

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**ÇATALTEPE (LAPSEKİ/ÇANAKKALE) Pb-Zn±Cu±Ag YATAĞININ
JEOLJİSİ ve KÖKENİ**

Gökhan DEMİRELA

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2011**

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Gökhan DEMİRELA tarafından hazırlanan “**ÇATALTEPE (LAPSEKİ/ ÇANAKKALE) Pb-Zn±Cu±Ag YATAĞININ JEOLJİSİ ve KÖKENİ**” adlı tez çalışması **16/09/2011** tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI, Ankara Üniversitesi

Eş Danışman : Prof. Dr. İlkay KUŞCU, Muğla Üniversitesi

Jüri Üyeleri:

Başkan: Prof. Dr. Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi

Üye : Prof. Dr. Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi

Üye : Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU, Ankara Üniversitesi

Üye : Doç. Dr. Üner ÇAKIR, Hacettepe Üniversitesi

Üye : Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI, Ankara Üniversitesi

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Özer KOLSARICI

Enstitü Müdürü

TEZ ONAYI

Gökhan DEMİRELA tarafından hazırlanan “**ÇATALTEPE (LAPSEKİ/ ÇANAKKALE) Pb-Zn±Cu±Ag YATAĞININ JEOLJİSİ ve KÖKENİ**” adlı tez çalışması **16/09/2011** tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI, Ankara Üniversitesi

Eş Danışman : Prof. Dr. İlkey KUŞCU, Muğla Üniversitesi

Jüri Üyeleri:

Başkan: Prof. Dr. Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi

Üye : Prof. Dr. Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi

Üye : Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU, Ankara Üniversitesi

Üye : Doç. Dr. Üner ÇAKIR, Hacettepe Üniversitesi

Üye : Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI, Ankara Üniversitesi

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Özer KOLSARICI

Enstitü Müdürü

ÖZET

Doktora Tezi

ÇATALTEPE (LAPSEKİ/ÇANAKKALE) Pb-Zn±Cu±Ag YATAĞININ JEOLOJİSİ ve KÖKENİ

Gökhan DEMİRELA

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI
Eş Danışman: Prof. Dr. İlkey KUŞCU

Çanakkale-Lapseki-Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağı, yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış Kretase yaşlı Çamlıca metamorfitlerinin mermerleri içinde ve onların diğer kayalarla olan dokanakları boyunca genellikle litolojik kontrollü olarak gelişmiş bir cevherleşmedir. Mikroskopik çalışmalar, prograd evreye özgün granat ve piroksen minerallerinin varlığını ve bu minerallerin retrograd evrede karbonatlaşmış epidotlaştığını göstermektedir. Cevher mineralleri olarak kahverengi sfalerit, bal renkli sfalerit, galenit, kalkopirit, pirit, pirotin, valeriit, manyetit, hematit, markazit, arsenopirit ve limonit mineralleri izlenmektedir. Bunların bazılarının granatların çatlaklarında geliştiği görülmektedir. Mineral kimyası (EPMA) çalışmaları granatların grossular-andradit serisinin orta bileşimlerine sahip olduğunu göstermiştir. Masif dokulu cevherleşmelerin kahverengi sfalerit ve galenitleri ile saçınımlı dokulu cevherleşmelerin bal renkli sfalerit ve galenitlerinin mikroprob analizleri ile belirlenen eser element içeriklerine dayanarak adigeçen dokulardaki minerallerin iki ayrı evreyi temsil ettiği kabul edilmektedir. S ve Pb izotoplarından elde edilen veriler, sfalerit, galenit, kalkopirit ve pirit gibi cevher minerallerinin magmatik bir kökene bağlı olarak oluştuğu varsayımını desteklemektedir. Sıvı kapanım verileri, granatların 300-353 °C arası sıcaklıklarda ve % 0,5 ile 1,4 NaCl eşdeğeri tuzluluklarda, bal renkli sfaleritler ile onlarla birlikte oluşmuş kuvarsların ise 200-310 °C arası sıcaklıklarda ve % 0,5 ile 1,1 NaCl eşdeğeri tuzluluklarda oluştuğunu göstermektedir.

Bütün bu veriler, Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının mermerler içinde veya civarındaki dokanaklar boyunca bir magmatik etki ile evrimleşen Pb-Zn ile biraz Cu, Ag ile az oranda As, Sb, Bi, ve Au içeren cevherli çözeltilerden itibaren oluştuğuna işaret etmektedir. Ancak bu magmatik karakterdeki çözeltilerin meteorik sularla karışarak tuzlulukları azalmış olmalıdır. Cevherleşmelerin sıcaklık bakımından mezo-epitermal (hidrotermal) koşullarda distal bir Pb-Zn yatağına göre biraz daha sık kesimlerde gelişmiş epijenetik bir oluşum olduğu gözükmektedir.

Eylül 2011, 220 sayfa

Anahtar Kelimeler: Çanakkale, Lapseki, Pb-Zn cevherleşmesi, Mikroprob, Sıvı kapanım, S ve Pb izotopları

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

GEOLOGY AND GENESIS OF THE ÇATALTEPE (LAPSEKİ/ÇANAKKALE) Pb-Zn±Cu±Ag DEPOSIT

Gökhan DEMİRELA

Ankara University
Graduate School of Natural Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. İ. Sönmez SAYILI
Co-Supervisor: Prof. Dr. İlkey KUŞCU

Çanakkale-Lapseki-Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag deposit is a lithologically controlled mineralization and formed both within marble and along their contacts with other units in Cretaceous aged Çamlıca metamorphics which are metamorphosed under green schist facies. Microscopic studies reveal the presence of garnet and pyroxene minerals characterizing prograde stage which are replaced carbonate and epidote minerals during retrograde alterations. Ore minerals are brown sphalerite, honey coloured sphalerite, valeriite, magnetite, hematite, marcasite, arsenopyrite, and limonite. Some of them are found in the fractures and cracks of garnet crystals. Mineral chemistry studies (EPMA) show that garnets have middle compositions with respect to grossular-andradite end members. Based on trace element contents defined by electron microprobe analyses, brown sphalerite and galena associated with massive ore, and honey colored sphalerite and galena associated with disseminated ore represent two distinct stages. The data obtained from S and Pb isotopes, support the magmatic origin for the derivation of ore minerals like sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite. Fluid inclusion data show that the garnets formed in temperatures between 300-353 °C and in salinities between % 0,5-1,4 NaCl equivalent, and whereas honey coloured sphalerite and associated quartz minerals constitute in temperature between 200-310 °C and salinity in between % 0,5 and % 1,1 NaCl equivalent.

All these data indicate that the Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag deposit formed by ore related fluids evolved by a magmatic effect, which include mainly Pb-Zn, Cu, Ag in addition to some As, Sb, Bi and Au. However the salinity of this magmatic fluid seems to be decreased via mixing with meteoric water. Mineralization appears to be epigenetic formed under meso-epithermal (hydrothermal) conditions in more shallow depths relative to a distal Pb-Zn deposit.

September 2011, 220 pages

Key Words: Çanakkale, Lapseki, Pb-Zn mineralization, EPMA, Fluid inclusion, S and Pb isotopes

TEŞEKKÜR

Tez çalışmalarım sırasında değerli fikir ve görüşleri ile beni yönlendiren, tezin her aşamasına büyük katkıları olan, kaynaklarını, bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, karşılaştığım her türlü zorlukta bana destek olan, akademik ve mesleki gelişimimde de üzerimde çok büyük emekleri olan danışman hocalarım Sn. Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI'ya (AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve Sn. Prof. Dr. İlkey KUŞCU'ya (Muğla Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) en içten ve sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmasının tüm aşamalarını büyük bir keyif alarak birlikte yürüttüğüm, koymuş olduğu emek ve katkılarla da bu tezin ortaya çıkmasında önemli bir payı olan sevgili dostum Dr. Sinan AKISKA'ya,

Sıvı kapanım ve EPMA çalışmalarını gerçekleştirmeme imkan sağlayan ve çalışmalarım sırasında değerli fikir ve görüşleri ile çalışmanın bu kısımlarını yönlendiren Sn. Prof. Dr. Jean S. CLINE'a,

Sıvı kapanım ve EPMA çalışmaları sırasında sürekli birlikte çalıştığım, sıvı kapanım, EPMA ve izotop verilerinin kökensel yorumlamalarda kullanılabilirliği konularında paylaşmış olduğu değerli fikirleri ve ABD'de karşılaştığım her türlü sorunun çözümünde yapmış olduğu dostane yardımları için Sn. Dr. Haraldo LLEDO'ya,

Bölümümüze kazandırdığı jeokimya laboratuvarlarını ihtiyacımız olduğu her zaman kullanımımıza açan, tezin tüm aşamalarına değerli fikir ve görüşleri ile koymuş olduğu katkılarından ötürü Sn. Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU'na,

Tezin tüm aşamalarına değerli fikir ve görüşleri ile koymuş olduğu katkılarından dolayı Sn. Doç. Dr. Üner ÇAKIR'a,

Maden yataklarının kökensel incelemeleri ve Türkiye Metalojenisi konularında kendisinden çok şey öğrendiğim, değerli fikir ve görüşleriyle de tezin özellikle tartışma kısmına ışık tutan Sn. Prof. Dr. Taner ÜNLÜ'ye,

Cevher mikroskobisi incelemeleri sırasında yapmış oldukları değerli yardım ve katkılarından ötürü Sn. Prof. Dr. Şükrü KOÇ'a ve Sn. Dr. Ahmet ÇAĞATAY'a,

Batı Anadolu'nun magmatizması hakkında kendisinden çok şey öğrendiğim ve konuyla ilgili sağladığı literatür kaynakları için Sn. Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK'a,

Biga Yarımadası'nın metalojenisi hakkında paylaşmış olduğu değerli fikir ve görüşleri ile mineral kimyası ve izotop çalışmaları kısımlarına koymuş olduğu katkıları için sevgili dostum Arş. Gör. Erkan YILMAZER'e,

Başta petrografik incelemeler olmak üzere, magmatik ve volkanik kayaçların petrolojik yorumları ile Raman Spektroskopisi çalışmalarına yapmış olduğu değerli katkılar ve yardımlarından dolayı sevgili dostum Arş. Gör. Bahattin GÜLLÜ'ye,

XRD verilerinin yorumlanması konusunda yapmış oldukları değerli yardım ve katkılarından dolayı Sn. Yrd. Doç. Dr. Zehra KARAKAŞ'a ve Sn. Dr. Sezin ÖZAKSOY'a,

EPMA ve SEM-EDS çalışmalarının gerçekleştirilmesi sırasında yapmış olduğu yardımlardan ötürü Sn. Yrd. Doç. Dr. Sean Malcuay'a,

Raman Spektroskopisi ve XRD analizlerinin gerçekleştirilmesi sırasında yapmış olduğu değerli yardımları için Sn. Arş. Gör. Kıymet DENİZ'e,

Tezin çeşitli aşamalarında yardım ve desteğini gördüğüm bölümümüz araştırma görevlilerinden Sn. Uğur Erdem DOKUZ, Sn. Korhan ESAT, Sn. Özlem GÜLLÜ ve Sn. Dr. Elif AKISKA ile Bozok Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü araştırma görevlilerinden Sn. İsmail KOÇAK'a,

Arazi çalışmaları sırasında sağladıkları lojistik destek ve göstermiş oldukları yakın ilgileri için başta Çanakkale Madencilik Şirketi Genel Müdürü Sn. Berkin Akol ile şirketin Arama Grubu Birimi jeologları Sn. Nahide K. Yalçınkaya ve Şenol SOYER'e,

Çalışmalar sırasında karşılaştığımız finansal problemlerin çözümünde vermiş oldukları desteklerinden ötürü A.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü BİYEP-DPT Projeleri koordinatörleri Sn. Prof. Dr. Aydın GÜNEŞ'e ve Sn. Prof. Dr. Orhan ATAKOL'a,

En önemlisi sonsuz sabırları, güvenleri, maddi ve manevi destekleri ile her zaman yanımda olan ve beni her zaman her konuda destekleyen sevgili aileme

teşekkür etmeyi bir borç bilirim...

Gökhan DEMİRELA
Ankara, Eylül 2011

KISALTMALAR DİZİNİ

K	Kuzey
G	Güney
D	Doğu
B	Batı
KD	Kuzeydoğu
GB	Güneybatı
MVT	Mississippi Valley-Type (Mississippi Vadisi Tipi)
SEDEX	Sedimentary Exhalative (Sedimanter Eksalatif)
EPMA	Electron Probe Micro Analysis
SEM-EDS	(Scanning Electron Microscope - Energy Dispersive Spectroscopy)
BSE	(Back Scattered Electron)
ICP- ES	Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer
ICP-SFMS	Inductively Coupled Plasma - Sector Field Mass Spectrometry
MC	Multi Collector
LIL	Large-Ion-Lithophile
NTE	Nadir Toprak Elementleri
ANTE	Ağır Nadir Toprak Elementleri
HNTE	Hafif Nadir Toprak Elementleri
N-MORB	Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlara Göre Normalize Edilmiş
A.Ü.	Ankara Üniversitesi
AÜMF	Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi

MTA

Maden Tetkik ve Arama

MAT

Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
KISALTMALAR DİZİNİ.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xviii
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Amaç ve Kapsam.....	2
1.2 Çalışma Alanının Konumu.....	3
2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	5
2.1 Arazi Çalışmaları.....	5
2.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	5
2.2.1 Örnek hazırlama.....	5
2.2.2 Petrografik analizler.....	7
2.2.3 X-Işınları kırınım çalışması.....	7
2.2.4 Cevher mikroskobisi çalışmaları.....	8
2.2.5 Mineral kimyası çalışmaları.....	8
2.2.6 Jeokimya çalışmaları.....	9
2.2.7 İzotop çalışmaları.....	10
2.2.8 Sıvı kapanım çalışmaları.....	10
2.3 Büro Çalışmaları.....	11
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	13
3.1 Biga Yarımadası ve Çalışma Alanını Konu Edinen Jeolojik Çalışmalar.....	13
3.2 Biga Yarımadası ve Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag Yataklarını Konu Edinen Çalışmalar.....	20
4. BÖLGESEL JEOLojİ.....	24
4.1 Tersiyer Öncesi Temel Birimler.....	24
4.2 Tersiyer Birimleri.....	29
4.2.1 Tersiyer örtü istifi.....	29
4.2.2 Tersiyer volkanitleri.....	29
4.2.3 Tersiyer granitoidler.....	30
5. ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİSİ VE PETROGRAfİSİ.....	31
5.1 Çamlıca Metamorfitleri (Kça).....	33
5.1.1 Palamut fillit üyesi (Kçap).....	38
5.2 Çetmi Melanjı (Kç).....	40
5.3 Şevketiye Granitoyidi (Teg).....	42
5.4 Beyçayır Volkanitleri (Teb).....	45
5.5 Fıçitepe Formasyonu (Tef).....	48
5.6 Şahinli Formasyonu (Teşa).....	48
5.7 Soğucak Formasyonu (Tes).....	49
5.8 Ceylan Formasyonu (Tec).....	50
5.9 Erdağ Volkaniti (Teer).....	50
5.10 Atikhisar Volkaniti (Toa).....	50
5.11 Bayramiç Formasyonu (Tplb).....	51

5.12 Kuvaterner (Qal).....	51
6. BİGA YARIMADASI Pb-Zn±Cu±Ag CEVHERLEŞMELERİ.....	52
6.1 Metamorfitleerin Karbonatlı Seviyeleri ile İlişkili Ornatma Tipi Cevherleşmeler.....	52
6.2 Metamorfitleerin ve Volkanitlerin Kırık Düzlemleri ile İlişkili Damar Tipi Cevherleşmeler.....	56
7. MADEN JEOLJİSİ.....	60
7.1 Tarihçe.....	60
7.2 Yan Kayaçlar.....	60
7.3 Metasomatik Süreçler ve Yankayaç Alterasyonu.....	61
7.3.1 Prograd evre.....	64
7.3.2 Retrograd alterasyonlar.....	66
7.3.3 Geç evre alterasyonlar.....	69
7.4 Cevherleşme ve Litolojik-Yapısal Kontrol.....	72
7.5 Cevher Mikroskobisi.....	76
8. MİNERAL KİMYASI ÇALIŞMALARI.....	83
8.1 Sülfid Minerallerinde Mineral Kimyası.....	83
8.1.1 Elektron mikroprob analizleri.....	83
8.1.1.1 Sferit.....	83
8.1.1.2 Galenit.....	93
8.1.1.3 Pirit.....	100
8.1.1.4 Kalkopirit.....	103
8.1.2 SEM-EDS çalışmaları.....	104
8.2 Silikat Minerallerinde Mineral Kimyası.....	107
8.2.1 Elektron mikroprob çalışmaları.....	107
8.2.1.1 Granat kimyası.....	107
8.2.2 Raman konfokal spektroskopisi.....	121
9. JEOKİMYA.....	126
9.1 Ana Element Oksitleri.....	127
9.1.1 Yan kayaçlar.....	127
9.1.2 Altere yan kayaçlar.....	131
9.1.3 Cevher örnekleri.....	133
9.2 Eser Elementler.....	135
9.2.1 Yan kayaçlar.....	135
9.2.2 Altere yan kayaçlar.....	141
9.2.3 Cevher örnekleri.....	146
9.3 Nadir Toprak Elementleri (NTE).....	149
9.3.1 Yan kayaçlar.....	149
9.3.2 Altere yan kayaçlar.....	150
9.3.3 Cevher örnekleri.....	152
9.4 Şevketiye Granitoidlerinin Petrokimyasal Yorumu.....	154
9.4.1 Jeokimyasal sınıflama.....	154
9.4.2 Tektonik ortam sınıflaması.....	159
9.5 Beyçayır Volkanitlerinin Petrokimyasal Yorumu.....	160
9.5.1 Jeokimyasal sınıflama.....	160
10. İZOTOP ÇALIŞMALARI.....	164
10.1 Kükürt İzotobu ve Maden Yataklarındaki Bileşimleri.....	164
10.1.1 Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının S izotop bileşimleri.....	168

10.1.2 S İzotopu jeotermometre çalışmaları.....	170
10.1.3 Tartışma.....	171
10.2 Pb İzotopu Çalışmaları.....	172
10.2.1 Çalışma alanındaki Pb izotop bileşimleri.....	175
11. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI.....	179
11.1 Sıvı Kapanım Petrografisi.....	180
11.1.1 Sfalorit.....	181
11.1.2 Kuvars.....	182
11.1.3 Granat.....	183
11.2 Mikrotermometrik Ölçümler.....	184
11.2.1 Sfalorit.....	185
11.2.2 Kuvars.....	186
11.2.3 Granat.....	188
12. TARTIŞMA VE YORUMLAR.....	190
13. SONUÇLAR.....	199
KAYNAKLAR.....	200
EKLER.....	212
EK 1 Çataltepe Cu-Pb-Zn-Ag yatağının maden jeolojisi haritası (Soyer 2008'den revize edilmiştir).....	213
EK 2 Şevketiye granitoyidine ait ana element oksit, eser element ve NTE değerleri (Delloye ve Bingöl 2000, Karacık vd. 2008).....	214
EK 3 Şevketiye granitoyidine ve Beyçayır volkanitlerine ait eser element ve NTE değerleri.....	215
EK 4 Çalışma sahasından jeokimyasal analizler için derlenen örneklerin lokasyon bilgileri.....	216
ÖZGEÇMİŞ.....	217

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	4
Şekil 4.1 Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (1: Karabiga 2: Kuşçayır, 3: Kestanbol, 4: Bayramiç-Evciler ve 5: Eybek granitoidleri) (Siyako 1989, Okay 1990, Beşir 2003 ve Altunkaynak 2007'den yararlanılarak yeniden düzenlenmiştir.).....	25
Şekil 5.1 İnceleme alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik ölçüsüz dikme kesit (ü: üyesi, fm: formasyonu) (Dönmez vd. 2005 ve 2008'den yararlanılarak)..	32
Şekil 5.2 Çalışma alanındaki bölgesel kayaç birimlerinin ilişkilerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Dönmez vd. 2008'den değiştirilerek).....	33
Şekil 5.3 Çalışma alanı ve yakın çevresine ait detay jeoloji haritası (Çalapkulu 1970, Çanakkale Madencilik 2003 ve Dönmez vd. 2008'den revize edilerek).....	35
Şekil 5.4 (a) Çıplak Tepe mevkiinde Çamlıca metamorfitlelerinin Çetmi melanji ve Beyçayır volkanitleri ile olan ilişkisi (fotograf yaklaşık D-B doğrultulu), (Kç: Çamlıca metamorfitleleri, Kça: Çetmi melanji, Teb: Beyçayır volkanitleri) (b) kuvarsitler (c) metakumtaşları (d) Çamlıca metamorfitleleri içinde bulunan mermer merceği, (e) kuvarsitlerde kuvars minerallerindeki yönelmeler (ku: kuvars), (f) metakumtaşı içinde kuvars (ku), plajiyoklaz (pl) mineralleri ile birlikte şistoziteye paralel koyu kahve renkli hematit ve limonit sıvamaları ve (g) mermerler içinde basınç ikizi gösteren kalsit (ka) mineralleri (e, f ve g: çift nikol).....	38
Şekil 5.5 (a) Çataltepe-Beyçayır yolu üzerinde Beyçayır volkanitlerine ait dasitik andezitler tarafından sıcak dokanakla kesilmiş Palamut fillit üyesine ait fillitik kayaçlar (Kçap: Palamut fillit üyesi, Teb: Beyçayır volkanitleri), (b) dasitik andezit-fillit dokanağının yakından görünümü ve (c) kayacı oluşturan minerallerdeki yönelmeler ve kayacın kırık-çatlak-foliasyon düzlemlerine paralel gelişmiş limonit (op) sıvamaları (ku: kuvars).....	40
Şekil 5.6 (a) Nusretiye köyü civarında yüzeyleyen serpantinleşmiş harzburjitler (Kç: Çetmi melanji), (b) serpantinleşmiş harzburjitlerin yakın görünümü, (c) serpantin minerallerince çevrelenmiş bastitleşmiş piroksen (prk) minerali ve (d) serpantinleşmiş harzburjit içinde kemirilmiş bir kromit (kr) tanesi (c ve d: çift nikol).....	42
Şekil 5.7 (a) Güreci civarında altere ve arenalaşmış Şevketiye granitoidine ait mostra (Tes: Şevketiye granitoidi), (b) altere porfirik dokulu granodiyorit, (c) taze granodiyorit, (d) granodiyorit içinde diyoritik anklav, (e) poikilitik dokulu plajiyoklaz (pl), (f) ortoklaz (ort) minerali içerisinde hornblend (hr), plajiyoklaz ve biyotit (bi) kapanımları ve (g)	

özşekilli hornblend ve kloritleşmiş biyotit mineralleri (ku: kuvars) (e, f ve g: çift nikol).....	44
Şekil 5.8 (a) Kaletepe civarında yüzeyleyen Beyçayır volkanitleri, (b) biyotit fenokristalleri içeren porfirik dokulu dasitik andezit, (c) kısmen altere porfirik dasit, (d) plajiyoklazlar tarafından çevrelenmiş ojit (pr) ve opak mineral saçınımları, (e) opaklaşmış hornblend (hr) ve plajiyoklaz (pl) mikrolitlerden oluşmuş hamur matriksi içerisinde kenar zonları boyunca opaklaşmış biyotit (bi), (f) plajiyoklaz mineralinde zonlu doku ve opaklaşmış mafik mineraller, (g) kenar zonları boyunca kemirilmiş kuvars (ku), (g) kuvars mineralinde körfez dokusu ve (ı) mafik minerallerde (bi ve hr) opaklaşmanın yanı sıra karbonatlaşma ve hamurda killeşme (d, e, f, g, h ve ı: çift nikol).....	47
Şekil 6.1 Biga Yarımadası'ndaki bazı önemli Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmelerinin yaklaşık konumları (Handeresi ve Bağırkaç cevherleşmeleri birlikte gösterilmiştir), (Jeoloji haritası Beşir 2003 ve Okay 1990'dan yeniden düzenlenmiştir).....	54
Şekil 7.1 Çataltepe yatağı civarında yüzeyleyen (a) metakumtaşı, (b) kuvarsit (ku: kuvars, pl: plajiyoklaz, o: opak mineral, e: epidot) (a ve b: çift nikol).....	61
Şekil 7.2 Çataltepe yatağında yüzeyleyen basınç ikizlenmeleri gösteren kalsitler içeren mermer (ka: kalsit) (a: tek nikol, b: çift nikol).....	61
Şekil 7.3 Masif dokulu cevherleri (1) kesen saçınımlı dokuya sahip cevher damarları (2).....	63
Şekil 7.4 Çataltepe Cu-Pb-Zn-Ag yatağının maden jeolojisi haritası (ayrıntılı harita için Ek-1'e bakınız) (Soyer 2008'den revize edilmiştir).....	63
Şekil 7.5 (a) ve (b) Piroksenler (prk) ve anizotrop ve zonlu granat (gr) mineral birlikteliği, granatlardan dönüşmüş epidot (e) mineralleri ve bu minerallerin boşluklarına yerleşmiş erken evre kuvarsları (ku) (a ve b: çift nikol).....	65
Şekil 7.6 Zonlanma gösteren anizotrop ve lamelli granatlar (gr) ve onları kesen ve aralarını dolduran karbonatlar (ka) (a: tek nikol, b: çift nikol).....	66
Şekil 7.7 (a) Karbonatlaşmış granat (tek nikol) ve (b) karbonatlaşmış piroksen (prk) mineralleri (a ve b:çift nikol).....	66
Şekil 7.8 (a) Geç evre kalsitleri tarafından kesilen özşekilsiz epidot (e) mineralleri, (b) erken evre kuvarsları (ku) ile birlikte bulunan özşekilli epidot (e) mineralleri (a ve b: çift nikol).....	68
Şekil 7.9 (a) ve (b) Piroksen (prk) minerallerindeki kloritleşmeler (kl) (o: opak	

mineral) (a ve b: çift nikol).....	68
Şekil 7.10 (a) ve (b) Sfalerit (sf) ve galenit (gl) minerallerinin etrafında onları saran erken evre kuvarsları (ku-I) (a: çift nikol, b) tek nikol).....	69
Şekil 7.11 (a) Biksibit (b) Simitsonit minerallerini gösteren X-ışınları kırınım grafikleri.....	70
Şekil 7.12 Biksibit, simitsonit, hematit ve silis içeren geç evre cevher örneği.....	71
Şekil 7.13 (a) Epidotlaşmış metakumtaşlarını kesen karbonat damarları, (b) masif dokulu cevheri kesen karbonat damarları.....	71
Şekil 7.14 (a) ve (b) Cevherleşmenin üst kotlarında gözlenen silisleşmelerle limonit-biksibit içeren kesimler.....	74
Şekil 7.15 (a) Çataltepe yatağının galeri girişi kesiminde metakumtaşı-kuvarsit-mermer ardalanması içerisinde cevherli mermer seviyesi, (b) cevherli mermer seviyesinin yakın görünümü ve onu kesen geç evre kuvars damarı, (c) sağ duvarda faylanmaya bağlı olarak yükselen ve yoğun şekilde epidotlaşmış metakumtaşları içerisindeki yaklaşık K-G doğrultulu geç evre kuvars damarları, (d) galeri içerisinde epidotlaşmış metakumtaşı- mermer dokanağı boyunca ve mermerler içinde gelişmiş masif ve saçınımlı cevherleşmeler ve (e) sondaj karotunda erken evre kuvars ve karbonat mineralleri içinde saçınımlar halinde cevherleşmeler.	75
Şekil 7.16 (a) Ocağın ilk dönemlerinde açık işletme yöntemi ile alınmış kesimi ve Çataltepe cevherleşmelerinin yan kayacını oluşturan mermer- metakumtaşı-kuvarsit ardalanmalarının görünümü, (b) aynı görüntünün daha yakından görünümü, metakumtaşı-kuvarsit-mermer dokanakları boyunca gelişen cevherleşmeler, (c) bu yüzlekte yukarıdan aşağıya doğru karbonatlı kayaçlar içerisinde ornatmalar şeklinde gelişmiş cevherleşmeler.....	75
Şekil 7.17 (a) Kahverengi sfaleritler (sf) ve kahverengi sfaleritlerin yıkanması sonucu (leaching) ortaya çıkmış beyaz renkli kesimler (Sf-a: altere sfalerit), (b) kuvarslar tarafından çevrelenmiş bal renkli sfaleritler (sf) (ku: erken evre kuvars).	76
Şekil 7.18 (a) Masif dokulu cevherde sfalerit (sf-I) içerisinde kalkopirit (kp-I) ayrışım ve kapanımları (b) masif sfaleritin (sf-I) kristalografik oryantasyon yönleri ile uyumlu kalkopirit (kp-I) oluşumları, (c) masif sfalerit (sf-I) ve masif kalkopirit (kp-I) tarafından çevrelenmiş pirotin (pt), (d) granatın (gr) kırık ve çatlaklarını doldurmuş sfalerit (sf-I) ve kalkopirit (kp-I), (e) pirite (pr-I) ait kalıntı kenarın, saçınımlı sfalerit (sf-II) ve saçınımlı kalkopirit (kp-II) tarafından çevrelenmesi ve (f) kuvars gangi içerisinde saçınımlı sfalerit (sf-II) ve galenit (ga-II).....	78

Şekil 7.19 (a) Galenite (ga) ait tipik üçgen kopma yüzeyleri, (b) saçınımlı sfaleritin (sf-II) kırık ve çatlaklarına yerleşmiş saçınımlı galenit (gn-II), orta kesimde ise kalkopirit (kp-I) ayrışmaları içeren sfalerit (sf-I), (c) sfalerit-I ve kalkopirit-I tarafından çevrelenmiş kataklastik pirit (pr-I) ve manyetit (mt) martitleşmesi ile oluşmuş hematit (hm-I), (d) kuvars gangı içinde kalkopirit (kp-II) tarafından çevrelenmiş yarı özşekilli pirit (pr-II), (e) masif cevher içinde pirit (pr-I) ve pirotinden (pt) dönüşmüş pirit (pr-I-pt), (f) masif cevher içindeki kalkopiritin (kp-I) kırık ve çatlaklarında markazit (ma), (g) ve (h) masif dokulu cevher içinde markazitler (ma) ve kalkopiritlerden (kp-II) dönüşmüş markazitler ile onların kenarında büyümüş üçgen şekilli arsenopiritler (ap) Parlatmada ayrıca piritler (pr-II) gözlenmektedir. (kalkopiritlerdeki mavilik karbon kaplama kalıntılarından kaynaklanmaktadır).....	81
Şekil 7.20 Cevherleşme ile ilişkili mineral parajenezleri ve oluşum sıraları.....	82
Şekil 8.1 60 mm kalınlığındaki ince parlak kesitlerde sfalerit minerallerinin görünümü: (a) masif dokulu cevher içinde kahverengi sfaleritler (sf-I) (WACL-2 nolu örnek), (b) masif dokulu cevher içinde kahverengi sfaleritler (sf-I) ve içinde beyaz sfaleritler (sf-a) (P-3 örneği), (c) saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli sfaleritler (sf-II) (47 nolu örnek) ve (d) saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli sfaleritler (sf-II) (51 nolu örnek).....	84
Şekil 8.2 Saçınımlı dokulu cevherde (47 nolu örnek) sfalerit (sf) ve galenit (ga) minerallerinin BSE görüntüsü; sfalerit üzerindeki koyu renkli alanlar Fe ve Co'ca kısmen daha zengin kesimleri, açık renkli alanlar ise Fe ve Co'ca kısmen daha fakir kesimleri temsil etmektedir.....	85
Şekil 8.3 Sfaleritlerde (a) Zn'ya karşı Fe, (b) Zn'ya karşı Co, (c) Zn'ya karşı Cd, (d) Zn'ya karşı Fe + Co, (e) Zn'ya karşı Pb ve (f) Zn'ya karşı Mn diyagramları.....	88
Şekil 8.4 Sfaleritlerde (a) Fe'e karşı Co, (b) Fe'e karşı Cd, (c) Co'a karşı Cd, (d) Co'a karşı Mn, (e) Co'a karşı Pb ve (f) Cd'a karşı Mn diyagramları.....	89
Şekil 8.5 Elektron mikroprob çalışması yapılan galenit (ga), pirit (pr) ve sfalerit (sf) minerallerinin BSE görüntüsü (51 nolu örnek).....	93
Şekil 8.6 Galenitlerde (a) Pb'a karşı Ag, (b) Pb'a karşı Bi, (c) Pb'a karşı Te, (d) Pb'a karşı Ag+Bi+Te ve (e) Pb'a karşı Cd diyagramları.....	98
Şekil 8.7 Galenitlerde (a) Ag'e karşı Bi, (b) Ag'e karşı Te, (c) Ag'e karşı Cd, (d) Te'a karşı Bi, (e) Te'a karşı Cd ve (f) Bi'e karşı Cd diyagramları.....	99
Şekil 8.8 WACL-2 nolu örneğinde elektron mikroprob çalışması yapılan pirit (pr) ve kalkopirit (kp) minerallerinin BSE görüntüsü (ga: galenit, sf: sfalerit).....	100

Şekil 8.9 Piritlerde (a) Fe'e karşı Co, (b) Fe'e karşı Ni, (c) Fe'e karşı Cd, (d) Fe'e karşı Pb, (e) Fe'e karşı Zn ve (f) Fe'e karşı Bi diyagramları.....	102
Şekil 8.10 (a) Elektron mikroprob analizleri sırasında çekilmiş çubuksu markazitler (ma) ile birlikte kalkopirit (kp) ve üçgen-testere dişi şeklinde arsenopirit (ap) minerallerine ait BSE görüntüsü ve (b) SEM-EDS analizleri sırasında çekilmiş çubuksu markazit (ma) ile kalkopirit (kp) arasındaki keskin sınır ve arsenopirit (ap) minerallerine ait BSE fotoğrafı.....	104
Şekil 8.11 (a) WACL-2 nolu örnekte gözlenen çubuksu markazit ile birlikte kalkopirit ve üçgen-testere dişi şeklinde arsenopirit minerallerine ait BSE görüntüsü, (b) Spektrum 1: markazite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 2: kalkopirite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 3: arsenopirite ait SEM-EDS grafiği ve Spektrum 4: arsenopirite ait SEM-EDS grafiği..	105
Şekil 8.12 (a) WACL-2 nolu örnekte gözlenen çubuksu markazit ile birlikte kalkopirit ve üçgen-testere dişi şeklinde arsenopirit minerallerine ait BSE görüntüsü, (b) Spektrum 1: markazite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 2: kalkopirite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 3: kalkopirite ait SEM-EDS grafiği ve Spektrum 4: markazite ait SEM-EDS grafiği...	106
Şekil 8.13 (a) Üzerinde elektron mikroprob analizi yapılan zonlu granat mineralleri (rakamlar zonlar üzerindeki analiz noktalarını, ok işareti ise analiz hattını göstermektedir) ve (b) Analiz hattı boyunca noktasal olarak % Al_2O_3 ve % $FeO_{(t)}$ değerlerinin birbirine göre değişimi.....	108
Şekil 8.14 WACL-12 ince kesitindeki Grn-1 nolu granat mineraline ait element dağılım haritası (Beyaz çizgiler mineral sınırını ile Mg ve Ti elementlerindeki zonlanma sınırlarını göstermektedir).....	114
Şekil 8.15 (a) Al_2O_3 'e karşı SiO_2 , (b) Al_2O_3 'e karşı CaO, (c) Al_2O_3 'e karşı MgO, (d) Al_2O_3 'e karşı $FeO_{(t)}$, (e) Al_2O_3 'e karşı MnO, (f) Al_2O_3 'e karşı TiO_2 ve (g) Al_2O_3 'e karşı Cr_2O_3 diyagramları.....	116
Şekil 8.16 (a) $FeO_{(t)}$ 'e karşı SiO_2 , (b) $FeO_{(t)}$ 'e karşı CaO, (c) $FeO_{(t)}$ 'e karşı MgO, (d) $FeO_{(t)}$ 'e karşı MnO, (e) $FeO_{(t)}$ 'e karşı TiO_2 ve (f) $FeO_{(t)}$ 'e karşı Cr_2O_3 diyagramları.....	117
Şekil 8.17 (a) SiO_2 'e karşı CaO, (b) SiO_2 'e karşı MgO, (c) SiO_2 'e karşı MnO, (d) SiO_2 'e karşı TiO_2 ve (e) SiO_2 'e karşı Cr_2O_3 diyagramları.....	118
Şekil 8.18 GCDkit 2.3 programı ile major oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalarla elde edilen granat bileşimlerinin pirop (Prp) + almandin (Alm) + spessartin (Sps), grossular ve andradit (And) uç bileşenlerine göre çizilen üçgen diyagramlardaki konumu.....	119

Şekil 8.19 Bazı skarn yataklarına ait granat bileşimlerinin pirop (Prp) + almandin (Alm) + spessartin (Sps), grossular (Grs) ve andradit (And) uç bileşenlerine göre çizilen üçgen diyagramlardaki konumu (Eunidi vd.1981, Meinert 1983 ve 1989).....	121
Şekil 8.20 Diyopsit mineraline ait raman spektroskopisi analizi.....	122
Şekil 8.21 Epidot mineraline ait raman spektroskopisi analizi.....	123
Şekil 8.22 Pistazit mineraline ait raman spektroskopisi analizi.....	124
Şekil. 9.1 Şevketiye granitoidinin, a) Cox. vd., 1979 diyagramındaki dağılımları, b) QAP (Streckeisen, 1974) diyagramındaki dağılımları.....	154
Şekil 9.2. Şevketiye granitoidi örneklerinin AFM diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) dağılımları.....	155
Şekil 9.3. Şevketiye granitoidi örneklerinin K ₂ O'ya karşı SiO ₂ diyagramında (Peccherillo ve Taylor 1976) dağılımları.....	156
Şekil 9.4. Şevketiye granitoidine ait örneklerin A/CNK-A/NK diyagramında (Shand 1943) dağılımları.....	156
Şekil 9.5 Şevketiye granitoidine ait örneklerin A-B diyagramında (Debon ve Le Fort 1983) sınıflandırılması (I-II-III nolu alanlar peralümina, IV-V-VI nolu alanlar metalümina alanları).....	157
Şekil 9.6 Şevketiye granitoidine ait örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak elementlerinin spider diyagramı (normalize değerleri Boynton 1984'ten alınmıştır).....	158
Şekil 9.7 Şevketiye granitoidlerine ait bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).....	159
Şekil 9.8 Şevketiye granitoidlerinin tektonik ortam ayırtlama (Pearce vd. 1984) diyagramındaki konumları (WPG: levha içi granitoidler, VAG+Syn-COLG: volkanik yay granitoidleri+çarpışma sırası granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri).....	160
Şekil 9.9 Beyçayır volkaniklerine ait örneklerin QAP ve TAS diyagramında dağılımları.....	161
Şekil 9.10 Beyçayır volkanitlerinin K ₂ O-SiO ₂ diyagramında (Peccherillo ve Taylor, 1976) dağılımları.....	162
Şekil 9.11 Analiz edilen örneklerdeki bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).....	163

Şekil 9.12 Analiz edilen örneklerdeki nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalize değerler Boynton 1984'ten alınmıştır).....	163
Şekil 10.1 Çeşitli kayaç gruplarının $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile evaporitik ve okyanus suyu içindeki sülfatların $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (Hoefs, 1987'den alınmıştır).....	165
Şekil 10.2 Hidrotermal maden yataklarında kükürt içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ve Çataltepe yatağına ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin dağılımı. Kerridge vd. (1983), Ohmoto ve Rye (1979), Halbach vd. (1989), Naylor vd. (1989) ve Eldridge vd. (1988) çalışmalarını derleyen Rollinson, 1993'den aynen alınmıştır.....	166
Şekil 10.3 Galenit (ga), sfalerit (sf), pirit (pr), kalkopirit (kpr) minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ CDT‰ frekans dağılımları.....	169
Şekil 10.4 Zartman ve Doe (1981)'e ait <i>plumbotektonik</i> eğrilerini gösteren (A) Torojenik ve (B) Uranojenik Pb izotop diyagramları. (Eğriler üzerindeki nokta aralıkları 500 milyon yıllık büyümeyi temsil etmektedir).....	174
Şekil 10.5 Geleneksel Pb kovaryasyon (A) torojenik ve (B) urojenik diyagramlar (Sardunya: Ludwig (1989), SK: Stacey ve Kramers (1975) ortalama kabuksal büyüme eğrileri).....	177
Şekil 11.1 (a) Kuvars kristali içerisinde birincil, ikincil ve yalancı ikincil sıvı kapanımların dağılımı (Shepherd vd. 1985'den alınmıştır), (b) Kristal içerisinde ikincil ve yalancı ikincil sıvı kapanımların dağılım farklılıkları (Goldstein ve Reynolds, 1994'den alınmıştır).....	180
Şekil 11.2 (a) Sfaleritlerde tespit edilen birincil sıvı kapanım birlikteliği, (b) aynı sfaleritlerde iki fazlı sıvı kapanımları.....	182
Şekil 11.3 (a) Kuvars kristali içerisinde birincil sıvı kapanımlarının kristal kenarı ile uyumu, (b) aynı kuvars kristalinin daha yakından görünümünde iki fazlı sıvı kapanımları.....	183
Şekil 11.4 (a) Granat kristali içerisinde birincil sıvı kapanımları, (b) Granat kristali içerisinde iki fazlı sıvı kapanımları.....	184
Şekil 11.5 Sfaleritlerden elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının dağılımı.....	186
Şekil 11.6 Sfaleritlerden elde edilen son buz ergime sıcaklıklarının dağılımı.....	186
Şekil 11.7 Kuvarslardan elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının dağılımı.....	187
Şekil 11.8 Kuvarslardan elde edilen son buz ergime sıcaklıklarının dağılımı.....	187
Şekil 11.9 Granatlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının dağılımı.....	189

Şekil 11.10 Granatlardan elde edilen son buz ergime sıcaklıklarının dağılımı..... 189

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 5.1 Şevketiye, Kapıdağ ve Karabiga granitoidlerine ait radyometrik yaş verileri.....	45
Çizelge 6.1 Metamorfitlerin karbonatlı seviyeleri ile ilişkili ornatma tipi cevherleşmelere örnekler.....	55
Çizelge 6.2 Metamorfitler ve volkanitlerin kırık düzlemleri ile ilişkili damar tipi cevherleşmelere örnekler (kısaltmalar çizelge 4.1'deki gibidir).....	57
Çizelge 8.1 Masif dokulu cevher içindeki kahverengi (koyu) renkli sfaleritlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).....	86
Çizelge 8.2 Masif dokulu cevher içindeki beyaz renkli sfaleritler ve saçınımlı dokulu cevher içindeki bal (açık) renkli sfaleritlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (Masif Dok. Cev*: masif dokulu cevher içindeki beyaz renkli sfaleritler) (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).....	86
Çizelge 8.3 Kahverengi sfaleritler için hesaplanan korelasyon katsayıları.....	90
Çizelge 8.4 Bal renkli sfaleritler için hesaplanan korelasyon katsayıları.....	90
Çizelge 8.5 Masif dokulu cevher içindeki galenitlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).....	94
Çizelge 8.6 Saçınımlı dokulu cevher içindeki galenitlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).....	95
Çizelge 8.7 Masif dokulu cevher içinde kahverengi sfaleritlerle birlikte bulunan galenitler için hesaplanan korelasyon katsayıları.....	96
Çizelge 8.8 Saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli sfaleritlerle birlikte bulunan galenitler için hesaplanan korelasyon katsayıları.....	101
Çizelge 8.9 Piritlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).....	103
Çizelge 8.10 Kalkopirite ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).....	109
Çizelge 8.11 Granatlar üzerinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları ve GCDkit 2.3 programı ile ana oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalar.....	110

Çizelge 9.1 Çamlıca metamorfitlelerine ve Çetmi melanjına ait kayaçların ana element oksit değerleri.....	128
Çizelge 9.2 Şevketiye granitoyidine ve Beyçayır volkanitlerine ait kayaçların ana element oksit değerleri.....	130
Çizelge 9.3 Altere yan kayaçlara ait ana element oksit değerleri.....	132
Çizelge 9.4 Cevherli örneklere ait ana element oksit değerleri.....	134
Çizelge 9.5 Çamlıca metamorfitlelerine ve Çetmi melanjına ait kayaçların eser element değerleri.....	137
Çizelge 9.6 Şevketiye granitoyidine ve Beyçayır volkanitlerine ait kayaçların eser element değerleri.....	139
Çizelge 9.7 Altere yan kayaçlara ait eser element değerleri.....	144
Çizelge 9.8 Cevher örneklerine ait eser element değerleri.....	147
Çizelge 9.9 Çamlıca metamorfitlelerine ve Çetmi melanjına ait kayaçların NTE değerleri.....	150
Çizelge 9.10 Altere yan kayaçlara ait NTE değerleri.....	151
Çizelge 9.11 Cevher örneklerine ait NTE değerleri.....	153
Çizelge 9.12 Şevketiye granitoyidine ait örneklerin jeokimyasal ayırtlama diyagramlarında kullanılan simgeleri.....	154
Çizelge 10.1 Sfalerit (sf), galenit (ga), pirit (pr), kalkopirit (kp) minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (CDT: Canyon Diablo Troilite, ABD-Arizona'daki bir meteoritin değerine göre).....	169
Çizelge 10.2 Çalışma alanındaki galenitlere ait Pb izotop analiz sonuçları.....	176
Çizelge 11.1 Sfaleritlerdeki sıvı kapanımlarına ait mikrotermometrik ölçüm verileri s: secondary (ikincil), p: primary (birincil), Th: Homojenleşme sıcaklığı, Tm: Son buz ergime sıcaklığı, n: Ölçüm sayısı nd: not dedected (ölçülemedi).....	185
Çizelge 11.2 Kuvarslardaki sıvı kapanımlarına ait mikrotermometrik ölçüm verileri Th: Homojenleşme sıcaklığı, Tm: Son buz ergime sıcaklığı, n: Ölçüm sayısı.....	187
Çizelge 11.3 Kuvarslardaki sıvı kapanımlarına ait mikrotermometrik ölçüm verileri Th: Homojenleşme sıcaklığı, Tm: son buz ergime sıcaklığı, n: Ölçüm sayısı.....	188

1. GİRİŞ

Biga Yarımadası, içinde yer alan çok sayıdaki Pb-Zn cevherleşmeleri ile Cu, Mo, W, Au ve Ag cevherleşmeleri, yerli ve yabancı pek çok araştırmacının bilimsel ve ekonomik anlamda yürüttükleri çalışmalara konu olmuştur. Günümüzde artan metal fiyatları nedeniyle bölge yerli ve yabancı madencilik şirketlerinin yoğun arama ve işletme faaliyetlerine sahne olmaktadır. Ayrıca, bölgede Truva ve Osmanlı dönemlerinden kalmış Pb, Zn, Ag ve Au madenlerinin işletildiği anlaşılan pek çok antik ve eski galerinin bulunması, Biga Yarımadası'nın o dönemlerde de madencilik açısından oldukça önemli bir merkez olduğunu göstermektedir.

Biga Yarımadası'nda özellikle metamorfik kayaların karbonatlı seviyelerinde volkanik kayalarla metamorfikler arasında gelişmiş alterasyon zonlarında ve faylanmaların yoğun olduğu yerlerle ilişkili olarak ortaya çıkmış Pb-Zn-Cu-Ag cevherleşmeleri, maden yatakları ile ilgilenen yer bilimcilerin her zaman ilgisini çekmiş ve oluşum biçimleri üzerine çeşitli tartışmalara konu olmuştur.

Literatür incelendiğinde, Biga Yarımadası Pb-Zn-Cu-Ag cevherleşmeleri ile ilgili 1900'lü yılların ilk çeyreğinden itibaren yapılmış çok sayıda araştırma raporu, tez ve makale düzeyinde çalışmalar bulunduğu görülmektedir. Ancak bu çalışmaların çok az bir kısmı dışında çoğu, günümüz yer bilimleri araştırma tekniklerinin geldiği son nokta göz önüne alındığında, modern ve gelişmiş inceleme tekniklerini içermediği görülmektedir. Cevherleşmelerin incelenmesinde yeni araştırma tekniklerinin uygulanması, bu cevherleşmelerin köken ve oluşum koşullarına yönelik yeni bakış açılarının ve yeni arama tekniklerinin geliştirilmesi yönlerinden çok yararlı olabilecektir.

Öte yandan, Biga Yarımadası'nın içinde yer aldığı KB Anadolu'ya jeolojik anlamda komşu Bulgaristan, Yunanistan, Kosova, Bosna Hersek ve Sırbistan gibi Balkan ülkeleri ile Orta Avrupa ülkelerinin bir bölümünü içine alan Serbo-Makedoniyen ve Rodop metalojenik kuşaklarında çok sayıda Pb-Zn, Cu, Mo, Au, Ag gibi polimetalik cevherleşmeler mevcuttur. Bu cevherleşmeler MVT, SEDEX, skarn ve hidrotermal

(mesotermal-epitermal) tiplerinde sınıflandırılmıştır (Yıldız vd. 2008, Akıska 2010). Biga Yarımadası'nda yer alan cevherleşmelerin, hızla artan yabancı literatüre paralel olarak adı geçen kuşaklara ait cevherleşmelerle korele edilerek değerlendirilmesi, ülkeler arası sınırı olmayan metalojenik kuşakların daha iyi anlaşılması açısından da önem taşımaktadır. Bu durum, belki de bugüne kadar KB Anadolu'da henüz keşfedilmemiş yeni cevherleşmelerin bulunmasına katkı sağlayabilecektir.

Tez kapsamında ele alınan Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmesi üzerinde bugüne kadar neredeyse ayrıntılı hiçbir mineralojik-petrografik, jeokimyasal, izotop ve sıvı kapanım çalışması yapılmamıştır. Dolayısıyla yukarıda belirtilen kapsamlar çerçevesinde yatağın ayrıntılı biçimde ele alınarak değerlendirilmesi gerekmektedir.

Tez çalışmaları sırasında elde edilen bulguların bir bölümü, çalışmalara lojistik destek veren Çanakkale Madencilik Şirketi jeologlarıyla paylaşılmıştır. Ayrıca şirketin arama grubuyla birlikte zaman zaman yeni cevherli zonların tespitine yönelik olarak tavsiye amaçlı kısa arazi çalışmaları da yapılmıştır.

