluşumuna neden olan magmatizma sonrası hidrotermal akışkanlar vasıtasıyla sülfidlerin oksidasyonunu açıkladığını belirtmişlerdir. Çoğunlukla mineralize suların pH ve kimyasal bileşimine bağlı olarak altere mineral toplulukları, kuvvetli asidik, kuvvetli sülfirik asidik, asidik ve nötre yakın veya alkalın hidrotermal alterasyon koşullarında oluşmuştur (Şekil 8.1, Çizelge 8.1 ve 8.2). Hidrotermal alterasyon çalışmaları dikkate alınarak (Henley ve Ellis 1983, Hayashi 1989, White ve Hedenquist 1990) belirlenen mineral topluluklarının oluşum sıcaklıkları $<80\text{-}250^\circ\text{C}$ arasındadır.

Asit tip alterasyonla genellikle Al_2O_3 , SiO_2 ve H_2O içeriği zengin mineral topluluğu oluşmuş ve anakayanın bünyesinde bulunan diğer bileşenler yıkanmıştır. Yıkanma sadece ana elementlerde değil, hareketsiz kabul edilen iz elementlerde de değişik düzeylerde gerçekleşmiştir. TiO_2 , Co, Mn, Sr, Y, Rb, Th elementlerinde bazı numunelerde çok yüksek konsantrasyonlar bulunmuştur. Yıkanma ve zenginleşme alterasyon türlerine farklılıklar göstermiştir. Mn ve Co zenginleşmesi daha çok propilitik alterasyonda gerçekleşirken Sr, barit mineralleşmeleri sırasında, Rb kısmen alunitleşmede tespit edilmiştir. Ancak alunitleşme sırasında genelde iz elementlerde yıkanma daha fazla düzeyde gözlenmiştir.

Asidik alterasyonda Al_2O_3 , SiO_2 ve H_2O bu üç elementin kombinasyonu olarak silika mineralleri, kaolinit ve Al-hidroksit mineralleri oluşmuştur. SiO_2 in

doğunlaştığı şartlarda sıcaklığa bağlı olarak silika ve kil mineralleri ayrı ayrı zenginleşmiştir. Özellikle alunit oluşumlarının üst kesimlerinde yer yer 50m varan silis kabuğun oluşumu iki şekilde açıklanmaya çalışılmıştır: 1. sıcaklık artışına bağlı olarak kuvarsın çözünürlüğü artması (180°C) ve bu sıcaklığın üzerinde ve kloritik çözeltilerin etkisinde ise, mevcut silika miktarının kuvarsın çözünürlük sınırının üzerinde olması sonucu ve silis kabuk oluşmuştur, 2. Silisçe aşırı doygun sular düşük rölyefte yüzeye çıktıklarında silis kabuk (silika sinter) şeklinde çökebilirler (Pirajno, 1992).



Şekil 8.1. Jeotermal akışkanların idealleştirilmiş görünümü ve türleri (Pirajno 1992).

1. kloritce zengin akışkanlar, 1' ise nütüre yakın kloritli kaynaklar, 2 asit-sülfatlı akışkanlar, 2' asit-sülfatlı kaynaklar, buharlar ve çamur gölleri, 3 CO_2 ce zengin akışkanlar, 3' bikarbonatlı sıcak kaynaklar, 4 kloritce zengin akışkanlar, 4' seyreltik kloritli soğuk kaynaklar. Kloritce zengin akışkanlar çoğunlukla kuvars-adülyarya-serisit sistemleri ve silis kabukla birlikte gözlenirken asit sülfat akışkanlar düzeyde asid yıkamalara (arjilik alterasyon) neden olur.

Çalışma alanından alınan suların klorit içeriklerinin yüksek olmaması ve yapılan analizlerde Cl^- lü mineral oluşumlarına belirgin şekilde rastlanmaması silis kabuk oluşumunun ikinci açıklanan şekilde oluşumunun daha muhtemel olması

Çizelge 8.1. İnceleme alanında belirlenen hidrotermal mineral toplulukları ve muhtemel oluşum sıcaklıkları.

GRUB	ÇÖZELTİ TÜRÜ	FORMÜL	SICAKLIK (°C)
1. Silis Mineralleri			
Amorf silis	Kuvvetli asidik-	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	<80
Tridimit	asidik	SiO_2	<80
Kristobalit		SiO_2	<100
Kuvars		SiO_2	>100
2. Hekzagonal Sülfatlar			
Alunit	Kuvvetli sülfürik asidik	$\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	düşük-yüksek
Jarosit		$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	
3. Alüminyum Silikatlar			
Kaolinit	Asidik	$\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$	100-200
Dikit		$\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$	150-250
4. Tabaka			
Alüminosilikatlar	Asidik veya	$\text{CaNaMgFeSiO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	>100
Montmorillonit	Nötür	$\text{K}_2\text{Al}_4\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	<245
Serisit (illit)			180-245
Illit-Montmorillonit			
5. Zeolit ve Feldispatlar			
Eriyonit	Nötür veya	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}_2, \text{K}_2)\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	150
Na-feldispat	Zayıf alkalın	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	>150
K-feldispat		KAlSi_3O_8	>200
6. Diğer Mineraller			
Jibs		$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	<150
Pirit		FeS_2	Düşük-yüksek
Natif sülfür		S	Düşük-yüksek
Hematit		Fe_2O_3	Düşük-yüksek
Epidot		$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	>230
Prehnit		$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{16}(\text{OH})$	>180

Not: oluşum sıcaklıkları Henley ve Ellis (1983), Hayashi (1989) ve White ve Hedenquist (1990) dan derlenmiştir.

söz konusudur. Sülfat iyonlarınca zengin hidrotermal çözeltiler, Al^{+3} ve K^+ un varlığı durumunda alunitin oluşmasına neden olmuştur. Alunit, silika mineralleri veya kaolinitle veya her ikisi ile beraber veya saf olarak çökelmiştir. Ancak inceleme alanında saf alunit oluşumu çok sınırlı düzeyde gerçekleşmiştir. Asidik

alterasyonda saf oksit veya hidroksit minerallerinin oluşumu da gözlenmiştir (hematit, götit, jipsit).

Nötre yakın çözeltilerin aktif olduğu durumlarda, alterasyonun gelişimi inceleme alanında profillitik alterasyonun şeklinde izlenmiştir. Bu alterasyonla alkali ve alkali toprak elementlerinde zenginleşmeye bağlı olarak illit, muskovit, kısmen montmorillonit oluşmuştur. İnceleme alanında gözlenen jips oluşumları ise, denizaltı hidrotermal ortamda meteorik sirkülasyon sonucu gerçekleşmiştir. Sülfatca zengin meteorik suların ana kayaçla etkileşimi ve anakayaç bünyesinden Ca ile reaksiyona girmesi jips veya anhidrit oluşumuna neden olmuştur. Ayrıca sülfatın insirgenmesi sonucu açığa çıkan kükürt, yumru, sıvama be bant halinde natif kükürt oluşumunu sağlamıştır.