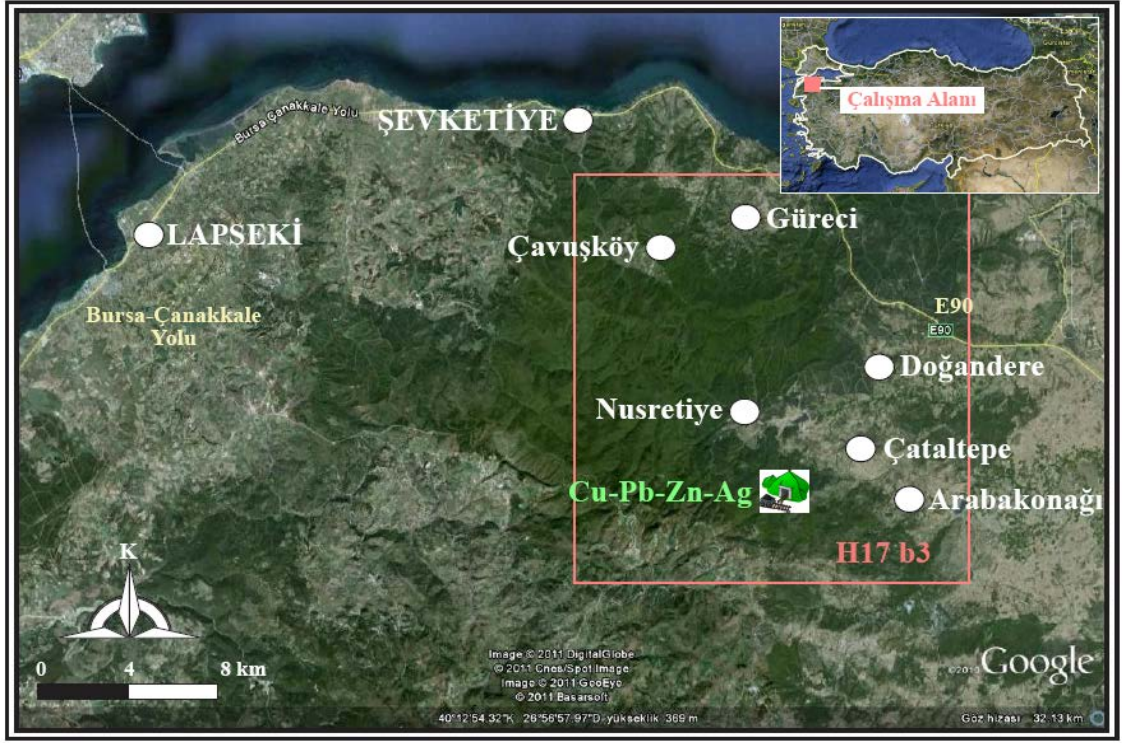
1.1 Amaç ve Kapsam

Biga Yarımadası'nın yaklaşık KB ucunda, Çanakkale ili Lapseki ilçesi doğusunda yer alan Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağında; a) arazi çalışmaları ile stratigrafik ilişkilerinin ortaya konması ve bu amaçla daha önceden yapılmış olan yatak ve civarını içine alan 1/25000 ölçekli jeoloji haritasının yaklaşık 30 km²'lik kesiminin ve yatak civarına ait 1/250 ölçekli maden jeolojisi haritasının revizyonu, b) cevherleşmeler ve yan kayaçlardan alınacak örnekler üzerinde yapılacak mineralojik ve petrografik incelemelerle zamansal ve mekansal olarak cevher-yankayaç ilişkilerinin ortaya konması, c) cevher mikroskobisi çalışmaları ile cevher mineralleri ve dokularının ortaya çıkarılması ve minerallerdeki kimyasal değişimlerin mineral kimyası çalışmaları ile belirlenerek, cevherleşmeler sırasında akışkanların karakterindeki olası kimyasal değişimlerin araştırılması; d) cevherleşmeler, alterasyonlar ve taze yan kayaçlardan alınacak örnekler üzerinde jeokimyasal analizler yaparak ana oksit ve iz element değişimlerinin incelenmesi ve element zenginleşmelerinin kaynaklarının araştırılması,

e) S izotopları, Pb izotopları ve sıvı kapanım çalışmaları ile cevherleşmeleri oluşturan kaynak çözeltilerin ve metallerin kökenlerinin araştırılması, ayrıca cevherleşme sırasında ortamın fizikokimyasal koşulları (homojenleşme sıcaklığı ve çözeltilerin tuzluluğu) hakkında bazı verilere ulaşılması ve f) son olarak elde edilecek tüm verilerin bir bütün halinde değerlendirilmesi ile Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağı için geçerli olabilecek bir oluşum modelinin tartışmaya açılması bu tezin başlıca amaçlarıdır.

1.2 Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanına, Bursa-Çanakkale arasındaki ana karayolunun bir kesimi olan Lapseki-Biga yolunun 32 km'sinden ayrılan Doğandere köyü sapağından itibaren yaklaşık 12 km kadar güneybatıya gidilerek ulaşılmaktadır. Cevherleşmeler, Nusretiye köyünün güneydoğusunda, Çataltepe köyünün ise güneybatısında ve 1/25.000 ölçekli Çanakkale H17 b3 paftasının ise güney kesiminde yer almaktadır (Şekil 1.1). Morfolojik olarak engebeli bir alan içinde bulunan Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağı Çataltepe ve Nusretiye köylerine yaklaşık olarak 4'er km uzaklıkta olup Çıplak Tepe üzerinde bulunmaktadır. Yatağa, arazi aracı ile rahatlıkla girilmeye uygun olan ve Çanakkale Madencilik tarafından açılmış ve belirli dönemlerde bakımı yapılan stabilize bir yol mevcuttur. Çalışma alanı, ilkbahar ve sonbahar aylarında oldukça yağışlıdır ve neredeyse tamamen meşe-çam ormanı ve çalılıklar ile kaplıdır. İnceleme alanında yer alan en önemli akarsu ise Arnavundere olup Çıplak Tepe'nin batısından geçmektedir.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Tez çalışmaları arazide yapılan gözlem, haritalama ve örnek alımları ile bu örneklerde yapılan laboratuvar inceleme ve analizleriyle yürütülmüştür. Aşağıda bu çalışmalara ayrıntılı olarak değinilecektir.

2.1 Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında öncelikli olarak bölge kayaçları ve alterasyon zonları arasındaki ilişkiler ile alterasyon-cevherleşme arasındaki ilişkiler tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu kapsamda, 2007-2009 ilkbahar ve yaz aylarında yapılan arazi çalışmaları ile bölgede bulunan 1 adet eski açık ocak ve bu açık ocağın alt kotlarında açılmış olan yer altı galerisi 1/250 ölçeğinde haritalanmış ve Çanakkale Madencilik Şirketi tarafından hazırlanan haritalar ile karşılaştırılarak revize edilmiştir. İkinci aşamada ocak ve çevresini içine alan 30 km²'lik alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası revize edilmiştir. Galeri ve civarından sistematik olarak 90 adet, çevrede bulunan magmatik, metamorfik ve cevherli kayaçlardan ise 110 adet örnek alınmıştır. Ayrıca Çanakkale Madencilik tarafından yapılmış 8 adet sondajdan 70 adet karot örneği derlenmiştir. Örnek alımları sırasında kullanılan rumuzların açılımları ise şöyledir: WACL: Western Anatolia-Çataltepe-Lapseki (yüzey örnekleri), P: Galeri Pasa, GP: Galeri Yeni Pasa, SG-LS: Sinan-Gökhan-Lapseki-Şevketiye (yüzey örnekleri), Güre: Güreci (yüzey örnekleri) 51, 47 vb: karot örnekleri.

2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları ile mineralojik ve petrografik veriler için polarizan ve cevher mikroskopisi, mineral kimyası, ana, eser ve nadir toprak element jeokimyası, S ve Pb izotop değerleri ve sıvı kapanım (mikrotermometrik) verileri elde edilmiştir.

2.2.1 Örnek hazırlama

Arazi çalışmaları sırasında çevre ve yankayaçlar, cevherleşmeler ve alterasyonlar ile

yatak içinde açılmış sondaj karotlarından derlenen örneklerin mineralojik ve jeokimyasal analizler için hazırlanması iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Örnek hazırlama işleminin ilk aşamasında örnekler petrografik analizler için uygun kısımlarından kesilerek ince kesitler hazırlanmıştır. Arazi ve sondajlardan derlenen 270 örnekten 140 tanesi ince kesit yapılması amacı ile seçilmiştir. Bu örnekler AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit ve Parlatma Laboratuvarı'na ve MTA Genel Müdürlüğü MAT Dairesi Mineraloji-Petrografi Laboratuvarları Birimi'ne yollanarak ince kesitler hazırlattırılmıştır. Cevherli zonlardan derlenen örnekler üzerinde cevher mikroskopisi çalışmalarına yönelik parlak kesitler için örnekler seçilmiş ve yine aynı birimlere yollanmıştır. Son olarak cevherli zonlara ait 10 örnek, EPMA analizlerinde ve sıvı kapanım çalışmalarında ihtiyaç duyulan 60 mikron kalınlığında her iki tarafı parlatılmış kesitlerin hazırlanması için ABD Washington Spectrum Petrographic Inc. Sectioning and Analytical Petrographic Services for the Earth Sciences Laboratuvarları'na gönderilmiştir.

İnce kesitlerin petrografik tanımlamalarına ve arazi gözlemlerine dayanarak ICP MS-ES ve diğer jeokimyasal analizler için 35 örnek seçilmiştir. Bu örnekler AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarları'nda işlem görmüştür. Jeokimyasal analiz verilerinde hassasiyet ve doğruluk payı çok önemli olduğu ve kirlenmeden dolayı jeokimyasal verilerin yorumlanması zorlaşacağı için örneklerin dış kısmındaki yüzeysel alterasyon etkilerini ortadan kaldırmak amacıyla örneklerin iç ve taze kesimleri tercih edilmiştir. Örnekler çekiç ile parçalara ayrıldıktan sonra AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarları'nda çeneli kırıcı ile 0,5 cm'nin altına kırılmıştır. Bunu takiben örneğin tamamı çeneli kırıcılarda ufalandıktan sonra çeyreklenmiştir. Kırılan ve çeyreklenen tüm örnekler Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altına öğütülerek toz haline getirilmiştir. 20 gram civarında ağırlıkları olan örnekler naylon torbalara konularak numaralandırılmıştır.

Petrografik, cevher mikroskopisi ve jeokimyasal incelemelere dayanılarak seçilen örnekler üzerinde Pb ve S izotop analizleri yapılmıştır. Pb izotop analizleri ALS Laboratory Group (İsveç) Laboratuvarları'nda, S izotop analizleri ise University of Arizona, Environmental Isotope Laboratory'da (ABD) yapılmıştır. Örneklerin

hazırlanma biçimi, ilgili laboratuvarlarla görüşülerek belirlenmiştir. Analiz için örnekler çeneli kırıcı ile 0.5 cm kalınlığında kırılmıştır. Pb izotopu için gönderilen örneklerden üç tanesi tüm kayaç örneği olup bunlar Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altına öğütülmüştür. 10 gram civarında ağırlıkları olan örnekler naylon torbalara konularak numaralanmıştır. Pb izotopu için gönderilen galenit örneği ve S izotopu için gönderilen galenit, sfalerit, kalkopirit ve pirit örnekleri (toplam 9 adet örnek) binoküler mikroskop altında ince uçlu cımbız ile ayıklanmışlardır. Bu örneklerden de yaklaşık olarak 1'er gram tartılıp özel tüplere konularak laboratuvarlara gönderilmiştir.

2.2.2 Petrografik analizler

Çalışmanın bu aşamasında daha önceden hazırlanmış olan ince kesitler Leica marka DM/LSP model alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile incelenmiş ve kesitlere ait mineralojik bileşimler ve dokular saptanmıştır. Bu sayede hem çevre ve yankayaç (metamorfik, plütonik ve volkanik) hem de alterasyon zonlarındaki mineral toplulukları belirlenmiştir. Petrografik analizler özellikle yankayaç alterasyonlarının mineralojik farklılıklarının ortaya konmasında ve harita revizyonlarında kullanılmıştır. Çalışmalar sırasında kesitlerden mineralojik bileşimi ve dokusal özellikleri yansıtmak üzere çok sayıda fotoğraf çekilmiştir. Bunlardan çalışma sahasını karakterize eden ve önemli özellikler sunanlar seçilerek teze konulmuştur.

2.2.3 X-Işınları kırınım çalışması

Alınan örneklerden birisi olan ve dış görünüşü ile limonitli ve mangan mineral sıvamaları içeren örneğin, özellikle hangi minerallerden oluştuğunu anlamak için X-Işınları kırınım çalışmaları yapılmıştır. Örnek kil boyutuna gelinceye kadar öğütüldükten sonra çekim yapılmıştır. Aletin çekimindeki koşullar: Anot: Cu ($CuK_{\alpha} = 1.54187 \text{ \AA}$), Filtre: Ni, Gerilim 35 kV, Akım: 15 mA, Goniyometre hızı: $2^{\circ}/dk$, Kağıt Hızı: $2cm/dk$, Duyarlılık: $4 \cdot 10^2$, Zaman Sabiti: 1sn, Yarıklar $1^{\circ} - 0.1^{\circ} - 1^{\circ}$, Ölçüm Aralığı $2\theta = 5^{\circ} - 45^{\circ}$ 'dir. Bu çalışma AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan İnel marka Equinox 1000 model ve MTA Genel Müdürlüğü MAT Dairesi Laboratuvarları'ndaki Rigaku-Geigerflex marka cihazlarda toz çekimleri üzerinde

yapılmıştır. Çekimde elde edilen kırınım desenindeki pikler AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Yard. Doç. Dr. Zehra Karakaş ve MTA Genel Müdürlüğü MAT Dairesi uzmanlarından Dr. Sezin ÖZAKSOY tarafından değerlendirilmiştir.

2.2.4 Cevher mikroskobisi çalışmaları

Çalışmanın bu aşamasında Çataltepe Pb-Zn±Cu-±Ag yatağından derlenen cevher mineralleri içeren örneklerden hazırlanan tek ve her iki tarafı parlatılmış kesitler cevher ve gang minerallerini tespit etmek ve olası parajenetik ilişkileri belirlemek amacıyla incelenmiştir. Kesitlerin bir kısmı Leica DMLP model alttan-üstten aydınlatmalı cevher mikroskobunda AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Prof. Dr. Şükrü Koç ile birlikte, bir kısmı da Leitz ORTHOLUX model alttan-üstten aydınlatmalı cevher mikroskobunda Dr. Ahmet Çağatay ile mineral tanımlamaları ve dokusal ilişkiler açısından irdelenmiştir. Bu ilişkiler Leica DMLP model alttan-üstten aydınlatmalı cevher mikroskobunda fotoğraflanmış ve bunlardan önemli görülenleri tezde sunulmuştur.

2.2.5 Mineral kimyası çalışmaları

Mineral kimyası çalışmalarında petrografik ve cevher mikroskobisi çalışmalarında tam olarak tanımlanamayan bazı minerallerin ve element dağılımlarının belirlenmesi amacıyla Raman Spektroskopisi, SEM-EDS ve EPMA analizleri yapılmıştır. Ayrıca granatların bileşimlerinin ve türlerinin belirlenmesi ve sülfütlü minerallerin ana ve iz element içeriklerinin tespit edilebilmesi için EPMA analizleri yapılmıştır.

Cevherli zonlara ait ince kesitlerde gözlenen epidot ve piroksen minerallerin türlerini belirlemek için çok sayıda noktadan raman spektroskopisi çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar, AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji ve Petrografi Araştırma Laboratuvarı'nda, yüksek çözünürlüklü, analitik raman konfokal mikroskoplu, "HORIBA Jobin-Yvon marka Labram HR" cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Elde edilen Raman pikleri "*Spectral ID*" isimli programında bulunan standart mineral

pikleriyle karşılaştırılmış ve minerallerin türleri belirlenmiştir.

SEM-EDS analizleri University of Nevada Las Vegas Electron Microanalysis and Imaging Laboratory'de Elektron Mikroskobu Laboratuvarı'nda, Oxford Link Pentafet 6587 enerji dispersif X-ray spektrometre donanımlı JEOL JSA-5600 marka taramalı elektron mikroskobunda yürütülmüştür. Ayrıca cihaza entegre olmuş Oxford ISIS EDS dedektörü bulunmaktadır. Analizler öncesinde hazırlatılan parlak kesitler karbon ile kaplanmıştır. İnce taneli sülfidlerin yarı kantitatif analizleri gerçekleştirilmiştir. Analizler, 15 kV, 20 mm çalışma mesafesi ve 40 büyütme ve 60 saniye yakalama süresinde yapılmış ve sonuçlar normalize edilmiş ağırlık yüzdeleri olarak sunulmuştur. Noktasal analizler esnasında mineral görüntülemeleri için BSE dedektörü kullanılmıştır.

EPMA analizleri University of Nevada Las Vegas Electron Microanalysis and Imaging Laboratory'de JEOL JXA-8900R marka elektron probe mikro analizör ile yapılmıştır. Granat analizleri için çalışma koşulları; 15 kV'lık artan voltaj, 10 nA akım ve 1 µm luk ışın çapındadır. Si ve Al için pirop, Ti için ilmenit, Cr için kromit, Fe için almandin, Mg için forsterit, Mn için rodonit ve Ca için vollastanit doğal mineral standartları kullanılmıştır. Sülfidli mineral analizleri; 20 kv'lık artan voltaj, 10 nA akım ve 5 µm. lik ışın çapı çalışma koşulları ile yürütülmüştür. Doğal mineral standartları olarak As (arsenopirit), Fe ve S (pirotin), Zn (sfalerit), Hg (zinober), Cu (kalkopirit) kullanılmıştır. Saf metaller, Co ve Ni standartları için kullanılmıştır. Co ve Ni dışındaki tüm elementler için ölçüm süresi 30 saniye iken, Co ve Ni için ölçüm süresi 40 saniyedir.

2.2.6 Jeokimya çalışmaları

Çalışma alanından derlenen örnekler üzerinde mineralojik ve petrografik incelemeler yapıldıktan sonra cevherli kayalardan 10 adet, metamorfik kayalardan 14 adet ve magmatik kayalardan 11 adet örnek olmak üzere toplam 35 örnek analiz için seçilmiştir. Seçilen örnekler daha önce belirtildiği gibi toz haline getirildikten sonra Kanada ACME laboratuvarlarına ana, eser ve nadir toprak element analizleri için gönderilmiştir. Bu laboratuvarlarda örnekler ana element bileşimleri için ICP-ES yöntemi ile eser ve nadir toprak element bileşimleri için ise ICP-MS yöntemi

kullanılarak (Grup 4A + 4B yöntemleri) analiz edilmişlerdir. Analiz yöntemi ve elementler için alt ve üst dedeksiyon limitleri hakkında ayrıntılı bilgi ACME Laboratuvarlarının web sitesindeki Price Brochure başlığı altında, ICP-MS Ultratrace Packages seçeneği ile görülebilmektedir.

2.2.7 İzotop çalışmaları

Gönderilen örnekler ALS Laboratory Group (İsveç) Laboratuvarları'nda Pb izotop analizleri için HNO₃ ile işleme tabi tutulmuşlardır. Daha sonra Pb izotop ayrımlamaları yüksek hassasiyetli MC ICP-SFMS cihazında yapılmıştır. İzotop oran hassasiyeti % 0.001 (=10 ppm)'lik bir standart sapmaya kadar ulaşabilmektedir.

$\delta^{34}\text{S}$ izotop analizleri University of Arizona, Environmental Isotope sürekli-akışkan gaz oranlı kütle spektrometresi (ThermoQuest Finnigan Delta PlusXL) üzerinde ölçülmüştür. Örnekler 1030° C'de yakılmıştır. C ile O₂ ve V₂O₅ kullanılan bir elementsel analiz aleti (Costech), kütle spektrometresi ile eşleştirilmiştir. Standartlar, laboratuvarlar arasında karşılaştırılan diğer birçok sülfid ve sülfat materyalleri ve OGS-1 ve NBS123 gibi uluslararası standartlar temel alınarak yapılmıştır. Kalibrasyon ‰ -10 ile +30 aralığında doğrusaldır. Hassasiyet yaklaşık olarak ± 0.15 veya daha iyidir.

2.2.8 Sıvı kapanım çalışmaları

Cevherleşmelerin oluşumu sırasında ortamın fiziko-kimyasal özelliklerine dair bazı ipuçlarını elde etmek amacı ile University of Nevada Las Vegas Geoscience Department Fluid Inclusion Petrography and Microthermometry Laboratory'de Prof. Dr. Jean CLINE ve Dr. Haraldo Lledo'nun denetiminde sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları sıvı kapanım petrografisi ve mikrotermometrik analizler olmak üzere birbirini takip eden iki aşamada yürütülmüştür.

Toplam 10 örnek sıvı kapanım çalışmaları için belirlenmiştir. ABD Washington Spectrum Petrographic Inc Laboratory'de hazırlanan her iki tarafı parlatılmış 60 mikron kalınlığındaki ince kesitler üzerinde Nikon marka üstten ve alttan aydınlatmalı polarizan

mikroskofta oda sıcaklığında sıvı kapanım petrografisi çalışmaları yürütülmüştür. 10 örnekten bir tanesinde cevher mineralleri ile birlikte kuvars ve yarı saydam (bal renkli) sfalerit, bir tanesinde de granat görülmüştür. Kapanımlar köken, tip ve göreceli yaşlarına göre sınıflanmıştır. Sıvı kapanım birliktelikleri (Fluid Inclusion Assemblages – FIAs) Goldstein ve Reynolds (1994) kriterleri kullanılarak tanımlanmıştır. Mikroskop altında değişik büyütmelelerde (10X, 20X ve 40X) fotoğraflanan her bir sıvı kapanım birlikteliğine bir rumuz ve grupları oluşturan her bir sıvı kapanıma ise bir numara verilmiştir.

Homojenleşme ve son buz ergime sıcaklıkları; CI93 programlayıcısı, LNP soğutma pompası ve LinkSys (1.83 versiyonu) yazılımı tarafından kontrol edilen Olympus marka BX60 model mikroskoba bağlanmış Linkam THMSG 600 ısıtma ve soğutma tablası (heating and cooling stage) yardımı ile elde edilmiştir. Sistem, -56.6 °C, -21.2 °C, -10.7 °C, 0.0 °C ve 374.1 °C sıcaklıklar için Syn Flinc'e ait sentetik sıvı kapanım standartları kullanılarak kalibre edilmiştir. Isıtma ve soğutma tablası kalibrasyonları analizlerden önce kontrol edilmiştir.

Her bir kapanım birlikteliği için sistem -100 °C'ye kadar soğutulmuş tüm bileşenler dondurulmuştur. Son buz ergime sıcaklıkları, sistemin ısıtılması sırasında sıfırın altındaki sıcaklıklarda gaz baloncuklarının şeklinde meydana gelen genişleme ve daralmalarının izlenmesi ile belirlenmiştir. Homojenleşme sıcaklıkları için 50 °C'den başlayarak her 10 °C'lik ısıtmada gaz baloncuğunda meydana gelen değişiklikler ve her 1 °C'lik ısıtmada ise kapanımlardaki faz geçişleri izlenmiştir.

2.3 Büro Çalışmaları

Çalışma alanının 1/25000 ölçekli topoğrafik haritaları üzerinden ve 1/100000 ölçekli sayısal topoğrafik haritalardan elde edilen araziye ait dijital yükseklik modellerinden bölgeye ait belirgin çizgisellikler belirlenmeye çalışılmıştır. Bununla birlikte çalışma alanına ait 1/25000'lik jeoloji haritalarının revizyonu sırasında bu çizgisellikler harita üzerine aktarılmıştır.

Büro çalışmaları ile, revize edilerek oluşturulan jeoloji haritaları ve stratigrafik kolon kesitler Adobe Freehand, Adobe Illustrator ve Golden Software Surfer bilgisayar programları ile çizilmiştir. Sayısal haritaları ve üç boyutlu görüntüleri elde etmek için ArcViewGIS 3.2, ArcMap 9.2 ve Global Mapper 6.08 programları kullanılmıştır. Arazi çalışmaları ve mikroskobik çalışmalar sırasında çekilen fotoğrafların bazıları Adobe Photoshop CS2 bilgisayar programı ile iyileştirilmiş ve düzeltilmiştir. Analiz sonuçlarına ait veriler Microsoft Excel, GeoPlot ve GCD Kit 2.2 programlarına aktarılmıştır ve çeşitli jeokimyasal yorumlama diyagramları ve grafikleri oluşturulmuştur.

3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Biga Yarımadası'nda bugüne kadar farklı amaçlarla birçok çalışma yapılmasına rağmen Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağını ve çevresini (Lapseki ve civarı) doğrudan hedef alan çalışma sayısı son derece sınırlıdır. Bölgesel ölçekte yapılan çalışmalar ağırlıklı olarak jeolojik, sedimentolojik, tektonik çalışmalar olup daha çok bölgenin jeotektonik evrimini ortaya koymaya yöneliktir. Maden yataklarına yönelik çalışmalar ise ekonomik önemlerinden dolayı daha çok Handeresi-Bağırkaç, Balya, Arapuçandere, Kuru Pb-Zn±Cu±Ag yatakları üzerine yoğunlaşmıştır. Bu çalışmalar da çoğunlukla bahsedilen yatakların kökensel açıdan irdelenmesine ve sınıflanmasına yöneliktir. Tez kapsamı çerçevesinde tüm bu çalışmalardan önemli görülenlerin bazıları aşağıda sunulacaktır.

3.1 Biga Yarımadası ve Çalışma Alanını Konu Edinen Jeolojik Çalışmalar

Ketin (1966), Türkiye'nin tektonik ünitelerini kuzeyden güneye doğru (a) Pontidler, (b) Anatolidler, (c) Toridler ve (d) Kenar kıvrımları olmak üzere 4 tektonik birliğe ayırmış ve Biga Yarımadası'nı Pontidlere dahil etmiştir.

Çalapkulu (1970), Çanakkale H 17 b2 ve b3 paftalarının ayrıntılı jeolojik haritası yanında bu alanlar ile ilgili detaylı jeolojik ve stratigrafik çalışmalar yapmıştır. Yazara göre; bölgede yüzeyleyen metamorfik kayalar Kazdağ masifinin bir bölümünü oluşturmakta olup bölgesel ve kontak metamorfizma etkileri içermektedir. Şistler yeşilşist fasiyesinin subfasiyeslerinde metamorfizma geçirmiştir. Metamorfitlerin üst kesimlerinde şisti yapı gösteren antigorit şist ve serpantinitle gözlenmektedir. Nusretiye-Doğandere arasında metamorfitler üzerinde ekaylar halinde rekristalize kireçtaşları yer almaktadır. Yazar ayrıca Güreci-Susumalan arasında yüzeyleyen granitik kütleli Susumalan kuvarsmonzoniti olarak isimlendirmiştir. Volkanik kayaları ise Eosen öncesi andezit, tuf ve aglomeralar ve Eosen sonrası andezitik volkanizmalar olarak gruplamıştır.

Bingöl (1976), Batı Anadolu, Ege adaları ve Yunanistan'da ortaya konmuş olan stratigrafik, tektonik ve petrolojik temel veriler ile elde ettiği jeofizik verileri korele

ederek, Batı Anadolu ve Ege'nin jeodinamik evrimi hakkında yaklaşımlarda bulunmuştur. Yazar, temel kayaçların Antekambriyende meydana geldiğini ve farklı yaşlara sahip Menderes, Kazdağ ve Uludağ masiflerinin Permokarbonifer'e kadar kara olduğunu, okyanuslaşmanın ise Permiyen-Alt Triyas'ta başladığını belirtmiştir. Yine yazara göre, Menderes Masifi'nin Kazdağ ve Uludağ Masifleri altına dalması Üst Kretase'de meydana gelmiştir. Üst Kretase birimleri güney ve güney doğuya doğru devrilmiştir. Bu dalma-batma olayı olasılıkla Alt Tersiyer granitoidlerini meydana getirmiştir. Eosen ve Oligosen aralığında bölge tamamıyla yükselmiştir. Neojen'de ise yoğun bir sedimantasyona volkanizma eşlik etmiştir.

Akyürek ve Soysal (1980), Çanakkale boğazı, İntepe, Çan ve Biga'nın batısı ile Marmara Denizi arasında kalan alanda çalışmıştır. Yazarlara göre çalışma alanlarının temelini Paleozoyik yaşlı bazik arakatlı epimetamorfik şistler oluşturmaktadır. Değişik yaştaki kireçtaşı blokları ve genellikle bazik ve ultrabazik kayaçlardan oluşmuş Üst Kretase yaşlı melanj, epimetamorfikler üzerine itilmiştir. Alt Tersiyer detritik ve resifal kireçtaşları ile temsil edilirken, Üst Tersiyer gölsel ve karasal çökeller ile temsil edilmektedir. Alt Tersiyer yaşlı granit/granodiyorit sokulumları ile Eosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı dasitik, andezitik ve bazaltik volkanitler Tersiyer magmatizmasını oluşturmaktadır.

Gözler vd. (1984), Biga Yarımadası'nda daha önce yapılmış değişik amaçlı çalışmalar ile Çanakkale-Bandırma-Balıkesir-Edremit'i içine alan geniş bir alanda yaptıkları kendi çalışmalarını birleştirerek bölgesel stratigrafik ilişkileri ortaya koymaya yönelik çalışmalarda bulunmuşlardır.

Şengör (1984), Türkiye'nin tektonik sınıflama modellerini özetlemiş ve tektonik birliklerin sınıflamasına özgü yeni bir model önermiştir. Sonuç olarak levha tektoniği kuramına dayanarak orojenik sistemler ile ilişkilendirilen Türkiye kenet kuşaklarını yaşlıdan gence doğru (a) Pan Afrikan Sistemi, (b) Hersiniyen Sistemi ve (c) Tetisid Sistemi olmak üzere üç büyük orojenik sistem içinde gruplamıştır. Bu modele göre KB Anadolu, Hersiniyen Sistemi ve Tetisid Sistemi etkisinde kalmıştır.

Ercan vd. (1985), Batı Anadolu'da Ayvalık, Edremit, Dikili, Bergama, Soma, Bigadiç, Kepsut, Sındırgı, Gördes, Demirci, Kula, Denizli ve Söke bölgelerinde Eosen'den tarihsel zamanlara değin pek çok evrede etkin olan ve 16 değişik formasyona ait volkanik kayalardan 22 adet temsili örnek alarak bunların ana oksit, iz ve nadir toprak element içeriklerini, Sr izotop oranlarını ve K/Ar yöntemiyle radyometrik yaşlarını saptamışlardır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ile kabuk-manto ilişkisinin varlığını ortaya koyarken K/Ar yöntemiyle elde edilen radyometrik yaş verileriyle, bölgedeki en yaşlı volkanizmanın $31,4\pm 0,4$ my ile Alibey Volkanitleri, en genç volkanizmanın ise 25000 ± 6000 yıllık yaşlara sahip Kula Bazaltları olduğu saptanmıştır.

Siyako vd. (1989), Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda, Erken-Orta Miyosen'de kalkalkalen magmatizmaya bağılı olarak geniş alanları kaplayan lav ve tüflerin yanısıra bir çok granodiyoritik plütunun sokulum yaptığını belirtmişlerdir. Bu dönemlerde faylarla sınırlanan görsel havzalarda yer yer linyit içeren şeyl-siltaşı-tüf ardalanasından oluşun karasal birimler çökelmıştır. Yazarlara göre Geç Miyosen'de volkanizma sona ermiş olup Pliyo-Kuvaterner'de akarsu çökelleri ile birlikte görsel karbonatlar çökelmıştır.

Yılmaz (1989), Batı Anadolu'da Oligosen ve sonrasında meydana gelen volkanizmanın Geç Miyosen'e kadar devam eden K-G yönlü sıkışma ve bu sistem içinde gelişen dalma-batma ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Bu dalma-batmaya bağılı olarak meydana gelen kısmi ergimeler sonucu ortaç bileşimli hibrit magmatik kayalar oluşmuştur. K-G yönlü sıkışmaya bağılı olarak kıta kabuğunun kalınlaşması ile ortaya çıkan anatektik granitler bölgedeki magmatizmanın ilk ürünleri olarak yorumlamıştır. Bölgedeki granitlerin esas olarak manto kökenli bir magmadan kristallendiğı fakat manto yükselimi sırasında kıtasal kabuktan da malzeme aldığını belirtmiştir. Granit oluşumunu takiben bölgede hibrit bir magma kaynağına bağılı olarak yoğun bir andezitik volkanizma meydana geldiğini ileri sürmüştür. Yazara göre; Geç Miyosen'den itibaren K-G yönlü sıkışma yerini K-G yönlü gerilmeye bırakmış ve bölgede alkalen karakterli bazaltik bir volkanizma meydana gelmiştir.

Savaşçın ve Güleç (1990), Batı Anadolu’da volkanik kayaçlar üzerinde yapmış oldukları jeokimyasal ve izotopik (Sr ve Nd) çalışmalar sonucunda, bölgenin Geç Miyosen’e kadar sıkışmalı bir tektonik rejime maruz kaldığı ve bu süreçte kalkalkalen volkanitlerin oluştuğunu, Geç Miyosen’den itibaren ise bölgenin gerilmeli rejim etkisi altına girdiği ve bu dönemde de alkalen volkanitlerin oluştuğunu belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca kalkalkalen volkanizmanın kabuksal etkileşime girmiş mantodan türeyen bir magmadan, alkalen volkanizmanın ise doğrudan mantodan türediğini ortaya koymuşlardır.

Ercan vd. (1990), Balıkesir-Bandırma bölgelerinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımını inceledikleri çalışmalarında, yaptıkları petrokimyasal incelemelerle, bölgedeki Miyosen yaşlı volkanik kayaçların kalkalkalen nitelikte olup, kabuksal köken özellikleri taşıdıklarını belirlemişlerdir. Ayrıca ele aldıkları volkanitleri bölgedeki diğer volkanitlerle karşılaştırmışlar ve Tersiyer volkanizmasının KB Anadolu’daki yayılımını irdelemişlerdir.

Okay vd. (1990), Gelibolu ve Biga Yarımadası’nda KD-GB yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik zon olduğunu belirtmiştir. Kuzeybatıdan itibaren bu zonlar, Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır. Bu zonlarda yer yer gözlenen melanjlara ve tüm kaya birimleri ile aralarındaki ilişkiler hakkındaki bilgiler tezin “Bölgesel Jeoloji” bölümünde ayrıntılı olarak verilecektir.

Yılmaz (1990), Batı Anadolu’da Oligosen-Erken Miyosen’de sıkışmalı tektonik rejim altında yer yer epizonal granitlerle birlikte andezitik ve dasitik volkanizma geliştiğini belirtmiştir. Orta Miyosen’de sıkışmalı tektonik rejim yerini aniden gerilme rejime bırakmasıyla kalkalkalen volkanizma bu dönemde tedricen alkalen volkanizmaya geçtiğini ileri sürmüştür. Yazar ayrıca bölgedeki magmatik kayaçları oluşum sıralarına göre; (a) Oligosen’de gelişen kalkalkalen granitik seri, (b) Oligosen-Geç Miyosen aralığında gelişen K’ca zengin kalkalkalen-şoşonitik andezitik seri ve (c) Geç Miyosen’de gelişen zayıf ve güçlü alkalen bazaltik seri olmak üzere üç gruba ayırmıştır.

Güleç (1991), Batı Anadolu'da Oligosen ile Pliyosen arasında ortaya çıkmış olan volkanizmanın kalkalkalen karakterde, Pliyosen ile Kuvaterner arasındaki volkanizmanın ise alkalen özellikte olduğunu jeokimyasal ve izotop verileri ile ortaya koymuştur. Her iki volkanizmanın da manto kökenli olduğunu ancak Miyosen-Pliyosen volkanizmasında kıta kabuğu katkısının % 50 iken, Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasında bu katkının oranı % 10'a düştüğünü savunmuştur. Ayrıca iki volkanizma arasındaki geçişin, bölgede sıkışmalı tektonik rejimden gerilmeli tektonik rejime geçişe karşılık geldiğini belirtmiştir.

Seyitoğlu ve Scott (1991), Batı Anadolu'da Paleojen döneminde sıkışmalı tektonik rejim etkinken, Erken Miyosen'den itibaren bölgenin gerilmeli tektonik rejim etkisi altına girdiğini ileri sürmüşlerdir.

Seyitoğlu ve Scott (1992)' a göre, Oligosen-Pleistosen aralığındaki volkanizma gerilmeli bir tektonik rejim altında meydana gelmiştir. Başlangıçta kalkalkalen ve nötr bileşimli volkanik ürünler belirgin dalma-batma izleri taşırken, Geç Miyosen-Pleistosen aralığındaki alkalen-nötr-bazik volkanik ürünler astenosferik katkılar içermektedir. Yazarlara göre volkanizmanın bileşimindeki bu farklılık tektonik rejimdeki değişimden ziyade astenosferik katkıların artması ile ilişkili bir durumdur.

Ercan vd. (1995), Biga Yarımadası, Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarında yüzeyleyen volkanik kayaçların Eosen'den başlayarak Üst Miyosen sonlarına kadar çeşitli evrelerde oluştuğunu belirtip saha ve laboratuvar çalışmalarına göre volkanitleri 6 ana gruba ayırmışlardır. Eosen yaşlı "Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı "Çan volkanitleri", Üst Oligosen yaşlı "Kirazlı volkanitleri", Alt-Orta Miyosen yaşlı "Behram volkanitleri", Orta Miyosen yaşlı "Hüseyinfakı volkanitleri" ve Üst Miyosen yaşlı "Ezine Bazaltı" olarak adlandırılan ve haritalanan volkanik kayaçlarda petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, K/Ar yöntemi ile jeokronolojik yaş tayinleri ve Sr-Nd izotop oran ölçümleri ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) yapmışlardır. Eosen-Orta Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, sadece Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin alkalen karakterde olduğunu belirtmişlerdir. Jeokimyasal ve izotop çalışmaları sonucunda, kalkalkalen volkanizmayı oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal

kirlenmeye uğrayıp melez bir nitelik kazandığını, alkali volkanizmayı oluşturan kaynağın ise farklı olup heterojen bir manto malzemesinin kısmi ergimesi ile meydana gelebileceğini ifade etmişlerdir. Ayrıca kalkalkalen volkanitlerin sıkışma rejiminin egemen olduğu bir tektonik ortamda, alkali volkanitlerin ise gerilme rejiminin etkisiyle meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Okay ve Tüysüz (1999), Türkiye'nin kuzeyindeki Tetis kenedi hakkında ayrıntılı çalışmalar yapmışlardır. Paleotetis ve Neotetis Okyanusu'nun kapanmasından sonra meydana gelen kenet kuşakları ile Kuzey Anadolu Fayı hakkında bilgiler vermişlerdir.

Delaloye ve Bingöl (2000), Batı ve KB Anadolu'daki granitoidleri yaş ve oluşum ortamlarına göre alt gruplara ayırmışlardır. Bu ayırtlama sonucunda, Kambriyen granitoidleri hariç, Hersiniyen-Geç Karbonifer yaşlı olanlar kuzeye dalımlı bir dalma batma zonunda, Geç Triyas yaşlı olanlar Karakaya hendeği boyunca, Orta Jura-Geç Kretase yaşlı olanlar İzmir-Ankara Kenet Zonu boyunca ve bunun kuzeyinde, Paleojen ve daha genç yaşlı olanlar ise muhtemelen Hellenik dalma batma zonu kuzeyinde oluşmuşlardır. Yazarlar Şevketiye granitoidinden derledikleri muskovitler üzerinde, K/Ar yöntemi ile 71 my'lık radyometrik yaş verisine ulaşmışlardır.

Robertson vd. (2004), Batı Türkiye'deki Geç Paleozoyik Erken Mesozoyik dönemde etkili olan orojenik hareketleri çeşitli modellerle test ederek modelleri kendi içinde tartışmışlardır. Öngörülen 1. Modele göre; Paleozoyik okyanusunun güneye doğru yittiği ve daha sonra Triyasik Neotetis'in Gondvana'dan riftleşerek ayrıldığını ve Geç Triyas döneminde çarpışmayla kapandığını, 2. Modelde; Paleozoyik Tetis, aktif Avrasyan kenar ve pasif Gondvana kenarla birlikte kuzeye doğru daldığını, 3. Modelde ise; Paleozoyik okyanusunun geniş bir marjinal basenle birlikte kuzeye doğru daldığını öne sürmüşlerdir.

Dönmez vd. (2005), Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritleri ele aldıkları çalışmalarında, Edincik ve Beyçayır volkanitlerinin, Şahinli formasyonunun, Dededağ volkanitlerinin ve Erdağ volkanitlerinin petrografik ve mineralojik incelemelerini yapmış ve Korudere ignimbirit üyesinin denizel ortamda

oluşturduğunu belirterek oluşum mekanizmasını açıklamaya çalışmışlardır. Volkanik kayaların petrografik özellikleri ile stratigrafik ilişkileri ayrıntılı biçimde tartışmışlardır.

Beccaletto vd. (2005), Lapseki civarındaki temel birimler üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapmışlardır. Yazarlar Okay vd. (1990) tarafından belirtilen ve Ezine Zonu'nun kuzeyinde yer alan Çamlıca metamorfizmasını Kemer mikaşistleri, Çetmi ofiyolitik melanjını ise Çetmi melanjı olarak isimlendirmişlerdir.

Dönmez vd. (2008), Biga Yarımadası'nda 1/100.000 ölçekli H17 paftasının içine aldığı alanlarda yüzeyleyen kayaların petrografik özelliklerini ve stratigrafik ilişkilerini ortaya koymaya yönelik çalışmalar yapmışlardır. Yazarlar, Biga Yarımadası'ndaki birimleri Tersiyer öncesi ve Tersiyer sonrası olmak üzere iki gruba ayırmışlar ve H17 paftasında Okay vd. (1990) tarafından benzer şekilde ayırtılan Ezine zonu ve Çetmi melanjına ait birimlerin yer aldığını belirtmişlerdir. Tersiyer volkanitlerinin, temel kayaları kesen ve/veya uyumsuz olarak üzerlemiş sedimanter, volkanik ve volkanosedimanter kayalardan oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Karabiga ve Şevketiye granitoidlerini Eosen yaşlı olarak kabul etmişlerdir.

Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'ndaki çarpışma sonrası Senozoyik magmatizmasının Orta Eosen'de başladığını ve Geç Miyosen'e kadar devam ettiğini söylemişlerdir. Senozoyik magmatizmasına ait ürünlerin kalkalkalen karakterli, yüksek K'lı kalkalkalen, şoşonitik, yaklaşık alkali ve alkali karakterli seriler olarak sınıflamışlardır.

Cavazza vd. (2008), yaptıkları çalışmada "apatit fission track" metodunu kullanarak Kazdağ Masifi'nin Erken-Orta Miyosen'de bir yükselmeye maruz kaldığını belirtmişlerdir. Yapısal ve sedimantolojik analizlerle birlikte daha önceki radyometrik yaş tayinleri ile masifin yapısal evriminin iki aşamada gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir. Termokronolojik verilerin Kuzey Ege Bölgesi'nde Neojen genişlemeli tektoniğinin süreksiz/aralıklı olduğunu ve Erken-Orta Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner döneminde ise iki önemli genişlemenin cereyan ettiğini desteklediğini belirtmişlerdir.

Karacık vd. (2008), Güney Marmara'daki granitoidlerin petrokimyasını yaptıkları çalışmada bu granitoidlerin çarpışma sonrası granitoidler olduğunu kabul ederken, kuzeydeki granitoidleri Eosen yaşlı, güneydekileri ise Oligo-Miyosen yaşlı olarak gruplandırmışlardır. Oligo-Miyosen yaşlı granitoidlerin volkanik kayalarla birlikte görüldüklerine işaret ederlerken, Eosen yaşlı granitoidlerde bu tür bir ilişki bulunmadığını öne sürmüşlerdir. Jeokimyasal ve bazı izotopik veriler ışığında yaptıkları yorumlamalarda; Şevketiye granitoidini, kuzeydeki Karabiga ve Kapıdağ granitoidleri ile aynı grupta kabul etmişlerdir. Güney Marmara granitoidlerinin evrimi için dilim kopması (slab breakoff) modelini öngörmüşlerdir.

Dilek vd. (2009), Torid ve Anatolid bloklarının Paleosen'de çarpışmasından sonra, Batı Anadolu'da bu olaya bağlı olarak ortaya çıktığı düşünülen Senozoyik çarpışma sonrası magmatizmasının ilk ürünlerinin, Eosen yaşlı granitoid sokulumları ve volkanitlerle temsil edildiğini belirtmişlerdir. Çalışmalarında magmatizmanın oluşumu için slab break-off ve litosfer kopması modellerini ayrıntısı ile tartışmışlardır.

3.2 Biga Yarımadası ve Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag Yataklarını Konu Edinen Çalışmalar

Yücelay (1971), Çataltepe sahasında Pb, Zn ve Cu yönelik ön etüd çalışması yapmıştır (Arvas ve Önder 1976).

Ovalıoğlu (1973), Biga Yarımadası'ndaki Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmelerini ele aldığı çalışmada, bölgedeki yatakları kendi içlerinde alt sınıfları da olmak üzere iki grupta incelemiştir: (a) Magmatik Maden Zuhurları ve (b) Sedimanter Maden Zuhurları. Ayrıca yazar yapmış olduğu istatistiksel çalışmalar sonucunda cevherleşmeler açısından ümitli bölgeler önermiştir.

Serdar (1975), Çataltepe sahasının jeolojik haritasını yapmıştır (Arvas ve Önder 1976).

Arvas ve Önder (1976), Yücelay (1971)'den sonra Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağında Cu-Pb aramalarına yönelik IP etüdü yapmışlardır. Ayrıca yazarlar Çataltepe Pb-

Zn±Cu±Ag yatağını “Arnavundere cevherleşmesi” ve “Çataltepe cevherleşmesi” olmak üzere başlıca iki kısımda ele almışlardır. Buna göre Arnavundere cevherleşmesi bugün Çataltepe yatağı olarak bilinen Çıplak Tepe'nin doğusundan geçen Arnavundere dere içinde ve bu tepenin doğu yamacının alt kotlarına açılmış iki adet yarmada gözlenen, K 25 D doğrultulu 1 metrelik silisifiye zon içinde 60 cm'lik saçınımlı dokulu cevher içeren bir damar ile 5-10 cm kalınlığında masif dokulu cevher içeren 2 adet damardan meydana gelmektedir. Çataltepe cevherleşmesi ise Çıplak Tepe üzerinde açılan bir yarmada yeşil şistler içinde KB-GD yönünde uzanan ve GB'ya doğru dalan bir cevher seviyesi ile temsil edilmektedir. Cevherleşmeye yakın kesimlerde kuvars, granat ve epidot mineralleri gözlenmektedir. Ayrıca cevherleşme civarında 150 x 200 m boyutunda oksidasyon, limonitleşme ve silişme gösteren bir zon gözlenmektedir. Yazarlara göre Arnavundere cevherleşmesi “hidrotermal filon”, Çataltepe cevherleşmesi ise “kontakt-pnömatolitik” oluşumlardır. Bahsedilen Arnavundere cevherleşmesinin bugün tamamen pasa ile kaplı olmasından dolayı bu cevher zonu tez kapsamında yapılan çalışmalar sırasında gözlemlenememiştir.

Çağatay (1980), KB Anadolu'daki İzmir-Bayındır-Sarıyurt Zn-Pb cevherleşmeleri, İzmir-Torbalı-Taşkesik Zn yatağı, Balıkesir-Dursunbey Pb-Zn yatağı, Çanakkale-Yenice-Kalkım-Handeresi Pb-Zn yatağı, Çanakkale-Yenice-Kurttaş-Arapuçan-Sofular Pb-Zn yatağı, Balıkesir-Balya Pb-Zn yataklarının köken ve oluşumlarına yönelik olarak ayrıntılı cevher mikroskobisi çalışması yapmıştır. Sonuç olarak, incelenen cevherleşmelerin başlıca iki tip olarak sınıflanabileceğini belirtmiştir: (a) “tabakaya bağlı metamorfik”; Bayındır-Sarıyurt cevherleşmeleri ve (b) asidik intrüzyonlara bağlı “kontakt” ve “hidrotermal” yatak ve zuhurlar (yukarıda adı geçen diğer yatakların tümü).

Anıl (1984), Sofular ve Handeresi cevherleşmelerinin tipik kontakt metazomatik yollardan intrüzyonların kontaklarında oluştuklarını belirtmiştir. Arapuçandere ve Kurttaş cevherleşmelerinin de benzer parajenezler gösterdiğini ve damarlar (filonlar) şeklinde yataklanmalar gösterdiklerini vurgulamıştır. Arapuçandere'deki arkozik kumtaşları ve diyabazların Pb için cevherleşmelere bir ön kaynak hazırladığını öne sürmüştür. Tersiyer yaşlı dasit ve andezitler arasında bir ilişki bulunmadığını ancak

asidik intrüzyonların bölgeye yerleşimi sırasında konsantrasyonlar halindeki Pb-Zn'nun hidrotermal sülfürlü çözeltilere geçerek kırık ve faylarda damar şeklinde yataklandığını öne sürmüştür.

Orgün vd. (2005), Arapuçan Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, mineralojisi ve sıvı kapanımları ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Pirit ve galenitlerdeki $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile sülfür ve metallerin kökenlerini magmatik bir kaynağa bağlamışlardır. Ancak jeokimyasal ve jeolojik bulgularına dayanarak, yatak içindeki metallerin bir kısmının da çevredeki metakumtaşı ve diyabazlardan yıkanarak zenginleştiğini öne sürmüşlerdir.

Kasapçı vd. (2008), Arapuçandere Pb-Zn-Cu yatağı üzerinde cevher mikroskobisi ve sıvı kapanım çalışması yapmıştır. Yazarlar, Biga Yarımadası'ndaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin bölgedeki rift yapıları ve magmatik etkinlikle ilişkili olduğunu belirtmiştir. Bölgedeki cevherleşmelerin (a) granit dokanağı ve çevresinde bulunan skarn tipi yataklar ve (b) Karakaya Karmaşığı içinde bulunan dolgu ve ornatım tip yataklar olarak iki tipe ayrılabilceğini ifade etmişlerdir.

Yıldız vd. (2008), Kuru Pb-Zn-Ag yatakları üzerine yapmış oldukları çalışmada, Biga Yarımadası Pb-Zn yataklarını (a) skarn/metasomatik tipi Pb-Zn yataklar (örneğin: Çataltepe Pb-Zn-Cu, Balya Pb-Zn, Handeresi ve Bağırkaç Pb-Zn-Cu yatakları), (b) Damar/epitermal Pb-Zn yataklar (örneğin: Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Ag, Kocayayla Pb-Zn-Cu, Balcılar baritli Pb-Zn ve Kumarlar Pb-Zn-Cu-Ag yatakları) ve (c) Kuru tipi Pb-Zn-Ag yataklar (örneğin: Tahtalıkuyu Pb-Zn-Ag, Eskikişla Pb-Zn-Ag ve Viraj II Pb-Zn-Ag yatakları) olmak üzere 3 gruba ayırmışlardır.

Demirela vd. (2010), Lapseki-Çataltepe ve Yenice-Kalkım-Handeresi, Bağırkaç ve Fırıncık dere Pb-Zn±Cu±Ag yataklarını metamorfitletlerin karbonat seviyeleri ile ilişkili olabileceklerini düşünmüşler ve Pb-Zn cevherleşmelerinin cevher ve gang mineralojisini ayrıntısı ile ortaya koymuşlardır. Herbir yatak için sülfür ve silikat minerallerinden noktasal kimyasal analizlerle tespit ettikleri sonuçları karşılaştırmışlardır.

Akıska vd. (2010), Demirela vd. (2010) tarafından çalışılan Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmelerinde gözlenen sülfütlü minerallerin ³⁴S izotop sistematiği ile granat, piroksen, kuvars ve kalsit türü gang minerallerden elde ettikleri sıvı kapanım verilerini karşılaştırmalı olarak sunmuşlardır.

4. BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanı Kuzey Ege Bölgesi Alpin Orojenik Sistemi içerisinde ve Türkiye'nin kuzeybatısında bulunan Biga Yarımadası'nda yer almaktadır. Ketin (1966)'e göre Biga Yarımadası jeotektonik olarak Pontidler içinde olup bu tektonik birliğin batı ucundadır.

Biga Yarımadası'nın jeolojisini çalışan araştırmacıların (Siyako vd. 1989, Okay vd. 1990, 1996, 2008, Dönmez vd. 2005, 2008, Altunkaynak ve Genç 2008, Dilek vd. 2009) verilerine dayanarak çok genel olarak bölgelerin temelini Tersiyer öncesi Permo-Triyas yaşlı metamorfitle ve ofiyolitler ile Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlara oluşturmaktadır. Bölge Tersiyer sırasında Paleosen-Eosen'den başlayarak Miyosen sonuna kadar magmatizma ve volkanizma etkisi altında kalmıştır. Bu sırada çoğunlukla granodiyorit bileşimli birçok granitoid kütleli temel kayaların sokulum yaparken, benzer zaman aralıklarında temel kayaları andezit-dasit-riyodasit-riyolit bileşimli volkanik kayalarla kesilerek uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Yine bu dönemde Biga Yarımadası'nda volkanik aktiviteyle çoğu zaman eş yaşlı olarak yoğun bir sedimantasyon meydana gelmiştir. Bölgede ürünlerine rastlanan son volkanizma Pliyosen yaşlı bazaltlarla temsil olunmaktadır (Beşir 2003). Bölgedeki tüm birimler en son olarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu çökeltileri tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Şekil 4.1). Bu genel istif aşağıda daha ayrıntılı olarak sunulmuştur.