Belirlenen mineral toplulukları X-ışınları, optik mikroskopik çalışmalar, denge diyagramları ve doygunluk katsayıları ile belirlenmiştir (Çizelge 9.2). Mineralize suların genellikle Cl^- içeriklerinin çok düşük olması ve CO_3^{2-} içeriklerinin sadece üç numunede ve düşük içerikte tespit edilmesi bölgede karbonat ve klorür grubu mineral oluşmamasının nedeni olarak düşünülmüştür.

Çizelge 8.2. Şebinkarahisar yöresinde tespit edilen hidrotermal alterasyon türleri ve mineral toplulukları

Alterasyon tipi	Hidrotermal çözeltilerin karakteri	Karakteristik alterasyon mineral türleri	Belirlenen önemli mineral toplulukları
1. tip	Kuvvetli asidik-asidik	Silika mineralleri	Kr, Op Q
2. tip	Kuvvetli sülfirik asidik	Alunit	A+Kr A+Q+K A+Q
3. tip	Asidik	Kaolinit Dikit	K K+Q+A D+Q
4. tip	Asidik-nötr	Montmorillonit Klorit Illit	M+Kr M+I/M+Q Kl/M+I/M+Q I+Q
5. tip	Nötr- zayıf alkali	Albit Eriyonit Jips	Ab+Q E+Q J

9. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Şebinkarahisar ilçesinin kuzeyinde yüzeyleyen alterasyon tür ve gelişimi ve bölgede oluşan çoğunlukla endüstriyel mineralleşmelerin özelliklerinin ve işletilebilirlik durumunun araştırılmasına yönelik olarak yapılan bu çalışmada aşağıda sıralanan sonuçlar elde edilmiş ve öneriler getirilmiştir:

1. Bu çalışmada Şebinkarahisar ilçesinin kuzeyinde yer alan yaklaşık 260 km² lik alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılmıştır. Bölgede Şaplıca volkanitinde yoğun bir şekilde gelişen alterasyon oluşuklarının yayılımı uzay fotoğraflarından incelenerek belirlenmiş ve haritalara işlenmiştir. Uzay fotoğraflarından elde edilen görüntüler üzerinde çalışma alanında çizgisellik ve dairesel yapılar harita üzerine çizilmiştir. Çizgiselliklerin genel yöneliminin KD/GB ve KB/GD olduğu belirlenmiştir. Alterasyonların yoğun geliştiği bölgelerde çizgisellikler daha iyi gelişmiştir.

2. Haritalama çalışmaları sonrasında tanımlanan litostratigrafi/litodem birimleri yaşlıdan gence doğru şu şekildedir:

Şaplıca volkaniti (Üst Kretase)

Asarcık granitoyidi (Üst Kretase-Paleosen)

Eğribel volkaniti (Eosen)

Şebinkarahisar formasyonu (Oligosen?-Alt Miyosen)

Hackayası volkaniti (Pliyosen)

3. Şaplıca volkanitinin jeokimyasal olarak genelde kalkalkalen fakat kısmen K- toleyite geçiş gösteren ilkel bir yay ortamını gösterdiği, Şaplıca volkanitini kesen Asarcık granitoyidinin ise çoğunlukla çarpışma ile eş yaşlı yitim kökenli kalkalkalkalen bir magmatizmanın ürünü olduğu belirlenmiştir.

4. Mikroskobik çalışmalarla çoğunlukla Şaplıca volkanitinin Asarcık granitoyidi ile dokunağının yakınlarından alınan numunelerde killeşme, alunitleşme, hemetitleşme, epidotlaşma ve serisitleşme belirlenmiştir. Alunitleşme Şaplıca ve Göreze Mahalleleri civarında yaygın olup, alunit cevherleşmesinin üst seviyelerde alunitli silika ve daha üstte saf silikadan oluşan seviyeler tespit edilirken, alt

seviyelere doğru alunitin saflığının arttığı bulunmuştur, ancak bölgede alunitleşmenin kesin taban seviyeleri belirlenememiştir. Bölgede derin sondajlarla alunitin tabanı tespit edilerek gerçek rezervin belirlenmesi önemlidir.

5. Şaplıca volkanitinde hidrotermal alterasyonun tür gelişimine bağlı olarak özellikle iz elementlerin grafiklerde farklı bölgelerde gruplaşma gösterdiği belirlenmiştir. Elementlerin davranışlarındaki farklılıklar alterasyon türleri ile ilişkilidir. Ayrıca hidrotermal alterasyonda hareketsiz kabul edilen elementlerin (Ni, Co, Zr, Y, Nb vb.) içeriklerinin numuneler arasında aşırı değişimler gösterdiği belirlenerek hidrotermal alterasyonda ana elementlerde gözlenen yıkanma ve zenginleşme olaylarının iz elementlerin bir kısmında geliştiği tespit edilmiştir.

6. Asarcık granitoidinde alterasyon, Şaplıca volkanitine oranla daha zayıf gelişmiştir. Asarcık granitoidinin siyenit, kuvars siyenit, monzonit, granit ve diyorit bileşimli olduğu ve Asarcık granitoidinde de iki farklı turmalinleşmenin geliştiği tespit edilmiştir. Birinci tür turmalinleşmelerin düşük (150-200°C), ikinci tür turmalinleşmelerin ise daha yüksek sıcaklıkta olduğu, Sn-W türü cevherleşmelere işaret edebileceği belirlenmiştir. Granitoidlerde mikroskobik çalışmalarla farklı evrelere ait magmaların karıştığı bulunmuştur. Turmalinleşmelerin gelişimi de farklı evrelerle ilişkilidir.

7. X-ışınları, optik mikroskop, elektron mikroskop çalışmaları ve kimyasal analiz incelemeleri ile, propilitik, fillitik (serisitleşme), arjilitik (killeşme ve alunitleşme) alterasyon türleri belirlenmiştir. Arjilitik ve fillitik alterasyon sonucu Şaplıca volkanitinde alunit, kaolinit ve illit mineralleşmeleri oluşmuştur. Alunit çoğunlukla kaolinit ve/veya kuvarsla birlikte oluşmuştur. Safa yakın kaolinit oluşumları sadece Kale tepe sırtlarında altere andezitlerde gözlenmiştir.