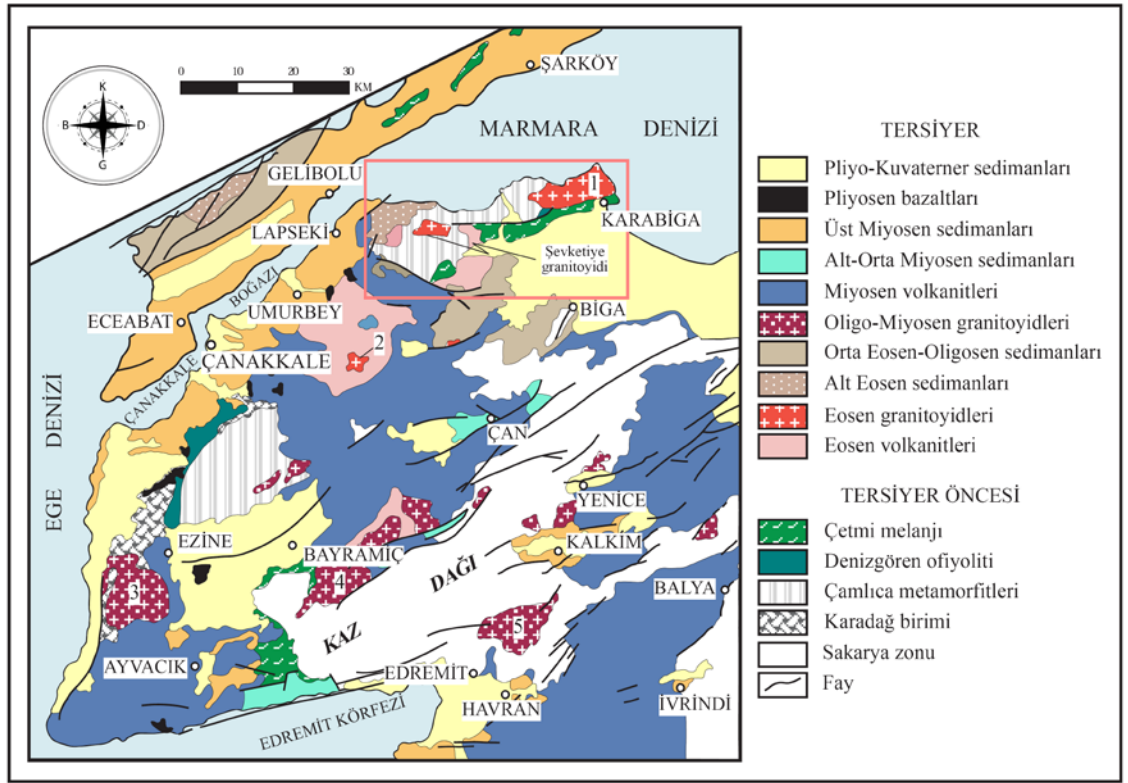
4.1 Tersiyer Öncesi Temel Birimler

Biga Yarımadası temel kayaları başlıca Bingöl (1976), Okay vd. (1990, 1991 ve 2008), Okay ve Satır (2000), Beccaletto and Jenny (2004), Beccaletto (2005) Şengün ve Çalık (2007), Duru vd. (2007) tarafından ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Çalışma kapsamında ele alınan temel kayalarının genel özellikleri Okay vd. (1990)'dan sadeleştirilerek aşağıda özetlenmiştir.

Okay vd. (1990) yaptıkları haritalama çalışmaları sonrasında Gelibolu ve Biga Yarımada'nın Tersiyer öncesi KD-GB yönünde uzanan dört ana tektonik birimden oluştuğunu önermişlerdir. Bu birimler Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya

zonları olarak isimlendirilmiştir. Buna göre:

Gelibolu zonu; Gelibolu'nun kuzeydoğusu ile Şarköy batısında yer almaktadır (Şekil 4.1). Geç Kretase-Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşı, radyolarit, serpantinit, gabro, mavişist türü kayalar içeren yığılma pirizması karakterinde bir ofiyolitli melanjan meydana gelmiştir. Bu melanjan Okay vd. (1990) tarafından Çetmi ofiyolit melanjanı, Beccalotto vd. (2005) ve Duru vd. (2007) tarafından Çetmi melanjanı olarak tanımlanmış ve Gelibolu Yarımadası'nda Eosen ile başlayan sedimanter istifin temelini oluşturduğu belirtilmiştir.



Şekil 4.1 Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (1: Karabiga 2: Kuşçayır, 3: Kestanbol, 4: Bayramiç-Evciler ve 5: Eybek granitoidleri) (Siyako 1989, Okay 1990, Beşir 2003 ve Altunkaynak 2007'den yararlanılarak yeniden düzenlenmiştir)

Ezine zonu; Lapseki ile Karabiga arasında ve Ezine ile Çanakkale arasında olmak üzere iki ayrı bölgede gözlenmektedir. Gelibolu zonunun güney-güneydoğusunda kalan Ezine zonu KD-GB yönünde uzanan üç birim olan (a) Karadağ birimi, (b) Denizgören ofiyoliti ve (c) Çamlıca metamorfitlelerinden oluşmaktadır.

Karadağ birimi; Ezine batısı ile Çanakkale güneyinde mostra vermektedir. Birimin en alt kesiminde metaşeyl, kuvarsit, kalkışistler yer almaktadır. Bu metaklastikler üste doğru rekristalize kireçtaşı-metaşeyl araldanması ile Permiyen yaşlı kalın tabakalı rekristalize kireçtaşlarına geçmektedir. Bu kalın neritik kireçtaşı istifinin üzerine geçişli olarak üste doğru kalsitürbidit seviyeleri içeren metaklastik bir istif gelmektedir. Metaklastik istif şeyl, silttaşı, kalsitürbidit, bazik volkanit, pelajik çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşı ile bazik volkanit olistolitlerinden oluşmaktadır. Metaklastikler Karadağ istifinin diğer kesimleri ile birlikte yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Karadağ biriminin en üst kesimi için fosil bulgularına göre en Geç Permiyen veya Triyas yaşlı önerilmektedir (Okay vd. 1990).

Denizgören ofiyoliti; esas olarak Ezine kuzeyi ile Çanakkale arasında gözlenmekte ve başlıca kısmen serpantinleşmiş harzburjitten oluşmaktadır. Bu ofiyolitin Karadağ biriminin üst seviyelerinde yer alan metaklastikleri ve Çamlıca metamorfitlerini Kretase'de tektonik olarak üzerlemiş olduğu düşünülmektedir (Okay vd. 1990).

Çamlıca metamorfitleri; Tersiyer volkanitleri ile birbirinden ayrılmış olarak Lapseki-Karabiga arasında yaklaşık 200 km², Ezine kuzeyinde ise yaklaşık 300 km²'yi aşan iki farklı alanda yüzeylemektedir.

Lapseki-Karabiga arasında Çamlıca metamorfitlerinin büyük bir kesimi mikaca zengin, iyi foliyasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars mikaşist ve fillitler ile bunlar içinde 1 ile 100 metre arasında değişen kalınlıklara sahip seviyeler halinde yer alan kalkışist, metakumtaşı, kuvarsit ve mermer araldanmalarından oluşmaktadır. Birimin üstünde tektonik üzerlemeler halinde çeşitli boyutlarda serpantinit dilimleri ve Çetmi melanjinine ait litolojiler yer almaktadır. Çamlıca metamorfitleri, Ayvacık-Karabiga zonuna ait Çetmi melanji ile muhtemelen Tersiyer yaşlı dik eğimli faylar boyunca tektonik olarak dokanıklıdır.

Ezine kuzeyindeki Çamlıca metamorfitlerinin % 80'den fazlası gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, iyi foliyasyon gösteren mikaca zengin kuvars mikaşistler oluşturmaktadır. Kuvars mikaşistler içinde 1 ile 10 metre arasında değişen kalınlıklarda

mermer, kuvarsit ve albit klorit şistler yer almaktadır. Ayrıca birim içinde nadiren metabazik kayalara da rastlanmaktadır. Çamlıca metamorfite kalın epikontinental klastik bir istifin metamorfizması sonucu oluşmuştur. Çamlıca metamorfite içinde bulunan ve yer yer ilksel metamorfik özellikleri korunmuş olan metabazik kayaların petrografisine dayanarak, istifin önce muhtemelen yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması geçirdiği, daha sonradan meydana gelen yeşilşist fasiyesindeki bir metamorfizmaya uğradığı düşünülmektedir. Birim Ovacık bindirmesi boyunca, Karadağ birimi ve Denizgören ofiyolitinin tektonik olarak altında yer almaktadır.

Ayvacık-Karabiga zonu; esas olarak Ayvacık doğusu ve Karabiga civarı olmak üzere iki ayrı bölgede gözlenmektedir. Fakat konum olarak Ezine ile Sakarya zonları arasında yer almaktadır. Gelibolu zonuna benzer şekilde Çetmi melanjına ait kayalardan oluşmaktadır. Ancak Gelibolu zonundan farklı olarak Çetmi melanjı içinde eklojit ve Üst Triyas yaşlı kireçtaşı blokları gözlenmektedir. Bu litolojiler Ayvacık-Karabiga zonunda yer alan Çetmi melanjı için tipiktir (Okay vd. 1990).

Karabiga civarında Çetmi melanjı Çamlıca metamorfite ile tektonik olarak dokanak halinde veya yer yer tektonik kripler şeklindeki ekaylanmalarla bu metamorfite tektonik olarak üzerlemiş olarak gözlenmektedir. Melanj içerisinde yoğunluk sırasına göre; spilit, değişik tipte kireçtaşı blokları, şeyl kumtaşı, serpantin ve radyolaritler gözlenmektedir. Beyaz kalın tabakalı Üst Triyas yaşlı kireçtaşlarına, sadece Karabiga civarındaki Çetmi melanjı içerisinde rastlanılmaktadır. Üst Triyas kireçtaşları üzerine Noriyen-Resiyen yaşlı kalın tabakalı gri-beyaz ve kısmen rekristalize neritik kireçtaşları gelmektedir. Bu neritik kireçtaşları üzerinde kalsitürbidit arakatlı ince tabakalı, laminalı, kırmızı pelajik kireçtaşları ve Üst Kretase (Senomaniyen-Turoniyen) yaşlı ince tabakalı siltli mikritler bulunmaktadır. Siltli mikritlerin üzerine ise volkanojenik kumtaşı ve spilitik bazik volkanitler gelmektedir. Üst Triyas kireçtaşı bloklarına ek olarak, Karabiga civarındaki Çetmi melanjı içinde orta kalın tabakalı kalsitürbidit ve kırmızı radyolaryalı çört ile aralanmalı, muhtemelen Geç Mesozoyik yaşlı ince tabakalı gri ve kırmızı pelajik kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Ayrıca seyrek olarak spilitler içinde muhtemelen Geç Jura yaşlı beyaz mikritik kireçtaşları ve muhtemelen Permiyen yaşlı gri renkli neritik kireçtaşlarına rastlanmaktadır.

Ayvacık doğusunda gözlenen Çetmi melanji, arada 2 km kalınlıkta bir milonit zonu olmak üzere Sakarya zonuna ait Kazdağ metamorfileri üzerinde yer almaktadır. Bu kesimlerdeki Çetmi melanji başlıca spilitleşmiş bazik volkanitler ve piroklastikler, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşmaktadır. Melanjın % 90'dan fazlasını oluşturan bu litolojiler haricinde, az miktarda serpantin ve radyolaryalı çört, mikaşist ve eklojit dilimlerine de rastlanılmaktadır. Bu kesimlerdeki Çetmi melanji içinde çeşitli tipte ve yaşta (Orta-Geç Triyas, Üst Triyas ve Üst Kretase) kireçtaşı blokları yer almaktadır. En çok bulunan kireçtaşı çeşidi, ince taneli, ince tabakalı, yerel olarak çörtlü krem renkli Üst Triyas yaşlı mikritik ve biyomikritik kireçtaşlarıdır.

Sakarya zonu; Ayvacık- Karabiga zonunun doğusunda ve Biga, Çan, Yenice, İvrindi, Havran, Edremit ve Bayramiç arasında kalan alanlarda yer almaktadır. Başlıca Kazdağ grubu metamorfileri, metamorfileri tektonik olarak üzerleyen Karakaya karmaşığı birimleri ve Triyas sonrası metasedimanter bir istiften oluşmaktadır.

Sakarya zonu boyunca karmaşık bir şekilde deforme olmuş ve genellikle metamorfizma geçirmiş Jura öncesi bir temel ile çok daha az bir deformasyon kapsayan ve hiç metamorfizma göstermeyen bir Jura-Tersiyer örtü ayrımı yapmak mümkündür. Sakarya zonuna ait kristalen temel genel anlamda üç gruba ayrılabilir:

- Gnays, amfibolit, mermer ve nadir olarak gözlenen metaperidotitlerin yüksek dereceli Variskan metamorfik serisi: Topuz vd.(2004), Okay vd. (2006), Nzegge ve Satır (2007), Topuz vd. (2007)'nin verilerine göre metamorfizma amfibolit-granülit fasiyesinde meydana gelmiş olup Pulur, Kazdağ, Devrekani ve Gümüşhane masiflerinden alınan örneklerde yapılan zirkon ve monazit yaşları Karbonifer (330-310 my)'i göstermektedir (Akıska 2010).
- Devoniyen, Karbonifer veya Permiyen kristalizasyon yaşlarına sahip Paleozoyik granitoidleri (Delaloye ve Bingöl 2000, Okay vd. 2002, 2006, Topuz vd. 2007). Okay vd. (1990 ve 1996)'ne göre bu Paleozoyik granitoidlerinin küçük yüzlekleri Sakarya kıtası boyunca dağılmış bir şekilde görülmekte ve Jura ile

daha genç sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Çamlık granitoyidi, Üst Triyas (Noriyan) arkozik kumtaşlarının üzerinde yüzlek vermektedir (Akıska 2010).

- Permo-Triyas yaşlı metabazit ve daha az oranda görülen mermer ve fillitçe baskın düşük dereceli metamorfik karmaşık (Alt Karakaya Karmaşığı).

4.2 Tersiyer Birimleri

Tersiyer birimleri Tersiyer örtü istifi, Tersiyer volkanitleri ve Tersiyer granitoyidleri olarak üç kısımda ele alınacaktır.

4.2.1 Tersiyer örtü istifi

Tersiyer örtü istifi Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı akarsu-delta klastikleri ve volkanitler ile başlamakta ve Orta Eosen-Oligosen yaşlı karbonat sedimanları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Siyako vd. 1989). Bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak faylarla sınırlanan grabenlerde başlıca gösel şeyller ile karakterize olunan Alt-Orta Miyosen sedimanları çökelmiştir (Bonev vd. 2009). Daha sonra bu topluluk Üst Miyosen yaşlı çakıltası, kumtaşı, marn, şeyl ve yer yer kireçtaşı içeren akarsu sedimanlar tarafından örtülmüştür. Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri ve gösel karbonatlar özellikle genişlemeli tektonik rejime bağlı olarak ortaya çıkmış graben havzalarında tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Yılmaz vd. 2000, Bozkurt 2001).

4.2.2 Tersiyer volkanitleri

Biga Yarımadası'nda çarpışma sonrası Tersiyer magmatizması Sakarya ve Anatolid bloklarının çarpışmasından sonra Geç Paleosen'de başlamıştır (Okay ve Satır 2000, Bozkurt ve Mittwede 2001). Birçok araştırmacı bölgede magmatizmanın gelişiminin Batı Anadolu'nun tektonik gelişimi ile yakından ilişkili olduğunu önermektedir. Buna göre Geç Oligosen'den (Seyitoğlu vd. 1992, Seyitoğlu ve Scott 1996, Bozkurt ve

Mittwede 2001) veya Geç Miyosen'den (Dewey ve Şengör 1979; Şengör vd. 1985) itibaren sıkışmalı bir tektonik rejimden genişlemeli bir tektonik rejime geçişi temsil eden ve jeokimyasal olarak farklı gruplara ayrılabilen volkanitler ile temsil edilmektedir. Orta Eosen-Orta Miyosen yaşlı volkanitler genellikle kalkalkalen karakterde iken, Geç Miyosen-Pliyosen hatta Kuvaterner (örneğin Kula volkanitleri) ultrapotasik-sodik alkalin özelliktedir. İlk grup dalma-batma ile ilişkililikten, ikinci grup güzünümüzde de etkin olan Ege'nin genişlemeli tektonik sistemine bağlı olarak meydana gelmiştir.

Altunkaynak ve Genç (2008), yapmış oldukları çalışmada Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası Senozoyik magmatizmasının Orta Eosen'de ($45,3 \pm 0,9$ my) başladığını ve Geç Miyosen'e ($8,32 \pm 0,19$ my) kadar devam ederek sonlandığını belirtmişlerdir. Bu magmatik oluşumların kalkalkalen karakterli, yüksek K'lı kalkalkalen, şoşonitik, yaklaşık alkalin ve alkalin karakterli seriler olduklarını öne sürmüşlerdir. Bu karakterlere dayanarak da Senozoyik kıtasal volkanizmasını (a) Orta Eosen yaşlı volkanitler (b) Orta-K'lı kalkalkalen lavlar, (c) Oligosen yaşlı volkanitler Yüksek-K'lı kalkalkalen lavlar, (d) Erken Miyosen Yüksek-K'lı şoşonitik lavlar ve (e) Orta Miyosen yaklaşık alkalin lavlar ve Geç Miyosen alkalin lavları olmak üzere beş evreye ayırmışlardır.

4.2.3 Tersiyer granitoidleri

Biga Yarımadası granitoidleri Eosen (yaşlı) ve Oligo-Miyosen (genç) granitoidleri olarak iki grupta incelenebilmektedir (Bingöl vd. 1982, Yılmaz 1990 Altunkaynak ve Yılmaz 1999, Delaloye ve Bingöl 2000, Öztürk vd. 2005, Karacık vd. 2008). Eosen granitoidleri (Karabiga, Şevketiye ve Kuşçayırı) Biga Yarımadası'nın kuzeyinde, Oligo-Miyosen granitoidleri (Kestanbol, Evciler-Bayramiç ve Eybek) ise güneyinde yüzeylenmektedir (Şekil 4.1). Özellikle Oligo-Miyosen granitoidleri bölgede KD-GB doğrultulu grabenleri sınırlayan faylara paralel dizilimler göstermektedir.

5. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ VE PETROGRAFİSİ

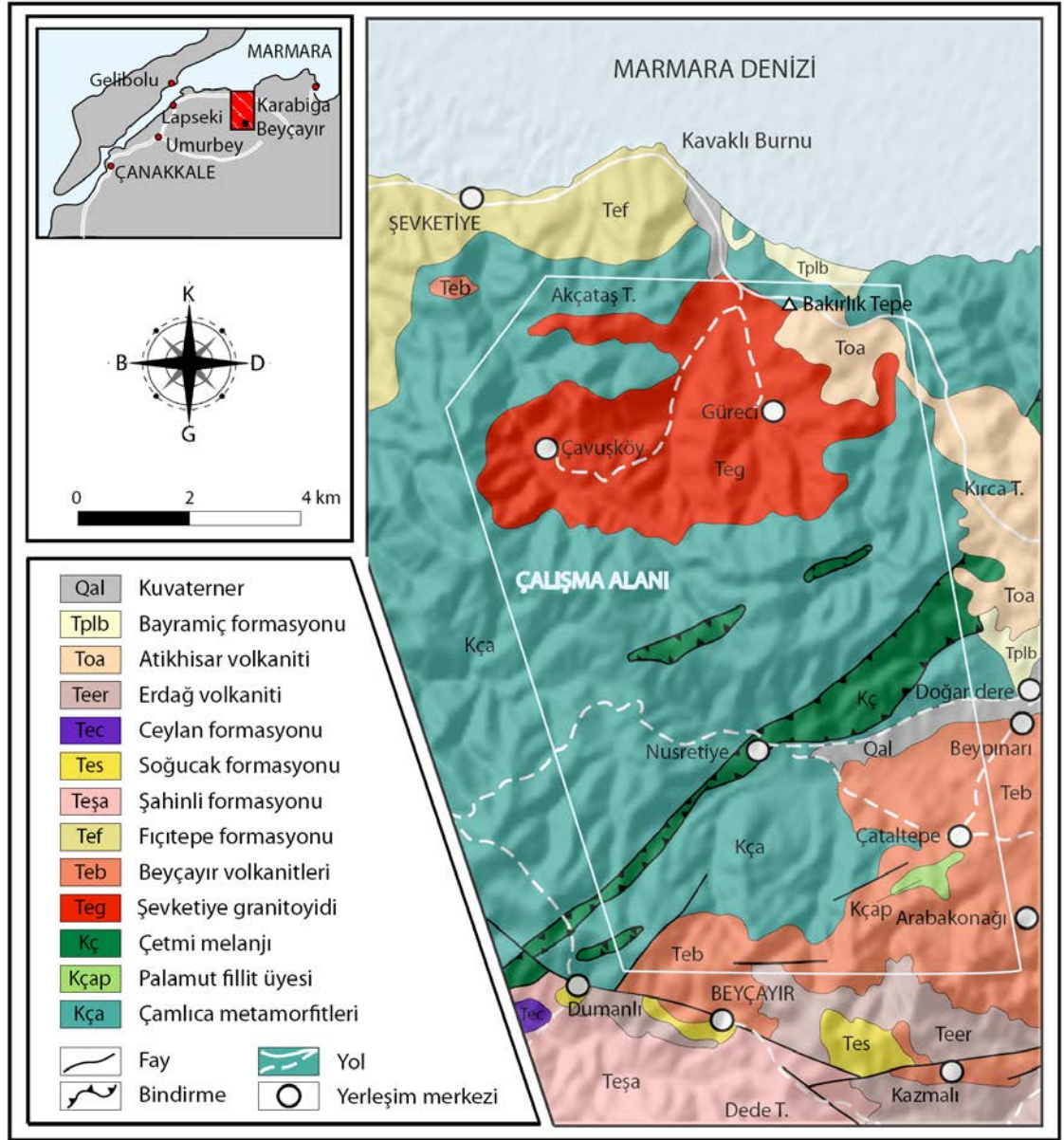
İnceleme alanında başlıca Ezine zonu ve Ayvacık-Karabiga zonu ile Çetmi melanjinine ait kayaç birimleri yüzeylemektedir (Şekil 4.1). Buna göre inceleme alanın temelini Çamlıca metamorfitlelerine ait Mesozoyik yaşlı yeşilist fasiyesindeki metamorfik kayaçlar oluşturmakta ve üst seviyelerine doğru düşük dereceli metamorfik kayaçlardan oluşan Palamut fillit üyesine geçilmektedir. Çamlıca metamorfitlerini Kretase yaşlı Çetmi ofiyolitik melanji tektonik olarak üzerlemektedir (Okay vd. 1990) (Şekil 5.1). Tüm bu temel kayaçlar, Tersiyer yaşlı birimler tarafından genellikle uyumsuz olarak örtülmektedir (Okay vd. 1990, Dönmez vd. 2005 ve 2008) (Şekil 5.1 ve 5.2). Tersiyer yaşlı birimler, en altta Eosen yaşlı Şevketiye granitoyidi (Dellaloye ve Bingöl 2000) ve Beyçayır volkanitlerine ait ojit andezit, dasitik andezit ve dasitler ile temsil edilir. Bundan sonra üste doğru sırasıyla: (1) Beyçayır volkanitleri üzerine uyumsuz olarak başlıca kumtaşı ve çamurtaşından meydana gelen Eosen yaşlı Fıçitepe formasyonu (Dönmez vd. 2008), (2) Bu birimleri uyumsuz olarak üzerleyen ve egemen olarak bazalt, bazaltik andezit lav ve piroklastik kayaçlardan oluşan Orta Eosen yaşlı Şahinli formasyonu (Dönmez vd. 2005), (3) Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı Soğucak formasyonuna ait resifal kireçtaşları, (4) Onun üzerine uyumlu olarak yerleşen ve Üst Eosen'den itibaren kıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı ve tüflerden meydana gelen Ceylan formasyonu, (5) Bu formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelen bazaltik-andezitik lav ve piroklastik türü kayaçlardan oluşan Geç Eosen yaşlı Erdağ volkaniti, (6) Adı geçen volkanitleri uyumsuz olarak örten asidik lav, kül-blok akıntıları, tuf ve ignimbiritlerden oluşan Atikhisar volkanitleri, (7) konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları ile temsil edilen akarsu çökellerinden oluşan ve kendinden önceki birimleri uyumsuz olarak örten Pliyosen Bayramiç formasyonu ve (8) tüm birimleri uyumsuz olarak örten Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır (Dönmez vd. 2005 ve 2008), (Şekil 5.1 ve 5.2).

Tez çalışmasına konu olan cevherleşmeler ile çalışma alanı içinde geniş alanlar kaplayan Çamlıca metamorfitleri, Çetmi melanji, Şevketiye granitoyidi ve Beyçayır volkanitleri arasında kökensel ve/veya yakın stratigrafik ilişkiler bulunmaktadır. Bu nedenle bu birimler üzerinde ayrıntılı arazi ve petrografi çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Yapılan arazi gözlemleri ve detay haritalama çalışmaları sonucunda cevherleşmeler ile daha üstteki birimler dışında olası benzer korelasyonlar kurulamadığı için, diğer tüm birimlere özgü kayaçlarda petrografi çalışmaları yapılmamıştır. Ancak inceleme alanın temel jeolojik özelliklerinin bir bütün halinde aktarılabilmesi amacıyla bu birimlere ait temel jeolojik özellikler, başta Dönmez vd. (2005 ve 2008) olmak üzere, Okay vd. (1990), Ercan vd. (1995) ve Duru vd. (2007)'nden sadeleştirilerek aşağıda özetlenmiştir.

Ü. SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	SİMGE	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR	
SENZOYİK	TERSİYER	EOSEN	Kuvater.	Qal		Alüvyon	
				Pliyosen	Bayramiç fm.	Tplb	Konglomera-kumtaşı-çamurtaşı
				OLİGOSEN	Atikhisar volkaniti	Toa	Asidik lav, kül-blok akıntıları, tuf ve ignimbiritler
					Erdağ volkaniti	Teer	Bazaltik, bazaltik andezitik lav ve piroklastikler
				ÜST	Ceylan fm.	Tec	Kıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı ve tuf
					Soğucak fm.	Tes	Nummulitli, kumlu ve çakıllı kireçtaşları
					Şahinli formasyonu	Teşa	Bazaltik, bazaltik andezitik lav ve piroklastikler ile volkanoklastikler
					Fıçitepe formasyonu	Tef	Delta düzlüğü ve akarsu çökellerine ait çamurtaşı, kumtaşı çakıltaşı ardalanması
				ORTA	Beyçayır volkanitleri	Teb	Andezit-dasitik andezit-dasit türü subvolkanik sokulum ve lavlar
				MESOZOYİK	KRETASE	ÜST	MAASTRİHTİYEN
Kçap	Yeşil-kahve-gri renkli fillit ve şist						
Kça	Kuvarsit, serisit kuvars şist, kuvars şist, meta kumtaşı ve mermer						
Z (Teg)Şevketiye granitoyidi							

Şekil 5.1 İnceleme alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik ölçsüz dikme kesit (ü: üyesi, fm: formasyonu) (Dönmez vd. 2005 ve 2008'den yararlanılarak)



Şekil 5.2 Çalışma alanındaki bölgesel kayaç birimlerinin ilişkilerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Dönmez vd. 2008'den değiştirilerek)

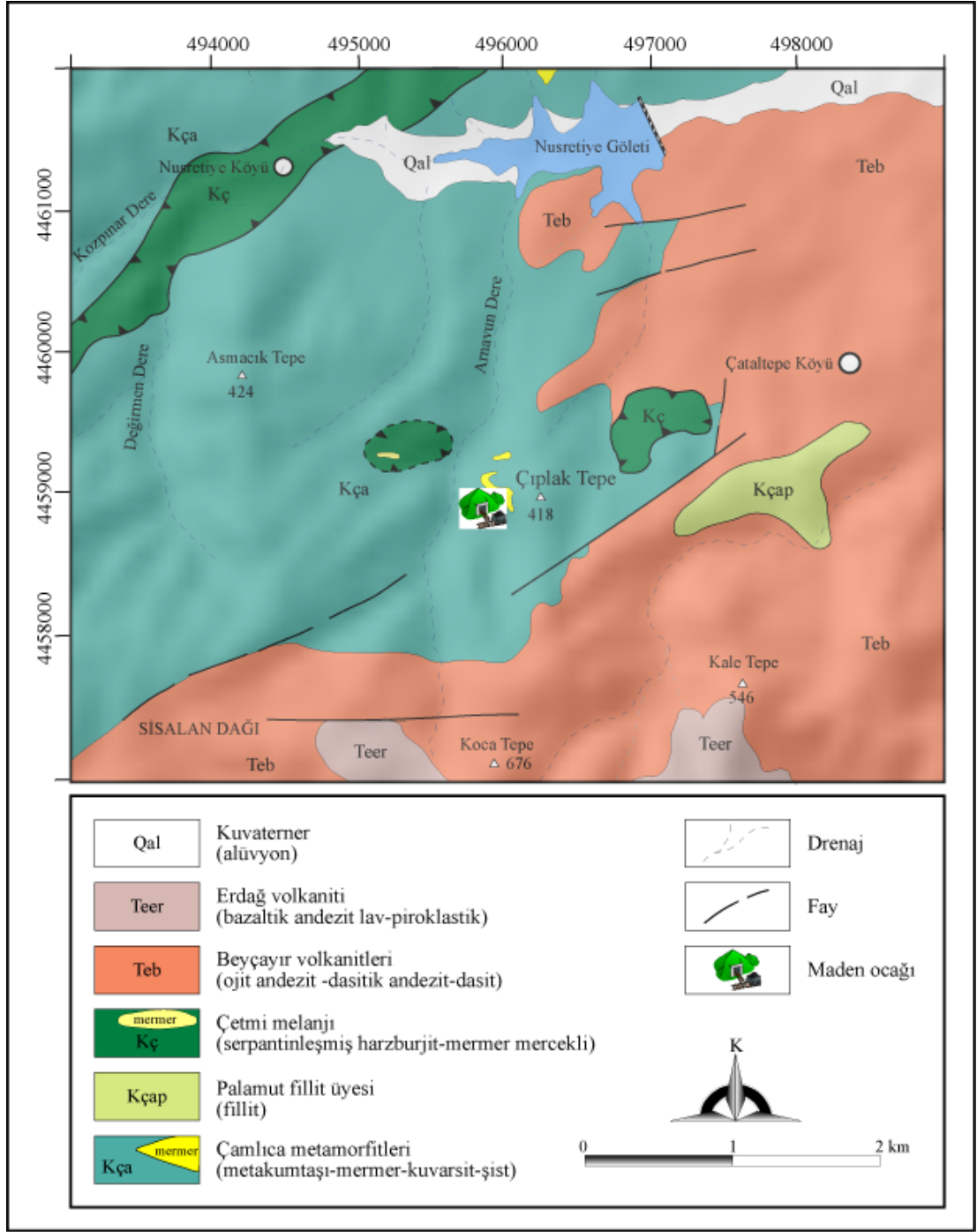
5.1 Çamlıca Metamorfileri (Kça)

Bölgesel olarak inceleme alanın temelini oluşturan Mesozoyik yaşlı yeşilist fasiyesindeki orta dereceli metamorfik kayalarla temsil edilen Çamlıca metamorfileri ilk defa Çalapkulu (1970) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış olmasına rağmen, Okay vd. (1990) tarafından adlandırılmıştır. Aynı birim Akyürek ve Soysal (1980) tarafından Nusretiye formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Biga Yarımadası'nda Ezine-Karabiga

arasında geniş alanlarda yüzeyleyen birim, bölgesel olarak Şevketiye, Dumanlı, Beyçayır ve Doğandere arasında kalan alanlarda yayılım göstermektedir (Şekil 5.2).

Orta derecede metamorfizma geçirmiş kayaçlarla temsil olan Çamlıca metamorfitleeri alta beyaz, kahve ve gri renkli, çok iyi foliyasyonlu, iri-orta taneli, çoğunlukla mika minerallerince baskın mikaşistler, daha üstte ise kahve-yeşil renkli fillitlerden oluşmaktadır (Dönmez vd. 2008). Bunlardan başka, metamorfik kayaçlar içinde bazik kayaçlar, mermer ve ofiyolitik kayaçlara özgü merccekler gözlenmekte ve kuvars damarları izlenmektedir. Kırıntılı sedimanter kayaçların yeşilşist fasiyesinde bölgesel metamorfizması ile oluştuğu düşünülen Çamlıca metamorfitleerinin metamorfizma derecesi birimin üst seviyelerine doğru azalmakta ve düşük dereceli yeşilşist fasiyesindeki şist ve fillitlere geçmektedir (Okay vd. 1990, Dönmez vd. 2008). İnceleme alanı içerisinde Çataltepe-Beyçayır yolu üzerinde ve Çataltepe yatağının güneyinde yüzeyleyen bu türden düşük dereceli metamorfik kayaçlar, Dönmez vd. (2008)'in Palamut fillit üyesine karşılık gelmektedir. Mermerler, Biga Yarımadası'nın temele ait tüm birimlerinde bulunduğu gibi Çamlıca metamorfitleerinin değişik seviyelerinde çeşitli kalınlık ve uzunluklarda merccekler halinde gözlenmektedir (Şekil 5.3). Ara seviyeler halinde bulunan bu türden mercceklerin Biga Yarımadası içindeki bazı Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmelere (Çataltepe, Handeresi, Karaydın, ve Balya cevherleşmeleri gibi) yan kayaçlık yaptığı bilinmektedir. Ayrıca Çamlıca metamorfitleeri içerisinde haritalanabilir ölçekte bazik kayaç mercceklerinin de varlığından bahsedilmektedir (Dönmez vd. 2008). Çok yaygın olmamakla birlikte şisti kayaçlar içerisinde çeşitli kalınlıklarda foliyasyona paralel veya onu kesen kuvars damarlarına da rastlanılmaktadır (Dönmez vd. 2008). Süt beyazı rengindeki bu kuvars damarlarının özellikle Şevketiye granitoyidine doğru giderek yoğunlaştığı ve bu nedenle de genç plütonik sokulumlara bağlı olarak gelişmiş olabileceği belirtilmektedir (Dönmez vd. 2008).

Çamlıca metamorfitleeri içerisinde, birkaç metreden birkaç yüz metreye kadar değişen kalınlıklarda çoğunluğu serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşan merccekler bulunmaktadır. Bu merccekler ayrıca yeşil renkli meta-bazitler, kahve renkli metaradyolaritler ile yeşil renkli eklojit bloklarını da içermektedir (Dönmez vd. 2008).



Şekil 5.3 Çalışma alanı ve yakın çevresine ait detay jeoloji haritası (Çalapkulu 1970, Çanakkale Madencilik 2003 ve Dönmez vd. 2008'den revize edilerek)

Çamlıca metamorfiteilerinin % 80'den fazlasını gri, kirli kahve, yeşilimsi kahve, iyi foliyasyon gösteren, bol mikalı ve yer yer karbonatlı granatlı kuvars-mikaşistler oluşturmaktadır (Dönmez vd. 2008). Birim aynı zamanda, albit-kuvars-amfibolşist, epidot-mikagnays, mika-kuvarsşist, muskovitşist, albit-epidot-klorit-kuvarsşist, klorit-

epidot-muskovit \pm serisit, serisit-klorit-kuvars-kalk \pm serisit, serisit-kuvars-kalk \pm serisit, granat-serisit-biyotit-kuvars \pm serisit, kalsit-epidot-klorit-biyotit \pm serisit, epidot-muskovit-kalk \pm serisitlerden oluşmaktadır (Çalapkulu, 1970, Akyürek ve Soysal 1980, Dönmez vd. 2008). Ancak tez çalışmaları kapsamında arazi çalışmaları sırasında şistler içinde granatlar gözlenmemiştir. Bu da sahada metamorfizma derecesinin amfibolit fasiyesine kadar yükselmediğini göstermektedir. Bu mineral ya Biga Yarımadası'nda başka lokasyonlarda görülmüş ya da cevherleşme alanında görülmüş ancak cevher mineralleri yamaç örtüleri nedeniyle fark edilmediğinden adı geçen araştırmacıların bazıları tarafından yanlışlıkla metamorfik mineraller içinde yorumlanmış olabilir.

Çalışma alanında mostra veren Çamlıca metamorfitlelerine ait kayaç birimleri (Şekil 5.4 a) üzerinde yapılan arazi çalışmaları, birimin bu alanlarda kuvarsit, fillit, mermer ve metakumtaşından oluştuğunu göstermiştir (Şekil 5.4 b, c, d).

Kuvarsitler granoblastik dokuya sahip olup esas olarak kuvars minerallerinden meydana gelmiştir (Şekil 5.4 e). Özşekilsiz, ince-orta taneli ve dalgalı sönmeye sahip kuvarslar ince kesitlerde belirgin bir yönlenme göstermektedir.

Fillitler, ince taneli olup başlıca kuvars porfiroblastlarından ve serisitten oluşmuştur. Kuvarslarda kendi içinde kümelenmeler mevcuttur. Özellikle Çataltepe Pb-Zn \pm Cu \pm Ag yatağına yakın yerlerde foliyasyon yüzeylerine paralel olarak hematit ve limonit sıvamaları gözlenmektedir.

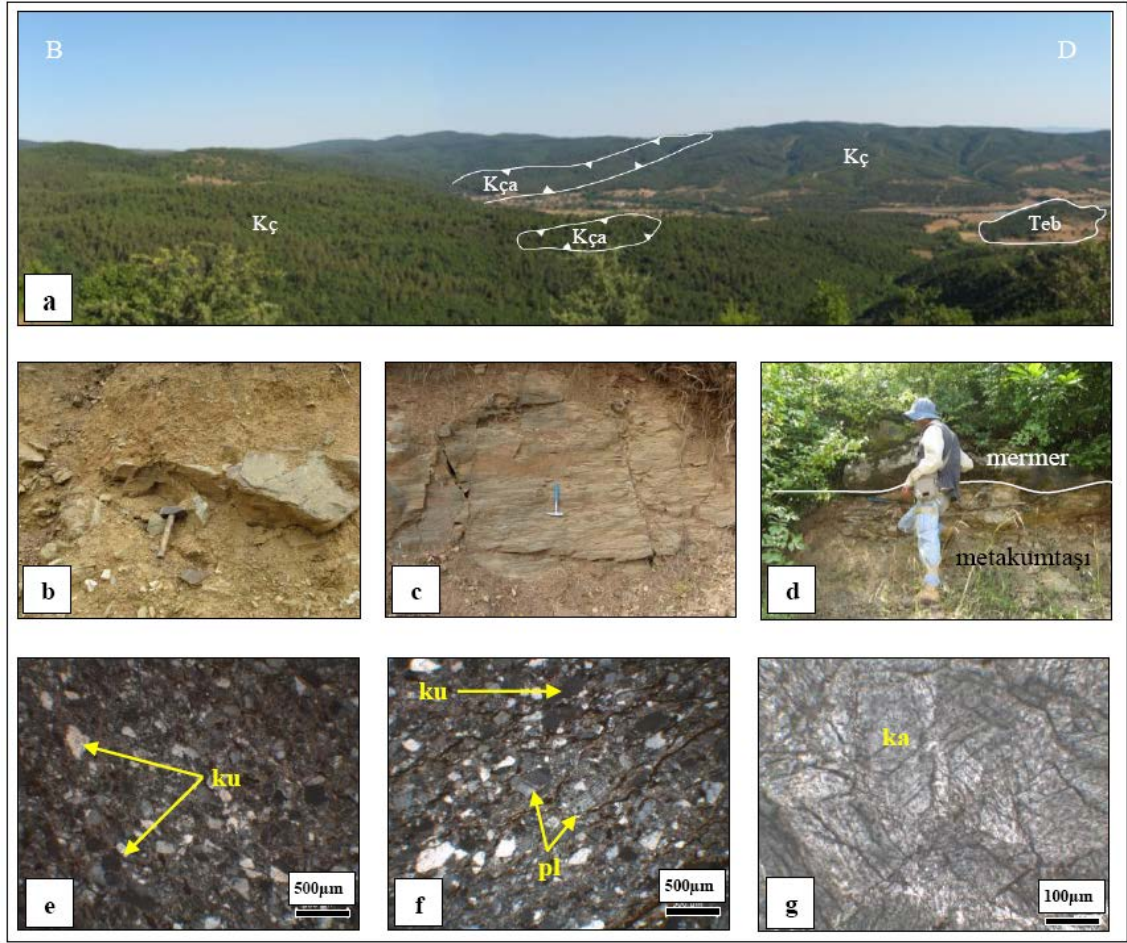
Metakumtaşları ise blasto-psammitik dokuya sahip olup başlıca olup kuvars ve feldispat mineralleri içermektedir (Şekil 5.4 f). Kuvarslar çoğunlukla ince-orta taneli olup özşekilsiz ve yarı özşekillidir. Feldispatlar plajiyoklaz bileşimindedir. Metakumtaşları da kuvarsitler gibi özellikle Çataltepe Pb-Zn \pm Cu \pm Ag yatağına yakın yerlerde foliyasyon yüzeyleri boyunca yoğun olarak hematit ve limonit sıvamaları içermektedir.

Kuvarsit ve metakumtaşları cevherleşmelere yakın zonlarda ikincil epidot ve kloritlerle temsil edilen düşük sıcaklık alterasyonlarına maruz kalmışlardır. Ayrıca ikincil hematit, limonit ve karbonat damar ve damarcıkları tarafından kesilmektedirler (Şekil 5.4 f).

Çamlıca metamorfitlelerine ait şisti birimler içerisinde yatak civarında iki seviye halinde 1-3 metre kalınlığında mercekler halinde mermer seviyeleri yer almaktadır (Şekil 5.4 d). Mermerler başlıca kalsit minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.4 g). Ayrıca bu iki mermer seviyesi çalışmaya konu olan Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmesinin yan kayacını oluşturmaktadır (Şekil 5.3).

H17 paftası içerisinde taban ilişkisi gözlenemeyen Çamlıca metamorfitleleri, bu paftanın güney kısmında Denizgören ofiyoliti (çalışma alanında tespit edilememiştir), çalışma alanında ise Çetmi melanji tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Okay ve Satır 2000, Dönmez vd. 2008). Eosen yaşlı Beyçayır volkanitlerine ait subvolkanik kayaç birimleri tarafından da uyumsuz olarak örtülmektedir. Ayrıca çalışma alanın kuzeyinde büyük bir alanda, güneyde ise çok küçük bir alanda yüzeyleyen Eosen yaşlı Şevketiye granitoyidi tarafından da kesilmektedir (Şekil 5.2).

Çamlıca metamorfitlelerine ait birimlerin ilksel çökelme yaşı bilinmemekle birlikte Bingöl (1969)'e göre bu metamorfitleler güneydeki Kazdağ masifine ait Karakaya karmaşığı birimlerine karşılık gelmekte ve Üst Triyas yaşlı birimler olarak kabul edilmektedir. Okay ve Satır (2000) tarafından fengitlerden Rb/Sr izotop yöntemi ile 65-69 my arasında yaşlar elde edilmiştir. Bu sonuca göre Maastrihtiyen sırasında metamorfizmaya maruz kalmış birimin ilksel çökelme yaşı Kretase veya Kretase öncesine karşılık gelmelidir (Dönmez vd. 2008).



Şekil 5.4 (a) Çıplak Tepe mevkiinde Çamlıca metamorfitlerinin Çetmi melanjı ve Beyçayır volkanitleri ile olan ilişkisi (fotograf yaklaşık D-B doğrultulu), (Kç: Çamlıca metamorfitleri, Kça: Çetmi melanjı, Teb: Beyçayır volkanitleri) (b) kuvarsitler (c) metakumtaşıları (d) Çamlıca metamorfitleri içinde bulunan mermer merceği, (e) kuvarsitlerde kuvars minerallerindeki yönlenmeler (ku: kuvars), (f) metakumtaşı içinde kuvars (ku), plajiyoklaz (pl) mineralleri ile birlikte şistoziteye paralel koyu kahve renkli hematit ve limonit sıvamaları ve (g) mermerler içinde basınç ikizi gösteren kalsit (ka) mineralleri (e, f ve g: çift nikol)

Geç Kretase döneminde metamorfizma geçirdiği düşünülen Çamlıca metamorfitleri güneydeki Sakarya zonuna ait metamorfik kayalarla korele edilememektedir (Okay ve Satır 2000).

5.1.1 Palamut fillit üyesi (Kçap)

Çalışma alanının doğusunda dar bir alanda yüzeyleyen metasilttaşı ve metaşeyl

seviyeleri, Okay (1988) tarafından Palamut metamorfitleri olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.3). Çamlıca metamorfitleri ile benzer özellikler gösteren fakat daha düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiş olan şist ve fillit türü kayaçlar ise Duru vd. (2007) tarafından Palamut fillit üyesi olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanı içerisinde yer alan benzer kayaçlar hakim olarak fillit bileşiminde olması nedeni ile bu birim için tez kapsamında Duru vd. (2007)'nin Palamut fillit üyesi isimlendirmesi tercih edilmiştir. Bu alanda fillitler, Çataltepe köyünün batısında dar bir lokasyonda yüzlek vermektedir (Şekil 5.2 ve 5.3).

Palamut fillit üyesi başlıca yeşil-kahve-gri renkli, ince taneli, ince foliyasyonlu fillitler (Şekil 5.5a ve b) ve şistlerden oluşmaktadır. Çalışma alanında yüzeyleme de şistler arasında açık kahve renkli kuvars ve karbonatça zengin ara bantlar ile haritalanamayacak boyutta, ince uzun mercerler ve ara düzeyler halinde serpantin ve metabazik kayaçlar olduğu belirtilmektedir (Dönmez vd. 2008). Ayrıca, birimin içerisinde fillit, aktinolitşist, karbonat-kuvarsşist, kalsit-serisit-kuvarsşist, talk-serpantin, aktinolit-talkşist, klorit-stilpnomelanşist, epidot-klorit-aktinolitşistden oluşan düşük dereceli metamorfik kayaçların varlığından da bahsedilmektedir (Dönmez vd. 2008). Palamut fillit üyesi çok düşük dereceli metamorfizma etkileri göstermekte ve kuvars ve serisit mineralleri kayacın başlıca bileşenlerini oluşturmaktadır. Kayacı oluşturan minerallerde belirgin bir yönlendirme gözlenmektedir. Kırık düzlemlerine paralel ikincil limonit sıvımaları dikkati çekmektedir (Şekil 5.5c).

Birimin alt sınırı İ16 paftasında yer alan Yukarıparmak köyü civarında Çamlıca metamorfitleri ile geçişli, üst sınırı ise H18 paftasında yer alan Dikmen ve Altıkulaç köyleri arasında Çetmi melanjına ait serpantinler tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Dönmez vd. 2008). Çalışma alanının güney doğusunda, Çataltepe-Beyçayır arasında Beyçayır volkanitlerine ait dasitik andezitler tarafından kesilmektedir (Şekil 5.5a ve b). Sahanın güneybatısında ise Eosen yaşlı Ceylan formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Dönmez vd. 2008) (Şekil 5.2).



Şekil 5.5 (a) Çataltepe-Beyçayır yolu üzerinde Beyçayır volkanitlerine ait dasitik andezitler tarafından sıcak dokanakla kesilmiş Palamut fillit üyesine ait fillitik kayalar (Kçap: Palamut fillit üyesi, Teb: Beyçayır volkanitleri), (b) dasitik andezit-fillit dokanağının yakından görünümü ve (c) kayacı oluşturan minerallerdeki yönelmeler ve kayacın kırık-çatlak-folyasyon düzlemlerine paralel gelişmiş limonit (op) sıvamaları (ku: kuvars)

5.2 Çetmi Melanjı (Kç)

Çetmi melanjı olarak adlandırılan birim, Ezine zonu ile Sakarya zonu arasında ve her iki tektonik ünitenin üzerinde yer almaktadır. Birim ofiyolitik kayalardan daha çok farklı kökendeki kayaların tektonik dilim veya olistostromal bir karışık halinde bir araya gelmesi ile karakterize edilmektedir (Dönmez vd. 2008). Güneyde İ17 paftasında yer alan Küçükkuyu'dan, kuzeyde ise H18 paftasında yer alan Karabiga'ya kadar uzanan Çetmi melanjı, en iyi H17 paftasının güneyinde Çanakkale-Çan yolu üzerindeki Alanköy civarında (Duru vd. 2007, Dönmez vd. 2008), kuzeyde ve çalışma alanında ise Beyçayır-Nusretiye köyleri arasında gözlenmektedir (Şekil 5.2 ve 5.3).

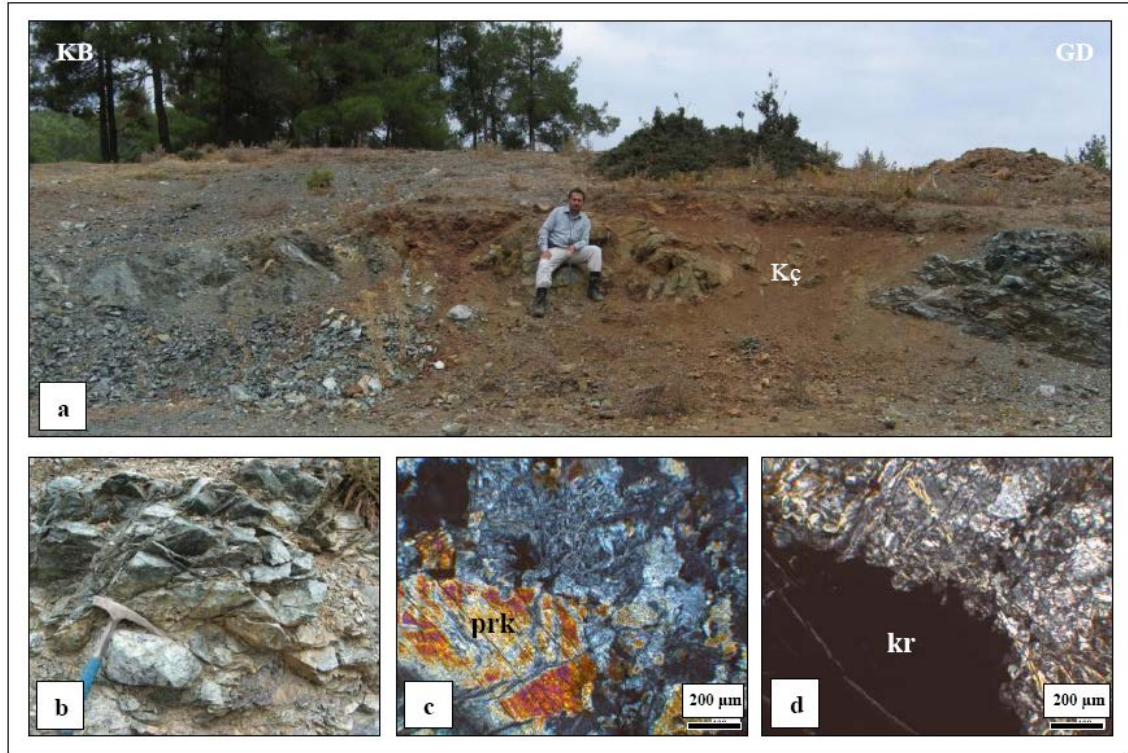
Bölgede Çetmi melanjı içerisinde grovak, fillit, mikaşist, eklojit, serpantinit, spilitik bazalt, radyolarit, mermer ve kireçtaşları tektonik dilimler ve olistolitler halinde bulunmaktadır (Duru vd. 2007).

Çalışma alanı içerisinde de Çıplak Tepe ve Nusretiye Köyü batısında haritalanabilir ölçekte Çetmi melanjına ait serpantinleşmiş harzburjit mercceklerine rastlanılmaktadır (Şekil 5.3, 5.4 a ve 5.6 a, b). Bunlar kenar zonları boyunca metamorfizma etkisiyle foliyasyonlu bir yapı kazanmıştır (Şekil 5.6 b). Kayaç örnekleri üzerinde yürütülen mikroskobik incelemelerde olivin minerali tespit edilememiş, buna karşın serpantin, orto-piroksen, kromit ve yer yer de manyetit mineralleri izlenmiştir. Bazı kesitlerde piroksenler bastitleşmeye maruz kalmış ve kink bantlaşmaları göstermektedir (Şekil 5.6 c). Serpantin minerallerince çevrelenmiş bu tür bastitleşmiş piroksen minerallerinin eşlik ettiği yerlerde kemirilmiş kromit mineralleri de gözlenmektedir (Şekil 5.6 d). Ayrıca elek dokusu görülmekte ve bu doku içinde yer yer manyetit damarcıklarına rastlanmaktadır. Piroksenler silis mineralleri tarafından da yer yer yenmiştir. Mineralojik bileşim göz önüne alındığında kayaçların harzburjitlerin serpantinleşmesi sonucu meydana geldiği düşünülmektedir.