8. İnceleme alanından alınan mineralli suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD analiz sonuçlarına göre meteorik kökenli oldukları, TU (trityum) analiz sonuçlarına göre 1952'den daha eski olamayacakları tespit edilmiştir. Suların pH değerleri 2.92-6.87 arasında değişmektedir ve çoğunlukla SO_4^{2-} ca zengindirler. Suların mevcut anyon ve katyonlarının aktivasyon katsayıları (doğunlukları), aktivite ve molalite değerleri belirlenmiştir. Suların karbonat minerallerince doygunlaşmadığı, bütün numunelerde hematit, barit, adularya, götit, magnetit, pirofillit, kalsedon, jips bazı

numunelerde ise anortit, böhmite, Ca-montmorillonit, kaolinit, albit, sölestin, halloysit, K-mika, plogopit, talk, jibsite ve illitin minerallerinin doygunluk değerlerine ulaştığı belirlenmiştir. Duraylılık diyagramlarında alunit, kaolinit, mikroklin ve kısmen montmorillonitin çökelebileceği tespit edilmiştir. İnceleme alanında gözlenen alterasyon minerallerinin oluşumunda mineralize suların aktif rol oynadığı ortaya konulmuştur.

9. İnceleme alanında gözlenen alterasyon gelişiminin genellikle hidrotermal kökenli oldukları, 50-250°C arasında oluştukları belirlenmiş ve kuvvetli sülfürik asidik, kuvvetli asidik, asidik, asidik-nötr, nötr-zayıf alkalın şartlarda oluşan mineral grupları sınıflandırılmıştır.

10. Alunit cevherleşmelerinin bileşiminin bölgedeki dağılımı:

Şaplıca Mahallesi $K_2O = \% 0.51-6.92$, $Al_2O_3 = \% 14.25-46.57$

Görece köyü $K_2O = \% 0.52-2.53$, $Al_2O_3 = \% 34.28-45.63$

Maden Deresi $K_2O = \% 2.48-4.55$, $Al_2O_3 = \% 18.24-31.95$

arasında değiştiği tespit edilmiştir. Görece köyü alunitlerinin kaolinit içerikleri daha yüksek bulunmuştur. Al_2O_3 içerikleri yönünden değerlendirilebilirler. K_2O içerikleri yönünden Maden Deresi ve Şaplıca Mahallesi alunitlerinin işletilmesi daha uygundur. Ancak bölgede tespit edilen alunitlerin taban seviyeleri tespit edilememiştir.

11. Elektron mikroskop çalışmalarında alunitlerin kristal boyutlarının 2-15µm arasında değiştiği, öz şekilli alunit kristalleri yanında amorf oluşumların silis içeriklerinin yüksek olduğu, alunitlerin yer yer tane boylarının kuvarsa yakın olduğu tespit edilmiştir. Tane boyu analizleri ile alunit ve kuvars arasında bir seçilmenin olmadığı X-ışınları çalışmaları ile tespit edilmiştir. Alunitlerde tane boyu yönünden kuvars ve kaolinitten zenginleştirilmesi mümkün değildir. Alunitlerin ekonomik işletilmesine yönelik cevher zenginleştirme yöntemlerinin geliştirilmesi gerekir.

12. İnceleme alanında gözlenen turmalinleşme ve turmalinitlerin özellikleri belirlenerek Au, Ag, vb. veya Sn, W türü cevherleşmelere neden olup olmadığı yönünde araştırmalar yapılmalıdır. Ayrıca yer yer kuvars damarları ve yoğun silisifiye zonlarda ekonomik önemi olan mineralleşmelerin gelişimi yönünden ve silis kabuğun ekonomik değerlendirilebilirliği yönünden inceleme yapılmalıdır.

13. İnceleme alanında yoğun mineralleşmelere neden olduğu tespit edilen ve ana, iz element konsantrasyonları içilebilir su standartlarının çok üzerinde olan mineralize suların bölgede içme sularına karışması söz konusudur. Hatta bazı çeşme sularında pH=4.5-5.0 bulunmuştur. Bu suların yöre halkının sağlığını etkileme durumu araştırılmalıdır.



10. KAYNAKLAR

- Almodovar, G.R. Saez, R., Toscano, M., Pascual, E. 1995, Co, Ni and 'immobile' element behaviour in ancient hydrothermal systems, Aznalcollar, Iberian Pyrite belt, Spain, Mineral Deposits, Pasava, Kribek and Zak (eds), 217-220.
- Altun, Y., 1984. Comparative ore mineralogy and genesis of the metallic deposits in the Giresun-Görele and Tirebolu areas (Eastern Black Sea region) : Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. İstanbul, 108 s.
- Ayan, Z., 1991. Şebinkarahisar (Giresun) kuzeybatısındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmesinin mineralojik-jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu. Doktora Tezi, D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 186s. İzmir.
- Ayan, Z., Dora, Ö., 1993. Şebinkarahisar (Giresun) kuzeybatısında yer alan granitoid sokulumu ve yöredeki Pb-Zn cevherleşmesi ile olan ilgisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 8: 160-168s.
- Batchelor, B., Bowden, P., 1985 Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem.Geol., 48:43-55s.
- Bektaş, O., 1983. Kuzeydoğu pontid magmatik yayındaki I-tipi granitik kayalar ve jeotektonik konumları. TJK Bildiri Özetleri, 49-50s.
- Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu. TJK Ketin Sempozyumu, 175-189.
- Berger, B.R. Henley, R. W., 1989. Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States: Econ. Geol. Mon. 6, 405-423.
- Bove, D., Rye, R.O., Hon, K., 1988. Evolution of the Red Mountain alunite, Lake City, Colorado: Geol. Soc. America. Abstract with Programs, 20, 353.
- Buser, S., Cvetic, S., 1973. Geology of the environments from the Murgul copper deposits. Turkey. MTA Bült., 81:22-45s.
- Craig, H., 1963. The isotopic chemistry of water and carbon in geothermal areas. In: Nuclear Geology on Geothermal Areas, E. Tongiorgi (ed.), Pisa, ConsiglioNazionale della Recherche, Spoleto, 17-53.
- Collins, W.S., Beam, S.D., White, A.J.R., Chappel, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south eastern Australia. Contrib. Min. Petrol. 80: 189-200s.