Arnavundere batısında ve Nusretiye Köyü'nün kuzeydoğu kesimlerinde serpantinitler üzerinde büyük kireçtaşı ve mermer bloklarına rastlanılmaktadır (Şekil 5.3). Çetmi melanjına ait kayaçlar inceleme alanı içinde sahanın güneydoğusunda KD-GB doğrultulu ekaylanmalar veya tektonik krip şeklindeki bindirmelerle Çamlıca metamorfitlerini tektonik olarak üzerlemektedir (Şekil 5.3). Çetmi melanjının üst sınırı kesin olarak bilinmemekle birlikte Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı Balıkkaya formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Okay vd. 1990, Duru vd. 2007, Dönmez vd. 2008).

Literatürde melanjin yerleşim yaşı hakkında farklı görüşler bulunmaktadır (Dönmez vd. 2008). Okay vd. (1991) tarafından Çetmi melanjı içerisindeki blok konumlu kireçtaşlarında Erken Triyas-Geç Kretase (Turoniyen-Santoniyen) yaş aralığına karşılık gelen fosiller saptanmış ve melanjin yerleşme yaşı olarak da Geç Triyas-Paleosen önerilmiştir. Beccalotti vd. (2005) melanj içinde Erken Triyas-Albiyen yaş aralığına

gelen fosiller saptamışlardır. Ancak aynı çalışmacılar melanjı uyumsuz olarak örten geç Albiyen-Senomaniyen istifine dayanarak melanj oluşumunun Erken-Orta Albiyen'de tamamlanması gerektiğini savunmuşlardır. Duru vd. (2007) ise melanj içinde yer alan Turoniyen-Santoniyen yaşlı kireçtaşı bloklarına dayanarak, melanjın yerleşme yaşını Santoniyen-Meagrihtiyen olarak önermişlerdir.



Şekil 5.6 (a) Nusretiye köyü civarında yüzeyleyen serpantinleşmiş harzburgitler (Kç: Çetmi melanjı), (b) serpantinleşmiş harzburgitlerin yakın görünümü, (c) serpantin minerallerince çevrelenmiş bastırılmış piroksen (prk) minerali ve (d) serpantinleşmiş harzburgit içinde kemirilmiş bir kromit (kr) tanesi (c ve d: çift nikol)

5.3 Şevketiye Granitoyidi (Teg)

Çavuşköy ve Güreci civarında yaklaşık 22 km²'lik bir alanda yüzeyleyen granitoidler Çalapkulu (1970) tarafından Susamalan kuvars monzoniti, Dellaloye ve Bingöl (2000) tarafından da en yakın ve büyük yerleşim yeri esas alınarak Şevketiye granodiyoriti olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.2). Oldukça yoğun alterasyona uğramış olan granitoidin taze mostralarna ancak bazı dere içlerinde nadiren rastlanılabilmektedir. Granitoyide ait

mostralar bitki örtüsü veya tarım alanları ile örtülüdür (Şekil 5.7 a).

Çalışma kapsamında Şevketiye granitoyidi üzerinde yapılan arazi gözlemleri ve petrografik çalışmalar, granitoyidin genel olarak gri renkli, porfirik dokulu granodiyorit bileşimli kayalardan oluştuğunu göstermiştir (Şekil 5.7 b). Kayalar içerisinde diyoritik mafik anklavlara rastlanmaktadır (Şekil 5.7 c, d). Holokristalin taneli dokuya sahip olan kayaç örnekleri, ana mineral olarak kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, biyotit, tali mineral olarak da titanit ve zirkon içermektedir. İkincil mineral olarak ise yer yer kalsit ve klorit bulunmaktadır. Kuvarlar özşekilsiz, orta-iri tanelidir. Plajiyoklazlar ise genellikle iri taneli fenokristaller halinde görülmektedir (Şekil 5.7 e). Genelde tipik polisentetik ikizlenmeler izlenirken, bazılarında ise zonlanma gözlenmektedir. Plajiyoklazların, Michel-Levy yöntemi ile ölçülen sönme açılarına göre oligoklaz-andezin bileşiminde oldukları tespit edilmiştir. Ayrıca bazı plajiyoklazlarda küçük plajiyoklaz kapanımları görülmektedir (Şekil 5.7 e). Ortoklazlar orta-iri taneli, özşekilsiz ve yarı özşekillidir (Şekil 5.7 f). Bazılarında antirapakivi dokusu gözlenmekte olup plajiyoklaz, amfibol ve biyotit kapanımları içermektedir (Şekil 5.7 f). Hornblendler özşekilli ve yarı özşekilli (Şekil 5.7 g), kahverengi-yeşil renkli ve orta diziye ait girişim renklerine sahiptir. Kafa kesitlerinde çift yönlü dilinimleri belirgindir. Hornblendlerin bazıları opak mineral kapanımları içermektedir. Bazen hornblendlerden itibaren biyotite dönüşümler gözlenmektedir. Biyotitler, özşekilsiz-yarı özşekilli (Şekil 5.7 g) ve kahverengi renklidir ve bazıları kenar zonlarından itibaren kloritlere dönüşmüştür.

Şevketiye granitoyidi Çamlıca metamorfizmasını kesmekte ve Bakırlık Tepe’de kontak metamorfizma izlerine tam olarak rastlanılmaktadır (Şekil 5.2). Kontak metamorfizma etkileri, her iki kayaç dokanağı boyunca granatlarla birlikte kalsit, klorit ve hematit damarlarının artışı ile belirginleşmektedir (Çalapkulu, 1970). Ayrıca küçük bir mostrada granitoyidin kalkışistlerle olan dokanağında diyopsit ve granat mineralleri ile temsil olan bir “hornfels zonu” ndan bahsedilmektedir (Çalapkulu, 1970). Ancak bu zonlar yapılan arazi çalışmaları sırasında tespit edilememiştir.



Şekil 5.7 (a) Güreci civarında altere ve arenalaşmış Şevketiye granitoidine ait mostra (Tes: Şevketiye granitoidi), (b) altere porfirik dokulu granodiyorit, (c) taze granodiyorit, (d) granodiyorit içinde diyoritik anklav, (e) poikilitik dokulu plajiyoklaz (pl), (f) ortoklaz (ort) minerali içerisinde hornblend (hr), plajiyoklaz ve biyotit (bi) kapanımları ve (g) özşekilli hornblend ve kloritleşmiş biyotit mineralleri (ku: kuvars) (e, f ve g: çift nikol)

Delaloye ve Bingöl (2000), granitoyitden derledikleri muskovitler üzerinde, K/Ar yöntemi ile 71 my'lık yaş elde etmişlerdir. Ancak aynı çalışmacılar, granitoyidin kuzeyinde bulunan Kapıdağ granitoidine ait hornblend ve biyotitlerden yine K/Ar yöntemi ile 42-36 my'lık, Karabiga granitoidine ait biyotitlerden ise 45 my'lık yaşlar belirlemişlerdir. Beccaletto vd. (2007) Karabiga granitoyidi üzerinde ksenotim minerali

üzerinde U/Pb yöntemi ile 52 my'lık radyometrik yaş bulgusuna ulaşmıştır (Çizelge 5.1). Beccalotto vd. (2007), Dellaloye ve Bingöl (2000)'ün Karabiga granitoyidi için bulmuş oldukları 45 my'lık yaşı, granitoyidin soğuma yaşı, kendi buldukları 52 my'lık yaşı ise granitoyidin kristallenme, yani gerçek intrüzyon yaşı olarak yorumlamışlardır. Sonuç olarak Şevketiye granitoyidi için doğrudan radyometrik bir yaş verisi bulunmamakla birlikte granitoyidin hemen kuzeyinde bulunan Karabiga ve Kapıdağ granitoyidleri için belirlenen Eosen yaşı daha geçerli gözükmektedir.

Çizelge 5.1 Şevketiye, Kapıdağ ve Karabiga granitoyidlerine ait radyometrik yaş verileri

Granitoyid	Mineral	Metod	Yaş (My)	Referans
Şevketiye	Muskovit	K/Ar	71,9±1,8	Delaloye ve Bingöl (2000)
Kapıdağ (Kuzey kesim)	Biyotit	K/Ar	39,9±0,8	Delaloye ve Bingöl (2000)
	Hornblend		42,2±1,0	
	Biyotit		38,3±0,8	
Kapıdağ (Güney kesim)	Biyotit	K/Ar	38,2±0,8	Delaloye ve Bingöl (2000)
	Biyotit		36,1±0,8	
Karabiga	Biyotit	K/Ar	45,3±0,9	Delaloye ve Bingöl (2000)
	Ksenotim	U/Pb	52,7±1,9	Beccalotti vd. (2007)

5.4 Beyçayır Volkanitleri (Teb)

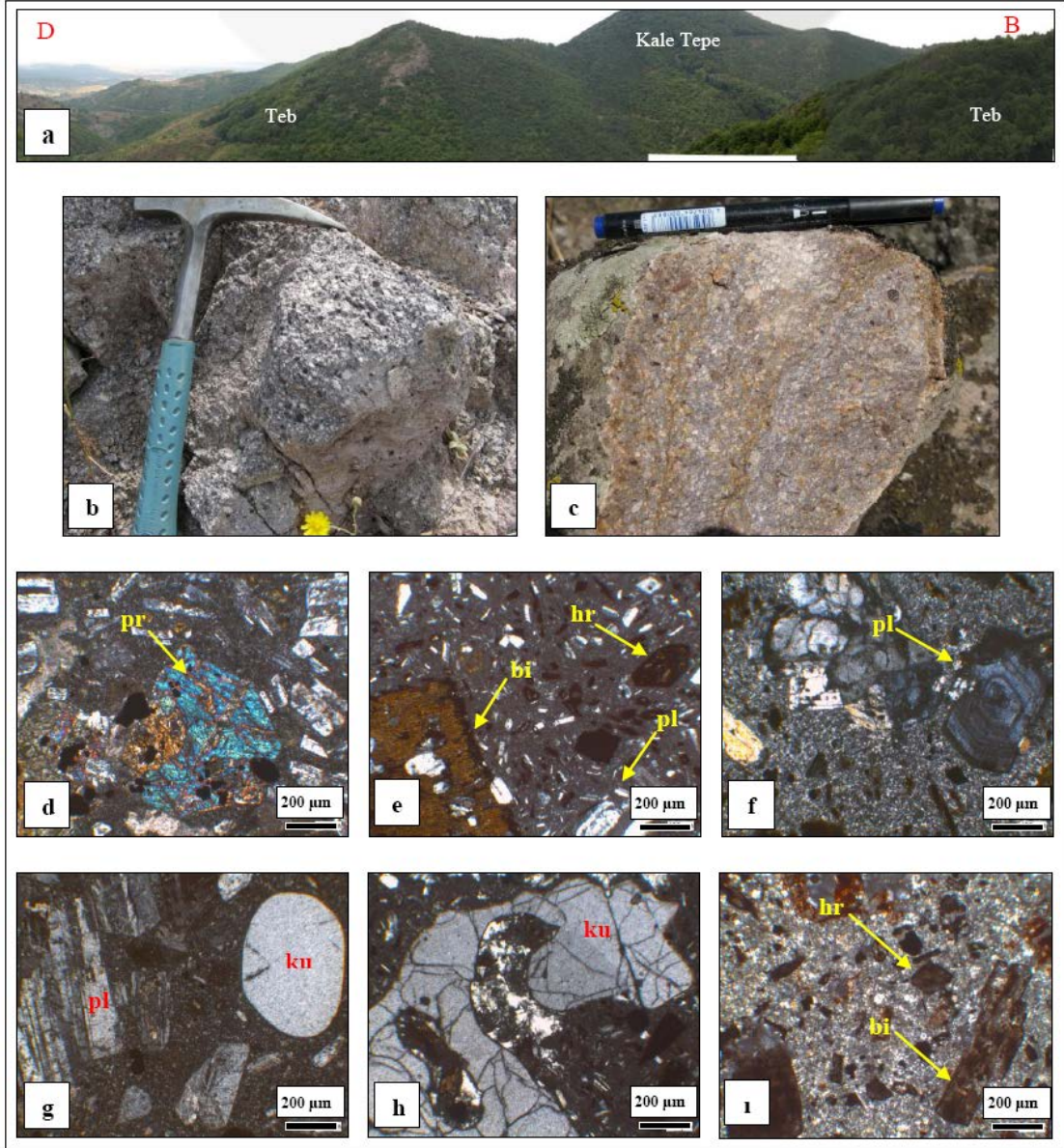
Çalışma alanında Beyçayır ve Beypınarı arasında Kaletepe civarında yüzeyleyen (Şekil 5.3 ve 5.8 a) ve başlıca andezitik ve dasitik lav ve piroklastiklerden oluşan Beyçayır volkanitleri (Dönmez vd. 2005) Siyako vd. (1989) tarafından Akçaalan volkanitlerine, Ercan vd. (1995) tarafından ise Balıklıçeşme formasyonunun bir kısmına dahil edilmiştir. Birim Çalapkulu (1970), Siyako vd. (1989) ve Dönmez vd. (2005) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Birimin çalışma alanımız dışında yer alan Adatepe ve Taştepe civarlarında geniş mostralar verdiği belirtilmektedir (Dönmez vd. 2005 ve 2008).

Çalışma alanı içerisinde Çataltepe köyünden Beyçayır'a doğru derlenen örneklerde porfirik dokulu ojit andezit, dasitik andezit ve dasit türü kayalar tespit edilmiştir (Şekil 5.8 b, c). Ojit andezitler (Şekil 5.8 d, e, f) genellikle holokristalin porfirik dokuda olup plajiyoklaz, piroksen (Şekil 5.8 d), opaklaşmış amfibol ve biyotit (Şekil 5.8 e) minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklazlar özşekilli-yarı özşekilli olup zonlanma göstermektedir (Şekil 5.8 f). Plajiyoklazlar, piroksenlerin etrafını sarmış şekilde izlenmektedir. Piroksenler mavi, yeşil ve kahve renkli ikinci diziye ait girişim renklerine sahiptir (Şekil 5.8 d). Mafik mineraller belirgin şekilde opaklaşmıştır. Hamur hornblend, plajiyoklaz mikrolitlerinden ve volkan camından oluşmaktadır (Şekil 5.8 e, f). Kayalarda kuvars miktarının artması ile dasitik andezit ve dasit türü (Şekil 5.8 g, h, ı) kayalara geçilmektedir. Bu tür kayalarda piroksen minerali gözlenmemektedir. Dasitler, holokristalin porfirik dokuda olup başlıca plajiyoklaz, opaklaşmış amfibol, biyotit ve kuvars içermektedir. Plajiyoklaz, amfibol ve biyotitler genellikle özşekilli ve yarı özşekillidir. Plajiyoklazlar polisentetik izlenmeye sahiptir ve yer yer zonlanma görülmektedir (Şekil 5.8 g). Kuvarlar, kenarları yenmiş şekilde yuvarlağımsı taneler halinde izlenmekte ve yer yer de körfez dokusu sergilemektedir (Şekil 5.8 g, h). Amfiboller kenar zonları ve dilinimleri boyunca kısmen veya tamamen opaklaşmıştır (Şekil 5.8 ı). İnce kesitlerde özşekilli ve/veya yarı özşekilli psödomorfları sayesinde tanınabilmektedirler. Biyotitler özşekilli ve yarı özşekilli olup tek yönde dilinim içermektedir. Kenar zonları ve dilinim yüzeyleri boyunca amfiboller gibi opaklaşmışlardır (Şekil 5.8 ı). Hamur kendi içinde eş boyutlu olup az miktarda plajiyoklaz mikrolitleri, kuvars ve bazen de volkan camından meydana gelmiştir.

Tüm kayaç örneklerinde plajiyoklaz türü minerallerde az ya da çok killeşme gözlenmektedir. Yatak civarına yakın yerlerden derlenen Beyçayır volkanitlerine ait kayaç örneklerinde yoğun bir karbonatlaşma dikkati çekmektedir (Şekil 5.8 ı). Bazı dasit örneklerinde epidotlaşma ve opak mineral saçınımları gözlenmektedir.

Birim, Beyçayır yolu üzerinde Çamlıca metamorfiteğini belirgin bir şekilde kesmektedir (Şekil 5.5 a). Sahanın güneyinde Beyçayır volkanitleri üzerine uyumsuz olarak Soğucak formasyonuna eş değer Geç Eosen yaşlı resifal kireçtaşları gelirken, Kazmalı köyü doğusunda ise Ceylan formasyonu uyumsuz olarak örtmektedir. Birim

ayrıca Fıçitepe ve Şahinli formasyonları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Dönmez vd. 2005 ve 2008) (Şekil 5.2).



Şekil 5.8 (a) Kaletepe civarında yüzeyleyen Beyçayır volkanitleri, (b) biyotit fenokristalleri içeren porfirik dokulu dasitik andezit, (c) kısmen altere porfirik dasit, (d) plajiyoklazlar tarafından çevrelenmiş ojit (pr) ve opak mineral saçınımları, (e) opaklaşmış hornblend (hr) ve plajiyoklaz (pl) mikrolitlerden oluşmuş hamur matrisi içerisinde kenar zonları boyunca opaklaşmış biyotit (bi), (f) plajiyoklaz mineralinde zonlu doku ve opaklaşmış mafik mineraller, (g) kenar zonları boyunca kemirilmiş kuvars (ku), (g) kuvars mineralinde körfez dokusu ve (i) mafik minerallerde (bi ve hr) opaklaşmanın yanı sıra karbonatlaşma ve hamurda killeşme (d, e, f, g, h ve i: çift nikol)

Beyçayır volkanitlerinin yaşı üzerine literatürde farklı görüşler bulunmaktadır. Çalapkulu (1970) tarafından Paleosen-Eosen'e dahil edilirken, Ercan vd. (1995) Balıkçeşme yakınlarında bu volkanitlerin karşılığı olabileceği düşünülen lavlardan K/Ar (tüm kayaç) yöntemi ile $37,3 \pm 0,9$ my'lık yaş elde etmiştir. Dönmez vd. (2005) ise stratigrafik olarak hemen bu volkanitlerin altında yer alan Edincik volkanitleri üzerinde K/Ar (tüm kayaç) yöntemi ile $42,3 \pm 1.7$ my'lık yaş elde etmiştir. Radyometrik yaş verileri ile birlikte stratigrafik ilişkiler göz önüne alındığında Beyçayır volkanitleri için Eosen yaşı uygun görülmektedir.

5.5 Fıçitepe Formasyonu (Tef)

Gelibolu Yarımadası'nda Sfondri (1961) tarafından Karaağaç formasyonu olarak tanımlanan birimin üst seviyelerinde yer alan ve Saner (1985) tarafından Karaburun üyesi olarak ayrılan delta düzlüğü ve akarsu çökelleri ile karakterize olunan birim, Dönmez vd. (2008) tarafından Fıçitepe formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Fıçitepe formasyonuna ait kayaçlar, çalışma alanının dışında (kuzeyinde) Lapseki'nin doğusunda Şevketiye civarında gözlenmektedir (Şekil 5.2).

Fıçitepe formasyonu, başlıca çamurtaşı, kumtaşı, ve çakıltaşlarından oluşmaktadır. Gilbert tipi delta, ağız barı tipi delta ve kıyı yüzü çökellerinden oluşan formasyon akarsu girdilerinin olduğu kıyı ortamını karakterize eden bir çökeltme ortamını yansıttığı ortaya konmuştur (Dönmez vd. 2008).

Bu formasyonun tabanına Beyçayır volkanitleri gelmektedir. Dönmez vd. (2005) birim içindeki fosil topluluğuna göre Fıçitepe formasyonunun Orta Eosen (Bartoniye) yaşında olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir.

5.6 Şahinli Formasyonu (Teşa)

Başlıca bazalt, bazaltik-andezitik lav, piroklastik ve yer yer de volkanoklastiklerden oluşan ve çalışma alanında Beyçayır köyü güney ve batısında (Şekil 5.2) ve Lapseki doğusunda geniş alanlarda yayılım sunan birim, Şahinli köyü civarında sunmuş olduğu

tip lokaliteye dayanarak Şahinli formasyonu olarak adlandırmıştır (Dönmez vd. 2005). Birim Siyako vd. (1989)'ne göre Akçaalan volkanitlerinin, Ercan vd. (1995)'ne göre ise Balıklıgöl volkanitlerinin bir bölümü ile eşdeğerdir.

Şahinli formasyonu'nun bölgede hakim olan olası gerilmeli bir rejim altında Beyçayır volkanitlerini takiben bölgedeki denizel koşulların egemen olmaya başladığı sırada etkili olan volkanizmayla oluştuğu, bazaltik ürünlerle birlikte volkanoklastik kayalar çökeldiği belirtilmektedir (Dönmez vd. 2005 ve 2008).

Bu birimin üzerine, Orta-Geç Eosen yaşlı resifal kireçtaşları ile karakterize olunan Soğucak formasyonu gelmektedir. Birim için stratigrafik konumu dikkate alınarak Orta Eosen yaşı önerilmiştir (Dönmez vd. 2008).

5.7 Soğucak Formasyonu (Tes)

Birime, Dönmez vd. (2008) tarafından, Sümengen ve Terlemez (1991) tarafından Trakya'da Soğucak formasyonu olarak tanımlanan birime benzer özelliklerinden dolayı aynı isim verilmiştir. Biga Yarımadası genelinde oldukça sınırlı bir alanda gözlenen Soğucak formasyonu inceleme alanında Beyçayır güneyinde ve Kazmalı köyünün kuzeybatısında yüzlek vermektedir (Şekil 5.2).

Soğucak formasyonu çoğunlukla fosilli kireçtaşları, kumlu ve çakıllı kireçtaşları, kumtaşları ve bunlarla ardalanmalı volkanoklastik çökellerden oluşmaktadır (Dönmez vd. 2008).

Fıçitepe formasyonu ve Beyçayır volkanitleri üzerinde uyumsuz olarak yer alan Soğucak Formasyonu, üzerine gelen Ceylan formasyonu ile uyumludur. Birim için içerdiği fosil topluluğuna göre Orta Eosen'in en üst düzeyi (Toker ve Erkan 1985) ve Lütesiyen (Siyako vd. 1989) yaşı önerilmektedir (Dönmez vd. 2008).

5.8 Ceylan Formasyonu (Tec)

Kiltaşı-kumtaşı ardalanması ile kırıntılı kireçtaşı, mavi-yeşil renkli tüflerden meydana gelen ve Dumanlı, Beyçayır ve Kazmalı civarında yüzeyleyen birim Siyako vd. (1989) tarafından Ceylan formasyonu olarak isimlendirilmiştir (Şekil 5.2).

Soğucak formasyonu üzerine uyumlu olan birim üzerine Trakya ve Gelibolu Yarımadası'nda Mezardere ve Osmancık formasyonları ile korele edilmektedir. Ancak bu birimler Biga Yarımadası'nda gözlenemedikleri için olasılıkla aşınmış olabilecekleri düşünülmektedir (Siyako vd. 1989). Ceylan formasyonu için içermiş olduğu fosil topluluğuna göre Geç Eosen yaşı önerilmektedir (Dönmez vd. 2008).

5.9 Erdağ Volkaniti (Teer)

Başlıca bazalt, bazaltik andezit ve piroklastiklerden meydana gelen ve inceleme alanının hemen güneyinde Kazmalı ve kuzeyinde gözlenen volkanitler (Şekil 5.2), Dönmez vd (2005) tarafından Erdağ volkaniti olarak adlandırılan volkanitlere dahil edilmiştir. Bu volkanitler, Ercan vd. (1995) tarafından tanımlanan Oligosen volkanitlerine ve Siyako vd. (1989) tarafından tanımlanan Doyran volkanitlerinin bir bölümüne karşılık gelmektedir.

Volkanitlerin yaşı konusunda literatürde farklı görüşler bulunmaktadır. Erdağ volkanitleri için Ercan vd. (1995) tarafından Oligosen, Bingöl vd. (1973) tarafından Pliyo-Kuvaterner, Dönmez vd. (2008) tarafından ise Geç Eosen yaşı önerilmektedir.

5.10 Atikhisar Volkaniti (Toa)

Çanakkale ili doğusunda Atikhisar Barajı ve Kayadere Barajı civarında (Dönmez vd. 2005), inceleme alanında ise Güreci'nin kuzey ve doğusu ile Doğandere'nin kuzeyinde yayılım gösteren volkanik ve piroklastik kayalar (Şekil 5.2), Dönmez vd. (2005) tarafından Atikhisar volkaniti olarak adlandırılmıştır. Birim Ercan vd. (1995) tarafından Oligosen volkanitlerinin, Siyako vd. (1989) tarafından Doyran volkanitlerinin bir

bölümüne karşılık gelmektedir.

Atikhisar volkanitleri gri, pembe, beyaz renkli akma yapılı asidik lav, kül-blok akıntıları, tuf ve ignimbiritlerden oluşmaktadır (Dönmez vd. 2005). Birim Belenköy (Çanakkale) civarında Şahinli formasyonunu uyumsuz olarak üzerlerken, aynı bölgede Çanakkale formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Dönmez vd. 2008). Kayadere civarında Dönmez vd. (2005) bir örnek üzerinde K/Ar radyometrik yöntemi (tüm kayaç) ile yaklaşık 32 my'lık yaş elde etmişlerdir. Dolayısıyla Atikhisar volkanitlerini meydana getiren volkanizma Erken Oligosen sırasında etkili olduğu belirtilmektedir (Dönmez vd. 2008).

5.11 Bayramiç Formasyonu (Tplb)

Başlıca kırıntılı kayalardan oluşan ve inceleme alanının doğusunun dışında Doğandere civarında (Şekil 5.2) gözlenen birim Siyako vd (1989) tarafından en iyi Bayramiç Çayı'nda gözlenmesi nedeni ile Bayramiç formasyonu olarak adlandırılmıştır. Siyako vd. (1989)'ne göre Bayramiç formasyonu kızıl kahve renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları ile temsil edilen akarsu çökellerinden oluşmaktadır. Pliyosen yaşlı Bayramiç formasyonu Biga ve Gelibolu yarımadalarında kendinden önce gelen tüm birimler üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Dönmez vd. 2008).

5.12 Kuvaterner (Qal)

Çalışma alanı içerisindeki en genç birim olan alüvyonlar, Nusretiye'nin doğusundaki vadi içlerinde yüzeylemektedir (Şekil 5.3).

6. BİGA YARIMADASI Pb-Zn±Cu±Ag CEVHERLEŞMELERİ

Biga Yarımadası'nda granitoid sokulumlarının yakın çevresinde yer alan metamorfik temel kayaçların ve Tersiyer yaşlı volkanitlerin Pb-Zn±Cu±Ag türü cevherleşmelere yankayaçlık yaptığı ve bölgede çok sayıda bu tür cevher yatak ve zuhurunun varlığı uzun yıllardan beri bilinmektedir (Ovalıoğlu 1973, Çağatay 1980, Wagner vd. 1985). Bu yataklar ile ilgili olarak bölgesel ölçekte çalışan bazı araştırmacılar tarafından çeşitli kökensele sınıflamalar önerilmiştir (Ovalıoğlu, 1973, Çağatay 1980, Anıl 1984, Yıldız vd. 2008).

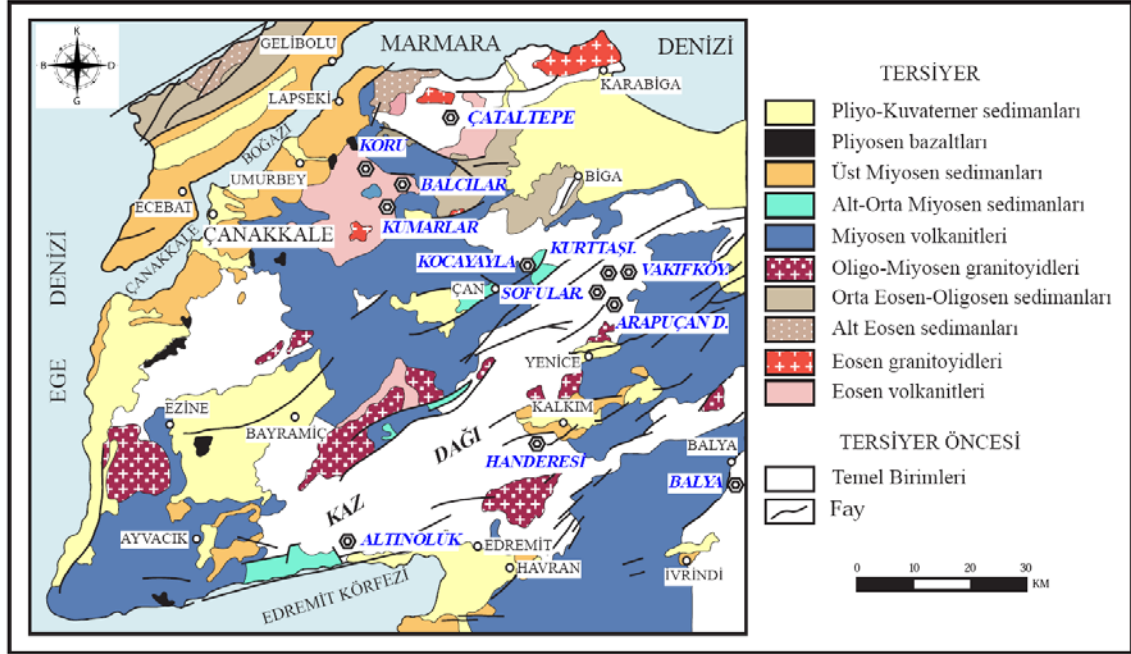
Bu çalışmada bazı önemli Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmeleri, önceki çalışmalar ve yapılmış sınıflamalar ışığında, cevherleşmelerin yan kayaçlarının litolojik özellikleri ve cevherleşmelerin yapısal konumları dikkate alınarak iki ayrı gruba ayrılmış ve yeniden incelenmiştir.

6.1 Metamorfitlelerin Karbonatlı Seviyeleri ile İlişkili Ornatma Tipi Cevherleşmeler

Çok genel olarak Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı granitoidlerin yakın çevresinde bulunan ve mercekler halinde mermer ara seviyeleri içeren şist, metakumtaşı, kuvarsit, metadiyabaz vb. litolojilerin birlikte bulunduğu yeşilşist fasiyesi ve daha düşük derecede metamorfizma geçirmiş metamorfik temel kayaçları içerisinde gelişmiş Pb-Zn±Cu±Ag yatak ve zuhurlarıdır. Bunlardan bazı önemli olanlarına Handeresi ve ona yakın Bağırkaç, Karaydın ayrıca Balya ve Çataltepe örnek olarak verilebilir (Şekil 6.1), (Çizelge 6.1).

Handeresi ve Bağırkaç yatakları, genellikle kalkşist-mermer-grafitşist dokanakları boyunca ve esas olarak mermerler içinde gelişmiş ornatma türü bir yatağa benzerlik göstermektedir. Handeresi cevherleşmeleri içinde ayrıca Handeresi akarsuyuna paralel olarak gelişmiş fay zonunda damar şeklinde ikincil önemi olan bir cevher zonu da gözlenmektedir (Akıska 2010). Yataklarda başlıca cevher minerallerini galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit oluştururken az miktarda manyetit, pirotin, hematit ve arsenopirit mineralleri de izlenmektedir. Gang minerali olarak granat (andradit-grossular), piroksen

(johansenit, hedenberjit ve diyopsit), kuvars, kalsit, epidot ve klorit bulunmaktadır (Akıska vd. 2010, Demirela vd. 2010).



Şekil 6.1 Biga Yarımadası'ndaki bazı önemli Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmelerinin yaklaşık konumları (Handeresi ve Bağırkaç cevherleşmeleri birlikte gösterilmiştir), (Jeoloji haritası Beşir 2003 ve Okay 1990'dan yeniden düzenlenmiştir)

Karaydın cevherleşmeleri, Handeresi cevherleşmelerine daha yakın bir konumda bulunmakla birlikte, benzer tarzda mermerlerin metakumtaşı ve grafitistlerle olan dokanakları boyunca, mermerler içinde ornatmalar şeklinde gelişmiştir. Cevher ve gang minerali bakımından Handeresi cevherleşmelerinden farklı olarak oldukça bol miktarlarda pirotin içermektedir.

Çataltepe yatağı, mercekler şeklinde mermer seviyeleri içeren metakumtaşı ve kuvarsitler içinde, mermer-metakumtaşı/kuvarsit dokanakları boyunca ve esas olarak mermerler içinde gelişmiştir. Yatağın cevher ve gang mineral parajenezleri Handeresi ve Bağırkaç yatakları ile bazı küçük farklılıklar dışında neredeyse aynıdır (Akıska vd. 2010, Demirela vd. 2010)

Çizelge 6.1 Metamorfitlerin karbonatlı seviyeleri ile ilişkili ornatma tipi cevherleşmelere örnekler

Yatak	Yankayaç	Metamorfizma Derecesi	Cevherleşme Tarzı	Cevher mineralleri	Gang mineralleri	Kaynak
Handeresi	Metakumtaşı-mermer-grafitşist	Yeşilşist fasiyesi	Dokanaklar boyunca ve mermerler içinde ornatmalar ile yer yer kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp, pr, mt, hm, ma, ap	gr,prk (di-hd-di, ep, ku, ka, kl)	Akıska vd 2010, Demirela vd. 2010
Bağırkaç	Metakumtaşı-mermer-grafitşist	Yeşilşist fasiyesi	Dokanaklar boyunca ve mermerler içinde ornatmalar ile kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp, pr, mt, hm, ma, ap	gr, prk (di-hdb-jh), ep, ku, ka, kl	Akıska vd 2010, Demirela vd. 2010
Karaaydın	Metakumtaşı-mermer-grafitşist	Yeşilşist fasiyesi	Dokanaklar boyunca ve mermerler içinde ornatmalar ile kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp, pr, pt, mt, hm, ma, ap	gr, prk (di-hdb-jh), tr, ep, ku, ka	Tufan 1993
Çataltepe	Metakumtaşı/kuvarsit-mermer	Yeşilşist fasiyesi ve daha düşük metamorfizma koşulları	Dokanaklar boyunca ve mermerler içinde ornatmalar ile kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp,pr, mt, hm, ma, ap	gr, prk (di), ep, ku, ka, kl	Akıska vd. 2010 Demirela vd. 2010
Balya	Metakumtaşı-metakongloma-mermer-dasit	Yeşilşist fasiyesi	Dokanaklar boyunca ve mermerler içinde ornatmalar ile kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp, pr, rea, orp	gr, prk, ep, ku, ka, vo, kl	Wagner vd. 1985 ve Sercan Bozan ile sözlü görüşme
Altınoluk	Amfibol gnays -mermer	Amfibolit fasiyesi	Dokanaklar boyunca ve mermerler içinde yan kayaçla uyumlu ve/veya ornatmalar ile kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp,pr, pt, hm	ku, ka	İlbars vd. 2010

ga: galenit, **sf:** sfalerit, **kp:** kalkopirit, **pr:** pirit, **pt:** pirotin, **ap:** arsenopirit, **hm:** hematit, **biz:** bizmutin, **bo:** bornit, **lm:** limonit, **fah:** fahlerz, **ena:** enarjit, **luz:** luzonit, **mal:** malakit, **azu:** azurit, **kaz:** kalkozin, **kov:** kovellin, **ma:** markazit, **rea:** realgar, **orp:** orpiment, **gr:** granat, **prk:** proksen, **di:** diyopsit, **hdb:** hedenberjit, **jh:** johansenit, **tr:** tremolit, **ep:** epidot, **ku:** kuvars, **ka:** kalsit, **kl:** klorit, **ba:** barit, **kao:** kaolinit, **alu:** alunit, **jar:** jarosit, **srs:** serisit, **vo:** vollastanit,

Balya yatağı, bölgenin en büyük Pb-Zn cevherleşmesi olup, Tersiyer yaşlı dasitler ile mermerler ve mermerler ile metakumtaşı-metakonglomera dokanakları boyunca olmak üzere, daha çok mermerler içerisinde gelişmiştir. Ayrıca metamorfitleri kesen kırık düzlemleri boyunca cevherleşmeler de izlenmektedir. Altere dasitler içinde piritli silis damarları dışında gelişmiş herhangi bir cevherleşme zonu bulunmamaktadır. Cevher minerali olarak başlıca galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve nadiren de realgar ve orpiment görülmektedir. Gang mineralleri granat (andradit-grossular), piroksen, epidot, kuvars, kalsit ve az miktarda vollastonit ile kloritten oluşmaktadır (Ağdemir vd. 1994 ve Eczacıbaşı-ESAN Balya Pb-Zn İşletmeleri jeoloji mühendislerinden Sercan Bozan ile sözlü görüşme).

Burada litolojik olarak mermerlere bağlı olmakla birlikte Kazdağ masifinin yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş gnays-amfibolit ve mermer serileri içinde yer alan Altınoluk cevherleşmesinden de söz etmek gerekir. Bu cevherleşme mermerler içinde gelişmiştir. Ayrıca mermerleri kesen tali ikincil kırıklar içinde de cevherleşmelere rastlanmaktadır. Cevher minerali olarak galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit, pirotin, hematit, kovellin izlenirken gang minerali olarak kuvars ve kalsit gözlenir (Wagner vd. 1985, Yıldız vd. 2008, İlbars vd. 2010).

Bütün bu yatakları birbirine bağlayan ortak özellik bahsedilen cevherleşmelerin büyük ölçüde, ilişkide oldukları metamorfitlere ait karbonatlı litolojilerin (mermer) metakumtaşı, şist ve fillit gibi litolojiler ile olan dokanakları boyunca ve daha çok da karbonatlar içinde ornatmalar şeklinde gelişmiş olmasıdır. Bölgedeki bu tür Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmeleri, genellikle ilişkide olduğu/olabileceği düşünülen plüton/lardan uzak (distal) kesimlerde gelişmiştir. Ayrıca bahsedilen cevherleşmelerle birlikte yukarıda bahsedilmeyen diğer Pb-Zn±Cu±Ag yatak ve zuhurlarının yakın civarında bulunan ve kökensel açıdan ilişkide olabileceği düşünülen herhangi bir granitoid kütesinin yüzeylemiş herhangi bir kesiminde, Pb-Zn cevherleşmesi barındıran herhangi bir endo skarn zonuna (Şamlı ve Ayazmant gibi Fe-skarn tipi alterasyon tarzına sahip yataklar hariç olmak üzere; Kuşcu vd. 2011, Oyman 2010) ait bilgilere literatürde rastlanamamıştır.

Ayrıca Orta Anadolu'da tanımlanmış tipik Pb-Zn (örneğin Yozgat Akdağmadeni ve Akçakışla Pb-Zn skarnları) skarnları ile karşılaştırıldığında; bu cevherleşmelerin retrograd alterasyonlarında gözlenen granat türü minerallerin genellikle daha ince taneler ve seyrek saçınımlar halinde bulunması dikkat çekici bir özelliktir.

6.2 Metamorfitlelerin ve Volkanitlerin Kırık Düzlemleri ile İlişkili Damar Tipi Cevherleşmeler

Bu tip cevherleşmeler, ya Biga Yarımadası'nın temelinde ait diyabaz, metakumtaşı, şist vb. kayalar kesen kırık düzlemleri boyunca ya da bölgedeki Tersiyer yaşlı volkanik kayaların kırık düzlemleri boyunca damarlar şeklinde gelişmiştir. Bu tip yataklara Yenice ilçesi civarında izlenen Arapuçandere, Kurttaşı, Sofular ve Vakıfköy (Permo-Triyas yaşlı metamorfitleler içinde gelişmiş) ile bunların KB'sında yer alan Balcılar, Kumarlar, Kocayayla ve Kuru cevherleşmeleri (Tersiyer yaşlı volkanitler içinde gelişmiş) örnek olarak verilebilir (Şekil 6.1), (Çizelge 6.2).

Arapuçandere yatağının, yan kayacını metadiyabaz, metakumtaşı ve sleytler oluşturmaktadır. Cevherleşmeler yaklaşık KD-GB doğrultulu kırık düzlemleri boyunca gelişmiştir. Başlıca cevher minerallerini galenit, sfalerit, kalkopirit oluştururken az miktarda markazit, kovellin, bizmut, hematit, limonit, manganoksit, malahit gözlenmektedir. Gang mineralleri kuvars, kalsit, klorit, barit ve kaolinle temsil olunmaktadır (Örgün vd. 2005, Bozkaya 2009).

Kurttaşı ve Sofular cevherleşmeleri, metakumtaşı ve şistleri kesen KKB-GGD (Kurttaşı zuhurunda) ve K-G (Sofular zuhurunda) doğrultulu kırıklar boyunca gelişmiştir. Cevher minerali olarak galenit, sfalerit, kalkopirit ve pirit gözlenirken az miktarda manyetit, kovellin, limonit ve bornit (sadece Kurttaşı'nda) izlenmektedir. Gang minerali olarak kuvars ve kalsit gözlenmektedir (Çağatay 1980, Anıl 1984 ve Wagner vd. 1985).

Çizelge 6.2 Metamorfizma ve volkanitlerin kırık düzlemleri ile ilişkili damar tipi cevherleşmelere örnekler (kısaltmalar çizelge 4.1'deki gibidir)

Yatak	Yankayaç	Metamorfizma Derecesi	Cevherleşme Tarzı	Cevher mineralleri	Gang mineralleri	Kaynak
Arapuçan_dere	Metadiyabaz-metakumtaşı, sleyt	Yeşilşist fasiyesi ve daha düşük metamorfizma koşulları	Kırık düzlemlerinde damarlar (K50°-85°D/40°-50°D) düzlemlerinde damarlar	ga, sf, kp, pr, ma, kov, biz, hm limonit, Mn-oksit, mal, kl	ku, ka, kl, ba, kao,	Örgün vd. 2005, Bozkaya 2009
Kurttaş	Metakumtaşı-şist	Yeşilşist fasiyesi	Kırık düzlemlerinde damarlar (KKB-GGD)	ga, sf, kp, pr, hm, mt, kov, bo, lm	Ku, ka	Çağatay 1980, Anıl 1984, Wagner vd. 1985
Sofular	Metakumtaşı-şist	Yeşilşist fasiyesi	Kırık düzlemlerinde damarlar (K-G)	ga, sf, kp, pr, hm, mt, kov, lm	gr, ku, ka, prk, ep	Çağatay 1980, Anıl 1984, Wagner vd. 1985
Vakıfköy	Killişist-metakumtaşı-metasiltası-metadiyabaz	Yeşilşist fasiyesi ve daha düşük metamorfizma koşulları	Kırık düzlemlerinde damarlar (KD-GB/KB-GD)	ap, sf, pr, ga, pt, pr, ma	ku, srs, ka, kl	Kasapçı 2005
Balcılar	Bazalt-Andezit		Kırık düzlemlerinde damarlar (K80°B/ 80°KD-esas cevher ile K36°D /80° KB-tali cevher)	sf, ga, kp, pr, kov, mar, fah, ena-luz, altın	ku, ba, ka, kao, alu, ve jar	Bozkaya 2009, Özdemir 2011
Kocayayla	Bazalt		Kırık düzlemlerinde damarlar	ga, sf, pr, kp,, mal, bo, azu	???	Wagner 1995, Yıldız vd. 2008
Kumarlar	Andezit		Kırık düzlemlerinde damarlar	???	???	Yıldız vd. 2008
Koru	Piroklastik		Kırık düzlemlerinde damarlar (BKB-DGD) breşleşmiş zonlarda ağsal (stockwork)	ga, sf, pr, kp, fah,ma,kaz, kov, bo,	Ba, ku, kl, ser	Bozkaya, 2001, Yıldız vd. 2008

Vakıfköy cevherleşmesi, killişist, metakumtaşı, metasilttaşı ve diyabazları kesen KD-GB ve KB-GD yönlü kırık düzlemleri boyunca gelişmiştir. Başlıca cevher minerallerini sfalerit, galenit, kalkopirit, pirit, pirotin oluşturmakla birlikte arsonopirit ve markazit de izlenmektedir. Gang mineralleri ise kuvars, karbonat, klorit ve serisitir (Kasapçı 2005).

Balcılar cevherleşmesi, esas olarak Tersiyer yaşlı bazaltlar ile andezitleri kesen KB-GD doğrultulu kırık düzlemleri boyunca gelişmiştir. Cevher minerali olarak sfalerit, galenit ve kalkopiritlerin yanında kovellin, markazit, fahlerz, enarjit-luzonit ve altın gözlenmektedir. Gang minerali olarak ise kuvars, barit, kalsit, kaolinit, alunit ve jarosit izlenmektedir (Bozkaya 2009, Özdemir 2011).

Kumarlar cevherleşmesi Tersiyer yaşlı andezitleri kesen kırık düzlemleri boyunca gelişmişken Kocayayla cevherleşmesi Kazdağ Grubu metamorfileri ile Tersiyer yaşlı volkanitleri ayıran fay zonuna bağlı kırık düzlemleri boyunca ortaya çıkmıştır (Yıldız vd. 2008). Bu cevherleşmelerin içermiş oldukları cevher ve gang mineralleri bilgilerine ulaşılammıştır.

Ayrıca Oligosen yaşlı piroklastik kayalar içinde genel olarak BKB-DGD doğrultulu fay hatları boyunca damar tipi ve birimin üst seviyelerdeki ileri derecede breşleşmiş kesimlerde ağsal (stockwork tipi) cevherleşmeler gözlenen Kuru yatağı (Bozkaya 2001) bu sınıfa dahil edilebilir. Yatakta cevher minerali olarak başlıca galenit, sfalerit gözlenirken az miktarda pirit, kalkopirit, fahlerz, markazit, kalkozin, kovellin, bornit mineralleri gözlenmektedir. Gang minerali olarak bol miktarda barit yanında kuvars, klorit ve serisit gözlenmektedir (Bozkaya 2001, Yıldız vd. 2008).

Bu cevherleşmeleri birbirine bağlayan ortak özellik, cevherleşmelerin metamorfiter içinde görüldüğü yerlerde, metamorfiterin karbonatlı litolojilerden (mermer veya rekrystalize kireçtaşı) yoksun olması ve cevherleşmelerin esas olarak metamorfiteri kesen kırık düzlemleri boyunca damarlar şeklinde ortaya çıkmış olmasıdır. Benzer şekilde volkanitler içinde gelişmiş cevherleşmeler de kırık düzlemlerine uyumlu şekilde gözlenmektedir. Genellikle bu türden cevherleşmelerin Tersiyer magmatizmasının ve/veya volkanizmasının neden olduğu hidrotermal süreçlerle ortaya çıkmış olabileceği

düşünülmektedir (Ovalıoğlu, 1973, Wagner vd. 1985, Anıl 1984, Örgün 2005, Yıldız vd. 2008, Bozkaya 2009, Özdemir 2011).

7. MADEN JEOLJİSİ

Bu bölümde, Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağına ait cevher-yan kayaç ilişkileri başta olmak üzere; arazi, petrografi ve cevher mikroskopisi çalışmaları ile ayırt edilen alterasyonların genel özellikleri ve bu alanlarda gözlenen mineraller arası parajenetik ilişkiler ele alınacaktır.

7.1 Tarihçe

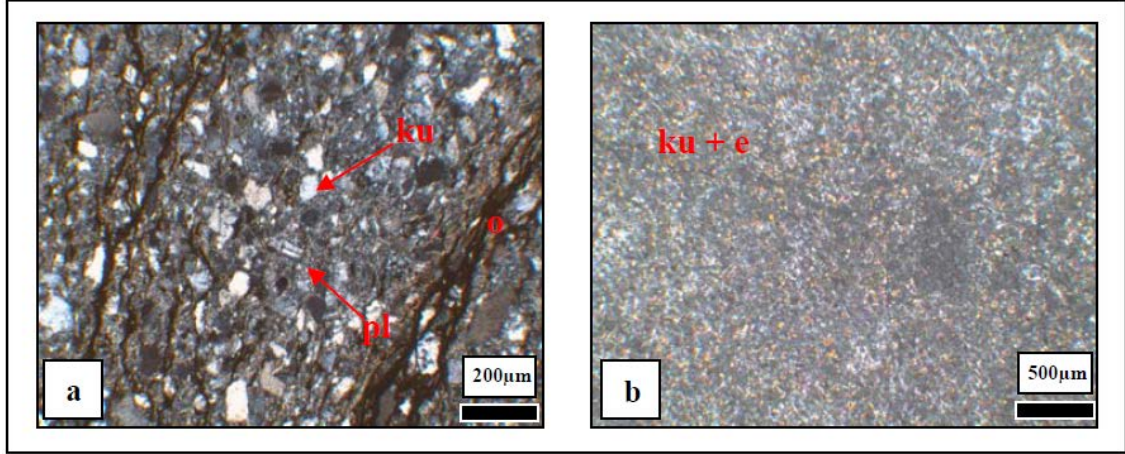
Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağı antik dönemlerde de işletilmiş bir yatak olup o döneme ait galerilerden çıkarılmış bazı madencilik aletleri, bugün Çanakkale Arkeoloji Müzesi'nde sergilenmektedir. 1990'lı yılların sonu itibari ile yatak içerisinde açılmış galerilerden halen Çanakkale Madencilik Şirketi tarafından belirli dönemlerde üretim yapılmaktadır. Ayrıca şirket tarafından ilk dönemlerde açılmış yarmalar içinde antik dönemlerden kalma curuf atıkları da bulunmuştur (Çanakkale Madencilik Şirketi'nin sorumlu Jeo. Müh. Nahide K. Yalçınkaya ile sözlü görüşme).

7.2 Yan Kayaçlar

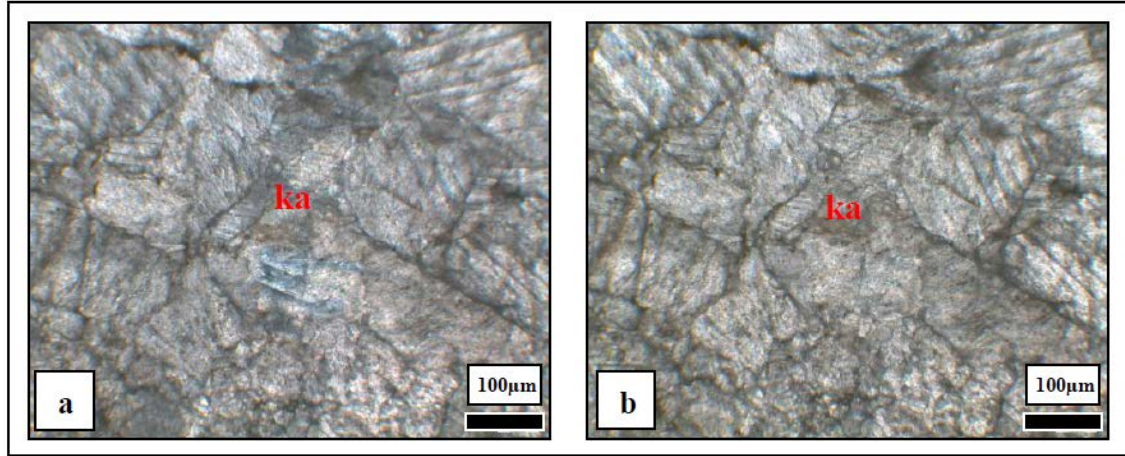
Çataltepe yatağı Çamlıca metamorfiteğine ait kuvarsit ve/veya metakumtaşı ve mermerler içinde yer alır. Cevher kütleleri özellikle metakumtaşı-mermer dokanıkları boyunca ve esas olarak da mermerler içinde ve onlara paralel olmak üzere mercerler ve/veya cepler şeklinde izlenmektedir.