- Criss, R.E., Taylor H.P. Jr., 1986, Meteoric-hydrothermal systems. Stable isotopes in high temperature geological processes. Valley, J.W. Taylor, H.P. Jr. (Eds), Reviews in Mineralogy, 16, Min. Soc. Amer. 373-424.
- Cunningham, C.G., Rye, R.O., Steven, T.A., Mehnert, H.H. 1984. Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale volcanic field, west central Utah, Econ. Geol. 79: 38-50.
- Çağatay, M.N., Boyle, D.R. 1977. Geochemical prospecting for volcanogenic sulfide deposits, eastern Black Sea region, Turkey: Jour. Geochem. Explor., 8: 49-71s.
- Çağatay, M.N. 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulphide deposits: Examples from Turkey. Econ. Geol. 88: 606-621.
- Çağatay, M.N., Eastoe, C.J. 1995. A sulphur isotope study of volcanogenic massive sulphide deposits of the Eastern Black Sea province, Turkey. Mineral Deposita 30: 55-66.
- Çalapkulu, F. 1981. Asarcık (Şebinkarahisar-Giresun) uranyum kurşun, çinko, bakır cevherleşmesinin incelenmesi. E. Ü. Yer Bilimleri Fakültesi Doç. Tezi. 243s. İzmir.
- Çoğulu, H.E. 1976. Petrografi ve Petroloji "Magmatizma". İTÜ Müh-Mim. Fak Yayınları. Yayın No: 111, 223s.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal society of Edinburg: Earth Sciences. 73: 135-149.
- Debon, F., Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: Principles, method, applications, Bull. Mineral., 111: 493-510s.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonin, J., 1973. Plate tectonic and the evolution of the Alpine system. Geol.Soc.Am. Bull., 84, 3137-3180.
- Dill, H.G.,Gauert, C., Holler, G., Mrachig, V. 1992. Hydrothermal alteration and mineralisation of basalts from the spreading zone of the East Pacific Rise (7°S-23°S). Geologische Rundschau 81/3: 717-728.
- Dixon, C.J., Pereira, J., 1974. Plate tectonic and mineralization in the Tethyan region. Mineralium Deposita, 9: 185-198.
- Doğan, R., 1984. Doğu Karadeniz Bölgesi granitik kayaç sokulumlarının bir bölümünün jeokimyası ve petrolojisi. TJK 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özleri, 89-90.

- Ercan, T., Gedik, A., 1983. Pontidlerdeki volkanizma. *Jeoloji Mühendisliği*, 18: 3-22.
- Finlow-Bates. T., Stumpfl, E.F., 1981. The behaviour of So-called immobile elements in hydrothermal altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineral Deposita*, 16: 319-328.
- Freeze, R. A. ve Cherry, J. A., 1979. *Groundwater*. Prince-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 604 s.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., Özsayar, T., 1979. The main lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic areas: *Geochome-I*: 555-580.
- Gökçe, A., Spiro, B., Miller, M.F. 1993. Kurşunlu (Koyulhisar-Sivas) damar tipi Pb-Zn- Cu yataklarında mineral oluşturuvcu hidrotermal çözeltilerin kararlı izotoplar (O, H ve C) jeokimyası ve kökeni. *TJK Bülteni* 36: 73-79.
- Gülensoy, H. 1968. Türk alunitlerinin gravimetrik ve mikrokaleorimetrik metotlarla etüdü ve piroliz ürünlerinin suda ve sülfat asidindeki çözünürlüklerinin tespiti. *MTA Derg.* 71, 93-128.
- Gülibrahimoğlu, İ., Akıncı, S., Çekiç, Y., Köse, Z., Topçu, T., Dursun, A., Yılmaz, H., 1987. Dereli-Yavuzkema1 ve Bulancak-Kovanlık (Giresun) yörelerinin prospeksiyon ve jeoloji raporu. *MTA Raporu*, JD-348, 63s. Ankara.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1984. Kil mineralojisi yöntemleri. I. Ulusal Kil Sempozyumu, 319-330, Adana.
- Güner, S., Güç, A.R., Kurtoğlu, T., Kırıcı, M., İskenderoğlu, A., 1987. Giresun-Alucra-Şebinkarahisar, Gümüşhane, Erzincan-Refahiye-Gazipınar, Sivas-Suşehri-Agvanis(Gölova) yöresi jeoloji raporu. *MTA Rapor No*: 8474
- Güner, S., Güç, A.R., Köse, Z., Konak, O., Kurtoğlu, T., Tosun, C.Y., Kırıcı, M., İskenderoğlu, A., Özdemir, N., 1988. Giresun-Şebinkarahisar ve Sivas-Suşehri yöresi jeoloji raporu. *MTA Raporu*: JD 412, 74s, Ankara.
- Güner, S., Güç, A.R., Köse, Z., Konak, O., Kurtoğlu, T., Tosun, C.Y., Kırıcı, M., İskenderoğlu, A., Özdemir, N., 1991. Giresun-Şebinkarahisar ve Sivas-Suşehri yöresi maden jeoloji raporu. *MTA Derleme Raporu*: 9243, 69s, Ankara.
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Hattori, K., Sakai, H., 1979. D/H ratios, origins, and evolution of the ore-forming fluids for the Neogene veins and Kuroko deposits of Japan. *Economic Geology*, 74: 535-555.

- Hayashi, M., 1989, Geothermal Geology. No 1 Textbook for the 20th International Group Training Course on Geothermal Energy held at Kyushu Univ. 78s.
- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific basin, in Horn, M.K., ed., Transactions, fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 513-524s.
- Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. Jour. Sci.*, 267, 729-804.
- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J., Mountjoy, W.T., 1969. Some stability relations of alunite: *Econ. Geol.* 64: 599-612.
- Henley, R.W. ve Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geological review. *Earth Sci. Rev.* 19: 1-50.
- Henley, R.W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits. *Rev. Econ. Geol.* 2, 1-24.
- Holland, H.D., 1965. Some applications of thermo-chemical data to problems of ore deposits, II. Mineral assemblages and the compositions of ore fluids. *Econ. Geol.*, 60: 1101-1166.
- Humphris, S. E., Thompson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42: 107-125.
- Inoue, A., 1995. Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments: Origin and Mineralogy of Clays: Velde, B.,(ed), Springer, Berlin, 268-330.
- Inoue, A., Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. *Am. Mineral.* 76: 628-640s
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Kelepertsis, A. E., Esson, J., 1987. Major,- and trace- element mobility in altered volcanic rocks near Stypsi, Lesbos, Greece and genesis of a kaolin deposit. *Applied Clay Sci.* 2: 11-28.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66: 20-34.
- Knight, J.E., 1977. A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Econ. Geol.*, 72: 1321-1336.

- Kosinowski, M.H.F., 1981. MSONRM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation, *Computers & Geosciences*, vol.8, no.1, 111-120s.
- Koval, P.V., Zorina, L.D., Kitajev, N.A., Spiridonov, A.M., Ariunbileg, S., 1991. The use of tourmaline in geochemical prospecting for gold and copper mineralization. *Journal of Geochemical Exploration*, 40:39:360.
- Köprübaşı, N., 1993. Tirebolu-Harşit (Giresun) arası Jura-Kretase yaşlı magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Bült.*, 36: 139-150.
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the systematic of Igneous Rocks Blackwell Sci. Publ., Oxford, 1993s.
- Mazor, E., 1991. Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. Open University Press. Milton Keynes, 274 s.
- McLean, W.H., Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposits, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.* 82:951-962.
- Nebert, K., 1961. Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzey Anadolu) nehirleri mecrâ bölgelerinin jeolojik yapısı. *MTA Derg.* 57: 1-49.
- Nebioglu, T.Y., 1975. Geological map of Madenköy (1) area (1:1000 scale). MTA Map No.31134.
- Norman, T., Toker, V., Altiner, D., Örcen, S., Demirtaşlı, E., Korkmaz, S., 1986. Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları. MTA Yayını, 28s.
- Novović, T., 1979. Contribution to the knowledge of main types of mineralizations in copper, zinc and lead deposits in Black Sea region, Turkey. *Geocome-I*, 16-29s.
- Okay, A.İ., 1984. Kuzey Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. *Ketin Sempozyumu*, 83-92.
- Ossaka, J., Hirabayashi, J.I., Okada, K., Soga H., 1983. Synthesis of minamiite, a new mineral of the alunite group. *Am. Min.* 67: 114-119s.
- Oyman, T., Delaloye, M., Pişkin, Ö., Çalapkulu, F., 1995. Petrochemical and K-Ar radiometric investigations of granitoids from Şebinkarahisar area (Giresun-Turkey). Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y., Tarcın, G. (eds.), 99 429-439, IESCA.