Metakumtaşları, blastopsammitik dokuda olup kuvars ve feldispat minerallerinden oluşmuştur. Kuvarslar ince-orta taneli ve özşekilsiz ve yarı özşekillidir. Feldispatlar genellikle plajiyoklaz bileşiminde ve polisentetik ikizlidir (Şekil 7.1 a). Kuvarsitler ise ince taneli olup granoblastik dokuda ve neredeyse tamamen kuvarslardan oluşmuştur. Kuvarslar ince kesitlerde özşekilsiz, ince-orta taneli ve dalgalı sönmeye sahip olup belirgin bir yönlenme sergilemektedir. Kuvarslara yer yer ince taneli ikizcilik epidot mineralleri eşlik etmektedir (Şekil 7.1 b). Metakumtaşları ve kuvarsitlerde foliasyon yüzeylerine paralel çatlaklarda hematit-limonit sıvıamaları gözlenmektedir (Şekil 7.1 a).

Çamlıca metamorfitleeri içerisinde cevherleşmeler civarında iki seviye halinde 1-3 metre arasında değişen kalınlıklarda, mercekler halinde mermer seviyeleriyle temsil edilen metakarbonatlar yer almaktadır. Mermerler, esas olarak basınç ikizlenmeleri gösteren kalsit minerallerinden meydana gelmektedir (Şekil 7.2 a, b).



Şekil 7.1 Çataltepe yatağı civarında yüzeyleyen (a) metakumtaşı, (b) kuarsit (ku: kuvars, pl: plajiyoklaz, o: opak mineral, e: epidot) (a ve b: çift nikol)



Şekil 7.2 Çataltepe yatağında yüzeyleyen basınç ikizlenmeleri gösteren kalsitler içeren mermer (ka: kalsit) (a: tek nikol, b: çift nikol)

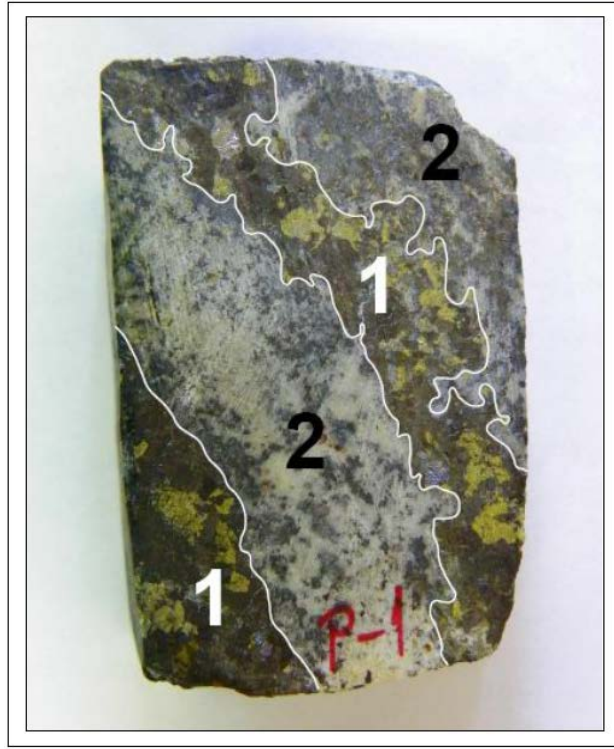
7.3 Metasomatik Süreçler ve Yankayaç Alterasyonu

Çataltepe yatağında cevherli zonlar genellikle mermerler içinde ve dokanaklarında gelişirken bu kesimlerde granat ve yer yer de piroksen minerallerini görmek olasıdır.

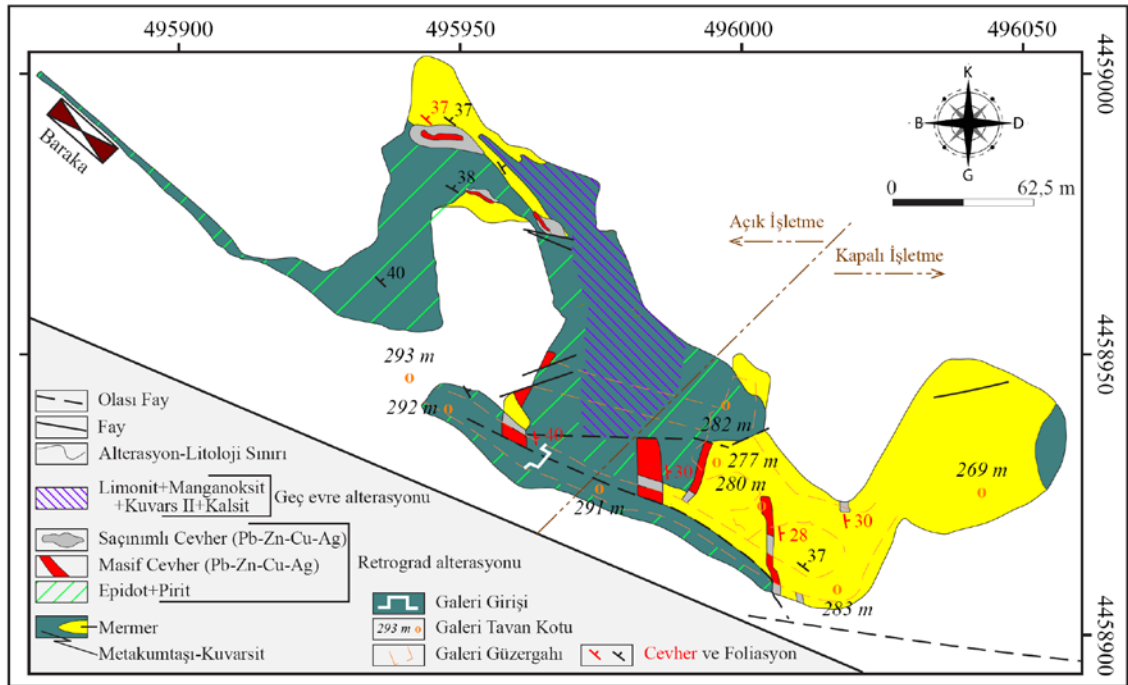
Susuz olan bu mineraller Einaudi vd. (1981) tarafından da belirtildiği gibi Erken Metasomatizma evresini temsil ederler. Granat ve piroksen minerallerini içeren kayaçlar haritalanabilir ölçekte değildir ve çok belirgin zonlar oluşturmaz. Granatlar, sıvı kapanım çalışmaları sırasında yapılan sıcaklık ölçümlerine göre orta-yüksek sıcaklık koşullarını (350°C civarını) işaret etmektedir. Granatların cevher zonları içinde ilk oluşan mineraller olduğu düşünülmektedir. Piroksenlerin de onlara eşlik etmesi nedeniyle bu iki mineral erken metasomatik süreçler ile prograd evrede oluşan mineraller olarak kabul edilmişlerdir.

Bu evreden sonra retrograd evreye özgün alterasyonlar gelişerek başta epidotlaşma ve onlarla aynı zaman-mekan ilişkisi içinde bulunan galenit, sfalerit, pirit ve kalkopirit türü cevher minerallerini oluşturmuştur. Cevherleşmeler dokusal açıdan dikkatle incelendiğinde masif dokulu ve saçınımlı dokularla belirginleşen iki ayrı alt evrenin var olduğu görülmektedir. Masif dokulu cevherleri, saçınımlı dokulara sahip cevher damarları kesmektedir (Şekil 7.3). Bu cevherleşmelere gang mineralleri olarak karbonat mineralleri, klorit ve erken evre kuvarslar (kuvars-I) eşlik etmektedir. İncekesitlerde karbonatların kalsit ve dolomit gibi ayrımları üzerinde ayrıntılı olarak çalışılmamıştır. Bu nedenle “karbonat mineralleri” genel isimlendirmesi kullanılmıştır. Bu evreye ait gang ve cevherleşmeler Çataltepe yatağı civarında ayırtlanmaya çalışılarak haritalanmıştır (Şekil 7.4, Ek-1).

Retrograd evreden sonra geç evre alterasyonlar meydana gelmiş ve limonit, manganoksit-hidroksit sıvamaları, kuvars ve karbonat damar ve/veya damarcıkları ile birlikte retrograd alterasyonların üstünde gelişmiştir. Bu evreye özgü oluşumların yüzeyde olması, üzerinde örtü bulunmaması ve önceleri açık ocak olarak açılmış olması nedenleriyle haritalanabilir ölçekte olan ve en belirgin alterasyonlardan birisidir (Şekil 7.4). Bu alterasyonları oluşturan mineral topluluklarının çok düşük sıcaklık ve hatta yüzey koşullarına işaret ettiği düşünülmektedir.



Şekil 7.3 Masif dokulu cevherleri (1) kesen saçınımlı dokuya sahip cevher damarları (2)



Şekil 7.4 Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının maden jeolojisi haritası (ayrıntılı harita için Ek-1'e bakınız) (Soyer 2008'den revize edilmiştir)

Ayrımları yapılan bu evreler ve alterasyonların özellikleri aşağıda ayrıntılı olarak verilmektedir.

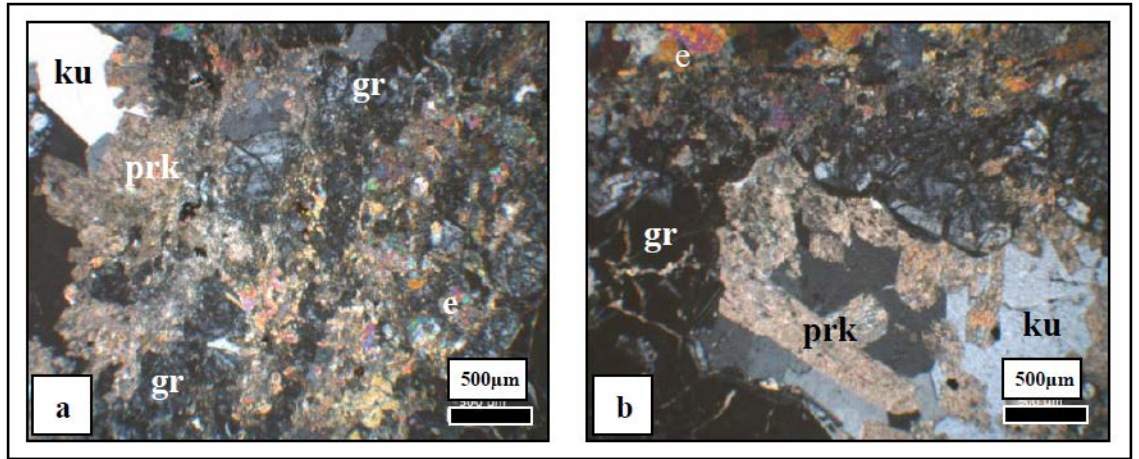
7.3.1 Prograd evre

Skarn oluşumu ya da kontak metasomatik süreçlerin ilk evresi olan prograd evre göreceli olarak yüksek sıcaklıklarda oluşan susuz kalk-silikat mineral topluluklarıyla temsil edilmektedir. Granat ve piroksen mineralleri porfiri ile demiroksit-bakır-altın (DOBA) sistemlerinin etkileriyle de oluşan kalsik alterasyonlarda da olduğu için prograd evre aynı zamanda “kalsik alterasyonlar” olarak da adlandırılmaktadır.

Sahada cevherleşmelerin yakın civarında prograd evreye ait mineraller, retrograd evrede oluşan alterasyon mineralleri tarafından hemen hemen tamamen silindiği için ancak çok kısıtlı olarak korunabilmiş olup çok küçük alanlarda kalıntılar halinde görülmektedir (Şekil 7.5 a, b). Prograd evre, mikroskop altında ince taneli kristaller halinde gözlenebilen granat ve piroksen minerallerden oluşmaktadır. Yapılan petrografik incelemelerde kalsik alterasyon minerallerinin kendi içlerinde belli bir oluşum sırasını takip ettiği, granatların göreceli olarak piroksenlerden daha önce olduğu gözlenmiştir (Şekil 7.5 a, b). Granatlar sadece cevherleşmelere yakın kesimlerde ve retrograd toplulukları içinde çok ince tanecikler halinde kahverengimsi ve pembemsi renklerde kalıntılar halinde ender olarak bulunmaktadır. Piroksenler de granatlar gibi cevherleşmelere yakın yerlerde sınırlı miktarlarda gözlenmekte olup arazi çalışmaları sırasında yeşil renklerinden dolayı benzer minerallerden kolaylıkla ayırt edilememektedir. Bu mineraller, retrograd evre alterasyonuna ait kayaçlardan derlenen örneklerin petrografik incelemeleri sonucu tespit edilmiştir.

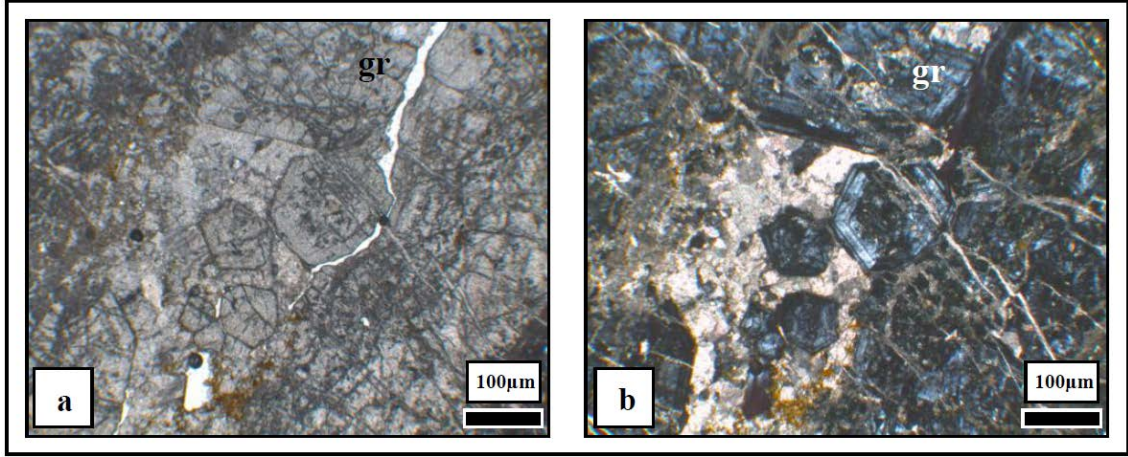
Granatlar; el örneklerinde sarımsı-kahve renklerde gözlenmekte olup oldukça ince tanelidir. Petrografik incelemelerde, granatlar kayaç içinde saçılmış tarzda özşekilli veya yarı özşekilli kristaller halinde bulunduğu gözlemlenmiştir. Genel görünümü itibarıyla zonlu bir yapı sunarlar. Zonlar, merkezden dışa doğru izotrop ve anizotrop kısımların bir araya gelmesiyle oluşan açık-koyu renkli kesimler olarak görülürler (Şekil 7.5 a, b ve 7.6). İleride sunulacak olan “Mineral Kimyası” bölümünde de

görülebileceği üzere zonlar genel olarak grossular ve andradit bileşimleri arasında değişmektedir. Ayrıca granatlarda üçgen şekilli sektörler halinde göze çarpan lamelli yapılar da gözlenmektedir (Şekil 7.6). Bazı granatların kırık ve çatlaklarında ikincil kuvars ve karbonat damar ve damarcık dolguları ile birlikte opak mineral saçınımları izlenirken (Şekil 7.6) yer yer hemen hemen tamamen karbonatlaştıkları da görülmektedir (Şekil 7.7 a).

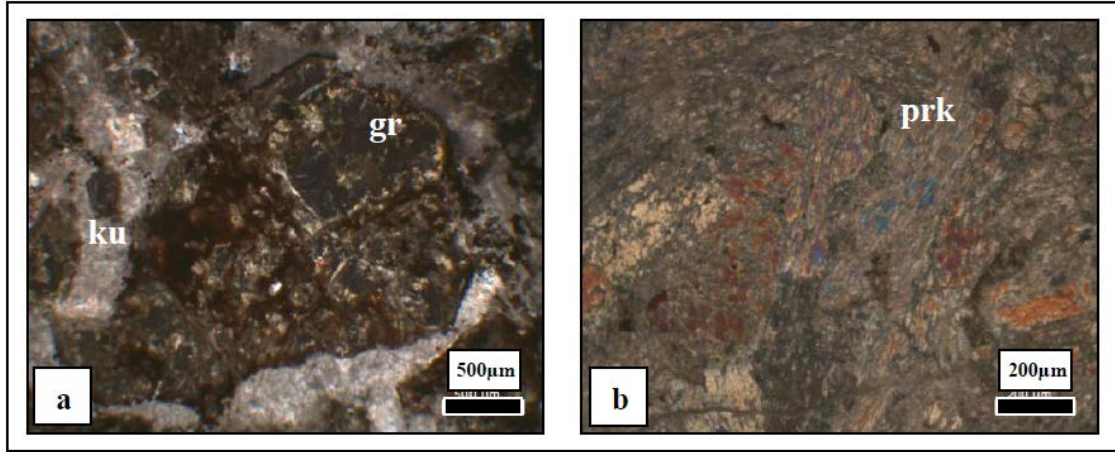


Şekil 7.5 (a) ve (b) Piroksenler (prk) ve anizotrop ve zonlu granat (gr) mineral birlikteliği, granatlardan dönüşmüş epidot (e) mineralleri ve bu minerallerin boşluklarına yerleşmiş erken evre kuvarsları (ku) (a ve b: çift nikol)

Piroksenler, ince kesitlerde yüksek röliyelemleri ve canlı girişim renkleriyle granatlara yakın yerlerde izlenmektedir (Şekil 7.5 a, b). Piroksenler, genellikle çok az olarak kloritleşmeye uğrarken, karbonatlar tarafından ileri derecede ornatılmış ve ancak kalıntılar halinde kalmışlardır (Şekil 7.5 a, b ve 7.7 b).



Şekil 7.6 Zonlanma gösteren anizotrop ve lamelli granatlar (gr) ve onları kesen ve aralarını dolduran karbonatlar (ka) (a: tek nikol, b: çift nikol)



Şekil 7.7 (a) Karbonatlaşmış granat (tek nikol) ve (b) karbonatlaşmış piroksen (prk) mineralleri (a ve b: çift nikol)

7.3.2 Retrograd alterasyonlar

Retrograd alterasyonlar, daha önce de belirtildiği gibi özellikle epidotlar ve cevher minerallerine (cevherleşmeye) eşlik eden, karbonat mineralleri, klorit, kuvars-I ve saçınımlar halinde pirit oluşumlarıyla ile temsil edilirler. Çalışma alanında haritalanabilir ölçekte bir alterasyon zonu oluşturmaktadır (Şekil 7.4). Daha çok açık işletme alanında gözlenen bu alterasyona yeraltı galerilerinde yüzlek azlığından dolayı daha az rastlanmıştır. Bu alterasyonu oluşturan minerallerin önemli bir bölümünün piritlerle birlikte gözleniyor olması, bu alterasyonun çalışmalar sırasında epidot-pirit

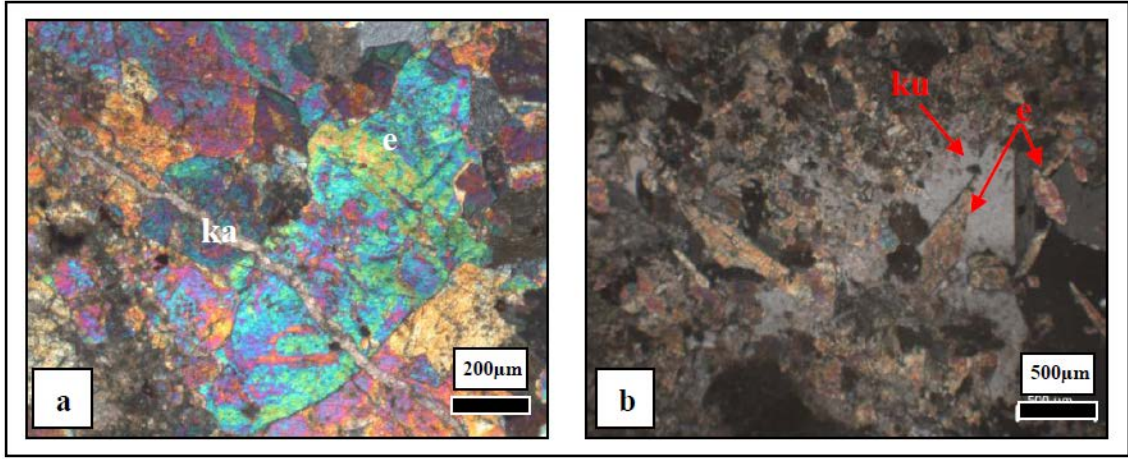
alterasyonu olarak haritalanmasıyla sonuçlanmıştır. Piritler, şirketin hali hazırda baraka (Şekil 7.4) olarak kullandığı yerlerde neredeyse tamamen kaybolmaktadır.

Kalsik alterasyon mineral topluluklarının özellikle cevher kütlelerine yakın kesimlerde karbonatlaşmalar ve epidot ile klorit gibi minerallere dönüşmüş tanecikler olarak bulunması, retrograd olayların yeni ve farklı kalk-silikat minerallerinin oluşumuna neden olduğunu göstermektedir. Retrograd alterasyon sırasında cevherleşme süreçleri de gelişmiştir. Yine bu kesimlerde saçınımlar halinde bulunan piritlerin, cevherleşmelerden uzaklaştıkça miktar olarak giderek azalması, bu süreçlerle sülfid cevherleşmesi arasındaki zamansal ilişkileri gösteren diğer bir gözlemdir.

Prograd evrenin granat ve piroksenleri retrograd alterasyonlar sırasında tamamen karbonatlaşarak pseudomorflar haline dönmüşlerdir (Şekil 7.7 a, b).

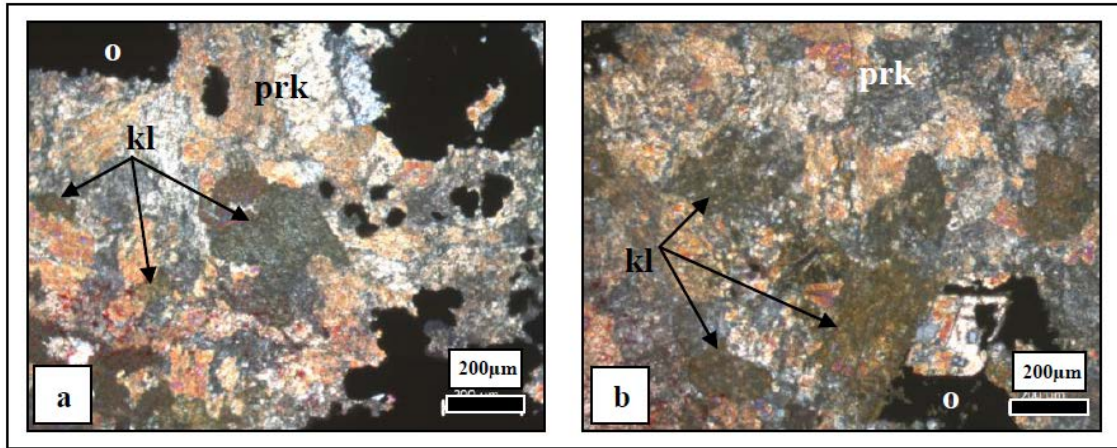
Retrograd alterasyonlarda tespit edilmiş olan mineral topluluklarının el örneklerindeki görünüşleri ve petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

Epidotlar; el örneklerinde tipik fıstık yeşili renkleriyle tanınmaktadır. İnce kesitlerde ise özşekilsiz, yarı özşekilli ve özşekilli kristaller olarak gözlenmektedir. Genellikle sarı-yeşil-pembe renkli canlı tonlarda yüksek diziye ait girişim renkleri gösterirlerken bazı epidotlar yer yer mürekkep mavisi girişim renklerine de sahiptir. Bu da hem pistazit hem de yer yer zoizit-klinozoit türü epidotların oluştuğunu göstermektedir. Retrograd alterasyonu temsil eden kayaçlardan derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik incelemeler, bu kayaçların yaklaşık % 35 ile 70 arasında epidot minerallerinden meydana geldiğini göstermiştir. Bir kısım epidotların granatları ornattığı da görülmüştür (Şekil 7.5 a, b). Bu durum özellikle cevherleşmelere yakın alanlarda gözlenmektedir. Epidotlar genellikle erken evre kuvarsları (kuvars-I) ile birlikte bulunmakta (Şekil 7.5 a,b ve 7.8 a) ve geç evre kuvarslar (kuvars-II) ile karbonat mineralleri (olasılıkla kalsit) tarafından da kesilmektedir (Şekil 7.8 a, b).



Şekil 7.8 (a) Geç evre kalsitleri tarafından kesilen özşekilsiz epidot (e) mineralleri, (b) erken evre kuvarsları (ku) ile birlikte bulunan özşekilli epidot (e) mineralleri (a ve b: çift nikol)

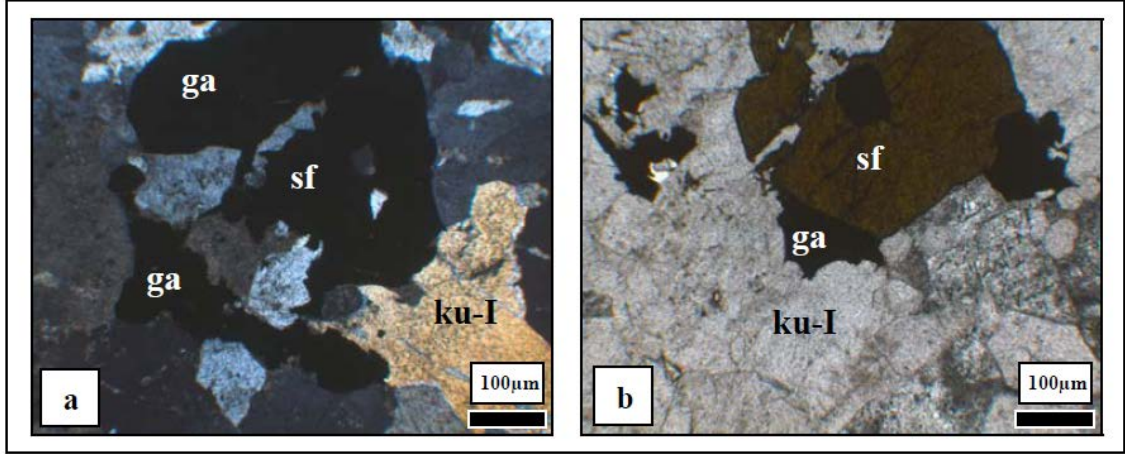
Klorit; az miktarda gözlenmekte olup yeşilimsi grişim renkleri ve özşekilsiz kristalleri sayesinde tanınabilmektedir. Yatak içerisinde çok az miktarlarda bulunmakta olup genellikle piroksenlerin alterasyonu sonucu ortaya çıkmaktadır (Şekil 7.9 a ve b). Bazen de granatların boşluklarında gözlenmektedir.



Şekil 7.9 (a) ve (b) Piroksen (prk) minerallerindeki kloritleşmeler (kl) (o: opak mineral) (a ve b: çift nikol)

Karbonat mineralleri; retrograd evre alterasyon zonunu temsil eden incekesitlerde ya boşluklarda dolgular şeklinde ya da piroksen ve granatların karbonatlaşmaları şeklinde gözlenmektedir.

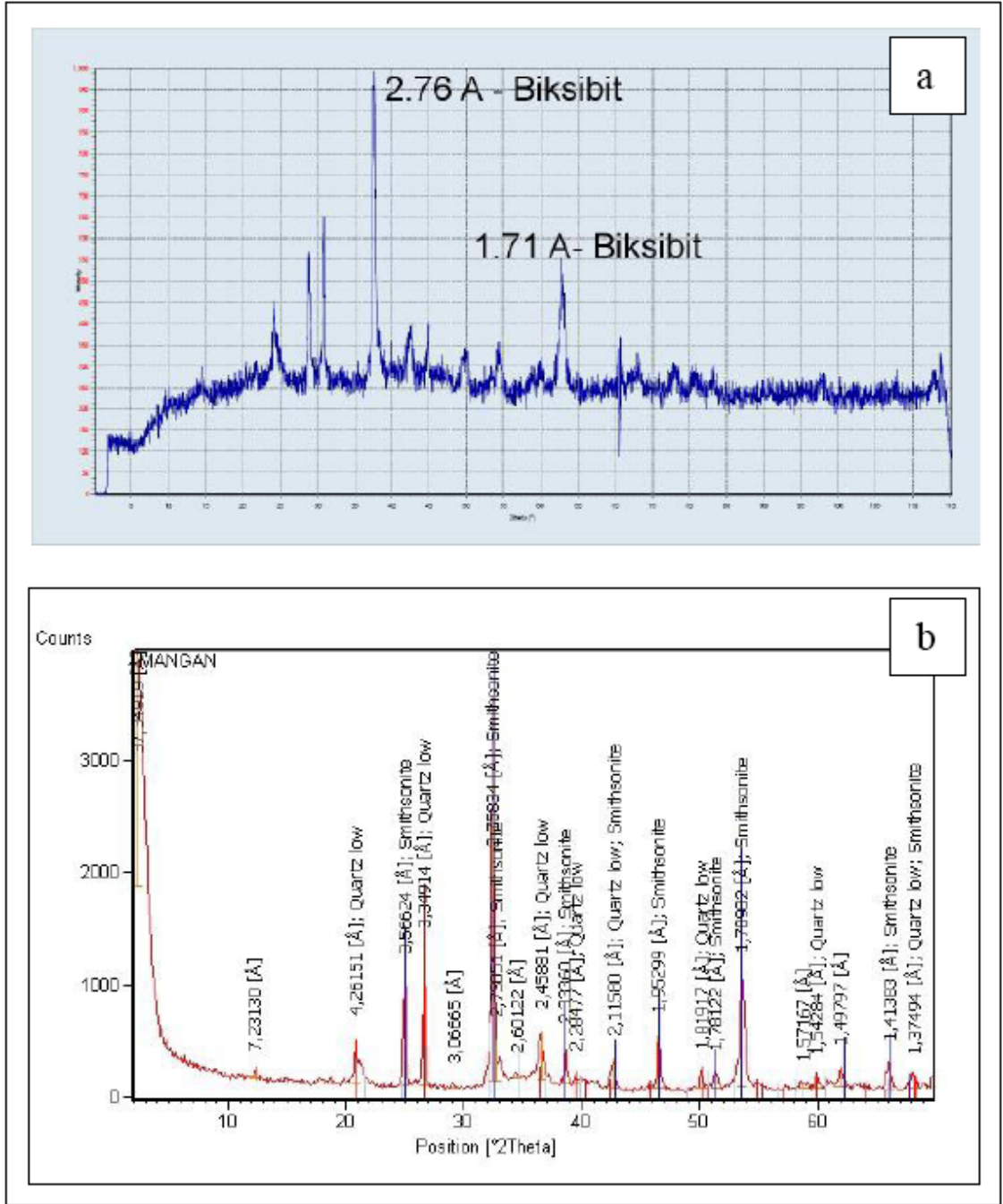
Kuvarslar; cevherleşme zonlarında iki farklı silisleşme evresinin ürünleri olarak görülmektedir. Erken evre kuvarsları (kuars-I) genellikle retrograd alterasyonlar içinde masif ve saçınımlı dokulu cevherlerle bir arada bulunmaktadır (Şekil 7.10 a, b).



Şekil 7.10 (a) ve (b) Sfalerit (sf) ve galenit (gl) minerallerinin etrafında onları saran erken evre kuvarsları (ku-I) (a: çift nikol, b) tek nikol)

7.3.3 Geç evre alterasyonlar

Çalışma alanında daha çok manganoksit-hidroksit ve limonit sıvamaları ile kuvars-II ve karbonat minerallerden oluşan geç evre alterasyonu hem prograd evre hem de retrograd evre alterasyon topluluklarını keser biçimde gelişmiştir. El örneklerinde sarı (limonit) ve kahverengi (manganoksit veya hidroksit) renklere sıvamalar halinde gözlenen sert krem renkli mineral örneklerinden birinde yapılan XRD toz çekimi ile örneğin simitsonit ($ZnCO_3$) ve bixbit ($(Mn,Fe)_2O_3$) minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 7.11).



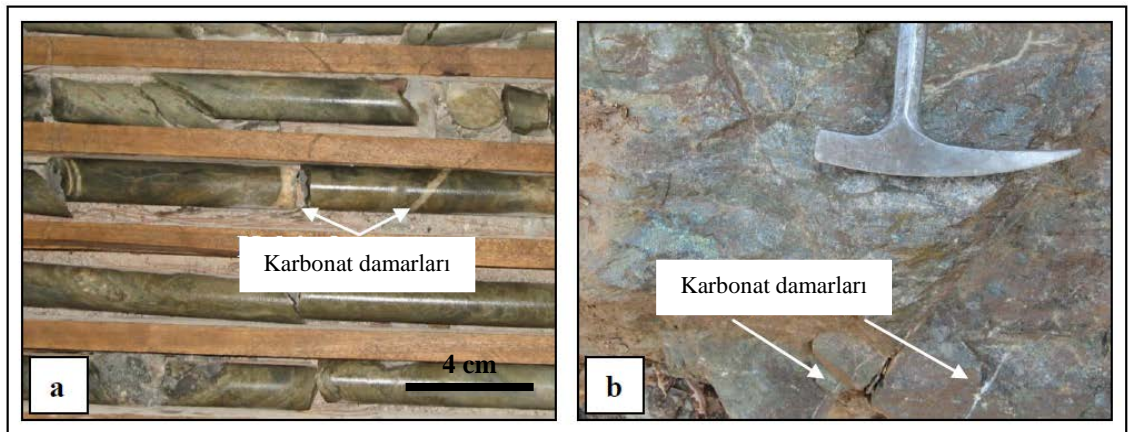
Şekil 7.11 (a) Biksibit (b) Simitsonit minerallerini gösteren X-ışınları kırınım grafikleri

Bu simitsonit ve biksibit türü cevherleşmeler mermerler ve metakumtaşları içerisinde görülmekte olup yapılan kimyasal analiz sonuçlarına göre (Bölüm 9, P11 numaralı örnek) bazen çinkoca zengin cevher cepleri şeklinde de oldukları belirlenmiştir (Şekil 7.12). Bu tür cevherleşmeler boyutlarının küçük olması nedeni ile maden jeolojisi haritasında gösterilememiştir.



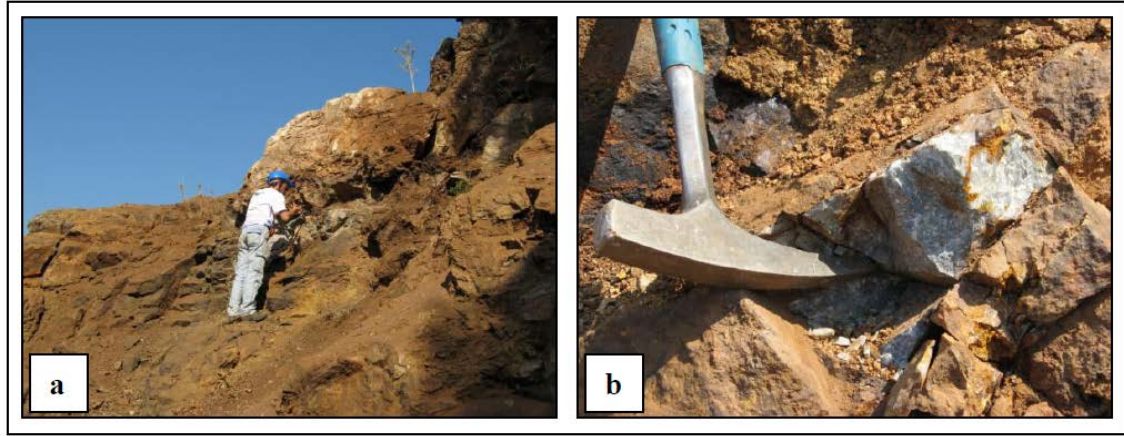
Şekil 7.12 Biksibit, simitsonit, hematit ve silis içeren geç evre cevher örneği

Bu alterasyonların sahada genel olarak K-G doğrultulu bir dağılım gösterdiği saptanmıştır (Şekil 7.4). Bu alterasyon, cevher kütlelerinin üst kesimlerindeki kayalarındaki silisleşme, yoğun limonitleşme ile biksibit sıvamaları şeklinde belirginleşmektedir. Kuvars ve kalsitler damar ve damarcıklar halinde gözlenmektedir. Geç evre kuvarsları 0.5-3 cm kalınlığında ve ana alterasyon dağılımına paralel bir şekilde yaklaşık K-G doğrultulu ikincil damarlar halinde epidotlaşmış kayaları keserken, karbonatlar ise damarcıklar halinde epidotlu zonları ve kuvars damarlarını kesmektedir (Şekil 7.8 a ve 7.13 a, b).



Şekil 7.13 (a) Epidotlaşmış metakumtaşlarını kesen karbonat damarları, (b) masif dokulu cevheri kesen karbonat damarları

Limonitler ise cevherleşmelerin en üst kesimlerinde yer alan mermer ve metakumtaşları içinde yaklaşık 100 x 250 metrelik bir alanda yoğun olarak demir manganoksit-biksibit ve yer yer geç evre kuvarslarla birlikte gözlenmektedir (Şekil 7.4 ve 7.14 a, b). Limonitlerin, cevherli zonun meteorik sularla yıkanması sonucunda çözünen sülfürlü minerallere ait demirin, yatağın bu kesimlerinde demiroksit ve demirhidroksitli bileşikler halinde yeniden zenginleşmesi ile oluşmuş olduğu düşünülmektedir.



Şekil 7.14 (a) ve (b) Cevherleşmenin üst kotlarında gözlenen silisleşmelerle limonit-biksibit içeren kesimler

Kuvarslar; çoğunlukla diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurmakta, önceki evreye ait kuvarsları ve epidotları kesmektedir. Çoğu zaman kırık ve çatlak boşluklarında yer yer tarak dokuları ile izlenmektedir.

Karbonat mineralleri; geç evre kuvarsları ile yaklaşık aynı zamanda oluşmuşlardır. Geç evre kuvarsları gibi kendilerinden önce oluşmuş tüm mineralleri kesmektedir.

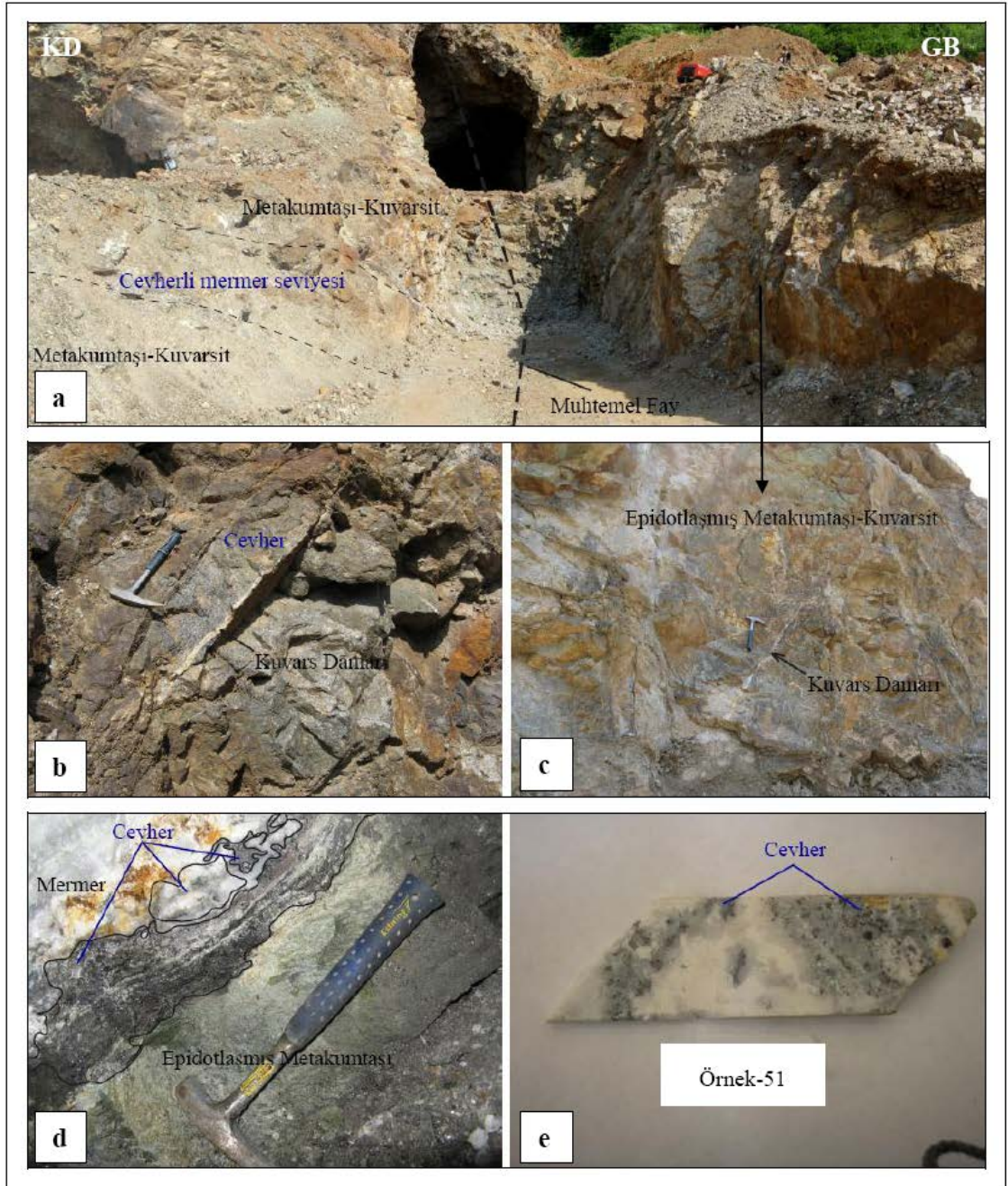
7.4 Cevherleşme ve Litolojik-Yapısal Kontrol

Cevherleşmeler, epidotlaşmış metakumtaşı-kuvarsit ile silisleşmiş mermer dokanakları boyunca ve esas olarak altere olmuş karbonatlı kayalar içerisinde gelişmiştir. Bunlar foliasyon düzlemlerine uyumlu ve litoloji kontrollü damar tipi bir yatağa benzerlik göstermektedir. Çok genel olarak masif ve saçınımlı dokulara sahip iki tür cevherleşme dikkati çekmektedir. Daha öncede belirtildiği gibi saçınımlı cevherler masif cevherleri

kesmektedir (Şekil 7.3). Yan kayaç alterasyonu bölümünde de söz edildiği gibi bu cevherleşme türleri farklı evrelerde oluşmuş gang minerallerle birliktelik sunmaktadır. Silisleşmiş kesimlerde cevherleşmeler, metakarbonatları ornadır tarzda, irili ufaklı mercerler halinde ve neredeyse masif görünümlüdür. Bu cevherleşmeler içerisinde sfalerit, galenit, kalkopirit ve pirit mineralleri izlenmektedir. Dokanaktan dikey olarak uzaklaştıkça mermerler içerisinde faylanmalar ve epidotlaşmaların belirginleştiği ve saçınımlı dokular sunan cevherleşmelerde sfalerit, galenit, kalkopirit ve piritler görülmektedir (Şekil 7.15 a, b, c). Ayrıca dokanak boyunca epidotlaşmış kayaçlar içerisinde de yer yer saçınımlar halinde cevherleşmeler gözlenmektedir (Şekil 7.15 d). Bu bölgede aynı zamanda, Çanakkale Madencilik Şirketi tarafından yapılan sondaj karotlarında gözlenen kuvars ve karbonat mineralleri içinde saçınımlı dokular sunan cevherleşmelere rastlanmaktadır (Şekil 7.15 e).

Masif ve saçınımlı cevherleşmelere ait zonlar için ayrı ayrı tenör bilgileri bulunmamakla birlikte tüm yatak için Çanakkale Madencilik tarafından verilen ortalama tenörler % 3.17 Pb, % 12 Zn, % 2.51 Cu, 140 gr/ton Ag ve % 10.83 Fe'dir (www.canakkalemadencilik.com). Sahadan yankayaç ve cevherleşme zonlarından alınan bazı örneklerin kimyasal analizleri “Jeokimya Bölümü” nde sunulacaktır.

Her iki tür dokuları gösteren cevherleşmelerin, içinde bulunduğu mermerlerin yaklaşık K 40B / 40⁰ KD konumlu doğrultu ve eğimine uyumlu olarak yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 7.16 a, b, c). Cevherleşmeler civarında KB-GD ve KD-GB doğrultulu faylar da bulunmaktadır. Bu faylanmalar nedeni ile cevherleşmelerin doğrultu ve eğimleri lokal olarak değişebilmektedir (Şekil 7.4).



Şekil 7.15 (a) Çataltepe yatağının galeri girişi kesiminde metakumtaşı-kuvarsit-mermer ardalanması içerisinde cevherli mermer seviyesi, (b) cevherli mermer seviyesinin yakın görünümü ve onu kesen geç evre kuvars damarı, (c) sağ duvarda faylanmaya bağlı olarak yükselen ve yoğun şekilde epidotlaşmış metakumtaşları içerisindeki yaklaşık K-G doğrultulu geç evre kuvars damarları, (d) galeri içerisinde epidotlaşmış metakumtaşı- mermer dokanağı boyunca ve mermerler içinde gelişmiş masif ve saçınımlı cevherleşmeler ve (e) sondaj karotunda erken evre kuvars ve karbonat mineralleri içinde saçınımlar halinde cevherleşmeler

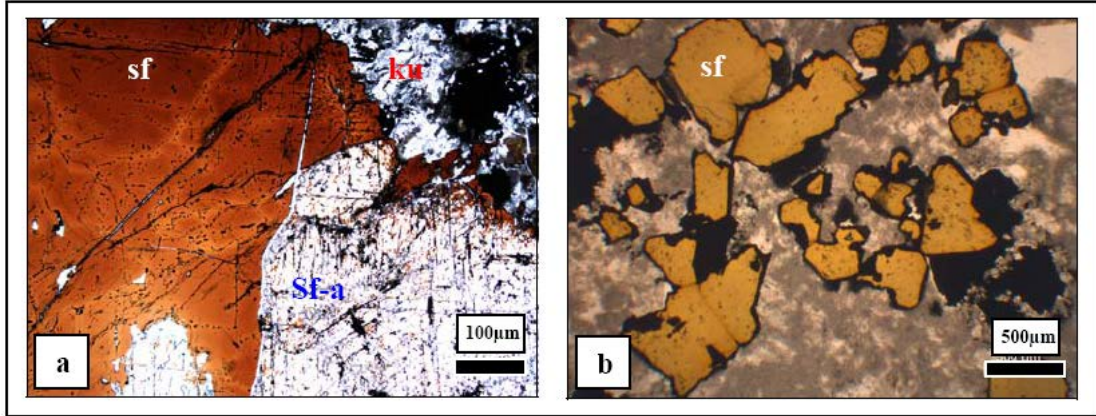


Şekil 7.16 (a) Ocağın ilk dönemlerinde açık işletme yöntemi ile alınmış kesimi ve Çataltepe cevherleşmelerinin yan kayacını oluşturan mermer-metakumtaşı-kuvarsit ardalanmalarının görünümü, (b) aynı görüntünün daha yakından görünümü, metakumtaşı-kuvarsit-mermer dokanakları boyunca gelişen cevherleşmeler, (c) bu yüzlekte yukarıdan aşağıya doğru karbonatlı kayalar içerisinde ornatmalar şeklinde gelişmiş cevherleşmeler

7.5 Cevher Mikroskobisi

Cevher mikroskobisi çalışmaları sonucunda, cevherleşme ve cevherleşmelere yakın kesimlerdeki kayaçlar içerisinde; manyetit, pirit, pirotin, galenit, sfalerit, kalkopirit, valeriit, bornit, arsenopirit, hematit ve markazit mineralleri tespit edilmiştir. Ayrıca aşağıda anlatılacağı gibi pirit, sfalerit, galenit, kalkopirit ve hematitlerde ikiye jenerasyon belirlenmiştir.

Sfalerit; yatak içerisinde en bol gözlenen sülfid mineralidir. Polarizan mikroskobik incelemelerde, masif dokulu cevher zonları içinden alınan örneklerde sfaleritlerin kahverengi (koyu) renkli (Şekil 7.17 a) ve saçınımlı dokulu cevher zonları içinden alınan örneklerde ise sarımsı bal renklerde oldukları gözlenmektedir (Şekil 7.17 b). Kahverengi sfaleritlere erken evre kuvarsları ile birlikte rastlanırken, bal renkli sfaleritlere de yine erken evre kuvarsları içinde saçınımlar halinde bulunmaktadır (Şekil 7.17 b, 7.10 ve 7.13 e). Kahverengi sfaleritlerin bazı kesimleri muhtemelen yıkanıp uzaklaşma (leaching) ile beyaz bir renk içinde kalıntılar halinde daha açık renklerde gözlenmektedir (Şekil 7.17 a).



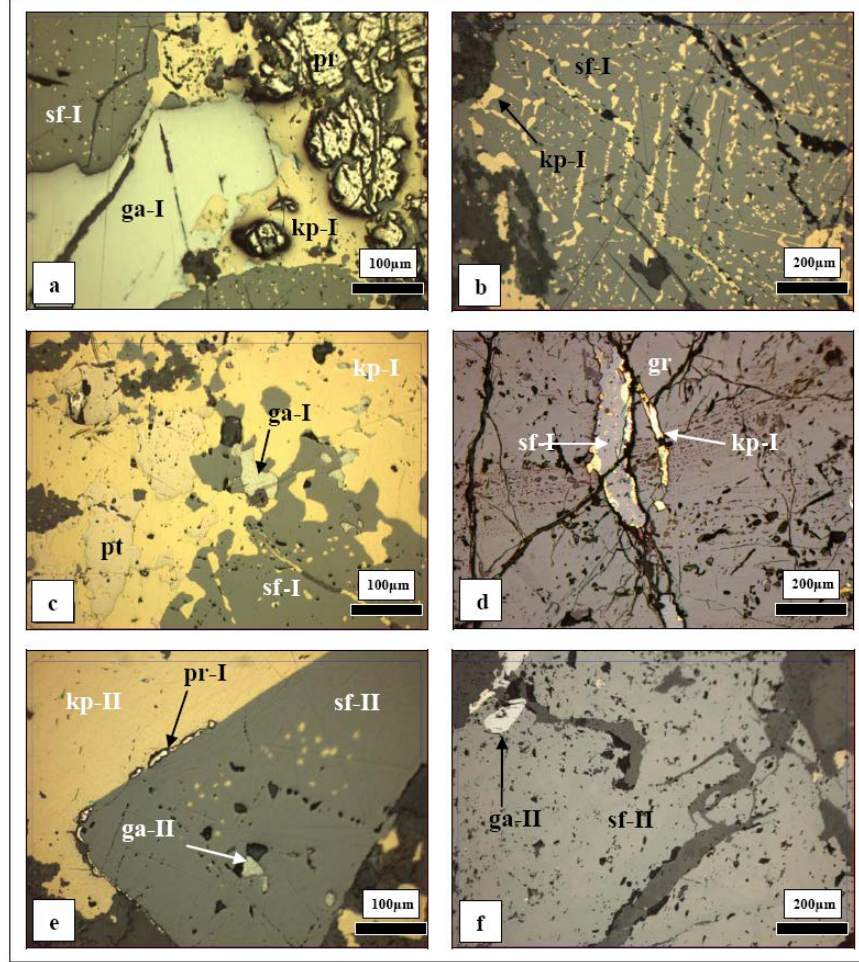
Şekil 7.17 (a) Kahverengi sfaleritler (sf) ve kahverengi sfaleritlerin yıkanması sonucu (leaching) ortaya çıkmış beyaz renkli kesimler (Sf-a: altere sfalerit), (b) kuvarslar tarafından çevrelenmiş bal renkli sfaleritler (sf) (ku: erken evre kuvars)

Cevher mikroskobu incelemelerinde, masif dokulu cevher içindeki kahverengi sfaleritlerde (sfalerit-I), genellikle özşekilsiz kristaller halinde kalkopirit ayrışmaları ve

kapanımları (kalkopirit-I) gözlenmektedir (Şekil 7.18 a). Bu tür kalkopiritlerin sfaleritle eş yaşlı olduğu söylenebilir ve bunlar düzensiz dağılımlar göstermelerinin yanında bu türden sfaleritlerin bazılarında kalkopiritlerin, sfaleritlerin kristalografik yönlerine uyumlu olarak yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 7.18 b). Sfaleritler içinde gözlenen kalkopirit ayrışmaları içinde jeotermometre olarak kullanılabilir ve yüksek anizotropi gösteren ve genel formülü $4(\text{Fe,Cu})\text{S} \cdot 3(\text{Mg,Al})(\text{OH})_2$ olan valeriit (<http://webmineral.com/data>) taneleri yer yer görülmektedir. Bu tür oluşumlar, valeriit ile birlikte bulunan kahverengi sfaleritler ve kalkopiritlerin yaklaşık 250-300°C'lık sıcaklık aralıklarında kristallendiğini göstermektedir (Dr. Ahmet Çağatay ile sözlü görüşme). Valeriitlerin genel formülündeki Mg veya Al anyonları ile (OH) kationlarından ve sfaleritlerde yapılan sıvı kapanım çalışmalarından elde edilen sıcaklık değerlerinden hareketle, sfalerit ve onunla birlikte oluşan kalkopiritlerin retrograd evrede oluşan alterasyonlar sırasında meydana geldiği söylenebilir. Mg ve/veya Al retrograd evrede gözlenen epidot ve kloritlerin ana elementleridir. Kahverengi sfaleritin galenitler içinde kapanımlar şeklinde gözlendiği durumlar da mevcuttur. Kahverengi sfaleritlerin bir kısmı kalkopiritler ile birlikte pirotinlerin etrafını sarmakta, bir kısmı ise granatların kırık ve çatlaklarını doldurmaktadır (Şekil 7.18 c, d). Bal renkli sfaleritler (sfalerit-II) ise, hemen hemen hiç kalkopirit ayrışım ve kapanımı içermemekte ve kırık-çatlakları boyunca kuvarslar tarafından doldurulmuştur. (Şekil 7.18 e). Ayrıca bazı kalkopirit kapanımlı sfaleritlerin (kahverengi sfaleritler) kenar zonlarında hiç kalkopirit kapanımı olmaması, bunların üzerinde bal renkli sfaleritlerin büyümüş olabileceğini de gösterebilmektedir (Şekil 7.18 f). Bal renkli sfaleritler içinde zaman zaman özşekilli kuvars kapanımlarına da rastlanmaktadır.

Galenitler; yatak içerisinde en sık izlenen ikinci grup sülfür mineralidir. Masif ve saçınımlı dokulu cevher örneklerinde gözlenen galenitler genellikle özşekilsiz kristaller halinde olup yer yer üçgen kopma yüzeyleri ile belirginleşirler (Şekil 7.19 a). Masif dokulu cevher zonu içindeki galenitler (galenit-I) sfaleritlerin etrafını sarmakta veya kırık veya çatlaklarını doldurmaktadır (Şekil 7.19 b). Özşekilli pirit-kalkopiritler arasında gelişmiş boşluklarda ise piritlerin etrafını sarar şekilde gözlenmektedir. Masif dokulu cevher örneklerine ait birçok kesitte galenitler, kalkopiritler tarafından kesilmektedir. Saçınımlı dokulu cevher örneklerinde ise galenitlerin (galenit-II) etrafı

kalkopiritler (kalkopirit-II) tarafından sarılmaktadır (Şekil 7.18 e). Saçınımlı dokulu cevherlerde, galenitler ve diğer mineraller arasında herhangi bir ornatma dokusu gelişmemiştir. Yine bu tür dokulu cevherleşmeler içindeki galenitler de sfaleritlerin ve piritlerin etrafını sarmaktadır.



Şekil 7.18 (a) Masif dokulu cevherde sfalerit (sf-I) içerisinde kalkopirit (kp-I) ayrışım ve kapanımları (b) masif sfaleritin (sf-I) kristalografik oryantasyon yönleri ile uyumlu kalkopirit (kp-I) oluşumları, (c) masif sfalerit (sf-I) ve masif kalkopirit (kp-I) tarafından çevrelenmiş piritin (pt), (d) granatın (gr) kırık ve çatlaklarını doldurmuş sfalerit (sf-I) ve kalkopirit (kp-I), (e) piritte (pr-I) ait kalıntı kenarın, saçınımlı sfalerit (sf-II) ve saçınımlı kalkopirit (kp-II) tarafından çevrelenmesi ve (f) kuvars gangi içerisinde saçınımlı sfalerit (sf-II) ve galenit (ga-II)

Kalkopiritler; masif ve saçınımlı dokulu cevherleşmeler içinde özşekilsiz kristaller halinde izlenmektedir. Yatak içerisinde cevherli zonlarda, çoğunlukla kahverengi sfaleritlerle birlikte olmak üzere oldukça bol miktarda bulunmaktadır. Bir kısmı, sfalerit-I cevher mineralleri içinde ayrışım ve kapanımlar halindedir (kalkopirit-I). Bazı örneklerde kalkopiritler içinde yer yer kahverengi sfalerit kapanımları izlenmektedir (Şekil 7.19 c). Ayrıca kalkopiritler yer yer granatların çatlaklarını da doldurmaktadır. Masif dokulu cevherlerde kalkopiritlerin piritleri kesmiş ve/veya etrafını sardıkları gözlenmektedir. Saçınımlı dokuya ait kalkopiritler (kalkopirit-II) çoğunlukla galenitlerin ve piritlerin (Şekil 7.19 c) etrafını sarmış biçimde izlenmektedir. Bu tür kalkopiritler genellikle bal renkli sfaleritleri saran tarzda gözlenmektedir (Şekil 7.18 e).

Piritler, Çataltepe yatağında her iki tür cevher zonu içinde de görülmektedir. Masif dokulu cevher örneklerinde iki tür pirit oluşumu gözlenmektedir. Birinci tür piritler (pirit-I), özşekilsiz ve yarı özşekilli kristal formuna sahip olup yer yer kataklastik deformasyon izlerine sahiptirler (Şekil 7.18 a). İkinci tür piritler ise ilk tür piritlere yapışık olarak bulunmakta ve pirotinlerden dönüşmüş olmalarından dolayı çubuğumsu kristaller halinde izlenmektedirler (pirit-II) (Şekil 7.19 e). Saçınımlı dokulu cevher örneklerinde gözlenen piritler özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Bunlar da pirit-II jenerasyonu olarak kabul edilmiştir. Bu tür piritler genellikle kalkopiritler tarafından etrafı çevrelenerek ornatılmıştır (Şekil 7.19 d).

Pirotinler; yatak içerisinde sadece masif dokulu cevherler içinde olmak üzere çok az miktarda bulunmaktadır. Yatak içerisindeki varlıkları ancak cevher mikroskobisi çalışmaları ile tespit edilebilmiştir. Maksimum 250µm büyüklüklerinde olup pembemsi renkleri ile tanınabilmekte ve genellikle özşekilsiz kristaller halinde kalkopiritler ile birlikte görülmektedir (Şekil 7.18 c). Kahverengi sfalerit ve onunla birlikte bulunan kalkopiritler tarafından etrafı çevrilen pirotinler, yatak içerisinde muhtemelen ilk oluşan sülfür minerallerindedir.

Manyetitler; masif dokulu cevher örneklerinde nadiren piritlerin ve kalkopiritlerin kenar zonlarında gözlenmektedir (Şekil 7.19 c). Dokusal ilişkiler açısından değerlendirildiğinde ilk oluşan cevher minerallerin birisidir.

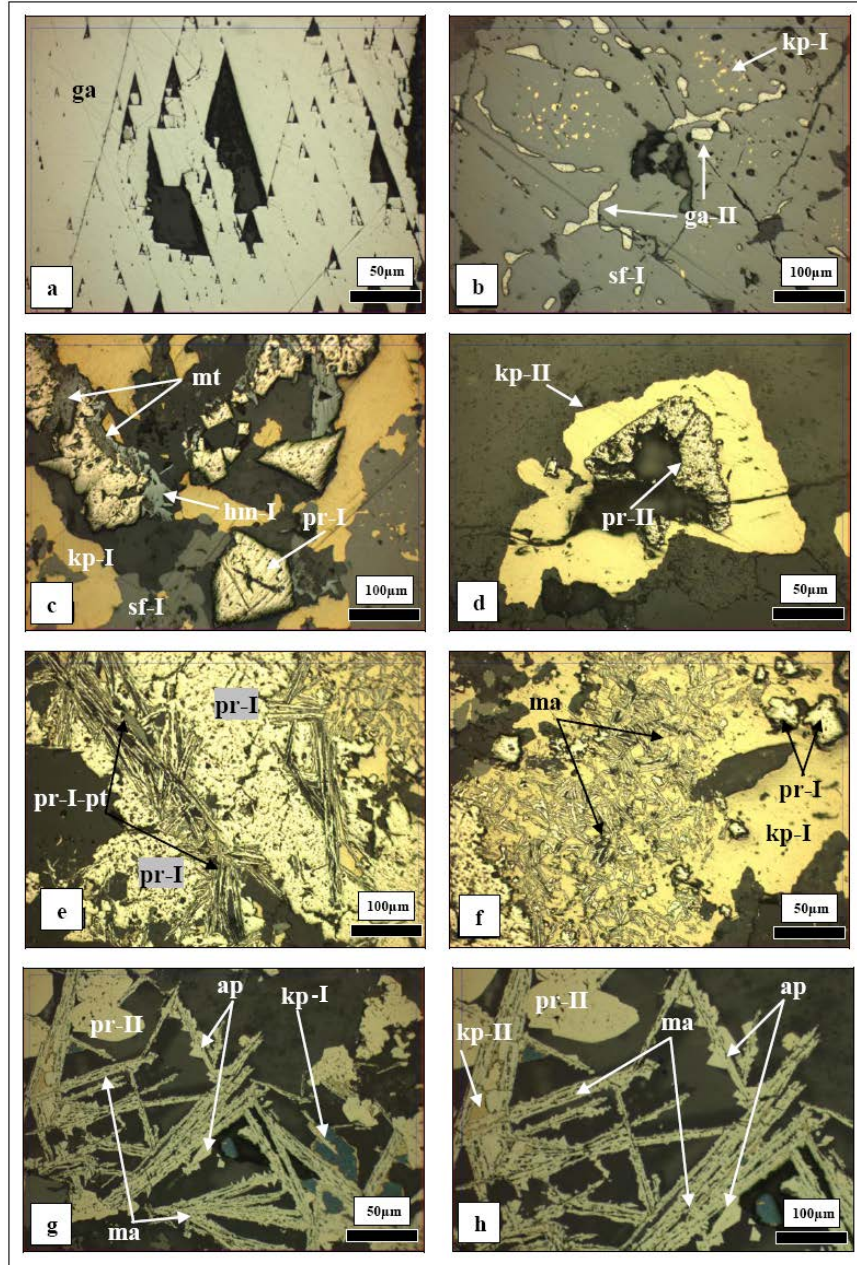
Hematitler; masif dokulu cevher içinde iki tür hematit oluşumu tespit edilmiştir. Bunlardan birincisi manyetitlerin martitleşmesi sonucu oluşan özşekilsiz hematitler (hematit-I), diğeri ise prizmatik-çubuksu kristal şekillerin sahip hematitlerdir (hematit-II). Her iki tür hematitin pirit, kalkopirit ve sfaleritlerin boşluklarını doldurduğu görülmektedir (Şekil 7.19 c). Cevherleşmelerde hematitlere ender olarak rastlanmaktadır.

Markazitler; masif dokulu cevher örneklerinde en genç kalkopiritlerin (kalkopirit-II) içinde, onların kırıklarında (Şekil 7.18 f) ve geç evre kuvars (kuvars-II) damarcıkları içinde monoklinik çubuksu anizotrop kristaller halinde gözlenmekte ve burada markazitlerin kalkopiritleri ornattıkları da izlenmektedir (Şekil 7.19 g, h). Markazitlerin bu şekilde çubuksu iskeletler halinde gözlenmesi bunların düşük sıcaklıklarda ($150^{\circ} C^0$ altında) ve asidik ortamlarda oluştuğunu göstermektedir.

Arsenopirit; oldukça küçük boyutlara sahip olduğundan, cevher mikroskobisi çalışmaları sırasında güçlükle tanınabilmiştir. Masif dokulu cevher örnekleri içinde genellikle sıra dışı çubuksu markazitlerin kenarları üzerinde büyümüş halde, üçgen veya dörtgen kristaller şeklinde gözlenmektedir (Şekil 7.19 g, h). Bu dokusal ilişki arsenopiritlerin markazitlerden sonra oluştuğunu göstermektedir.

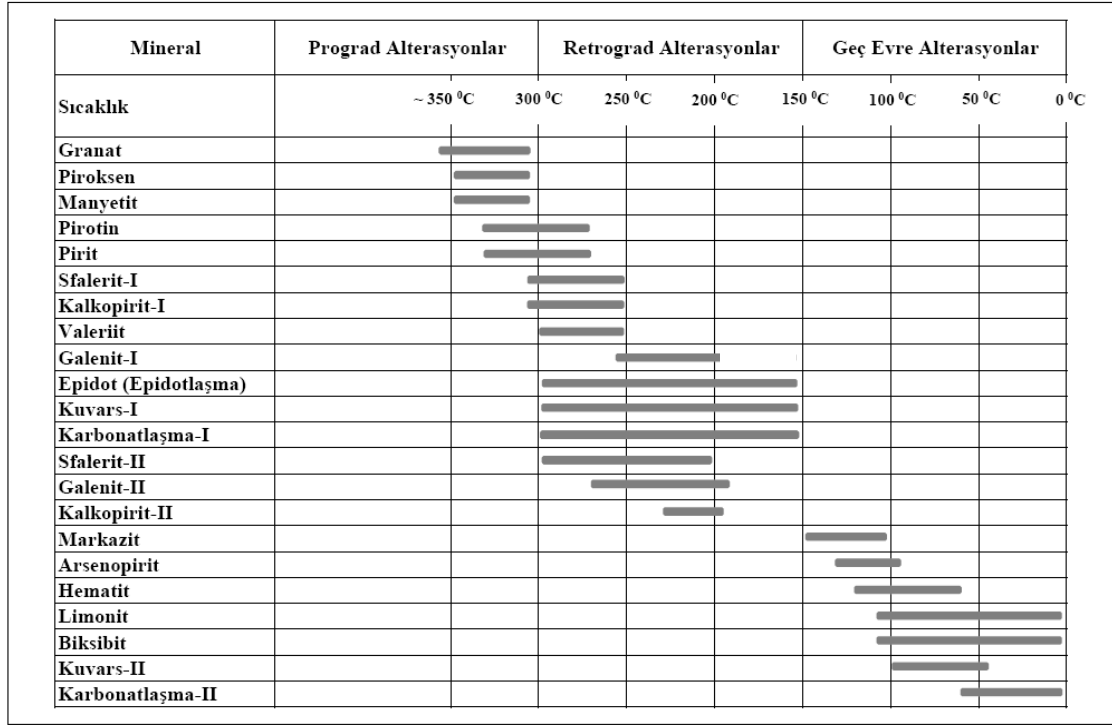
Bornit; masif dokulu cevher örnekleri içinde çok az eser miktarda ve çok küçük tanecikler halinde kalkopiritlerin kenar zonlarında görülmektedir.

Limonit; yatağın oksitlenmiş (süperjen) kesimlerinde yer alan kayaçların yüzeylerinde, foliyasyon düzlemleri ve kırık-çatlak yüzeylerinde sıvamalar halinde gözlenmektedir.



Şekil 7.19 (a) Galenite (ga) ait tipik üçgen kopma yüzeyleri, (b) saçınımlı sfaleritin (sf-II) kırık ve çatlaklarına yerleşmiş saçınımlı galenit (gn-II), orta kesimde ise kalkopirit (kp-I) ayrışmaları içeren sfalerit (sf-I), (c) sfalerit-I ve kalkopirit-I tarafından çevrelenmiş kataklastik pirit (pr-I) ve manyetitin (mt) martitleşmesi ile oluşmuş hematit (hm-I), (d) kuvars gangı içinde kalkopirit (kp-II) tarafından çevrelenmiş yarı özşekilli pirit (pr-II), (e) masif cevher içinde pirit (pr-I) ve pirotinden (pt) dönüşmüş pirit (pr-I-pt), (f) masif cevher içindeki kalkopiritin (kp-I) kırık ve çatlaklarında markazit (ma), (g) ve (h) masif dokulu cevher içinde markazitler (ma) ve kalkopiritlerden (kp-II) dönüşmüş markazitler ile onların kenarında büyümüş üçgen şekilli arsenopiritler (ap) Parlatmada ayrıca piritler (pr-II) gözlenmektedir. (kalkopiritlerdeki mavilik karbon kaplama kalıntılarından kaynaklanmaktadır)

Petrografik ve cevher mikroskobisi verilerine göre cevherleşme ile ilişkili olduğu düşünülen cevher ve gang mineral parajenezleri ve evreleri şu şekilde sıralanabilmektedir (Şekil 7.20).



Şekil 7.20 Cevherleşme ile ilişkili mineral parajenezleri ve oluşum sıraları

8. MİNERAL KİMYASI ÇALIŞMALARI

Mineral kimyası çalışmaları EPMA, SEM-EDS ve raman konfokal spektrometresi yöntemleri kullanılarak sülfid ve silikat mineralleri üzerinde yürütülmüştür.

8.1 Sülfid Minerallerinde Mineral Kimyası

Sülfid minerallerinden sfalerit, galenit, pirit ve kalkopirit mineralleri üzerinde elektron mikroprob yöntemi ile noktasal analizler yapılmıştır. Ayrıca markazitler ve bunlarla birlikte gözlenen kalkopirit ve arsenopiritler üzerinde de SEM-EDS çalışmaları yürütülmüştür.

8.1.1 Elektron mikroprob analizleri

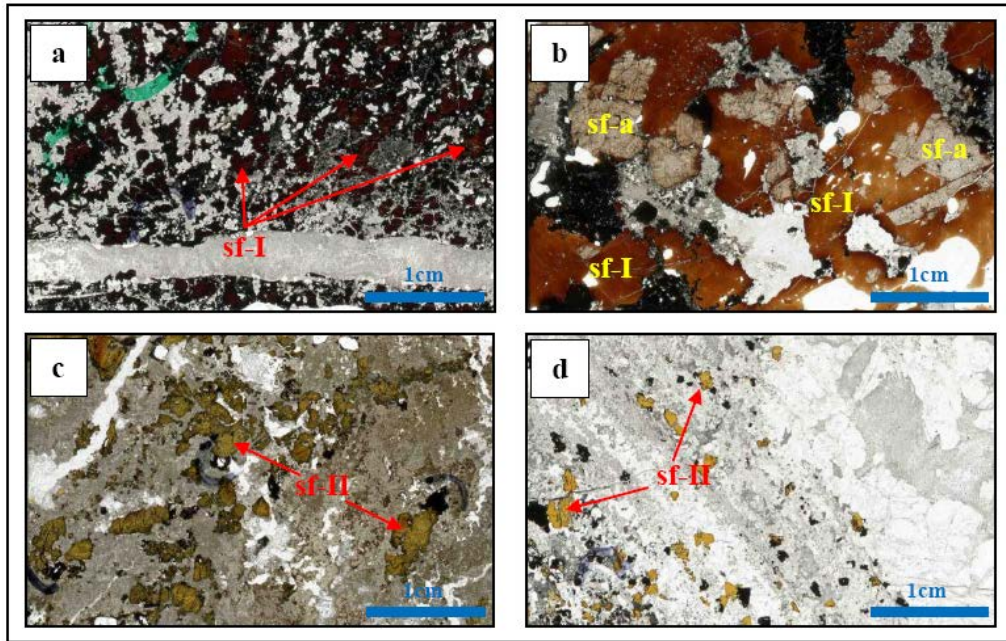
Elektron mikroprob analizleri, minerallerin kimyasal bileşimlerini belirlemek ve bu sayede minerallerin türlerini ve element değişimlerini ortaya çıkarmak amacıyla kullanılan etkili bir yöntemdir. Bu çalışmada elektron mikroprob analizlerinden yararlanılarak farklı cevher dokuları (masif ve saçınımlı dokular) içinde birlikte bulunan sfalerit, galenit, pirit ve kalkopirit minerallerinin kimyasal bileşimlerindeki farklılıklar araştırılmıştır. Bu analizlerle, sfaleritler için 4 örnekte toplam 23 noktanın, galenitler için 4 örnekte toplam 27 noktanın, piritler için 4 örnekte 16 noktanın ve kalkopirit için ise 1 örnekte toplam 3 noktanın As, S, Fe, Zn, Hg, Co, Pb, Ni, Ag, Cu, Sb, Bi, Te, Mn ve Cd içerikleri belirlenmiştir. Ayrıca elektron mikroprob çalışması sırasında mineral yüzeylerine ait BSE görüntülerinde gözlenen renk tonu farklılıklarının anlamları aynı cihaza bağlı EDS aparatı kullanılarak araştırılmıştır.

8.1.1.1 Sfalerit

Elektron mikroprob analizleri, sfaleritlerin major element analizleri için oldukça kullanışlı bir analiz yöntemidir (Williams 1965). Bu yöntem, özellikle sfaleritlerin kimyasal olarak homojen olmadığı veya başka minerallere ait kapanımlar içermesi durumunda yaygın olarak kullanılan başka jeokimyasal analiz yöntemlerine göre üstün

avantajlar sunmaktadır. Ayrıca mineral yüzeyinde çok küçük ölçekte gözlenen kimyasal farklılıkların belirlenmesinin yanı sıra bu farklılıkların neden ve kökenine ait soruların araştırılmasında da son derece kullanışlı olduğu bilinmektedir (Barton vd. 1963).

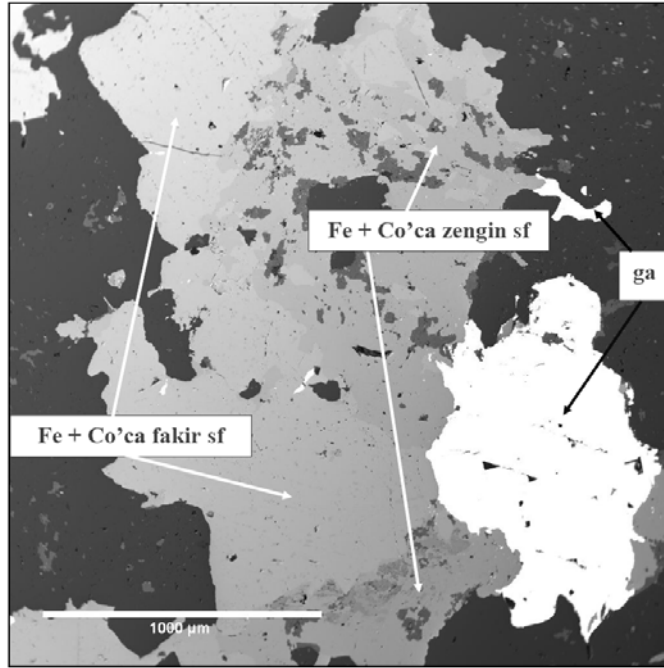
Elektron mikroprob çalışmaları öncesinde hazırlatılan 60 mikron kalınlığındaki her iki tarafı parlatılmış ince kesitlerde ve cevher mikroskopisi çalışmalarında sfaleritlerin renklerine göre genel olarak masif dokulu cevher içinde kahverenkli sfaleritler, saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli ve kahverengi sfaleritlerin alterasyonu sonucu oluşan beyaz renkli sfaleritler olarak üç gruba ayrıldığı belirlenmişti (Bölüm 7.4 ve Şekil 7.17 a, b). Her üç türe ait sfaleritlerin yer aldığı parlatılmış ince kesitler polarizan mikroskop altında tek nikol görüntüleri incelendiğinde, bu sfaleritler arasındaki renk farklılıkları ve bu nedenle de jenerasyon farklılıkları açıkça ortaya çıkmaktadır (Şekil 8.1).



Şekil 8.1 60 mm kalınlığındaki ince parlak kesitlerde sfalerit minerallerinin görünümü: (a) masif dokulu cevher içinde kahverengi sfaleritler (sf-I) (WACL-2 nolu örnek), (b) masif dokulu cevher içinde kahverengi sfaleritler (sf-I) ve içinde beyaz sfaleritler (sf-a) (P-3 örneği), (c) saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli sfaleritler (sf-II) (47 nolu örnek) ve (d) saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli sfaleritler (sf-II) (51 nolu örnek)

Sfaleritlerde bir profil boyunca olmayan, mineralin içinde dağınık biçimde belirlenen noktalarda yürütülen elektron mikroprob analizleri sonucunda, sfaleritlerin Zn, Fe ve Co içeriklerine göre kimyasal olarak da farklı gruplara ayrılabilceği görülmüştür. Çizelge 8.1 ve 8.2’de sunulan analiz sonuçlarından önemli olan bazı elementler yuvarlatılarak yorum amaçlı olarak kısaca ele alınacaktır.

Öte yandan, BSE fotoğraflarında bal renkli sfaleritlerin içinde Fe ve Co’ca kısmen daha zengin kesimler daha koyu renkleri ile Fe ve Co’ca daha fakir kesimlerinden ayrılmaktadır (Şekil 8.2). Bu durum, bal renkli sfaleritlerin oluşumları sırasında ortamda Zn’nun yanı sıra bir miktar da Fe ve Co’ın olduğunu ve bunların birlikte hareket ederek Zn’nun yerini aldıkları düşüncesini kuvvetlendirmektedir.



Şekil 8.2 Saçınımlı dokulu cevherde (47 nolu örnek) sfalerit (sf) ve galenit (ga) minerallerinin BSE görüntüsü; sfalerit üzerindeki koyu renkli alanlar Fe ve Co’ca kısmen daha zengin kesimleri, açık renkli alanlar ise Fe ve Co’ca kısmen daha fakir kesimleri temsil etmektedir

Çizelge 8.1 Masif dokulu cevher içindeki kahverengi (koyu) renkli sfaleritlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir)

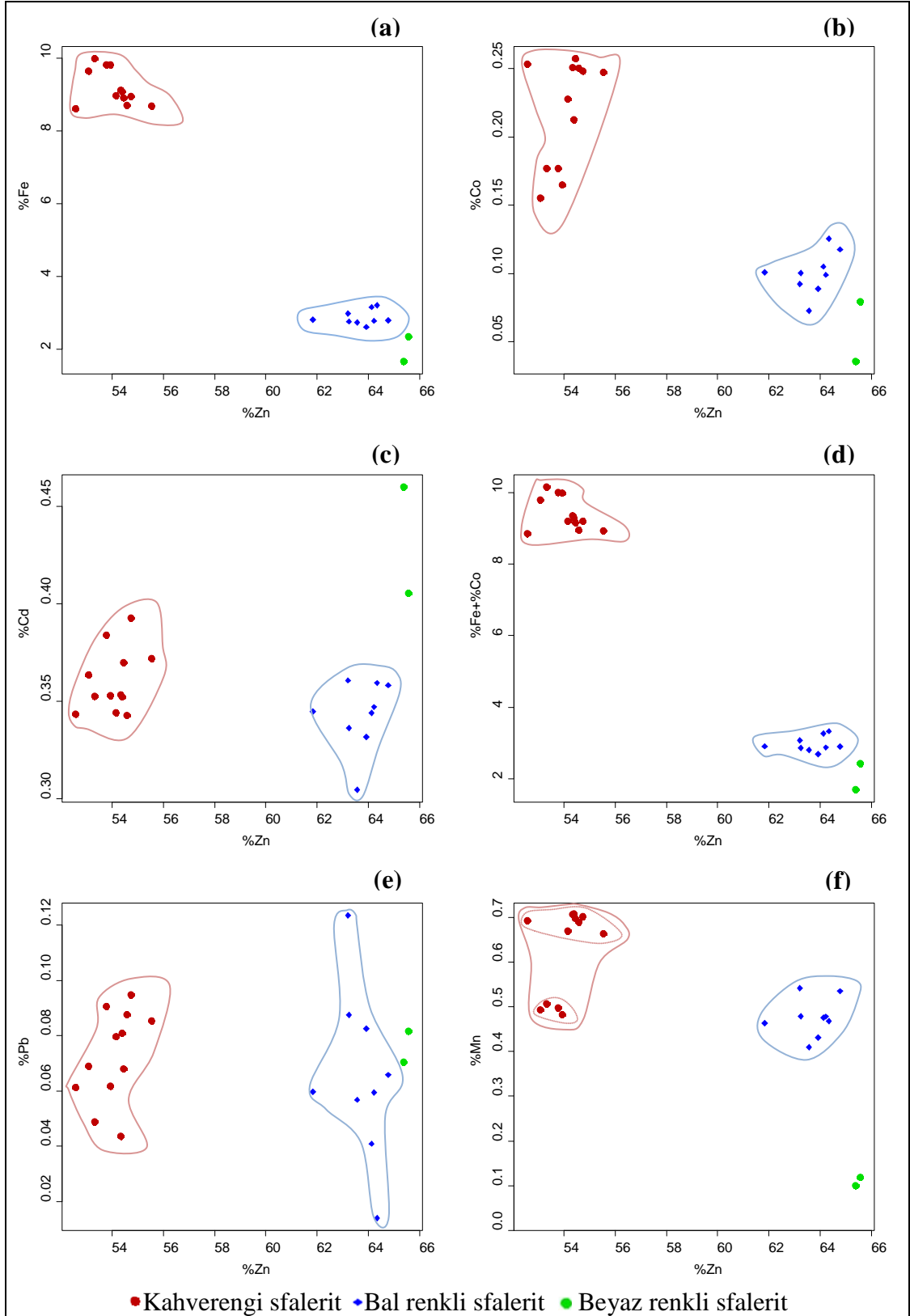
Örnek	Masif Dokulu Cevher											
	WACL 2										P-3	
Nokta	6	7	8	11	49	54	55	56	2	3	14	15
As	0,002	0,005	0,000	0,000	0,003	0,010	0,000	0,009	0,000	0,009	0,000	0,000
S	34,533	34,286	34,130	33,844	34,177	34,509	34,243	34,517	34,232	34,217	34,429	34,451
Fe	8,600	9,070	8,667	8,954	9,100	8,891	8,935	8,693	9,805	9,811	9,626	9,978
Zn	52,567	54,400	55,558	54,152	54,349	54,461	54,747	54,585	53,952	53,779	53,097	53,323
Hg	0,026	0,016	0,000	0,007	0,000	0,011	0,002	0,004	0,024	0,000	0,015	0,002
Co	0,253	0,212	0,247	0,227	0,250	0,257	0,248	0,250	0,165	0,177	0,155	0,177
Pb	0,061	0,081	0,085	0,080	0,044	0,068	0,095	0,088	0,062	0,090	0,069	0,049
Ni	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,034	0,056	0,078	0,049	0,000	0,041	0,020	0,018	0,002	0,000	0,000	0,015
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,190	0,124	0,093	0,056	0,000	0,107	0,111	0,169
Te	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000
Mn	0,692	0,707	0,663	0,669	0,706	0,697	0,700	0,689	0,482	0,497	0,493	0,507
Cd	0,343	0,352	0,372	0,344	0,353	0,369	0,393	0,343	0,353	0,384	0,363	0,352
Toplam	97,113	99,192	99,801	98,326	99,172	99,443	99,482	99,250	99,076	99,071	98,372	99,031

Çizelge 8.2 Masif dokulu cevher içindeki beyaz renkli sfaleritler ve saçınımlı dokulu cevher içindeki bal (açık) renkli sfaleritlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (Masif Dok. Cev*: masif dokulu cevher içindeki beyaz renkli sfaleritler) (tüm değerler % cinsinden verilmiştir).

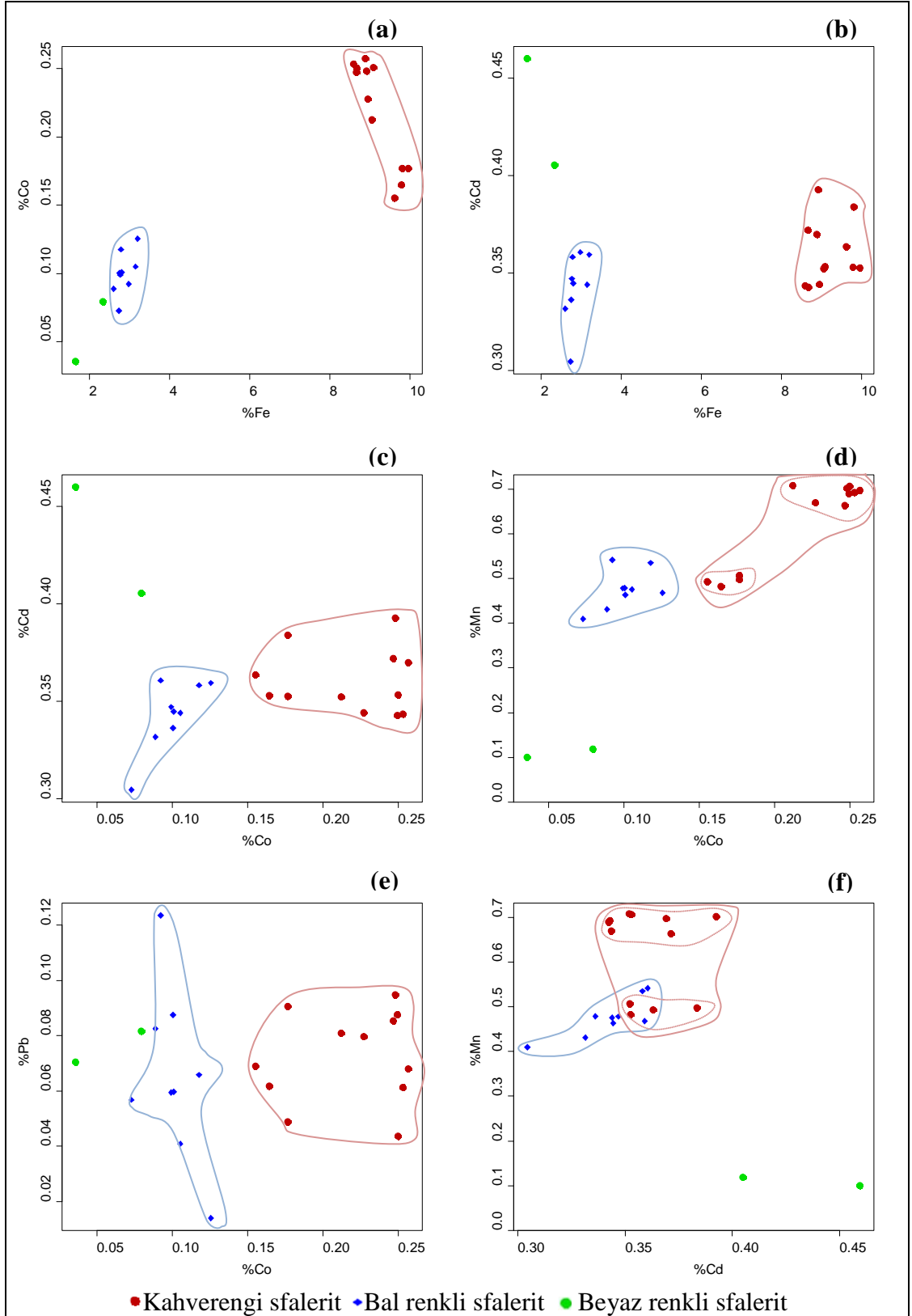
Örnek	Masif Dok. Cev.*		Saçınımlı Dokulu Cevher								
	P-3		47				51				
Nokta	4	18	19	20	25	28	31	35	36	42	43
As	0,000	0,000	0,000	0,018	0,005	0,000	0,000	0,000	0,005	0,025	0,000
S	34,001	34,323	34,106	33,652	34,293	33,704	34,001	33,470	33,865	34,505	33,890
Fe	1,652	2,341	3,204	3,154	2,981	2,786	2,735	2,606	2,775	2,805	2,757
Zn	65,387	65,592	64,342	64,123	63,213	64,777	63,565	63,927	64,225	61,828	63,242
Hg	0,023	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,021
Co	0,036	0,079	0,126	0,105	0,092	0,118	0,073	0,089	0,099	0,101	0,100
Pb	0,070	0,082	0,014	0,041	0,124	0,066	0,057	0,083	0,060	0,060	0,088
Ni	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001
Ag	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,007	0,300	0,306	0,243	0,016	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,038	0,000	0,102	0,161	0,000	0,131	0,000	0,190	0,029	0,342
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,100	0,117	0,467	0,476	0,542	0,535	0,409	0,431	0,478	0,464	0,478
Cd	0,460	0,405	0,359	0,344	0,361	0,358	0,304	0,332	0,347	0,345	0,336
Toplam	101,729	103,010	102,917	102,321	102,013	102,361	101,275	100,936	102,056	100,166	101,255

Kahverengi renkli olarak gözlenen sfaleritler % 52 ile 56 arasında Zn içeriğine ve % 8.6 ile 10 arasında yüksek demir içeriğine sahiptirler. Co içerikleri ise % 0,16 ile 0,26 arasında olup oldukça belirgindir (Çizelge 8.1). Bal renkli sfaleritler ise % 63 ile 66 arasında zengin Zn içeriğine sahiptir ve % 2,6 ile 3,2 arasında düşük demir içerirler. Co içerikleri ise % 0,07 ile 0,13 arasında olup kahverengi sfaleritlerinin Co içeriklerine göre oldukça düşük oranlardadır (Çizelge 8.2). Bu arada dikkati çeken bir özellik de, kahverengi sfaleritlerle birlikte bulunan ve beyaz renkleri ile göze çarpan sfaleritlerin (Şekil 7.15 a ve 8.1) Çizelge 8.2'deki "Masif Dokulu Cev*" işaretli sütunlarda verilen analizleri incelendiğinde, Fe ve Co içeriklerinin kahverengi sfaleritlere göre daha az olmasıdır. Kahverengi sfaleritlerin bu beyaz kesimlerine ait 2 adet noktasal analizi sonucu tüm diyagramlarda (Şekil 8.3 ve 8.4) saçınımlı dokulu cevhere ait bal renkli sfaleritlere benzer alanlarda dağılım sergilediği gözlenmektedir. Dolayısıyla kahverengi sfaleritlerin bu kesimlerinin daha sonra gelen çözeltiler tarafından etkilendiği ve sfaleritlerden Fe'in yanında Co'nun da yıkandığını düşündürmektedir.

Tüm sfaleritlerde, yukarıda söz edilen grupların ayrımlaşmasını görebilmek amacıyla Zn-Fe-Co-Cd-Pb-Mn elementleri arasında element-çift diyagramları (Şekil 8.3 ve 8.4) çizilmiş ve gruplar içi korelasyon katsayıları (Çizelge 8.3 ve 8.4) belirlenmiştir. Korelasyon katsayıları için genel olarak $r = \pm 0.50-0.69$ arası orta, $\pm 0.70-1.00$ arası ise yüksek korelasyon olarak kabul edilmiştir. Kahverengi sfaleritlerin liçlenerek beyaz renkli sfaleritlere dönüştüğü yerlerde yapılan analizlerin sayısı 2 olduğundan bu tür sfaleritler için korelasyon katsayıları hesaplanmamıştır.



Şekil 8.3 Sfaleritlerde (a) Zn'ya karşı Fe, (b) Zn'ya karşı Co, (c) Zn'ya karşı Cd, (d) Zn'ya karşı Fe + Co, (e) Zn'ya karşı Pb ve (f) Zn'ya karşı Mn diyagramları



Şekil 8.4 Sfaleritlerde (a) Fe'e karşı Co, (b) Fe'e karşı Cd, (c) Co'a karşı Cd, (d) Co'a karşı Mn, (e) Co'a karşı Pb ve (f) Cd'a karşı Mn diyagramları

Çizelge 8.3 Kahverengi sfaleritler için hesaplanan korelasyon katsayıları

	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Bi	Hg	Fe	Mn	Co
Co	0,50	0,15	0,46	-0,08	0,25	-0,03	-0,10	-0,20	-0,91	0,93	1,00
Mn	0,56	0,19	0,45	0,03	0,21	-0,12	-0,18	-0,11	-0,90	1,00	
Fe	-0,64	-0,31	-0,41	0,24	-0,16	0,14	0,40	-0,01	1,00		
Hg	-0,01	-0,25	-0,55	-0,14	-0,15	-0,43	-0,52	1,00			
Bi	-0,58	-0,44	-0,13	0,30	0,19	0,26	1,00				
Cd	-0,07	0,49	0,35	0,15	0,08	1,00					
As	-0,06	0,25	0,14	-0,07	1,00						
Ni	0,12	-0,10	0,01	1,00							
Zn	0,49	0,48	1,00								
Pb	0,33	1,00									
Cu	1,00										

Çizelge 8.4 Bal renkli sfaleritler için hesaplanan korelasyon katsayıları

	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Bi	Hg	Fe	Mn	Co
Co	0,44	-0,34	-0,31	0,02	0,22	-0,57	0,08	-0,58	0,88	0,77	1,00
Mn	0,35	-0,04	-0,63	-0,33	0,27	-0,78	0,33	-0,59	0,84	1,00	
Fe	0,63	-0,28	-0,49	-0,15	0,33	-0,75	0,24	-0,71	1,00		
Hg	-0,39	0,23	0,32	0,02	-0,34	0,60	0,33	1,00			
Bi	-0,05	0,35	-0,35	-0,19	-0,05	-0,38	1,00				
Cd	-0,07	0,11	0,63	0,16	-0,19	1,00					
As	0,22	-0,18	-0,61	0,39	1,00						
Ni	-0,35	0,09	-0,15	1,00							
Zn	-0,03	-0,13	1,00								
Pb	-0,29	1,00									
Cu	1,00										

Kahverengi sfaleritler ile bal renkli sfaleritler Zn-Fe, Zn-Co, Zn-Cd, Zn-(Fe+Co), Zn-Pb ve Zn-Mn diyagramlarında (Şekil 8.3 a, b, c, d, e, f) çok belirgin biçimde ayrı alanlara düşmekte ve bu farklı renkli sfaleritlerin oluşumları sırasında çözeltilerdeki element dağılımlarının birbirinden farklı olduğunu göstermektedir. Zn-Pb diyagramında (Şekil 8.3 e) her iki ana grupta Pb değerlerinin binde mertebesinde de olsa oldukça geniş bir dağılım aralığında yer aldığı görülmektedir. Bu durum bal renkli sfalerit oluşumu sırasında galenitin de onlarla birlikte oluştuğu ve Pb'nin yer yer sfaleritin kristal kafesine girdiğini göstermektedir. Bu iki grup arasında farklı alanlarda yer alma durumunu Fe-Co ve Fe-Cd diyagramlarında (Şekil 8.4 a, b) belirgin şekilde görmek

mümkündür. Fakat Co-Cd, Co-Mn, Co-Pb ve Cd-Mn diyagramlarında gruplar birbirine daha yakın konumlarda, hatta Cd-Mn diyagramında iç içe bulunmaktadır (Şekil 8.4 c, d, e, f). Cd oranlarının kahverengi sfaleritlerde bal renkli olanlarına göre daha yüksekçe olduğu görülmektedir (Şekil 8.3 c ve 8.4 b, c, f). Burada bir başka özellik de kahverengi sfaleritlerin Mn içerikleri yönünden kendi içlerinde sanki iki ayrı alt gruba ayrılıyorlarmış gibi gözükmesidir (Şekil 8.3 f ve 8.4 d, f). Bu durum, gerçekten böyle olabileceği gibi aradaki boşluğu dolduracak analizlerin bulunmamasından da kaynaklanabilir.

Öte yandan kahverengi sfaleritlerden liçlenme sonucu oluşan beyaz renkli sfaleritler (üçüncü grup) genellikle bal renkli sfaleritlere yakın ama onlardan biraz daha farklı alanlarda yer aldıkları dikkati çekmektedir. Özellikle Zn-Cd diyagramında % 0.40-0.45 gibi en yüksek Cd ve % 66 civarı en yüksek Zn değerleri göstermeleri (Şekil 8.3 c) buna karşın Zn-Mn diyagramında (Şekil 8.3 f) yine aynı oranda Zn içerirken, Mn değerlerinin % 0.1 civarında en düşük olmasıdır. Örnek sayısı yorumlamaları güçleştirirse de bunun nedeninin bu tür sfaleritlerin bal renkli sfaleritlerden farklı kimyasal bileşime sahip oldukları ama bal renkli sfaleritleri oluşturan çözeltilerden de önemli ölçüde etkilendikleri şeklinde yorumlanabilir.

Korelasyon (ilişkililik) katsayılarının yorumlanması Çizelge 8.3 ve 8.4'de gösterilen iki ana gruba göre ayrı ayrı yapılacaktır. Kahverengi sfaleritlerde Mn-Co elementleri arasında $r = 0.93$ ile çok yüksektir. Bu sfaleritlerde, orta derecede pozitif korelasyon katsayıları aralığı biraz aşağı çekilerek $r = 0.48-0.56$ arasında kabul edilmiştir (Çizelge 8.3). Buna göre Cu-Co, Cu-Mn, Cu-Zn, Pb-Zn ve Pb-Cd arasında orta derecede pozitif korelasyon katsayıları görülmektedir. Bu da kahverengi sfaleritlerde Co ile Mn'nin birlikte arttıklarına ve Pb, Cu ve Cd elementlerinin de Zn ile çok belirgin olmasa da bir ölçüde arttığına işaret etmektedir. Buna karşın Fe-Co ve Fe-Mn elementleri arasında $r = -0.90$ civarı değerlerle çok yüksek negatif korelasyon görülmektedir (Çizelge 8.3). Bu durum yukarıda belirtildiği gibi Mn-Co arasındaki çok yüksek pozitif ilişkililikle birlikte düşünülürse Fe'in, Co ve Mn'nin birlikte artışı esnasında kahverengi sfalerit oluşumu evresinde ortamda tüketilmiş olabileceğine işaret edebilir. Öte yandan, Fe-Cu, Cu-Bi ve Zn-Hg elementleri arasında ise $r = -0.52-0.64$ aralığındaki orta derecede

negatif korelasyon katsayılarının bulunması (Çizelge 8.3) demir azalırken Cu'ın biraz artmış olduğunu ifade edebilir. Cu artarken Bi göreceli olarak azalmakta benzer şekilde sfaleritte Zn kristal kafesinde yerini alırken Hg'nın ya çözelti de az oranda bulunduğundan sfaleritin içine giremediği ya da başka bir evreye özgü elementi temsil ettiği düşünülebilir. Diğer elementler arasında ise herhangi bir ilişkililik saptanmamıştır.

Sonuç olarak, kahverengi sfaleritler de Mn ve Co kesinlikle Cu, Zn, Pb ve Cd ile az da olsa birlikte artmaktadır. Buna karşın Fe, tüm bu elementlere karşı davranış sergilememektedir. Bu da demirin daha sonraki evrelerdeki hareketliliğinden kaynaklanıyor olabilir.

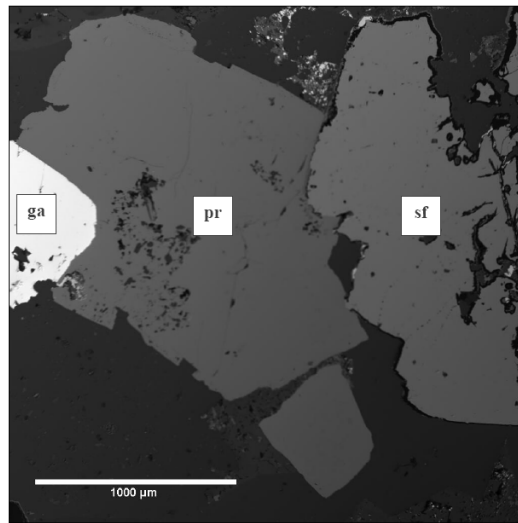
Bal renkli sfaleritlerde Fe-Co, Fe-Mn ve Co-Mn elementleri arasında $r= 0.77$ ile 0.88 aralığında oldukça yüksek ve Fe-Cu, Zn-Cd ve Hg-Cd element çiftlerinde $r= 0.60-0.63$ arasında olmak üzere orta derecede pozitif korelasyon katsayıları görülmektedir (Çizelge 8.4). Bu da bal renkli sfaleritlerde Fe, Co ve Mn elementlerinin kesinlikle birlikte artıklarına işaret etmektedir. Buna karşın, Cu, Zn, Cd ve Hg elementlerinin çözeltide ve/veya bal renkli sfalertlerin kafes yapısında yüksek oranda olmasa da yer alarak birlikte artmış olabileceklerini gösterebilir. Fe'in sadece Cu ile bir arada az oranda artmış olabildiği dikkati çekicidir. Buna karşın Fe-Hg, Fe-Cd ve Mn-Cd elementleri $r= - 0.71-0.78$ aralığında gözlenen yüksek negatif korelasyon ise (Çizelge 8.4) Fe ve Mn'ın, Cd ve Hg elementleri ile ters oranda bir davranış içinde olduğunu gösterebilir. Bu durum bal renkli sfaleritlerde Zn oranı arttıkça Cd ve Hg elementlerin de bir miktarda olsa arttığı anlamına gelmektedir. Zn-Mn ve Zn-As element çiftleri arasında $r= - 0.61-0.63$ arasında oynayan orta derecede negatif korelasyon katsayıları görülmektedir (Çizelge 8.4). Anılan bu element çiftleri için yukarıda belirtilen ilişkililikler de göz önüne alındığında Zn'nun sfalerit kafesteki yerini alması sırasında Mn ve biraz da As'ın kafese giremediğini göstermektedir. Diğer elementler arasında ise herhangi bir ilişkililik saptanmamıştır. Bu durum As ve Mn'ın bu evreden sonra da zenginleşmiş olabileceklerine işaret edebilir.

Sonuç olarak, bal renkli sfaleritlerde Fe, Co ve Mn kesinlikle birlikte, Cu ve Zn ise bir ölçüde birlikte artışlar göstermekte iken Cd ve Hg elementleri de onlara eşlik etmeye

çalışmaktadır. Buna karşın Cd ve Hg'nın özellikle Fe, Co ve Mn karşı ters yönde davranışlar sergilediği görülmüştür.

8.1.1.2 Galenit

Elektron mikroprob çalışmaları sırasında galenitlerden çekilen BSE fotoğraflarında, galenitler için bileşimsel bir farklılığı yansıtacak herhangi bir renk tonu farklılığına rastlanılmamıştır. (Şekil 8.2 ve 8.5) Ancak galenitler üzerinde yürütülen elektron mikroprob analizleri sonucunda elde edilen veriler, galenitlerin Ag, Bi ve Te içeriklerine göre iki alt gruba ayrılabilceğini göstermiştir. Oluşan bu gruplar, mineralojik ve petrografik olarak tanımlanmış olan masif ve saçınımlı cevher gruplarının da kimyasal olarak belirginleşmesini sağlamıştır. Masif dokulu cevher örneklerinde kahverengi sfaleritlerle birlikte izlenen galenitler % 0,27 ile 0,68 arasında yüksek Ag içeriğine sahiptir. Bu tür galenitlerde Bi içerikleri % 0,76 ile 1,63 arasında değişirken Te içerikleri % 0,19 ile 0,33 arasında bulunmaktadır. Saçınımlı cevher dokusu içinde bal renkli sfaleritlerle birlikte izlenen galenitler % 0 ile 0,19 arasında düşük Ag içeriğine sahiptir. Bu tür galenitlerin Bi içerikleri de masif dokulu cevher zonu içindeki galenitlerin Bi içeriklerine göre, % 0,08 ile 0,61 arasındaki değerleriyle belirgin biçimde düşüktür. Aynı düşük oranları % 0,05 ile 0,12 ile Te değerlerinde de görmek olasıdır (Çizelge 8.5 ve 8.6).