- Özgenç, İ., 1993. Şaplıca (Şebinkarahisar-Giresun) alunit yatağının jeolojisi ve alunit oluşumuna kükürt izotop verileri ile bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Bült., 36, 25-36s.
- Özsayar, T., Gedikoğlu, İ., Pelin, S., 1981. Artvin yöresi yastık lavlarının yaşına ilişkin paleontolojik veriler. K.T.Ü. Yerbilimleri Derg., 2/1-2: 2-37.
- Perry, W.T. Ballantyne, J.M. Bryant, N.L. ve Dedolph, R.E., 1980. Geochemistry of hydrothermal alteration at the Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah. *Geochem. Cosmoc. Acta*, 44, 95-102.
- Pearce, J.A. 1975. Basalt, geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus, *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks, determined using trace element analyses. *Earth and Planet Sci. Lett.* 19: 15-43.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.* 25:956-983s.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-429.
- Pirajno, F., 1992. Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental Concepts for Exploration geologist. Springer-Verlag, Berlin. 709s.
- Pirajno, F., Smithies, R.H., 1992. The $FeO/(FeO+MgO)$ ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 42: 371-381.
- Rozendaal, A., Bruwer, L., Scheepers, R., 1995. Tourmaline nodules as indicators of Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa. *Mineral Deposits*, 511-513
- Rye, R.O., Bethke, P.M., Wasserman, M.D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulphate alteration. *Econ Geol.*, 87: 225-262.
- Seyfried Jr, W.E., Bischoff, J.L., 1979. Low temperature basalt alteration by sea water: an experimental study at 70 °C and 150 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43: 1937-1947.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. Stable isotopes in high temperature geological processes. Valley, J.W. Taylor, H.P. Jr. (Eds), *Reviews in Mineralogy*, 16, Min. Soc. Amer., 165-183.

- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101-118.
- Steiner, A., 1977. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand. *N.Z. Geol. Surv. Bull.*, 90:136s
- Şaşmaz, A., Sağiroğlu, A., 1994. İner yaylası (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn yatakları. *Türkiye Jeoloji Bült.*, 37/1: 13-28.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye Neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kur. Yerbilimleri Özel Dizisi, Ankara, 40s.
- Şengör, A.M.C., 1982. Kimmerid Orojenik sisteminin evrimi: Orta Mesozoyik'de Paleo Tetis'in kapanması olayı ve ürünleri. *TJK Kurultayı* 45-46.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tetyhan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, İ., 1980. Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic paleo-Tethysis: *Geol. Soc. America Bull.*, 91: 499-509.
- Tardy, Y., 1971. Characterisation of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chem. Geol.*, 7, 253-271.
- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.* 69, 843-883.
- Taylor, H.P., 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationships in the hydrothermal mineral deposits: In Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition, Wiley, New York, 236-277.
- Taylor, S.R., 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks: *Proceedings of the Andesite Conference, State of Oregon, Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull.*, 65: 43-63.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1979. In discussion on "Chemistry" thermal gradients and evolution of the lower continental crust by Tarney, J., and Windley, B.F.J.: *Geol. Soc. London*. 497-500.
- Terlemez, İ., Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi. *TJK Bült.*, 23/2: 179-191.

- Terzioğlu, M.N., 1984. Ünye güneyindeki Eosen yaşlı Bakırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri, 1: 43-59.
- Terzioğlu, M.N., 1985. Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh plato bazaltlarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi, 2/1: 106-133.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and volcanic history of Gümüşhane region, NE Turkey. Ph. D. Thesis, Colage Univ., London.
- Tokel, S., 1973. Doğu Pontidlerin Mesozoyik ve Tersiyer'deki gelişmesi ve bu gelişmenin Kuzey Anadolu Zonu ile muhtemel ilişkileri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yer Bilimleri Kongresi, Tebligler, 1-5.
- Tokel, S., 1977. Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalin andezitler ve jeotektonizma. TJK Bült., 20: 49-54.
- Tokel, S., 1981. Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya: Türkiye'den örnekler. Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4 : 53-65s.
- Tokel, S., 1983. Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı, jeokimyası ve kuzey Tetis ada-yayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi. 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özleri, Ankara. 42-44s.
- Tokel, S., 1989. Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoyitlerin kimyasal ve metalojenik açıdan karşılaştırılması. Yerbilimleri, 15, 129-139.
- Tolun, R., 1947a. Şebinkarahisar, Göreze alunitleri hakkında prospeksiyon raporu. MTA Arşiv no: P.2783, Ankara.
- Tolun, R., 1947b. Şebinkarahisar, Göreze alunitleri hakkında prospeksiyon raporu. MTA Arşiv no: P.2784, Ankara.
- Tuncanlı, E., 1974. Giresun ili Şebinkarahisar ilçesi alunit ruhsat sahalarının jeolojik etüdü. MTA Derleme no: 5261.
- Weaver, C.E., 1989. Clays, Muds, and Shales. Elsevier, Developments in Sedimentology 44, 819s.
- White, D.E., Muffer, L.J.P., Truesdell, A.H. 1971. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. Econ. Geol., 66, 75-97.
- White, D.W., 1981. Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. Econ. Geol. 75th Anniv. 392-423.

- White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Jour. of Geochem. Exploration*, 36: 445-474s.
- Wilhelm, E., Battino, R., Wilcock, R.J., 1977. Low pressure solubility of gases in liquid water. *Chem. Rev.* 77, 219-262.
- Wirsching, U., Ehn, R., Höller, H., Klammer, D., Sitte, W., 1990, Studies on hydrothermal alteration by acid solutions dominated by SO_4^{2-} : Formation of the alteration products of the Gleichenberg latitic rock (Styria, Austria)-Experimental evidence. *Mineralogy and Petrology*, 41, 81-103.
- Yılmaz, T., Ayan, Z. 1985. Giresun-Şebinkarahisar-Asarcık Pb+Zn damarlarının ayrıntılı incelemesi ve sondajlı arama çalışmaları ara raporu. MTA, 35s.
- Yılmaz, T., Ayan, Z. 1986. Giresun-Şebinkarahisar-Asarcık Pb+Zn damarlarının maden jeolojisi raporu. MTA rapor no: 5851
- Yılmaz, S., 1995. Dereli-Şebinkarahisar (Giresun güneyi) arası granitoyit plütonlarının karşılaştırmalı incelenmesi. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 309s. Sivas.