Şekil 8.5 Elektron mikroprob çalışması yapılan galenit (ga), pirit (pr) ve sfalerit (sf) minerallerinin BSE görüntüsü (51 nolu örnek)

Çizelge 8.5 Masif dokulu cevher içindeki galenitlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir)

Örnek	Masif Dokulu Cevher													
	WACL 2							P-3						
Nokta	4	9	10	12	13	50	57	5	6	9	10	19	20	21
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S	13,444	13,381	13,336	13,065	13,425	13,232	13,213	13,576	13,405	13,543	13,546	13,483	13,628	13,499
Fe	0,045	0,000	0,040	0,222	0,250	0,023	0,035	0,000	0,045	0,007	0,011	0,062	0,012	0,056
Zn	0,000	0,000	0,000	0,027	0,018	0,002	0,004	0,000	0,006	0,054	0,008	0,034	0,017	0,020
Hg	0,010	0,009	0,018	0,000	0,000	0,000	0,031	0,013	0,004	0,000	0,000	0,015	0,000	0,030
Co	0,013	0,000	0,010	0,009	0,000	0,009	0,028	0,000	0,000	0,028	0,022	0,006	0,000	0,013
Pb	86,789	86,114	86,525	85,094	86,030	85,196	85,759	86,243	85,781	86,195	86,378	85,987	86,966	86,173
Ni	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,008	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,006	0,000	0,014
Ag	0,274	0,326	0,371	0,460	0,400	0,271	0,298	0,434	0,449	0,461	0,417	0,680	0,447	0,478
Cu	0,000	0,028	0,004	0,176	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,028	0,048	0,000	0,000
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	1,076	0,894	1,027	0,996	1,287	0,756	1,100	1,103	1,370	1,603	1,539	1,289	1,370	1,231
Te	0,242	0,197	0,187	0,297	0,257	0,245	0,261	0,332	0,311	0,288	0,270	0,305	0,272	0,278
Mn	0,000	0,013	0,000	0,000	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cd	0,149	0,155	0,140	0,136	0,148	0,187	0,130	0,148	0,129	0,143	0,123	0,125	0,115	0,158
Toplam	102,042	101,117	101,658	100,500	101,890	99,929	100,858	101,848	101,512	102,333	102,341	102,041	102,826	101,950

Çizelge 8.6 Saçınımlı dokulu cevher içindeki galenitlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir)

Örnek	Saçınımlı Dokulu Cevher												
	47					51							
Nokta	14	17	18	24	29	30	33	34	37	38	39	44	45
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S	13,796	13,593	13,561	13,468	13,499	13,444	13,341	13,571	13,497	13,543	13,520	13,722	13,480
Fe	0,011	0,008	0,008	0,000	0,047	0,022	0,000	0,008	0,226	0,232	0,030	0,000	0,000
Zn	0,012	0,016	0,001	0,000	0,003	0,022	0,001	0,013	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,007	0,038	0,009	0,018	0,000	0,001	0,014	0,031	0,013	0,003	0,012
Co	0,017	0,000	0,028	0,013	0,000	0,005	0,012	0,000	0,000	0,003	0,000	0,027	0,016
Pb	88,989	87,320	86,603	86,710	86,998	87,803	86,753	88,409	87,797	87,740	88,722	89,025	88,915
Ni	0,000	0,008	0,000	0,000	0,005	0,006	0,000	0,000	0,029	0,018	0,019	0,001	0,000
Ag	0,179	0,170	0,194	0,173	0,002	0,003	0,002	0,000	0,052	0,014	0,011	0,008	0,032
Cu	0,000	0,017	0,019	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,070	0,094	0,013	0,004	0,024
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,608	0,599	0,747	0,652	0,290	0,236	0,364	0,375	0,502	0,327	0,080	0,294	0,383
Te	0,107	0,101	0,066	0,086	0,094	0,110	0,093	0,055	0,117	0,073	0,113	0,087	0,050
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Cd	0,145	0,158	0,163	0,142	0,152	0,139	0,157	0,127	0,130	0,091	0,143	0,144	0,164
Toplam	103,863	101,990	101,396	101,282	101,100	101,818	100,724	102,558	102,438	102,165	102,672	103,314	103,076

Masif ve saçınımlı dokulu cevherler içindeki galenitlerde olası grup ayrımlaşmalarını görebilmek amacıyla analizi yapılan her noktada değerler sergileyen Pb-Ag-Bi-Te ve Cd elementleri arasında (Çizelge 8.5 ve 8.6) element çift diyagramları (Şekil 8.6 ve 8.7) ve gruplar içi korelasyon katsayıları (Çizelge 8.7 ve 8.8) belirlenmiştir. Korelasyon katsayıları için $r = \pm 0.60-0.79$ arası orta, $\pm 0.80-1.00$ arası ise yüksek korelasyon olarak kabul edilmiştir.

Çizelge 8.7 Masif dokulu cevher içinde kahverengi sfaleritlerle birlikte bulunan galenitler için hesaplanan korelasyon katsayıları

	Cu	Pb	Zn	Ni	Cd	Bi	Ag	Hg	Fe	Te	Mn	Co
Co	-0,03	-0,04	0,31	-0,14	-0,07	0,29	-0,16	0,26	-0,22	-0,04	-0,34	1,00
Mn	-0,04	-0,03	0,03	-0,23	0,14	0,04	-0,08	-0,24	0,65	-0,18	1,00	
Te	0,20	-0,22	0,41	0,37	-0,30	0,45	0,59	-0,11	0,10	1,00		
Fe	0,60	-0,41	0,24	0,41	-0,01	-0,07	0,14	-0,22	1,00			
Hg	-0,28	0,09	-0,22	0,01	0,02	-0,21	0,00	1,00				
Ag	0,30	0,01	0,65	0,31	-0,49	0,52	1,00					
Bi	-0,15	0,41	0,58	-0,18	-0,63	1,00						
Cd	-0,17	-0,38	-0,23	0,14	1,00							
Ni	0,59	-0,66	0,21	1,00								
Zn	0,34	-0,11	1,00									
Pb	-0,53	1,00										
Cu	1,00											

Çizelge 8.8 Saçınımlı dokulu cevher içinde bal renkli sfaleritlerle birlikte bulunan galenitler için hesaplanan korelasyon katsayıları

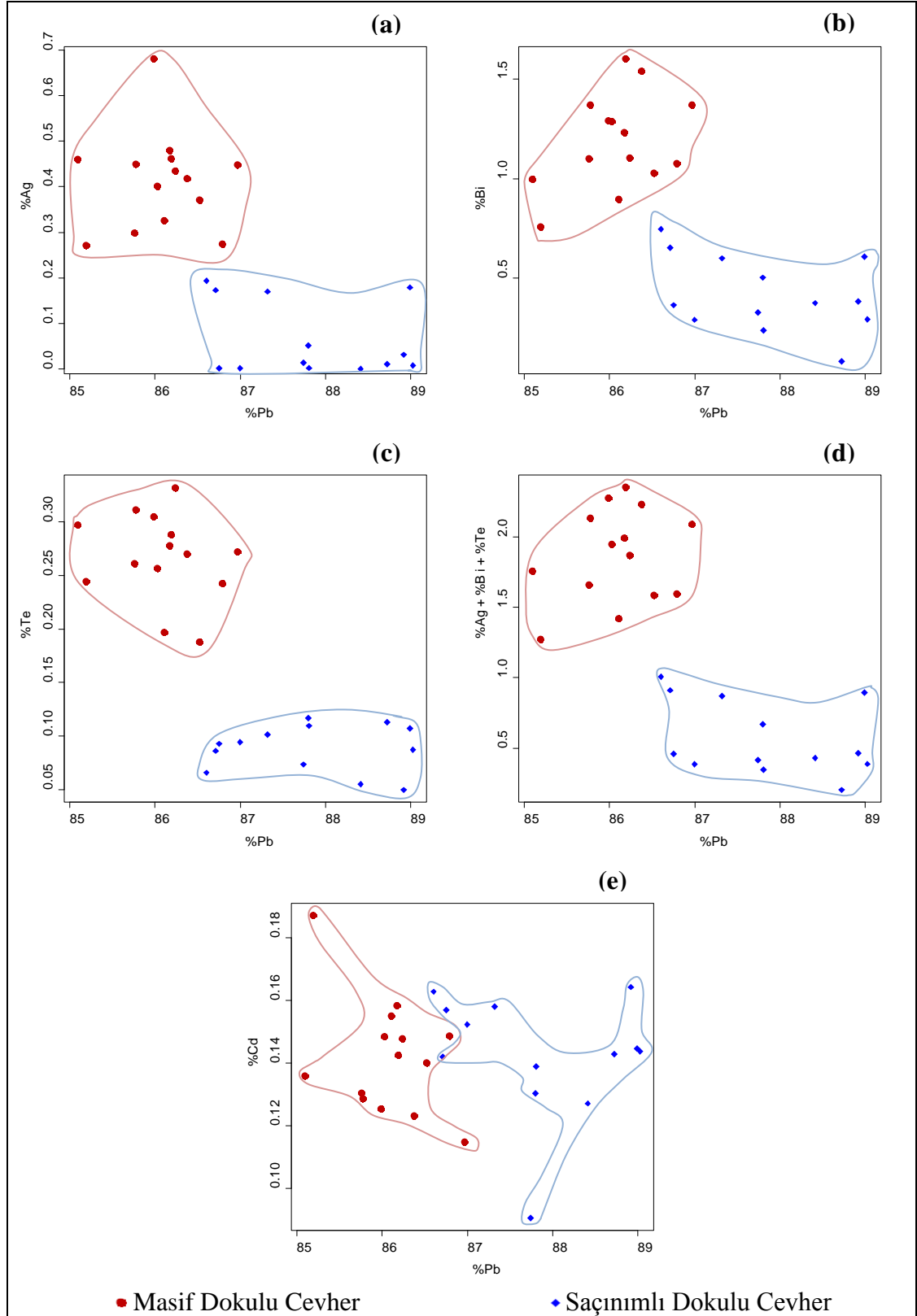
	Cu	Pb	Zn	Ni	Cd	Bi	Ag	Hg	Fe	Te	Mn	Co
Co	-0,26	0,06	-0,39	-0,59	0,41	0,41	0,37	-0,14	-0,42	-0,33	-0,23	1,00
Mn	0,13	-0,18	0,26	0,32	-0,06	-0,18	-0,31	0,04	0,26	0,49	1,00	
Te	-0,02	-0,02	0,34	0,50	-0,01	-0,17	0,04	-0,03	0,19	1,00		
Fe	0,93	-0,04	-0,30	0,83	-0,75	-0,09	-0,22	0,42	1,00			
Hg	0,43	-0,25	-0,28	0,29	-0,50	-0,01	0,02	1,00				
Ag	-0,12	-0,30	0,04	-0,24	0,33	0,89	1,00					
Bi	-0,01	-0,42	-0,15	-0,29	0,27	1,00						
Cd	-0,67	-0,15	0,03	-0,52	1,00							
Ni	0,74	0,07	-0,07	1,00								
Zn	-0,34	0,19	1,00									
Pb	0,00	1,00										
Cu	1,00											

Masif dokulu cevherler içindeki galenitler ile saçınımlı dokulu cevherler içindeki galenitler, Pb-Te, Ag-Te, Bi-Te diyagramlarında çok belirgin biçimde ayrı alanlara, Pb-Bi, Pb-Ag, Pb-(Ag+Bi+Te), Ag-Bi, Te-Cd ve Bi-Cd diyagramlarında ise birbirinin devamı özelliği sergilemekte ama birbirlerinden ayrı alanlara düşmektedir (Şekil 8.6 ve 8.7). Bu durum iki farklı galenit oluşumu sırasında Te elementinin Pb, Ag ve Bi elementlerine göre daha belirgin biçimde ayrılaştığı sonucunu varsaydırabilmektedir. Buna karşın Pb-Cd, Ag-Cd ve Te-Cd element çiftlerinde cevher dokularına göre grup ayrılaşmaları çok belirgin değildir. Bunun nedeni de Cd elementinin farklı galenit evreleri içinde farklı dağılım davranışları sergilemesi ile açıklanabilir.

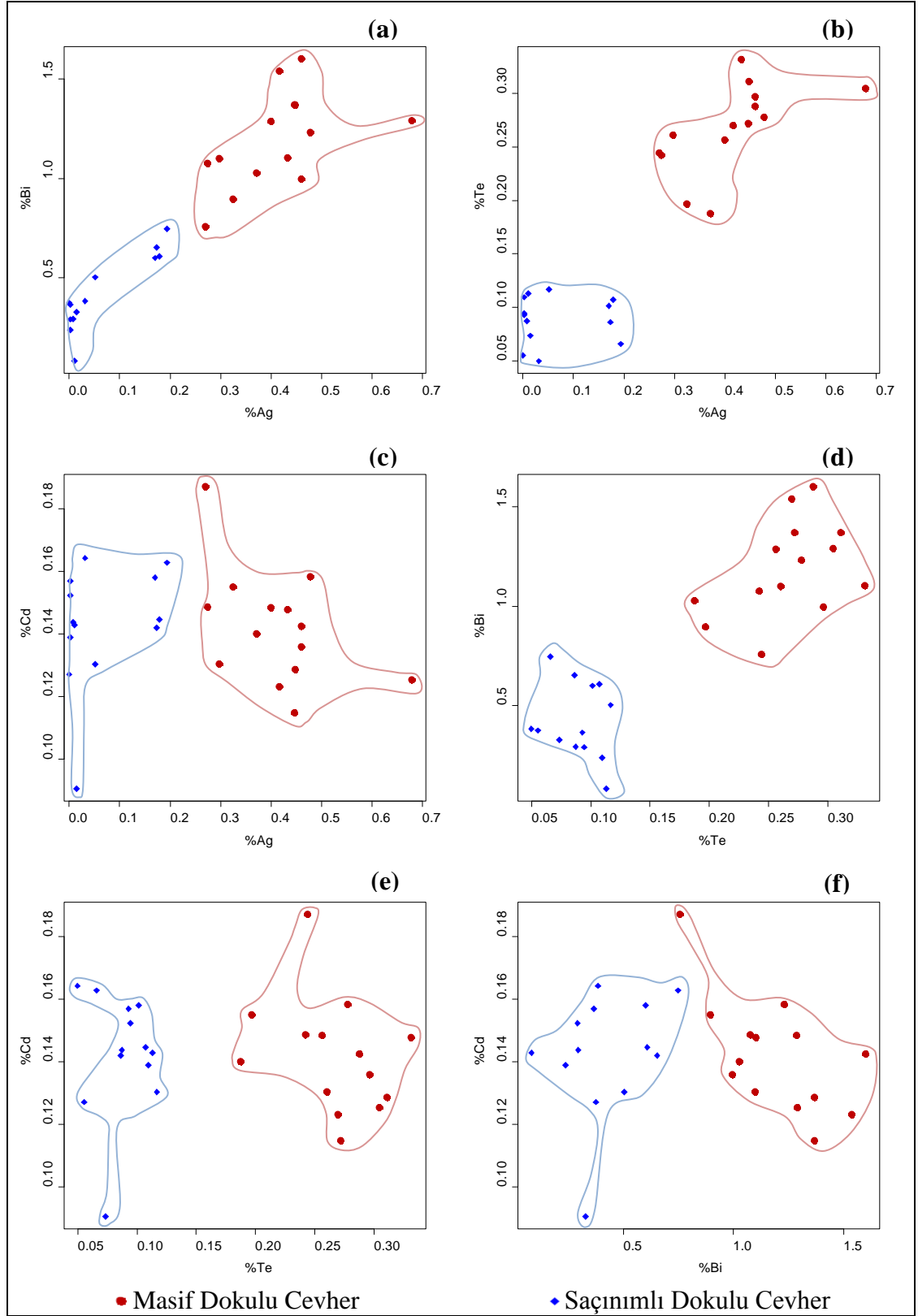
Korelasyon (ilişkililik) katsayılarının yorumlanması Çizelge 8.7 ve 8.8'de gösterilen iki ana gruba göre ayrı ayrı yapılacaktır. Masif dokulu cevherler içindeki galenitlerde Fe-Mn, Fe-Cu, Zn-Ag, element çiftleri arasında $r = 0.60-0.65$ arasında olmak üzere orta derecede pozitif korelasyon katsayıları görülmektedir (Çizelge 8.7). Bu da, bu tür galenitlerde adı geçen elementlerin çok belirgin olmasa da birlikte arttıklarına işaret etmektedir. Buna karşın Pb-Ni ve Bi-Cd element çiftleri arasında $r = -0.63-0.66$ aralığında değişen orta derecede negatif korelasyon katsayılarının bulunması (Çizelge 8.7), bu elementlerden birinin artarken diğerinin bir ölçüde azaldığına işaret etmektedir. Diğer elementler arasında ise herhangi bir ilişkililik saptanmamıştır.

Sonuç olarak, masif dokulu cevherler içindeki galenitlerde Fe, Mn, Cu, Zn ve Ag elementlerinin az da olsa birlikte artmakta, buna karşın Pb artarken Ni ve Bi artarken de Cd'un azaldığı görülmektedir.

Saçınımlı cevher dokusu gösteren örneklerdeki galenitlerde Fe-Cu, Fe-Ni, Cu-Ni ve Bi-Ag element çiftleri arasında $r = 0.74-0.93$ aralığında yüksek pozitif korelasyon katsayıları göstermektedir. (Çizelge 8.8). Böylesi bir tablo Fe, Ni ve Cu'nun bu tür galenitlerde birlikte arttığına ve Bi ve Ag'un de kesinlikle beraber hareket ettiklerini gösterebilir. Buna karşın Fe-Cd ve Cu-Cd element çiftleri arasında sırasıyla $r = -0.75$ ve -0.67 ile orta yüksek negatif korelasyon katsayısının görülmesi (Çizelge 8.8) Cd elementinin Fe ve Cu'la (bir ölçüde de Ni'le) ters yönde hareket ettiği söylenebilir. Diğer elementler arasında ise herhangi bir ilişkililik saptanmamıştır.



Şekil 8.6 Galenitlerde (a) Pb'a karşı Ag, (b) Pb'a karşı Bi, (c) Pb'a karşı Te, (d) Pb'a karşı Ag+Bi+Te ve (e) Pb'a karşı Cd diyagramları

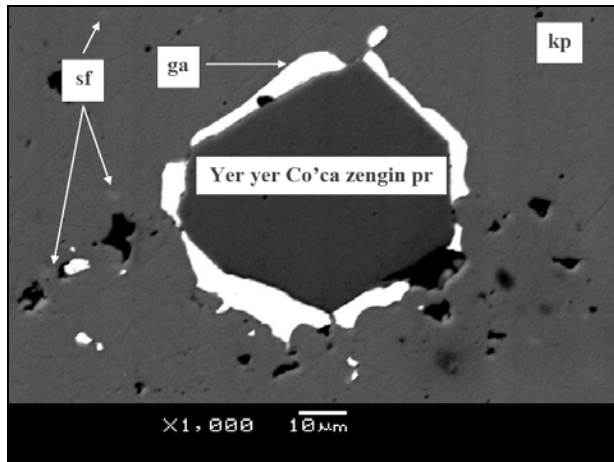


Şekil 8.7 Galenitlerde (a) Ag'e karşı Bi, (b) Ag'e karşı Te, (c) Ag'e karşı Cd, (d) Te'a karşı Bi, (e) Te'a karşı Cd ve (f) Bi'e karşı Cd diyagramları

Sonuç olarak, saçınımlı dokulu cevher zonu içindeki galenitlerde Fe, Ni ve Cu'nun ve Bi ile Ag'ün birlikte artışlar gösterdiği buna karşın özellikle Fe ve Cu'n arttığı sırada Cd elementinin azaldığı söylenebilir. Ayrıca Ag, Bi ve Te elementleri masif dokulu cevherlerdeki galenitlerde saçınımlı dokudaki galenitlere oranla dikkati çekecek ölçüde fazla olduğu görülmektedir (Şekil 8.7 a, b, d).

8.1.1.3 Pirit

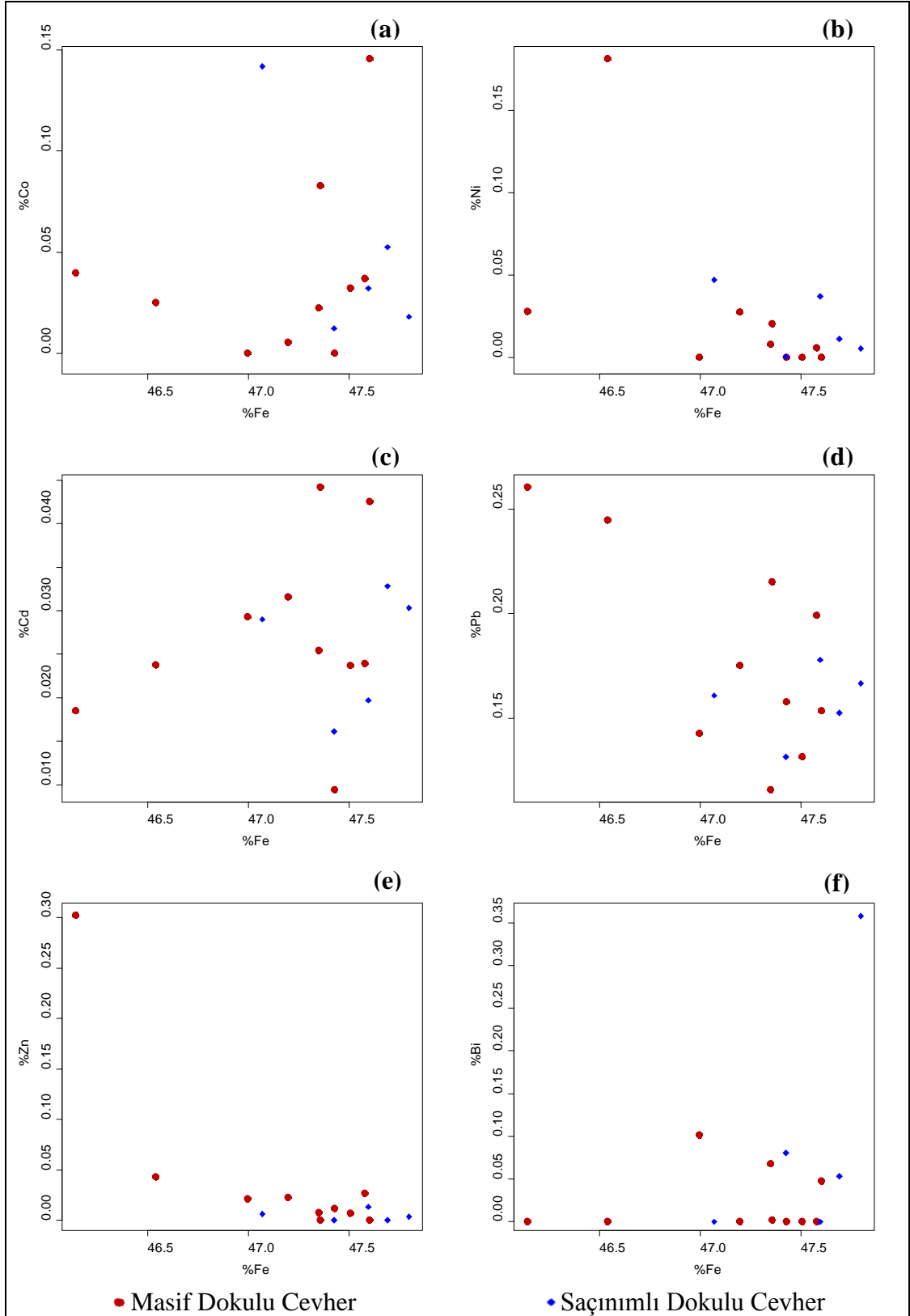
Piritlere ait elektron mikroprob analizleri, masif dokulu cevherlerde 2 örnekte 11 noktadan, saçınımlı cevherlerde ise 2 örnekte 5 noktadan yapılmıştır. Analizi yapılan noktalar bir profil boyunca değildir. Mineralin içinde dağınık biçimde yapılmıştır. Masif dokulu cevherleri temsil eden WACL-2 örneğindeki özşekilli pirit mineralinde bir noktada % 7,5'a yakın Co değeri elde edilmiştir. Bu değer diğer piritlerden elde edilen Co değerlerinden çok daha yüksektir. Aynı noktada yüksek Co değeri ile birlikte yüksek As (% 1,8), yüksek Cu (% 0,5) ve düşük Fe (% 39,2) içerikleri dikkati çekmektedir (Şekil 8.8 ve Çizelge 8.9). Bu noktasal anomali haricinde masif ve saçınımlı piritlerde diğer elementler arasında herhangi bir gruplaşma gözlenememiştir (Çizelge 8.9 ve Şekil 8.9). Bunun nedeni, Co'daki birkaç değer dışında diğer tüm elementlerin pirit minerali kafesi içinde % 0.5 ve onun da daha altındaki değerleriyle çok çok az oranlarda bulunması ve bunun herhangi bir ayrılaşmaya izin vermemesi şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 8.8 WACL-2 nolu örneğinde elektron mikroprob çalışması yapılan pirit (pr) ve kalkopirit (kp) minerallerinin BSE görüntüsü (ga: galenit, sf: sfalerit)

Çizelge 8.9 Piritlere ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir)

Örnek Nokta	Masif Dokulu Cevher											Saçınmıllı Dokulu Cevher				
	WACL 2				P-3							47		51		
	51	52	53	7	7	8	11	12	13	16	17	21	27	32	46	47
As	0,002	0,054	1,789	0,153	0,002	0,015	0,000	0,000	0,047	0,087	0,149	0,032	0,019	0,119	0,000	0,009
S	53,927	53,879	52,568	54,149	54,166	54,364	54,155	53,732	54,478	54,219	54,341	54,223	52,855	53,650	54,108	54,022
Fe	47,198	46,542	39,184	46,143	47,507	47,602	47,427	46,998	47,349	47,577	47,357	47,689	47,594	47,069	47,425	47,796
Zn	0,023	0,043	0,007	0,302	0,007	0,000	0,012	0,021	0,008	0,027	0,000	0,000	0,013	0,006	0,000	0,003
Hg	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,009	0,006	0,019	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000
Co	0,006	0,025	7,488	0,040	0,032	0,146	0,000	0,000	0,022	0,037	0,083	0,053	0,032	0,142	0,013	0,018
Pb	0,175	0,245	0,182	0,260	0,132	0,154	0,158	0,143	0,116	0,199	0,215	0,153	0,178	0,161	0,132	0,167
Ni	0,027	0,182	0,094	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,006	0,021	0,011	0,037	0,047	0,001	0,005
Ag	0,008	0,000	0,018	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,018	0,000	0,024	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Cu	0,156	0,025	0,471	0,112	0,005	0,000	0,000	0,001	0,010	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,008
Sb	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,115	0,000	0,000	0,048	0,000	0,101	0,068	0,000	0,002	0,053	0,000	0,000	0,081	0,358
Te	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,013	0,006	0,032	0,000	0,000
Mn	0,005	0,001	0,021	0,002	0,001	0,000	0,058	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,029	0,000	0,012	0,000
Cd	0,032	0,024	0,032	0,019	0,024	0,043	0,009	0,029	0,025	0,024	0,044	0,033	0,020	0,029	0,016	0,030
Toplam	101,559	101,019	102,009	101,274	101,877	102,374	101,819	101,041	102,168	102,195	102,235	102,266	100,790	101,254	101,791	102,416



Şekil 8.9 Piritlerde (a) Fe'e karşı Co, (b) Fe'e karşı Ni, (c) Fe'e karşı Cd, (d) Fe'e karşı Pb, (e) Fe'e karşı Zn ve (f) Fe'e karşı Bi diyagramları

8.1.1.4 Kalkopirit

Cevher mikroskopisi çalışmaları sırasında genellikle iki ayrı jenerasyon halinde izlenen kalkopiritlerin başta sfaleritler olmak üzere diğer minerallerle bir arada bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 7.15 c, d, e). Kalkopiritlerde kapanımların çok miktarda olmasından dolayı elektron mikroprob analizleri sırasında temiz kalkopirit yüzeyi bulmak oldukça zor olmuştur. Ayrıca saçınımlı kalkopiritlerde de analizler sırasında mikro ölçekte çok fazla sfalerit kapanımı gözlenmiştir. Bu nedenle masif dokulu cevherleri temsil eden WACL-2 örneğindeki bir kalkopiritte sadece üç noktada analiz yapılabilmektedir (Çizelge 8.10). Buna göre üç noktadan sadece birisinde yüksek Co (% 1,78) ve yüksek Ni (% 0,72) içerikleri dikkati çekmektedir. Analizi yapılan nokta sayısı çok az ve mineral içinde dağılık olduğu için sağlıklı bir şekilde elementler arası ilişkilerden bahsetmek mümkün olamamaktadır.

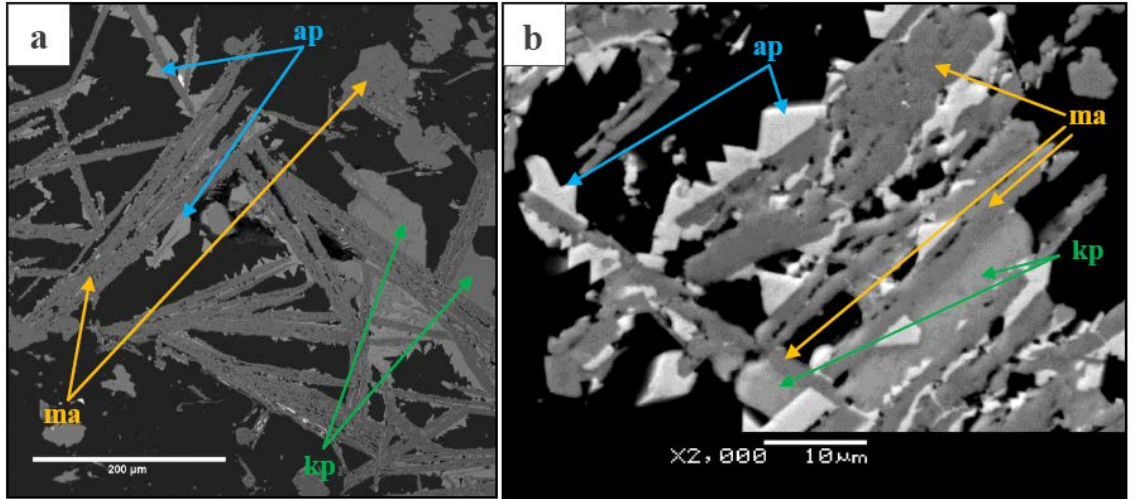
Çizelge 8.10 Kalkopirite ait elektron mikroprob analiz sonuçları (tüm değerler % cinsinden verilmiştir)

Örnek	Masif Dok. Cev.		
	WACL 2		
Nokta	5	48	6
As	0,000	0,009	0,000
S	34,961	35,668	35,637
Fe	29,576	31,093	30,963
Zn	0,179	0,139	0,044
Hg	0,000	0,000	0,028
Co	1,784	0,001	0,005
Pb	0,153	0,052	0,106
Ni	0,719	0,000	0,000
Ag	0,027	0,028	0,029
Cu	33,078	35,377	30,959
Sb	0,000	0,000	0,000
Bi	0,118	0,117	0,000
Te	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,003	0,000
Cd	0,030	0,022	0,020
Toplam	100,627	102,507	97,790

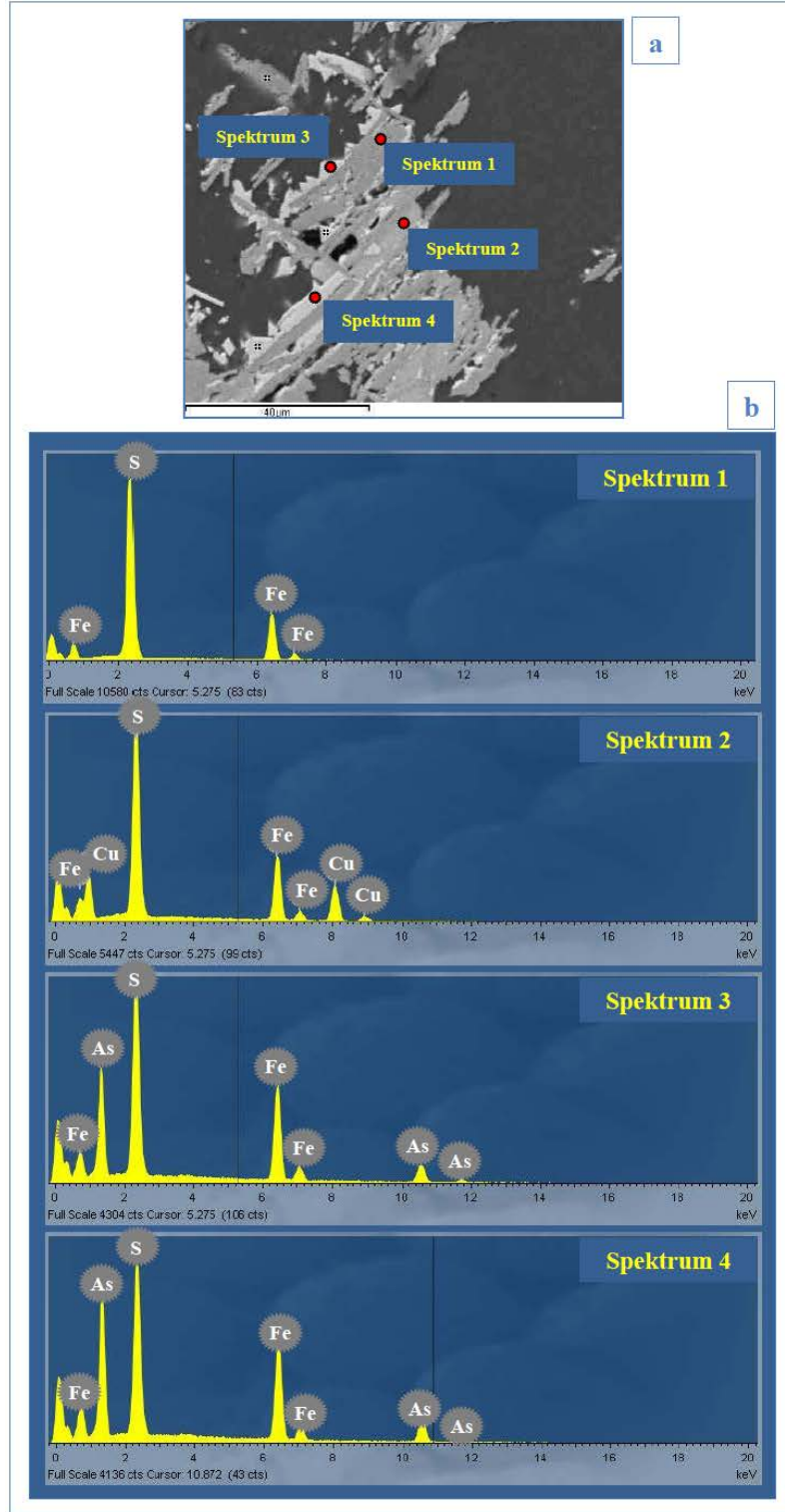
8.1.2 SEM-EDS çalışmaları

Markazit ve markazitlerle birlikte bulunan kalkopirit ve arsenopirit minerallerinin elektron mikroproba noktasal kimyasal analizleri yapılamamıştır (Şekil 8.10 a, b). Bu sebeple söz konusu mineralleri daha sağlıklı tanımlayabilmek amacıyla mineraller üzerinde SEM-EDS analizleri yürütülmüştür.

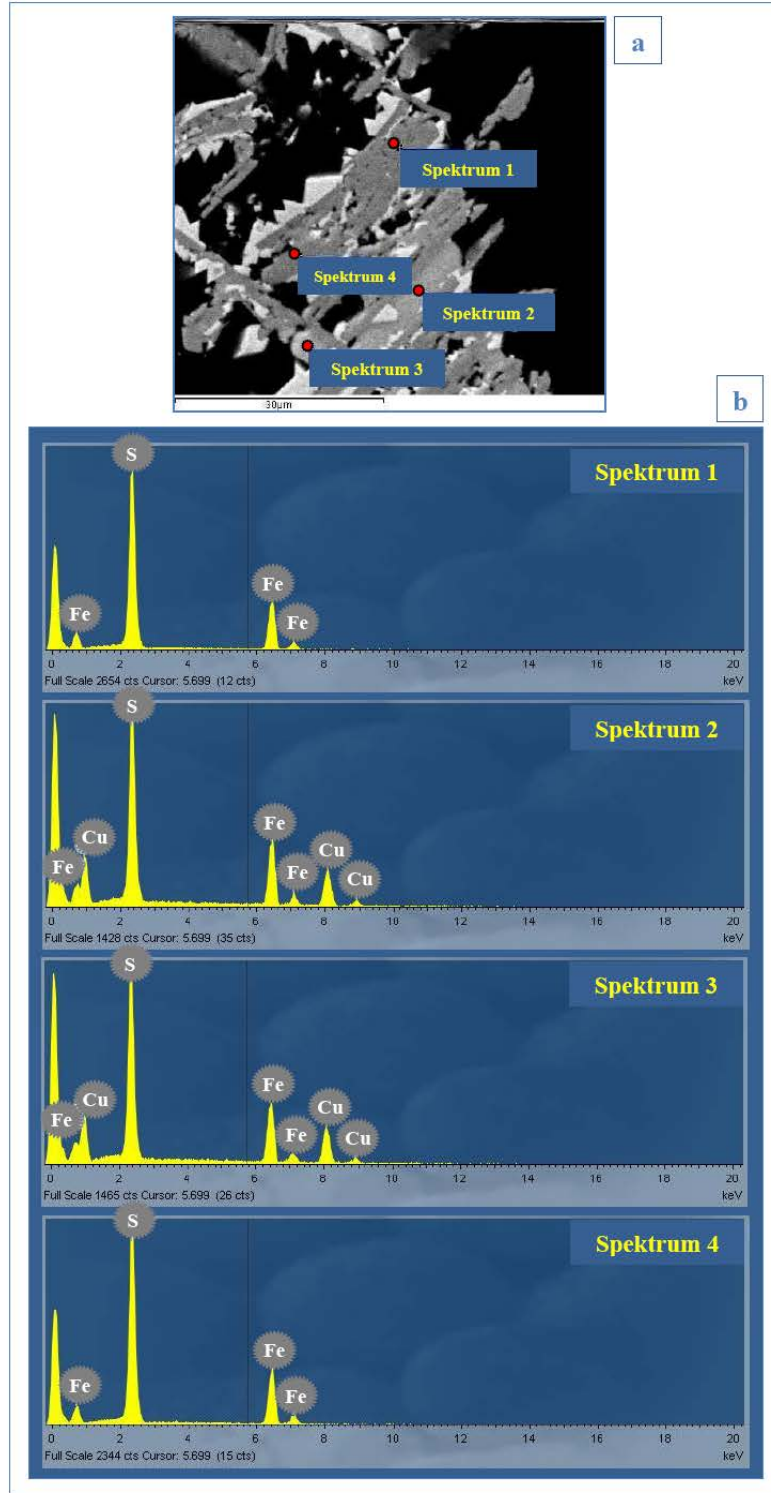
SEM-EDS çalışmaları ile cevher mikroskobisi çalışmalarında tanımlanan çubuksu minerallerin markazit olduğu doğrulanmıştır (Şekil 8.11 a, b ve 8.12 a, b). SEM-EDS verileri cevher mikroskobisi gözlemleri birleştirildiğinde, markazit ve kalkopirit arasındaki sınırın düzgün olması kalkopiritlerin markazitlere dönüştüğünü düşündürmektedir.



Şekil 8.10 (a) Elektron mikroprob analizleri sırasında çekilmiş çubuksu markazitler (ma) ile birlikte kalkopirit (kp) ve üçgen-testere dişi şeklinde arsenopirit (ap) minerallerine ait BSE görüntüsü ve (b) SEM-EDS analizleri sırasında çekilmiş çubuksu markazit (ma) ile kalkopirit (kp) arasındaki keskin sınır ve arsenopirit (ap) minerallerine ait BSE fotoğrafı



Şekil 8.11 (a) WACL-2 nolu örnekte gözlenen çubuksu markazit ile birlikte kalkopirit ve üçgen-testere dişi şeklinde arsenopirit minerallerine ait BSE görüntüsü, (b) Spektrum 1: markazite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 2: kalkopirite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 3: arsenopirite ait SEM-EDS grafiği ve Spektrum 4: arsenopirite ait SEM-EDS grafiği



Şekil 8.12 (a) WACL-2 nolu örnekte gözlenen çubuksu markazit ile birlikte kalkopirit ve üçgen-testere dişi şeklinde arsenopirit minerallerine ait BSE görüntüsü, (b) Spektrum 1: markazite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 2: kalkopirite ait SEM-EDS grafiği, Spektrum 3: kalkopirite ait SEM-EDS grafiği ve Spektrum 4: markazite ait SEM-EDS grafiği

8.2 Silikat Minerallerinde Mineral Kimyası

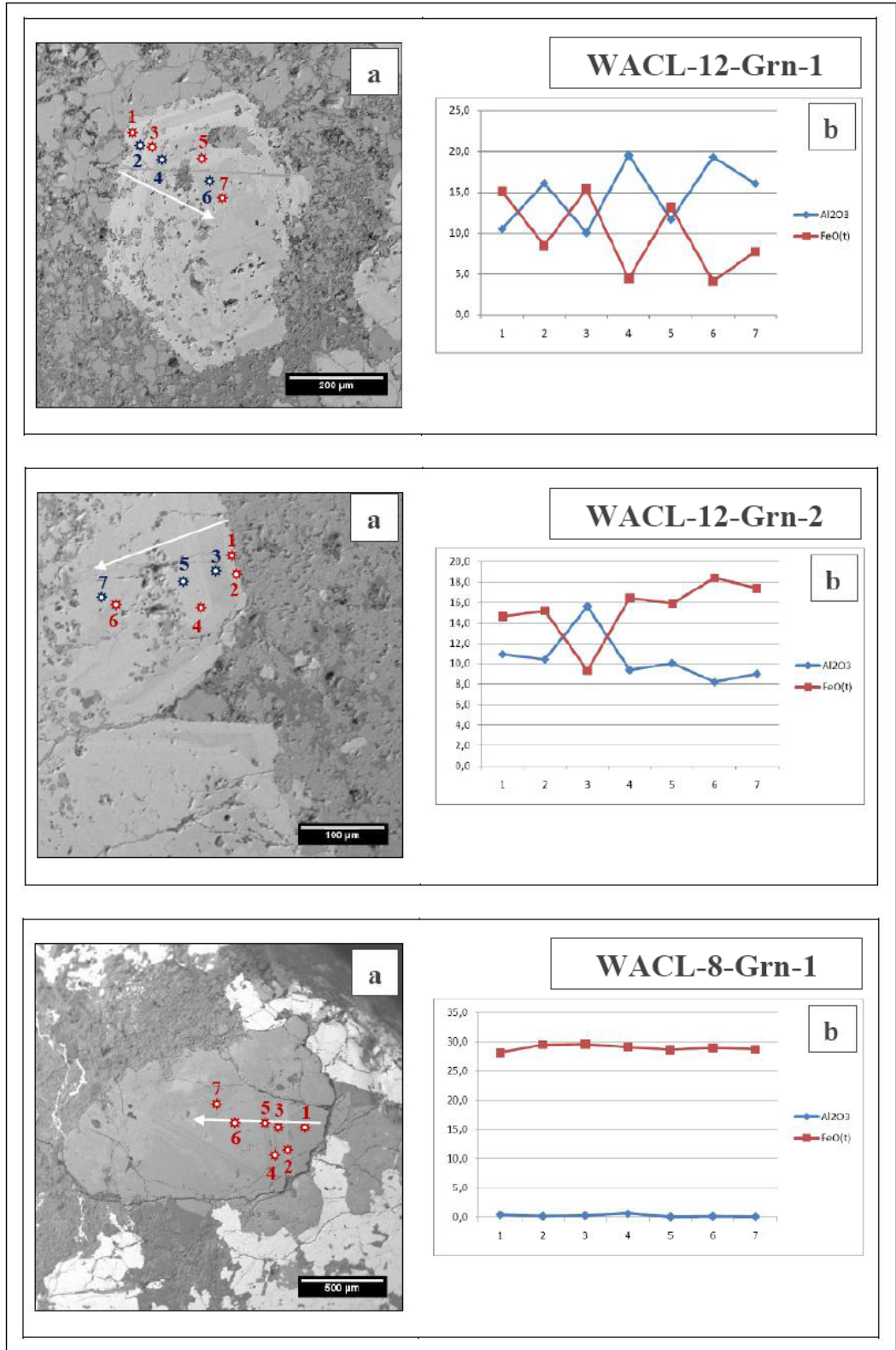
Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağından derlenen ve granat ile piroksen türü mineralleri içeren örnekler prograd evreyi temsil etmektedir. Bunlar çoğunlukla kalsik ekzoskarnlar içerisinde kata ve mezotermal çözeltilerin mermerler ile reaksiyonu sonucunda gelişen mineraller olarak bilinirler. Bu minerallerin bileşimleri ve türleri oluştukları hidrotermal çözeltilerin jeokimyasal koşulları hakkında kısmen de olsa fikir verebilmektedir. Bu sebeple elektron mikroprob analiz yöntemi ile granatların bileşimi, raman konfokal spektrometresi ile de piroksen ve epidot minerallerinin türleri belirlenmeye çalışılmıştır.

8.2.1 Elektron mikroprob çalışmaları

Petrografik çalışmalar sonucunda 2 adet granat örneği seçilmiştir (WACL-12 ve WACL-8). Bu örneklerde 4 adet zonlu granat mineralinde toplam 25 noktada nokta analizleri yapılmıştır (Şekil 8.13 a). Bu noktalarda SiO₂, FeO_(t), CaO, MgO, Al₂O₃, MnO, TiO₂ ve Cr₂O₃ içerikleri tespit edilmiştir. Bir adet zonlu granat örneği üzerinde ise yine EPMA yöntemi ile element dağılım haritası oluşturulmuştur. Elde edilen sonuçlar GCDkit 2.3 programı kullanılarak ve 24 oksijene göre yeniden hesaplanmış ve minerallerinin bileşimi uç bileşenler cinsinden ifade edilmiştir (Çizelge 8.11).

8.2.1.1 Granat kimyası

Çataltepe yatağına ait granatların EPMA yöntemiyle elde edilen kimyasal analiz sonuçları Çizelge 8.11'de verilmiştir. Granatlarda ana element oksit değerleri yuvarlatılarak değerlendirilecek olursa; SiO₂ içeriklerinin % 34,5 ile 38,7 arasında, FeO_(t) içeriklerinin ise % 4,1 ile 29,6 arasında olduğu görülmektedir. CaO içerikleri % 31,1 ile 37,0 arasında değişmektedir. MgO içerikleri de % 0 ile 0,3 arasındadır. Al₂O₃ değerleri % 0,03 ile 19,6 arasında değişmektedir. MnO içerikleri % 0,1 ile 2,8 arasında olup son derece düşüktür. TiO₂ içerikleri % 0 ile 1,2 arasında ve Cr₂O₃ içerikleri de % 0 ile 0,04 arasında oynamaktadır. Burada FeO_(t) ve Al₂O₃ değerlerinin geniş birer dağılım aralığında olması ilk bakışta hemen dikkati çekmektedir.