Ek Çizelge 1. İnceleme alanı kayaç örnekleri üzerinde yapılan incelemeler

Örn.No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-1	H40b ₃ (57.60-67.30)	Kş	İllit + Kuvars + Pirit + Feldispat ALTERE VOLKANİK KAYAÇ		X	X		Pirit + Hematit + Rutil
GŞ-2	H41a ₄ (57.70-67.55)	Kş	İllit + Kuvars + Feldispat ALTERE VOLKANİK KAYAÇ		X	X		Pirit
GŞ-3	H41a ₄ (57.75-67.80)	Kş	Kuvars + Muskovit + Feldispat ALTERE VOLKANİK KAYAÇ		X	X		
GŞ-4	H41a ₄ (57.65-67.20)	Kş	Jibs JIBS		X	X		
GŞ-5	H41a ₄ (57.75-67.35)	Kş	Muskovit + Kuvars ALTERE VOLKANİK KAYAÇ		X			
GŞ-6	H41a ₄ (57.92-67.32)	Kş	Muskovit + Kuvars + Feldispat + Biyotit + Pirit ALTERE DASİT RİYOLİT?	X	X	X		
GŞ-7	H41a ₄ (57.00-67.48)	Kş	Muskovit + Kuvars + Feldispat + Pirit + Alunit ALTERE DASİT		X	X		
GŞ-8	H41a ₄ (58.05-67.45)	Kş	Muskovit + Kuvars + Kaolinit + Feldispat ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-9	H41a ₄ (58.22-67.37)	Kş	Kuvars + Feldispat + Muskovit + Kaolinit + Alunit ALTERE KAYAÇ	X	X	X		
GŞ-10	H41a ₄ (58.22-67.40)	Kş	Kuvars + Kaolinit + Alunit + Feldispat + Opak Mineral ALTERE KAYAÇ	X	X	X		
GŞ-11	H41a ₄ (58.42-67.50)	Kş	Kuvars + Kaolinit + Alunit + Pirit ALTERE KAYAÇ	X	X	X		Pirit
GŞ-12	H41a ₄ (58.53-67.40)	Kş	Kuvars + Kaolinit + Alunit + Illit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-13	H41a ₄ (58.55-67.60)	Kş	Kuvars + Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-14	H41a ₄ (58.85-67.78)	Kş	Kuvars + Kaolinit + Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		

Ek Çizelge 1. (devam)

Örn.No	Koordinat	Simgesi	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-15	H41a ₄ (58.82-68.15)	Kş	Kuvars+Feldspat+Kaolinit+Alunit+Opak Mineral ALTERE KAYAÇ	X				Pirit
GŞ-16	H40b ₃ (56.88-67.00)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-17	H40b ₃ (57.77-67.05)	Kş	Kaolinit KAOLEN		X	X	X	
GŞ-18	H40b ₃ (56.72-67.00)	Kş	Hematit HEMATİT		X			
GŞ-19	H40b ₃ (56.65-67.10)	Kş	Barit BARİT		X		X	
GŞ-20	H40b ₃ (56.45-67.15)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X		X	
GŞ-21	H40b ₃ (56.47-66.97)	Kş	İllit+Kuvars+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-22	H40b ₃ (56.33-67.05)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-23	H40b ₃ (56.20-67.08)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-24	H40b ₃ (56.77-67.25)	Kş	Kuvars+Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-25	H40b ₃ (56.68-67.52)	Kş	Kuvars+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-26	H40b ₃ (56.68-67.43)	Kş	Kuvars+Kaolinit+İllit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-27	H40b ₃ (56.35-67.35)	Kş	Kuvars+Kaolinit+İllit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		

Ek Çizelge 1. (devam)

Öm.No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-28	H40b ₃ (56.36-67.20)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit+Feldispat ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-29	H40b ₃ (55.95-67.53)	Kş	Kuvars+İllit+Feldispat+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-30	H40b ₃ (55.50-67.80)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Jarosit+Hematit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-31	H40b ₃ (55.85-67.23)	Kş	Kuvars+İllit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-32	H40b ₃ (55.90-68.38)	KTa	Biyotit+Ortoklas+Amfibol+Epidot+Kuvars KUVARS SIYENİT	X		X		Magnetit+İlmenit+Hematit
GŞ-33	H40b ₃ (56.85-67.45)	KTa	Feldispat+Amfibol+Biyotit+Klorit+Epidot+Opak M SIYENİT	X		X		Magnetit+İlmenit+Hematit+Rutil+K.pirit
GŞ-34	H40b ₃ (67.75-56.95)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-35	H40b ₃ (56.48-67.70)	Kş	Kuvars+İllit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-36	H40b ₃ (55.98-68.90)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Biyotit+Epidot+Opak Mineral ALTERE GRANİT	X		X		Pirit+Kalkopirit+Rutil
GŞ-37	H40b ₃ (55.75-69.15)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Biyotit+Turmalin+Opak Mineral ALTERE GRANİT	X		X		
GŞ-38	H40b ₃ (55.73-69.28)	Kş	Kuvars+Alunit+Kaolinit+İllit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-39	H40b ₃ (55.45-69.50)	Kş	Kuvars+İllit+Alunit+Feldispat+Kaolinit ALTERE KAYAÇ	X		X	X	
GŞ-40/1	H40b ₂ (55.28-69.68)	KTa	Feldispat+Kuvars+Muskovit+Turmalin ALTERE GRANİT	X				

Ek Çizelge 1. (devam)

Örn No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-40/2	H40b ₂ (55.28-69.68)	KTa	Feldispat+Kuars+Serisit+Kaolinit ALTERE GRANİT	X		X		
GŞ-41/1	H40b ₂ (55.18-69.78)	KTa	Kuars+İllit+Kaolinit+Turmalin TURMALİNİT	X	X		X	
GŞ-41/2	H40b ₂ (55.18-69.78)	KTa	Kuars+İllit+Feldispat+Kaolinit+Turmalin TURMALİNİT	X		X	X	
GŞ-42	H40b ₂ (55.17-69.93)	Kş	Feldispat+Amfibol+Klorit+Kalsit+Opak Mineral ALTERE DİYABAZ	X				
GŞ-43	H40b ₂ (55.22-70.17)	Kş	Kuars+İllit+Alunit+Feldispat ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-44	H40b ₂ (55.02-70.15)	Kş	Kuars+İllit+Alunit+Feldispat+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-45	H40b ₃ (59.25-60.60)	Kş	Kuars+Feldispat+Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-46	H40b ₃ (59.00-66.73)	Kş	Kuars+Alunit+Kaolinit+İllit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-47	H40b ₃ (59.05-66.90)	Kş	Kaolinit KAOLEN		X			
GŞ-48	H40b ₃ (59.20-67.05)	Kş	Kuars+İllit+Alunit+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-49	H40b ₃ (59.68-67.30)	Kş	Kuars+İllit+Alunit+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X		X	
GŞ-50	H40b ₃ (59.95-67.32)	Kş	Kuars+İllit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-51	H41a ₄ (61.08-67.32)	Kş	Kuars+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X			

Örn.No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-52/1	H41a ₁ (61.18-67.55)	Kş	Alunit+Kuars+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-52/2	H41a ₁ (61.02-67.72)	Kş	Kuars+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-53	H41a ₁ (61.85-68.42)	Kş	Kuars+Feldispat+Epidot+Hematit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-54	H41a ₁ (60.48-67.40)	Kş	Kuars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-55/1	H41a ₁ (60.00-67.80)	Kş	Kuars KUVARSIT		X	X		
GŞ-55/2	H41a ₁ (60.00-97.62)	Kş	Kuars+Alunit+Feldispat+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-56	H41a ₁ (60.56-68.18)	Kş	Kuars+Kaolinit+Alunit+Feldispat ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-57	H41a ₁ (60.98-68.37)	Kş	Kuars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-58/1	H40b ₃ (51.27-67.60)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Ojit+Turmalin+Opak Mineral SIYENIT	X		X		
GŞ-58/2	H40b ₃ (51.67-67.62)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Klorit+Kalsit+Opak Mineral SIYENIT	X				Magnetit+Hematit+İlmenit+Rutil+Pirit
GŞ-59	H40b ₃ (51.92-67.40)	KTa	Plajiyoklas+Amfibol+Piroksen+Biyotit+Kuars+Epidot +Ortoklas+Opak.M KUVARS MONZONIT	X				Magnetit+Hematit+İlmenit+Kalkopirit
GŞ-60	H40b ₃ (52.67-67.42)	Kş	Kuars+İlit+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-61	H40b ₃ (52.00-67.65)	Kş	Kuars+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		

Ek Çizelge 1. (devam)

Örn.No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-62/1	H40b ₃ (52.05-67.82)	Kş	Kuars + Kaolinit + Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-62/2	H40b ₃ (52.05-67.80)	Kş	Kuars + Alunit + Kaolinit ALTERE KAYAÇ			X		
GŞ-63	H40b ₃ (52.00-67.97)	Kş	Kuars + Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X	X	
GŞ-64	H40b ₃ (52.10-68.05)	Kş	Kuars + Alunit + Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-65	H40b ₃ (52.18-68.18)	Kş	Kuars + Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-66	H40b ₃ (54.05-68.10)	Kş	Kuars + Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-67	H40b ₃ (53.33-66.00)	Kş	Kuars + Kaolinit + Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-68	H40b ₃ (53.53-66.15)	Kş	Kuars + Kaolinit + Alunit + Illit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-69	H40b ₃ (53.48-66.35)	Kş	Kuars + Alunit + Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-70	H40b ₃ (53.70-66.42)	Kş	Kuars + Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-71/1	H40b ₃ (54.35-66.88)	Kş	Kuars + Alunit + Kaolinit + Illit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-71/2	H40b ₃ (54.48-66.72)	Kş	Kuars + Illit + Alunit + Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-72/1	H40b ₃ (54.80-66.68)	Kş	Kuars + Kaolinit + Alunit ALTERE KAYAÇ	X	X	X	X	

Ek Çizelge 1. (devam)

Örn.No.	Koordinat	Singel	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-72/2	H40b ₃ (54 81-66.70)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit+Feldispat ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-73	H40b ₃ (68 72-53.15)	Kş	Plajiyoklas+Amfibol+Biyotit+Opak Mineral ALTERE KAYAÇ	X				Magnetit+İlmenohematit
GŞ-74	H40b ₃ (53 55-68.62)	Kş	Kuvars+İllit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			Magnetit
GŞ-75/1	H40b ₃ (53 95-68.82)	Kş	Kuvars+Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-75/2	H40b ₃ (53 95-68.80)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-76	H40b ₂ (54 47-70.50)	Kş	Kuvars+Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-77	H40b ₂ (54 55-70.30)	Kş	Kuvars+Alunit+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-78	H40b ₂ (54 27-70.08)	Kş	Alunit+Kuvars+Kaolinit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-79	H40b ₂ (54 30-69.80)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-80	H40b ₃ (54 10-69.50)	Kş	Alunit+İllit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-81	H40b ₃ (54 35-67.37)	Kş	Epidot+Klorit+Feldispat+Biyotit ALTERE KAYAÇ		X	X		
GŞ-82	H40b ₃ (54 47-69.08)	Kş	Kuvars+Alunit+Kaolinit+İllit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-83	H40b ₃ (54 08-69.02)	Kş	Kuvars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X	X		

Ek Çizelge 1. (devam)

Öm.No	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-84	H40b ₂ (52.23-71.38)	KTa	Ortoklas+Ojrit+Amfibol+Epidot+Klorit+Opak Mineral ALTERE SIYENIT	X				Pirit+Rutil/Titanit+Kalkopirit
GŞ-85	H40b ₂ (57.55-74.45)	KŞ	Kuvars+Feldispat+Muskovit+Amfibol ALTERE KAYAÇ	X				
GŞ-86	H40b ₃ (51.05-64.55)	Th	Plajiyoklas+Piroksen+Amfibol+Biyotit ALTERE BAZALT	X				
GŞ-87	H40b ₃ (50.70-64.45)	Th	Plajiyoklas+Ojrit+Amfibol+Zeolit(Skolesit) ALTERE BAZALT	X		X		
GŞ-88	H40b ₃ (50.42-65.18)	Th	Plajiyoklas+Amfibol+Biyotit ALTERE ANDEZIT	X				
GŞ-89	H41a ₁ (57.62-74.42)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Biyotit+Klorit+Epidot+Opak M. ALTERE SIYENIT	X				Magnetit+İlmenit+Pirit+Kalkopirit
GŞ-90	H41a ₁ (57.55-74.45)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Amfibol+Biyotit+Ojrit+Kuvars+Opak Mineral KUVARS SIYENIT		X	X		
GŞ-91	H40b ₂ (57.27-70.15)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Kuvars+Ojrit+Biyotit+Opak Min. KUVARS SIYENIT	X		X		Magnetit+Hematit+İlmanohematit
GŞ-92	H40b ₃ (56.85-68.92)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Ojrit+Amfibol+Kuvars+Opak Mineral KUVARS SIYENIT	X		X		Hematit+Rutil+Kalkopirit
GŞ-93	H41a ₁ (57.65-70.20)	KŞ	Klorit+Feldispat+Biyotit+Epidot ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-94	H41a ₁ (58.35-70.32)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Amfibol+Kuvars+Klorit+Kalsit+Opak Mineral KUVARS SIYENIT	X				
GŞ-95	H41a ₁ (58.67-70.50)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Plajiyoklas+Epidot+Kuvars+Kalsit+Opak Mineral KUVARS SIYENIT	X				