Şekil 8.13 (a) Üzerinde elektron mikroprob analizi yapılan zonlu granat mineralleri (rakamlar zonlar üzerindeki analiz noktalarını, ok işareti ise analiz hattını göstermektedir) ve (b) Analiz hattı boyunca noktasal olarak % Al₂O₃ ve % FeO_(t) değerlerinin birbirine göre değişimi

Çizelge 8.11 Granatlar üzerinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları ve GCDkit 2.3 programı ile ana oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalar

Örnek	WACL-12						
Granat	Grn-1						
Zon	zon-1	zon-1	zon-2	zon-3	zon-4	zon-5	zon-6
Nokta	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,232	37,069	38,072	36,419	36,696	36,618	36,916
TiO ₂	0,334	0,337	0,104	0,165	0,256	0,056	0,134
Al ₂ O ₃	10,915	10,404	15,598	9,378	10,033	8,202	8,997
FeO	14,598	15,153	9,330	16,423	15,888	18,380	17,376
MnO	0,290	0,289	0,438	0,714	0,416	0,720	0,711
MgO	0,196	0,271	0,111	0,040	0,093	0,056	0,044
CaO	35,670	35,455	36,658	34,803	35,771	34,818	34,378
Cr ₂ O ₃	0,000	0,032	0,000	0,010	0,000	0,007	0,016
Toplam	99,24	99,01	100,31	97,95	99,15	98,86	98,57
Si	6,153	6,162	6,032	6,183	6,132	6,224	6,240
Ti	0,041	0,042	0,012	0,021	0,032	0,007	0,017
Al	2,126	2,038	2,913	1,877	1,976	1,643	1,792
Fe	2,017	2,106	1,236	2,331	2,220	2,612	2,456
Mn	0,041	0,041	0,059	0,103	0,059	0,104	0,102
Mg	0,048	0,067	0,026	0,010	0,023	0,014	0,011
Ca	6,315	6,314	6,222	6,330	6,404	6,341	6,225
Cr	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002
Toplam	16,742	16,771	16,500	16,855	16,847	16,946	16,844
Nokta	1	2	3	4	5	6	7
Alm(%)	0	0	0	0	0	0	0
Prp(%)	0,75	1,05	0,41	0,16	0,36	0,22	0,18
Sps(%)	0,63	0,63	0,93	1,59	0,91	1,60	1,61
Grs(%)	50,10	47,82	69,06	43,59	46,15	37,84	41,25
And(%)	48,51	50,40	29,60	54,63	52,59	60,32	56,91
Uva(%)	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,02	0,05
Toplam	100	100	100	100	100	100	100

Çizelge 8.11 Granatlar üzerinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları ve GCDkit 2.3 programı ile ana oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalar (devam)

Örnek	WACL-12						
Granat	Grn-2						
Zon	zon-1	zon-2	zon-3	zon-4	zon-5	zon-6	zon-7
Nokta	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,211	38,330	36,994	38,278	37,580	38,674	37,562
TiO ₂	0,282	0,084	0,340	0,095	0,640	0,413	1,246
Al ₂ O ₃	10,528	16,111	10,070	19,550	11,677	19,345	16,075
FeO	15,121	8,496	15,393	4,479	13,186	4,122	7,772
MnO	0,325	0,289	0,412	0,552	0,572	0,474	0,730
MgO	0,241	0,079	0,092	0,250	0,060	0,131	0,163
CaO	35,975	36,670	35,513	36,525	35,387	37,010	35,870
Cr ₂ O ₃	0,024	0,024	0,000	0,010	0,005	0,015	0,000
Toplam	99,71	100,08	98,81	99,74	99,11	100,18	99,42
Si	6,146	6,050	6,178	5,927	6,165	5,954	5,962
Ti	0,035	0,010	0,043	0,011	0,079	0,048	0,149
Al	2,050	2,997	1,982	3,568	2,258	3,511	3,008
Fe	2,088	1,121	2,150	0,580	1,809	0,531	1,032
Mn	0,046	0,039	0,058	0,072	0,080	0,062	0,098
Mg	0,059	0,018	0,023	0,058	0,015	0,030	0,038
Ca	6,366	6,201	6,354	6,059	6,220	6,105	6,099
Cr	0,003	0,003	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000
Toplam	16,789	16,437	16,788	16,276	16,625	16,240	16,386
Nokta	1	2	3	4	5	6	7
Alm(%)	0	0	0	0	0	0	0
Prp(%)	0,92	0,30	0,35	0,93	0,23	0,49	0,62
Sps(%)	0,70	0,62	0,90	1,17	1,26	1,00	1,57
Grs(%)	48,29	71,88	46,89	83,72	53,64	84,38	69,99
And(%)	50,02	27,13	51,85	14,15	44,85	14,09	27,82
Uva(%)	0,07	0,07	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00
Toplam	100	100	100	100	100	100	100

Çizelge 8.11 Granatlar üzerinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları ve GCDkit 2.3 programı ile ana oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalar (devam)

Örnek	WACL-8						
	Grn-1						
Zon	zon-1	zon-2	zon-3	zon-4	zon-5	zon-6	zon-7
Nokta	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	34,851	34,838	34,815	35,233	34,649	34,789	34,945
TiO ₂	0,015	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,387	0,128	0,255	0,587	0,029	0,112	0,055
FeO	28,083	29,455	29,549	29,050	28,584	28,918	28,679
MnO	0,094	0,130	0,083	0,200	0,085	0,168	2,345
MgO	0,000	0,013	0,014	0,012	0,023	0,000	0,055
CaO	33,661	33,533	33,690	33,461	33,525	33,458	31,163
Cr ₂ O ₃	0,003	0,002	0,014	0,035	0,000	0,015	0,019
Toplam	97,09	98,10	98,42	98,58	96,89	97,46	97,26
Si	6,432	6,403	6,379	6,412	6,433	6,425	6,479
Ti	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,084	0,028	0,055	0,126	0,006	0,024	0,012
Fe	4,334	4,527	4,527	4,421	4,437	4,465	4,446
Mn	0,015	0,020	0,013	0,031	0,013	0,026	0,368
Mg	0,000	0,003	0,004	0,003	0,006	0,000	0,015
Ca	6,656	6,602	6,613	6,524	6,668	6,619	6,190
Cr	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,002	0,003
Toplam	17,523	17,583	17,591	17,517	17,564	17,560	17,511
Nokta	1	2	3	4	5	6	7
Alm(%)	0	0	0	0	0	0	0
Prp(%)	0,00	0,05	0,06	0,05	0,09	0,00	0,23
Sps(%)	0,22	0,30	0,19	0,47	0,20	0,39	5,60
Grs(%)	1,90	0,61	1,20	2,75	0,14	0,54	0,26
And(%)	97,87	99,03	98,51	96,62	99,56	99,02	93,85
Uva(%)	0,01	0,01	0,04	0,11	0,00	0,05	0,06
Toplam	100	100	100	100	100	100	100

Çizelge 8.11 Granatlar üzerinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları ve GCDkit 2.3 programı ile ana oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalar (devam)

Örnek	WACL-8			
Granat	Grn-2			
Zon	zon-1	zon-2	zon-3	zon-4
Nokta	1	2	3	4
SiO ₂	35,502	34,883	35,394	34,531
TiO ₂	0,411	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	10,020	0,031	7,744	1,053
FeO	15,600	29,047	19,711	27,995
MnO	2,771	0,818	0,647	0,313
MgO	0,000	0,000	0,003	0,013
CaO	32,294	32,048	34,397	33,749
Cr ₂ O ₃	0,005	0,000	0,000	0,009
Toplam	96,60	96,83	97,90	97,66
Si	6,115	6,483	6,139	6,337
Ti	0,053	0,000	0,000	0,000
Al	2,034	0,007	1,583	0,228
Fe	2,247	4,514	2,859	4,296
Mn	0,404	0,129	0,095	0,049
Mg	0,000	0,000	0,001	0,003
Ca	5,959	6,381	6,392	6,635
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001
Toplam	16,814	17,514	17,069	17,549
Nokta	1	2	3	4
Alm(%)	0,00	0,00	0,00	0,00
Prp(%)	0,00	0,00	0,01	0,05
Sps(%)	6,35	1,98	1,46	0,73
Grs(%)	43,95	0,15	35,12	4,99
And(%)	49,69	97,87	63,41	94,20
Uva(%)	0,02	0,00	0,00	0,03
Toplam	100	100	100	100

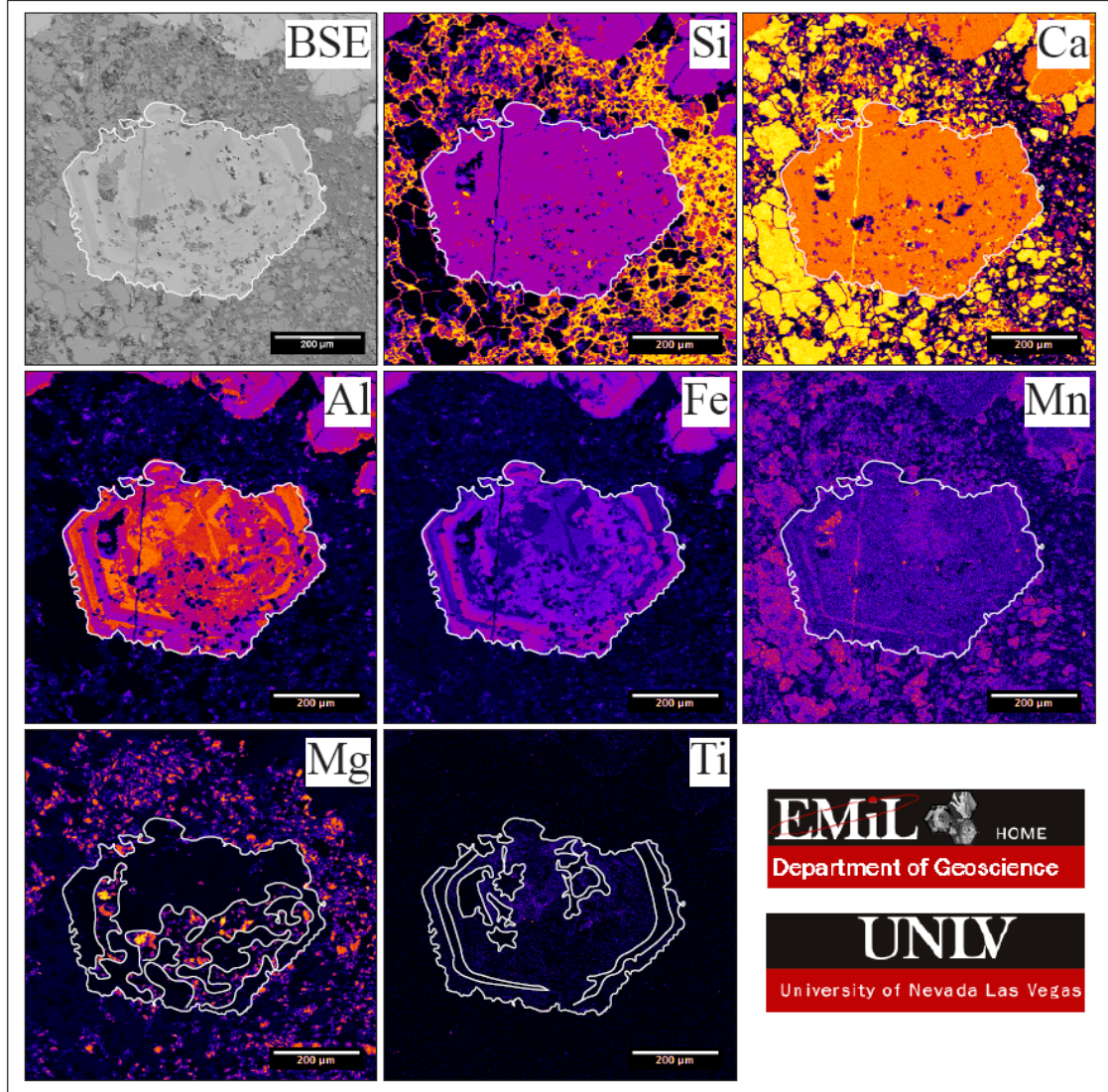
Seçilen iki örnekte yapılan elektron mikroprob çalışmaları sırasında granatlardan WACL-12 örneğinin Grn-1 ve -2 ile WACL-8 Grn-1 örneklerinin nokta analizlerinin yapıldığı yerler ve Al₂O₃ ile FeO(t) analiz değerleri Şekil 8.13 a ve b’de gösterilmiştir. WACL-12-nolu örnekteki Grn-1 ve -2 nolu granatlarda birbirine komşu zonlar içinde FeO_(t) içeriği arttıkça Al₂O₃ içeriğinde azalma, Al₂O₃ içeriği arttıkça da FeO_(t) içeriğinde azalma görülmektedir (Şekil 8.13 b). Al₂O₃ ile FeO(t) arasında gözlenen karşılıklı artış ve azalmalar granatlarda bileşimsel zonlanmaya neden olmaktadır. Bu durum metasomatizma ve granat oluşumu sırasında aynı sistem içinde bulunan Al⁺³ ve Fe⁺³ (toplam demir) elementlerinin birbirlerinin yerine geçmesi veya birbirlerini ornatması

ile ilgili olmalıdır.

Ayrıca bu diyagramlarda dikkati çeken bir diğer nokta merkezden kenara doğru hem Al_2O_3 hem de $FeO_{(t)}$ içeriklerinin değişmesidir. Örneğin WACL-12-Grn1 ve Grn2 örneği üzerinde yapılan nokta analizlerine göre $FeO_{(t)}$ içeriği merkezden kenara doğru artmakta Al_2O_3 içeriği ise azalmaktadır (Şekil 8.13 a, b). Bu da granatlardaki zonlanmanın, onların oluşumları sırasında var olan çözeltilerde Al ve Fe elementlerinin birbirlerine karşı göreceli artışlarıyla belirginleşen bileşimsel bir zonlanma olduğuna işaret etmektedir. Bu zonlanmanın merkezden kenara doğru salınımlı bir zonlanma (oscillatory zoning) şeklinde geliştiği görülmektedir.

WACL-12 nolu örnekteki Grn-1 nolu granat mineralinde gerçekleştirilen element dağılımı haritasında Si ve Ca elementleri granatların ana elementleri olduğundan bir zonlanma göstermemekte, buna karşın Al ve Fe elementleri birbirine komşu zonlar içerisinde çok belirgin zonlanmalar görülmektedir (Şekil 8.14). Mn ve Ti elementleri ise zayıf da olsa yer yer zonlanmalar sergilemektedir. Örneğin Mn'ın, granatın kristal kafesinde, merkeze yakın bir kesimde bir miktar ve kenara yakın ince zonlarda da yine bir miktar (uçuk pembe renklerle belirginleşen) yer aldığı söylenebilir (Şekil 8.14). Aynı mineral içinde daha belirgin pembe renklerle hem mineralin sol üst kesiminde leke hem de yine sol tarafında damarcık şeklinde izlenen Mn artışları aslında minerali kesen damar ve damarcıklarla ilişkili olmalıdır. Çünkü granat mineralin dışında özellikle sol tarafı ile altı ve üstünde görülen Mn zenginleşmeleri daha sonraki bir evreyi işaret etmektedir (Şekil 8.14). Ti ise yine merkezde az da olsa yer almakta ayrıca kenara doğru da çok hafif zonlanmalar sergilemektedir (Şekil 8.14). Titanın varlığı erken metasomatizma evresinin başlangıcında metamorfik yankayaçlar içinde bulunan ve % 0,8'lere kadar varan titan elementinin (bakınız Jeokimya Bölümü ve Çizelge 8.1) az oranda da olsa mobilize olması ve granatların çekirdek kısımlarında düzensiz de olsa yer alması ile açıklanabilir. Çekirdekte tüketilen titan daha sonra granat kristalinin büyümesi sırasında çözeltide çok az oranda zenginleşmiş ve kenar zonda yerini almıştır. Mg elementlerine bağlı olarak belirgin bir zonlanma görülmemektedir (Şekil 8.16). Mg'un granatın merkezine yakın kesimleri içinde dağınık olarak bulunduğu söylenebilir. Mg elementi de metamorfik yan kayaçlarda % 0,6 gibi çok az ama

serpantinleşmiş harzburjitlerde % 36 civarı değerleri ile çoktur (bakınız Jeokimya Bölümü ve Çizelge 8.1). Erken metasomatizma evresinin başlangıcında yankayaçlardan bir miktar Mg elementinin çözeltilere geçtiği ve granatların çekirdek kısımlarında yer aldığı söylenebilir.

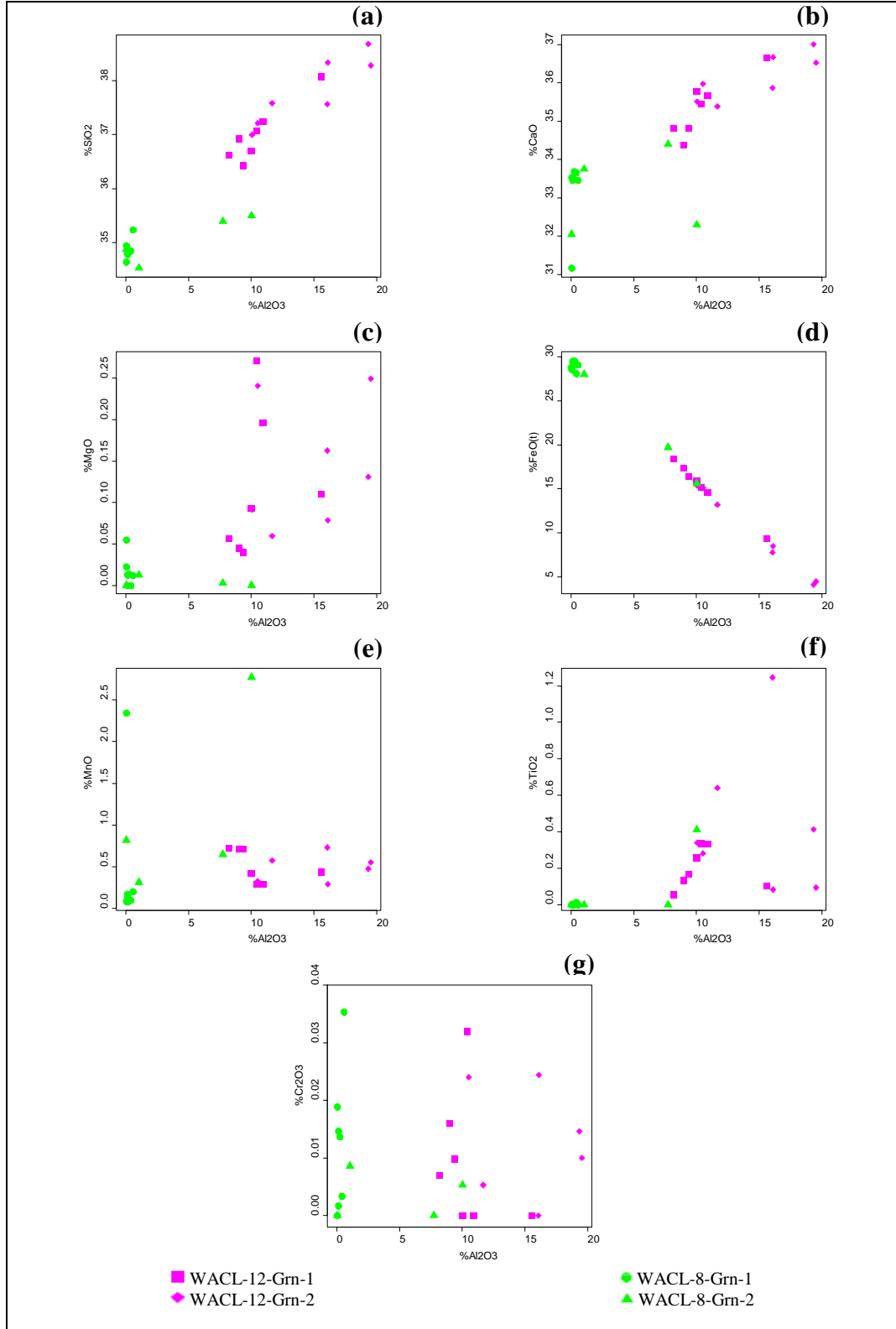


Şekil 8.14 WACL-12 ince kesitindeki Grn-1 nolu granat mineraline ait element dağılım haritası (Beyaz çizgiler mineral sınırını ile Mg ve Ti elementlerindeki zonlanma sınırlarını göstermektedir)

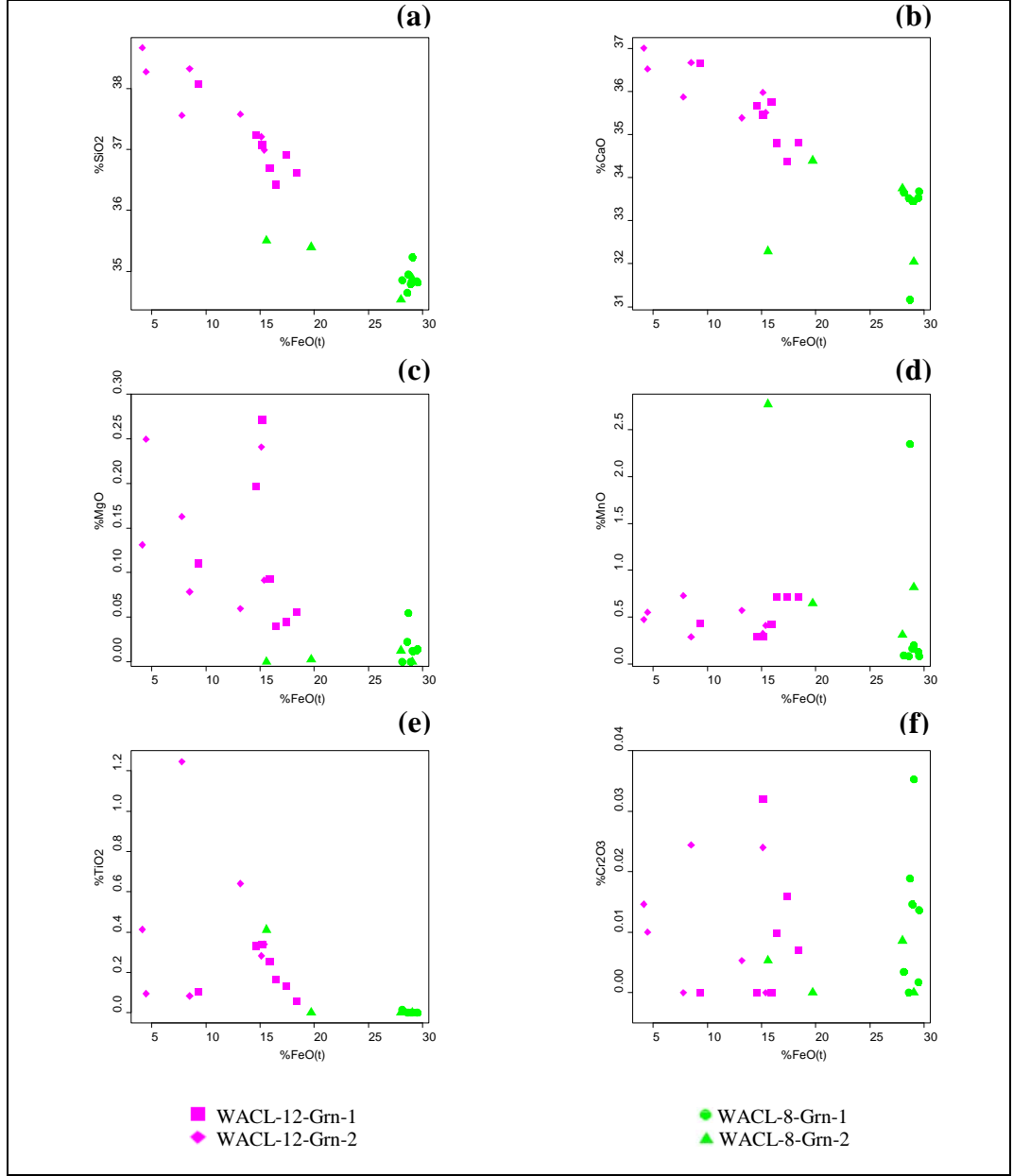
Element oksitler arasında karşılıklı ilişkileri görebilmek için mikroprob analizleri yapılan 4 granata ait Al_2O_3 , $FeO_{(t)}$ ve SiO_2 ana element oksitlerine karşı diğer tüm oksit elementleri Harker diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 8.15, 16 ve 17). Özellikle

WACL-12-Grn1 ve WACL-12-Grn2 örneklerinde Al_2O_3 , SiO_2 ve CaO ve aynı zamanda $FeO_{(t)}$, SiO_2 ve CaO arasında karşılıklı olarak % 1.5 civarında oynayan bazı önemli ilişkiler görülmektedir. Al_2O_3 arttıkça SiO_2 ve CaO artmakta, ama bu oksitlerin miktarı arttıkça $FeO_{(t)}$ ise düzenli bir şekilde azalmaktadır (Şekil 8.15 a, b ve 16 a, b) Aynı durum CaO 'e karşı SiO_2 diyagramı için de söz konusudur (Şekil 8.17 a). Oysa, Al_2O_3 'e $FeO_{(t)}$, diyagramında bu aralık % 20-30'ları bulmaktadır (Şekil 8.15 d). Al_2O_3 'e karşı MgO , MnO , TiO_2 ve Cr_2O_3 diyagramlarında (Şekil 8.15 c, e, f, g), $FeO_{(t)}$ 'e karşı MgO , MnO , TiO_2 ve Cr_2O_3 diyagramlarında (Şekil 8.16 c, d, e, f) ve SiO_2 'ye karşı MgO , MnO , TiO_2 ve Cr_2O_3 diyagramlarında (Şekil 8.17 b, c, d, e) elementler arasında önemli bir ilişki gözlenmemektedir.

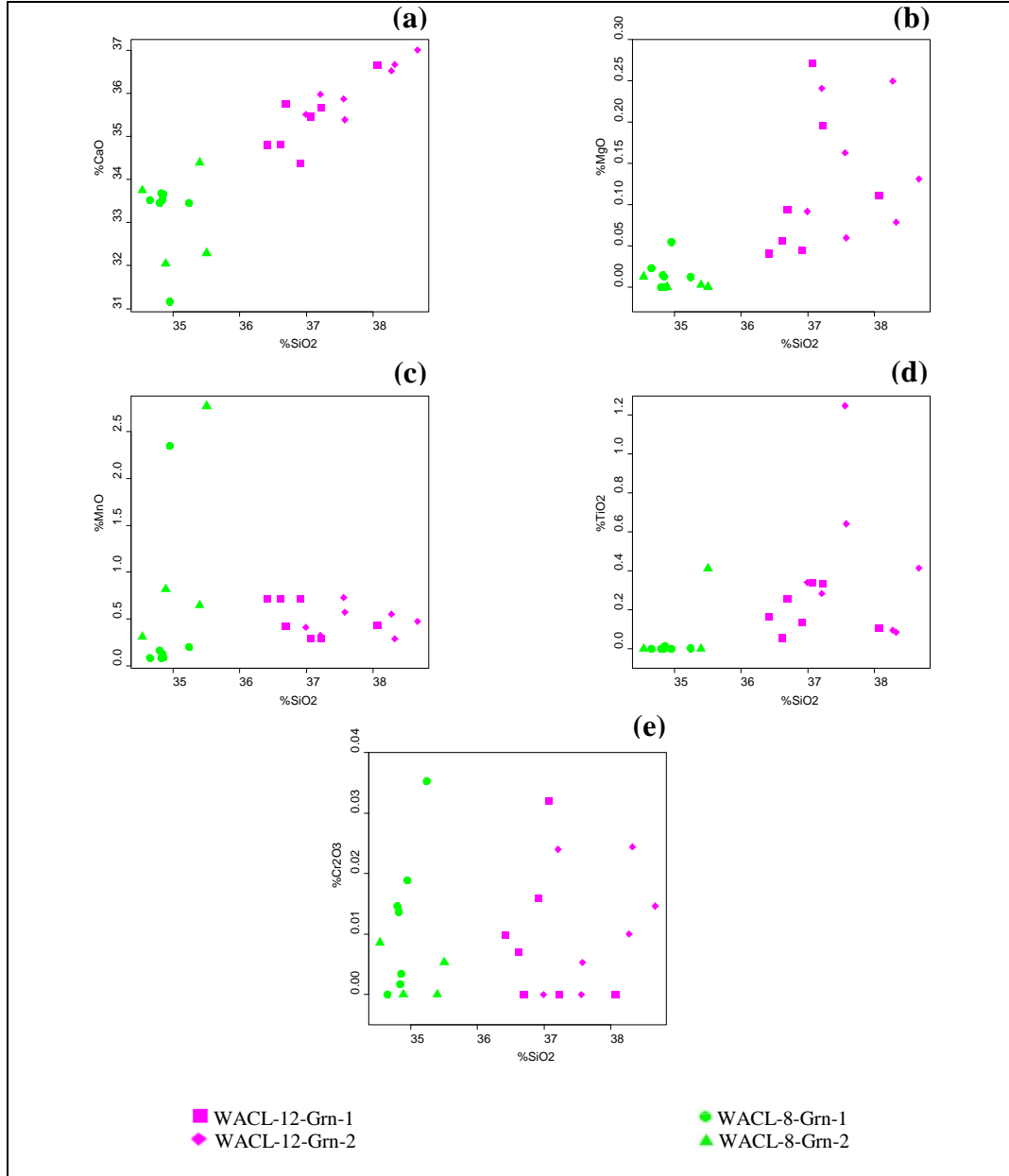
Ayrıca, Al_2O_3 ile SiO_2 ve CaO arasında pozitif korelasyon bulunması granatların zonlu oluşumlarında da SiO_2 ve CaO elementlerinin Al_2O_3 ile birlikte % 1.5 lar civarında da olsa artışlar veya azalışlar şeklinde davranacağını göstermektedir. Buna karşın, granatların $FeO_{(t)}$ içerikleri ile SiO_2 ve CaO içerikleri arasında yine aynı oranlarda negatif korelasyon bulunması, granatlarda $FeO_{(t)}$ içeriği arttıkça SiO_2 ve CaO içeriklerinin azalacağını, $FeO_{(t)}$ içeriklerinin azalması ile de aynı element oksit içeriklerinin artacağına işaret etmektedir. Bu da granatların oluşumu sırasında var olan çözeltilerde Al , Si ve Ca elementlerinin birlikte hareket etmeye meyilli bir davranış içinde olduğunu ve bunların Fe 'le ise ters ilişkili olduğunu göstermektedir.



Şekil 8.15 (a) Al₂O₃'e karşı SiO₂, (b) Al₂O₃'e karşı CaO, (c) Al₂O₃'e karşı MgO, (d) Al₂O₃'e karşı FeO(II), (e) Al₂O₃'e karşı MnO, (f) Al₂O₃'e karşı TiO₂ ve (g) Al₂O₃'e karşı Cr₂O₃ diyagramları



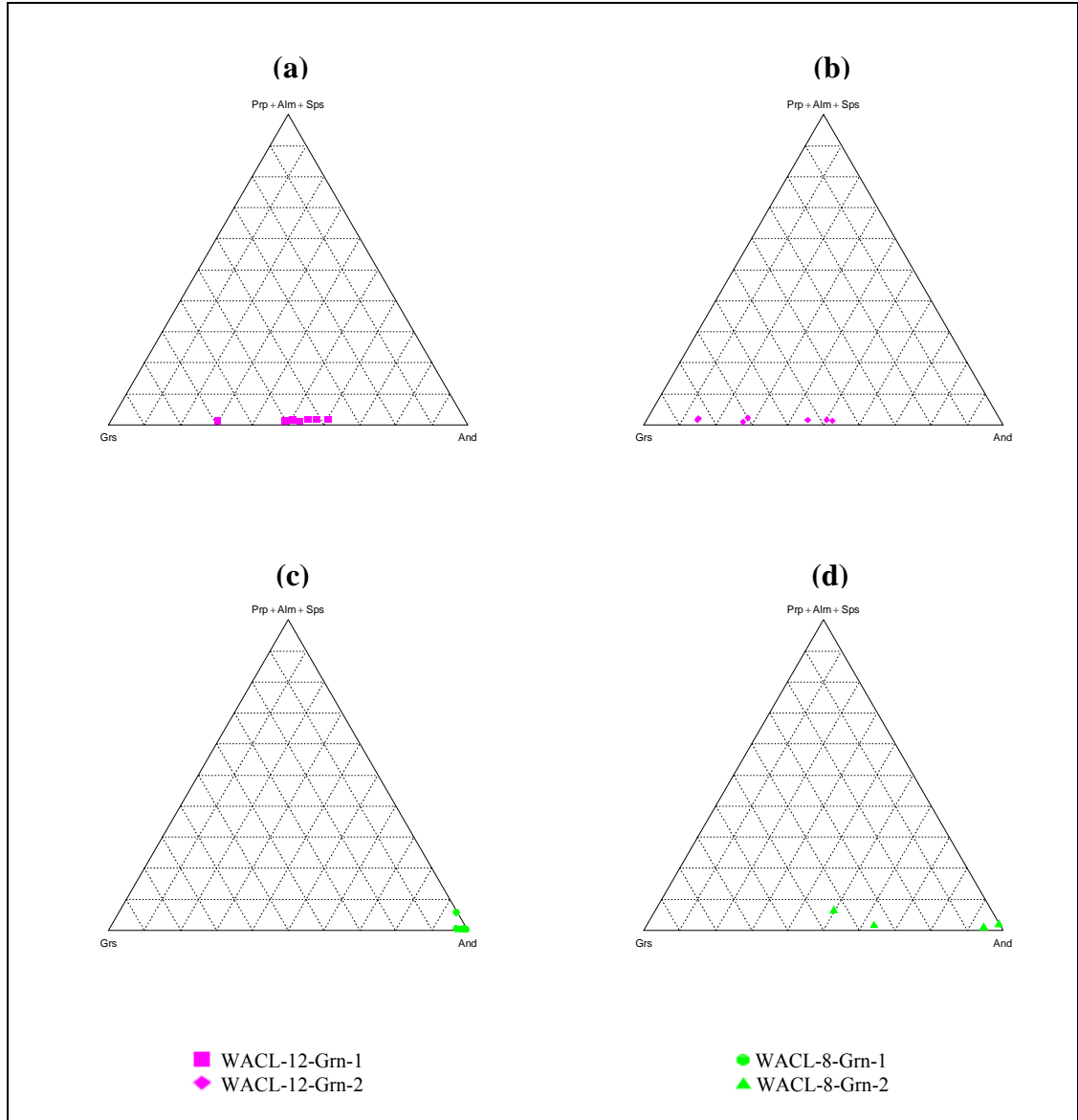
Şekil 8.16 (a) $\text{FeO}_{(t)}$ 'e karşı SiO_2 , (b) $\text{FeO}_{(t)}$ 'e karşı CaO , (c) $\text{FeO}_{(t)}$ 'e karşı MgO , (d) $\text{FeO}_{(t)}$ 'e karşı MnO , (e) $\text{FeO}_{(t)}$ 'e karşı TiO_2 ve (f) $\text{FeO}_{(t)}$ 'e karşı Cr_2O_3 diyagramları



Şekil 8.17 (a) SiO_2 'e karşı CaO , (b) SiO_2 'e karşı MgO , (c) SiO_2 'e karşı MnO , (d) SiO_2 'e karşı TiO_2 ve (e) SiO_2 'e karşı Cr_2O_3 diyagramları

GCDkit 2.3 programı ile ana oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalar Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağından analizi yapılan tüm granat örneklerinin grossular ve andradit uç bileşimlerine sahip olduğunu göstermiştir (Çizelge 8.11 ve Şekil 8.18). Granatlarda grossular bileşimi % 0,14 ile 84,38 mol arasında, andradit bileşimi ise % 14,09 ile % 99,56 mol arasında değişmektedir. WACL-8 nolu örnekteki Grn-1 ve WACL-8 nolu örnekteki Grn-2 nolu granat mineralleri dışında

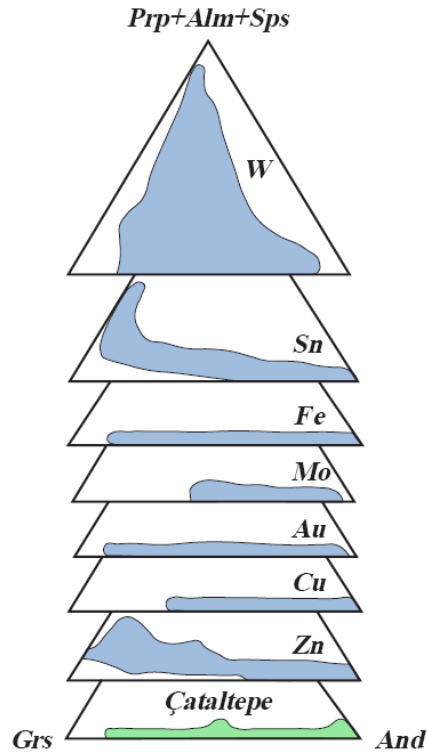
(Çizelge 8.11 ve Şekil 8.18)), granat zonlarında grossular bileşiminin azalması ile andradit bileşimi, andradit bileşimin azalması ile de grossular bileşimi baskınlaşmaktadır. Oysa adı geçen iki örnekte ise birer noktada da olsa spessartin bileşiminin % 5-6 lar civarında yüksek değerleri olduğu görülmektedir (Çizelge 8.11 ve Şekil 8.18).



Şekil 8.18 GCDkit 2.3 programı ile major oksit verilerine ve katyonlara göre yapılan yeniden hesaplamalarla elde edilen granat bileşimlerinin pirop (Prp) + almandin (Alm) + spessartin (Sps), grossular ve andradit (And) uç bileşenlerine göre çizilen üçgen diyagramlardaki konumu

Dünyadaki bazı skarn yataklarında örneğin Darwin Pb-Zn-Ag skarn yatağı-ABD (Newbery vd. 1991), Ban Ban Zn-skarn yatağı-Avustralya (Ashley 1980), Santender skarn yatağı-Peru (Zimmering 1985), Oslo Rifti skarn yatakları-Norveç (Jamtveit vd. 1993, Jamtveit ve Hervig 1994), Crested Butte skarnları-ABD (Lessing ve Standish 1973), Chichibu Mine-Japonya (Nakano vd. 1989), Turgai granat skarnları-Rusya (Polvates vd. 1996) ve Mochito Pb-Zn yatağı-Honduras (Williams-Jones vd. 2010) ile Türkiye’de bazı skarn yataklarında, örneğin Akdağmadeni ve Akçakışla Pb-Zn skarn yatakları (Kuşcu 1997), Keskin Pb-Zn skarn yatağı (Kuşcu 1997), Handeresi Pb-Zn yatakları (Akıska vd. 2010 ve Demirela vd. 2010)’da yapılan çalışmalarda zonlu granat oluşumu ile hidrotermal-metasomatik süreçler arasında bir takım bağlantılardan söz edilmektedir. Bu çalışmalar, skarn oluşumuna neden olan metasomatik işlemler sırasında granatın bünyesindeki Al^{+3} ve Fe^{+3} arasında meydana gelen yer değiştirmeler sonucunda bu tür ilişkilerin ortaya çıktığını önermektedirler. Lessing ve Standish (1973)’e göre tüm skarn sistemlerinde bu yer değiştirme işlemi oksijen fugasitesi tarafından kontrol edilmektedir.

Eunidi vd.1981, Meinert 1983 ve Meinert 1989 ise, yaptıkları çalışmalarında skarn yataklarındaki granat bileşimlerini irdemişlerdir. Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağına ait granatların Zn-Au ve Fe skarnlarla aynı dağılım alanına düşmektedir. Cu skarnların dağılım alanları ile de büyük ölçüde uyumluluk göstermektedir (Şekil 8.19).



Şekil 8.19 Bazı skarn yataklarına ait granat bileşimlerinin piroop (Prp) + almandin (Alm) + spessartin (Sps), grossular (Grs) ve andradit (And) uç bileşenlerine göre çizilen üçgen diyagramlardaki konumu (Einaudi vd.1981, Meinert 1983, 1989 ve Yücel-Öztürk 2006)

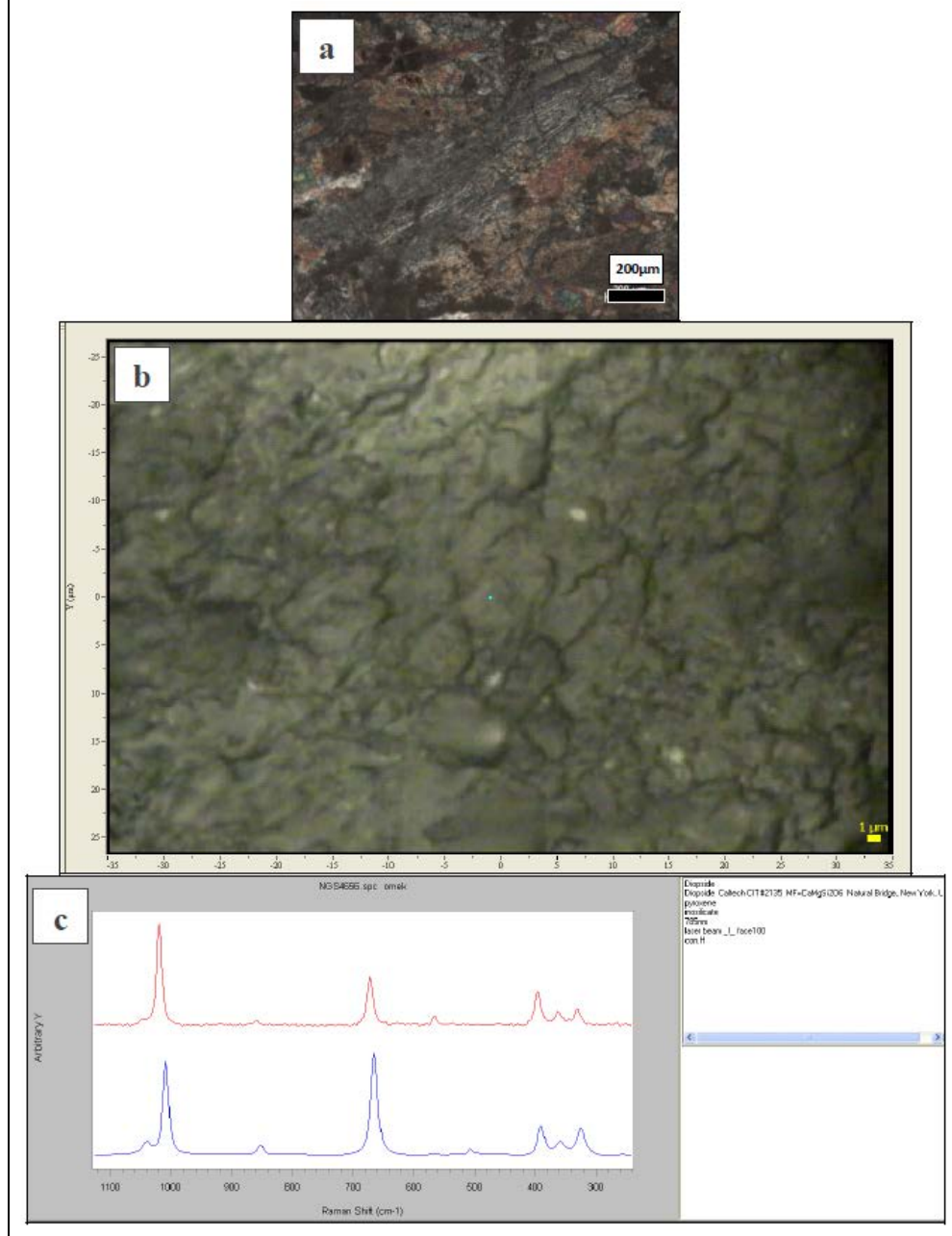
8.2.2 Raman konfokal spektroskopisi

Tez kapsamında yapılan raman konfokal spektroskopisi çalışmalarında 4 adet kesit üzerinde 15 adet nokta analizi yapılarak piroksen ve epidot minerallerinin bileşimleri tespit edilmeye çalışılmıştır. Granatlarda ise, yukarıda da anlatıldığı gibi elektron mikroprob analizleri yapıldığından bu yöntem uygulanmamıştır.

Prograd evrede oluşan granatlarla birlikte gözlenen piroksenler üzerinde yapılan analizler sonucunda piroksen grubu minerallerin diyopsit türünde olduğu belirlenmiştir (Şekil 8.20). Bu da analizi yapılan örnekteki noktada piroksenin Al'ca zengin olduğuna işaret etmektedir.

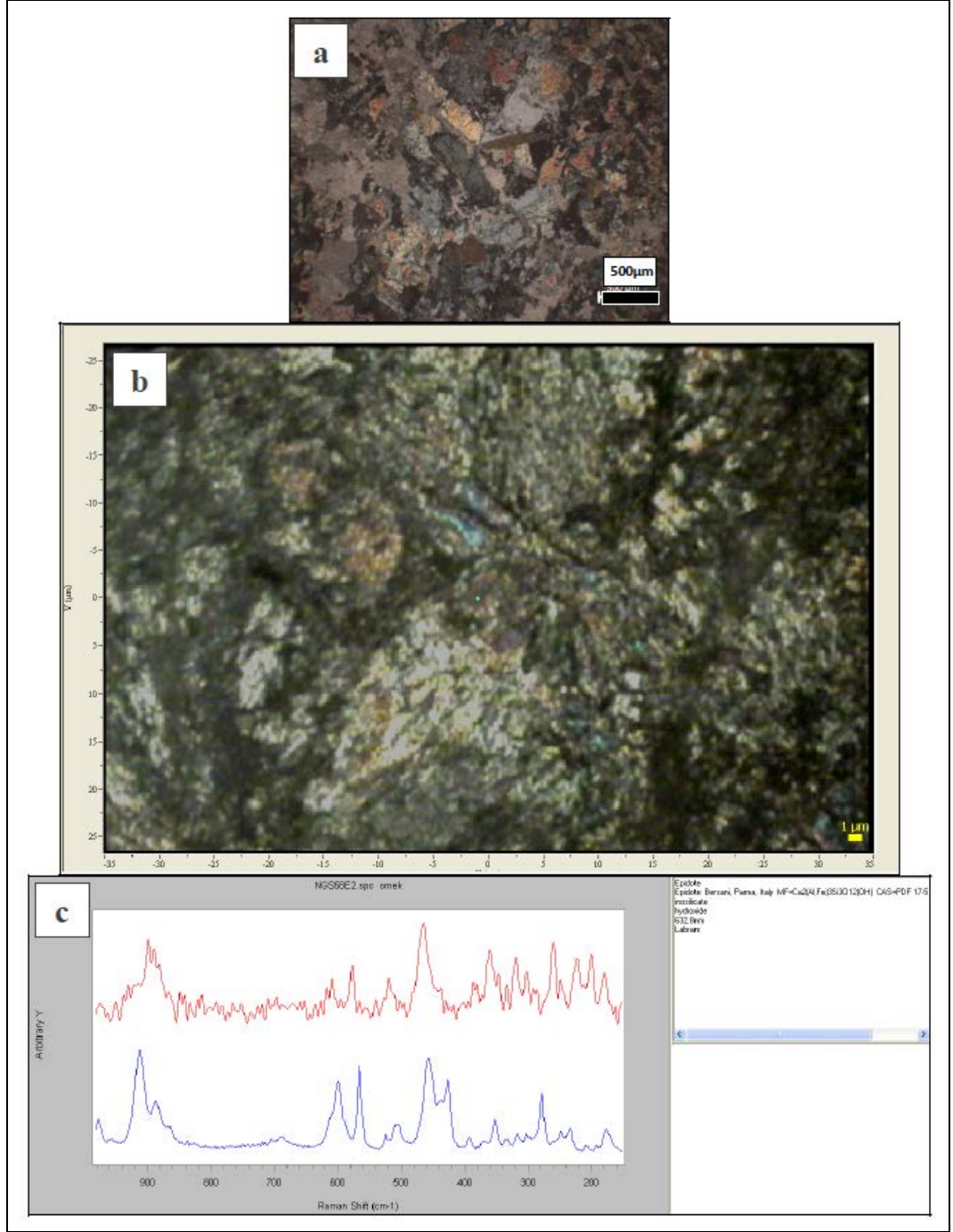
Retrograd alterasyonlardan ve cevherleşmelere yakın kesimlerden derlenen örneklerdeki epidot grubu minerallerinin, epidot (Şekil 8.21) ve pistazit (Fe'ce zengin epidot)

bileşiminde oldukları belirlenmiştir (Şekil 8.22). Retrograd alterasyonun farklı kesimlerinden derlenen epidot grubu mineralleri üzerinde yapılan Raman analizleri, bu minerallere ait bileşimsel farklılıkların alterasyonların belli bir kesimine özgü olmadığını ortaya koymaktadır.



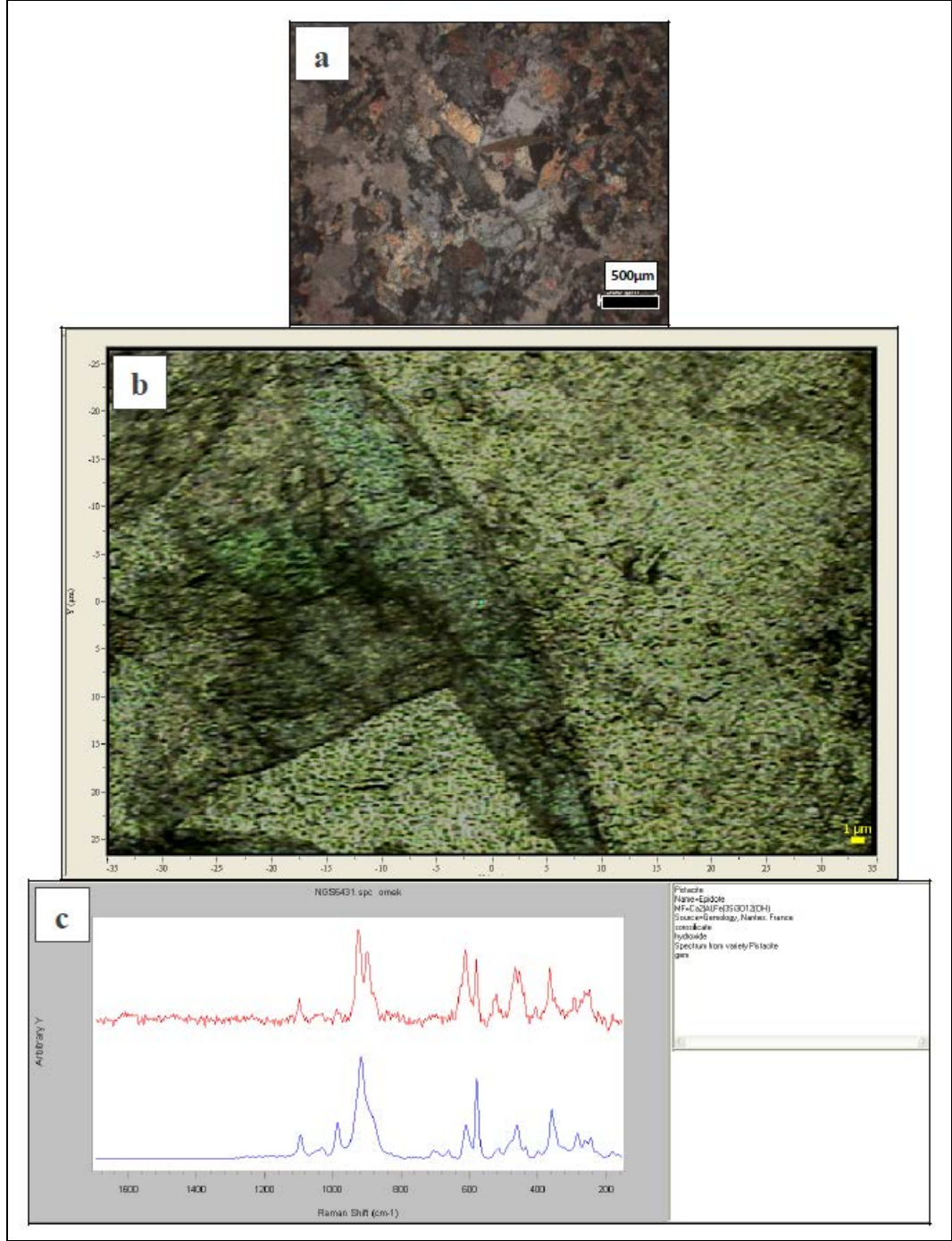
Şekil 8.20 Diyopsit mineraline ait raman spektroskopisi analizi

- Analizi yapılan mineralin polarizan mikroskaptaki görünümü,
- Diyopsit minerali üzerinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart spektrum (mavi) karşılaştırılması.



Şekil 8.21 Epidot mineraline ait raman spektroskopisi analizi

- Analizi yapılan mineralin polarizan mikroskaptaki görünümü
- Epidot minerali üzerinde analizi yapılan nokta
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart spektrum (mavi) karşılaştırılması



Şekil 8.22 Pistazit mineraline ait raman spektroskopisi analizi

- Analizi yapılan mineralin polarizan mikroskoptaki görünümü
- Pistazit minerali üzerinde analizi yapılan nokta
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart spektrum (mavi) karşılaştırılması

Sonuç olarak, mineral kimyası çalışmaları ile sülfit minerallerinden sfalerit ve galenitte iki ayrı jenerasyon belirlenmiştir. Aynı zamanda bu iki sülfit minerali ile pirit ve kalkopirit mineralleri içindeki bazı noktaların eser element dağılımları belirlenmiştir. Bu değerlerden bazılarının karşılıklı ilişkileri ve dağılımları ortaya konarak ortama gelen elementlerin değişimleri irdelenmiştir.

Benzer çalışma 4 adet granat örneğinde gerçekleştirilmiştir. Granatların grassular-andradit arasında değişen bileşimleri ile ve zonlanmalar göstermeleri ile karakterize oldukları belirlenmiştir.

Raman çalışmaları piroksenlerden bazılarının diyopsit türünde olduğuna işaret etmektedir. Epidotlar ise pistazite varan bileşimler sergilemektedir.

9. JEOKİMYA

Yapılan mineralojik-petrografik incelemeler sonucu çalışma alanındaki cevherleşmeleri ve onların metamorfik, granitoyidik ve volkanik yankayaçlarla olan ilişkileri anlayabilmek amacıyla 35 adet örnek kimyasal analiz için seçilmiştir. Yan kayaçlardan Şevketiye granitoidine ait kayaçların, bu bölümün ilerisinde yapılan kimyasal sınıflama diyagramlarına göre granodiyorit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Analiz için seçilen örneklerden, yankayaçları temsilen 3 tanesi granodiyorit, 8 tanesi dasit ile andezit ve onların altere olmuş türevlerinden oluşan volkanik kayaç, cevherleşmelerden uzak olmak üzere 1 adet mermer, 1 adet fillit, 1 adet kuvarsit, 1 adet metakumtaşı ve 2 adet serpantinleşmiş harzburjit örneğidir. Ayrıca cevherleşmeler civarındaki (ocak ve galeri içi) yankayaçlardan 1 adet mermer, 7 adet metakumtaşı-kuvarsit türü kayaç seçilmiştir. Cevherleşmeleri temsilen ise 4 adet masif dokulu, 5 adet saçınımlı dokulu ve 1 adet manganlı-çinkolu-demirli ve silisli cevher örneği analiz edilmiştir. Örnekler Kanada ACME Laboratuvarları'nda analiz ettirilmiştir. Analiz sonuçları Çizelge 9.1 ile 9.11 arasında sunulmuştur.

Analizlerle elde edilen veriler, aşağıda ana element oksitler, eser elementler ve nadir toprak elementler başlıkları altında her bir kayaç grubu için ayrı ayrı değerlendirilecektir.

Bu anlatımda en yaşlı birimlerden başlanarak en gence doğru gidilecektir. Buna göre ilk önce yan kayaçlar başlığı altında metamorfik kayaçlar, daha sonra granodiyoritler ve son olarak volkanitlerin element içerikleri verilecektir. Daha sonra altere yan kayaçlar başlığı altında cevherleşmelerden etkilenmiş ocak ve galeri içinden alınmış metamorfik kayaçlar ve son olarak da cevherli örnekler ele alınıp yorumlanacaktır. Ayrı bir alt bölümde de granodiyoritler ve volkanik kayaçların jeokimyasal sınıflamaları ile petrolojik ve levha tektonik ortamsal yorumlamaları yapılacaktır.

9.1 Ana Element Oksitleri

9.1.1 Yan kayaçlar

Metamorfik kayaçlar birer örnekle, serpantinleşmiş harzburjitler ise 2 örnekte temsil edildiğinden, kayaç ortalamalarından söz edilememektedir. Kuvarsitte, SiO_2 değeri % 81 civarında iken ve fillit ve metakumtaşında bu değer % 60'ların biraz üstündedir. Mermer de ise SiO_2 değeri % 0.06 gibi çok düşüktür. Al_2O_3 miktarı kuvarsitte az (% 9 civarı) iken metakumtaşında ve fillitte sırasıyla % 16 ve 20 civarlarındadır. Mermerde ise % 0.03 ile son derece düşüktür. Fe_2O_3 miktarları mermerde % 0.12 