Ek Çizelge 1. (devam)

Örn.No.	Koordinat	Simgesi	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-96	H41a ₁ (59.27-70.85)	KTa	Ortoklas+Amfibol+Plajiyoklas+Kuars+Epidot+Klorit+Opak Mineral KUVRAS SIYENİT	X				Magnetit+Hematit+Pirit
GŞ-97	H41a ₁ (59.72-70.82)	Kş	Plajiyoklas+Biyotit+Klorit+Amfibol+Opak Mineral ALTERE KAYAC	X				
GŞ-98	H40b ₃ (49.67-66.10)	Kş	Plajiyoklas+Amfibol+Klorit+Biyotit ALTERE ANDEZİT	X				
GŞ-99	H40b ₃ (50.40-63.67)	Th	Plajiyoklas+Amfibol+Biyotit+Piroksen+Zeolit ANDEZİT	X				
GŞ-100	H40b ₃ (48.75-63.87)	Th	Plajiyoklas+Ojit+Amfibol BAZALT	X				
GŞ-101	H40b ₃ (51.42-64.42)	Th	Plajiyoklas+Amfibol+Ojit ANDEZİT	X				
GŞ-102	H40b ₃ (53.37-64.78)	Th	Plajiyoklas+Amfibol+Ojit ANDEZİT	X				
GŞ-103	H40b ₃ (52.52-63.40)	Th	Plajiyoklas+Ojit+Amfibol+Biyotit ANDEZİT/BAZALT	X				
GŞ-104	H40b ₃ (52.92-63.42)	Th	Plajiyoklas+Piroksen+Amfibol+Biyotit+Klorit BAZALT/ANDEZİT	X				
GŞ-105	H40b ₃ (54.62-62.58)	Th	Plajiyoklas+Ojit+Amfibol+Biyotit BAZALT	X				
GŞ-106	H40b ₃ (54.72-62.97)	Th	Plajiyoklas+Ojit+Amfibol+Biyotit+Klorit BAZALT	X				
GŞ-107	H41a ₄ (58.05-66.05)	Tş	Simektit+Jips+Feldispat KİLTAŞI		X			
GŞ-108	H41a ₄ (57.75-66.52)	Tş	Simektit+Jips+İllit+Kuars+Kalsit KİLTAŞI		X			

Ek Çizelge 1. (devam)

Örn.No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD Kesit	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-109	H40b ₃ (56.55-66.13)	Th	Plajiyoklas+Ojit+Biyotit BAZALT	X				
GŞ-110	H40b ₃ (54.55-66.35)	Th	Plajiyoklas+Ojit+Amfibol+Biyotit+Klorit BAZALT/ANDEZİT	X				
GŞ-111	H40b ₃ (53.68-65.70)	Tş	Simektit+Jibs+Kuars+Feldispat ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-112	H40b ₃ (52.77-65.67)	KTa	Biyotit+Ojit+Ortoklas+Amfibol+Epidot ALTERE DİYORİT	X				
GŞ-113	H40b ₂ (53.40-73.30)	Kş	Kuars+Feldispat+Kaolinit+Alunit+Opak Mineral ALTERE KAYAÇ	X	X			
GŞ-114	H40b ₂ (53.13-73.30)	Kş	Feldispat+Kuars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-115	H40b ₂ (51.30-72.35)	Kş	Feldispat+Kuars+Biyotit+Kaolinit+Opak Mineral ALTERE KAYAÇ	X	X			
GŞ-116	H40b ₂ (50.72-72.20)	Kş	Kuars+Feldispat+Kaolinit+Biyotit+Amfibol ALTERE KAYAÇ	X	X			
GŞ-117	H40b ₂ (49.90-71.80)	Kş	Feldispat+Kuars+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-118	H40b ₂ (49.82-71.68)	Kş	Feldispat+Kuars+Alunit ALTERE KAYAÇ	X	X			
GŞ-119	H40b ₂ (49.52-71.65)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Kuars+Ojit+Klorit+Biyotit KUVARS SIYENİT	X				
GŞ-120	H40b ₂ (49.17-71.50)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Ojit+Kuars+Biyotit+Amfibol KUVARS SIYENİT	X		X		
GŞ-121	H40b ₂ (48.57-71.88)	KTa	Plajiyoklas+Ojit+Biyotit+Kuars+Klorit MONZODİYORİT	X				

Ek Çizelge 1. (devam)

Öm.No.	Koordinat	Simge	Mineralojik Bileşim / Kayaç Adı	İnce Kesit	XRD Kesit	Kimyasal Analiz	SEM	Parlak Kesit
GŞ-122	H40b ₂ (48.75-70.67)	Kş	Kuvars+Feldspat+Kaolinit+Alunit ALTERE KAYAÇ		X			
GŞ-123	H40b ₂ (51.60-72.83)	Te	Plajiyoklas+Ojit+Kalsit+Klorit BAZALT	X				
GŞ-124	H40b ₂ (51.75-73.42)	Te	Plajiyoklas+Ojit+Amfibol+Klorit+Epidot BAZALT	X				
GŞ-125	H40b ₂ (50.53-73.08)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Kuvars+Biyotit+Klorit+ Turmalin+Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X		X		
GŞ-126	H40b ₂ (49.92-73.42)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Ojit+Kuvars+Amfibol+Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X		X		
GŞ-127	H40b ₂ (49.67-73.80)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Ojit+Kuvars+Amfibol+Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X		X		Magnetit+Hematit+Pirit+Kalkopirit+Limonit
GŞ-128	H40b ₂ (49.18-74.17)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Kuvars+Biyotit+Amfibol+Klorit +Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X		X		
GŞ-129	H40b ₂ (49.13-73.47)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Kuvars+Amfibol+Piroksen+ Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X				
GŞ-130	H40b ₂ (57.08-72.97)	KTa	Ortoklas+Plajiyoklas+Kuvars+Biyotit+Klorit+Amfibol +Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X				Magnetit+Hematit+İlmenit+Ruñil+Pirit
GŞ-131	H41a ₁ (56.67-74.10)	KTa	Ortoklas+Kuvars+Plajiyoklas+Biyotit+Klorit+Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X		X		
GŞ-132	H40b ₂ (56.05-73.75)	KTa	Ortoklas+Kuvars+Plajiyoklas+Biyotit+Amfibol+Opak mineral / KUVARS SIYENIT	X				Magnetit+Pirit+Kalkopirit+Sfalerit+Pirotin
GŞ-133	H40b ₂ (56.18-71.75)	KTa	Ortoklas+Kuvars+Plajiyoklas+Biyotit+Amfibol+ Klorit / KUVARS SIYENIT	X		X		

ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN) KUZEYİNİN JEOLojİ HARİTASI

NECATİ KARAKAYA, 1998

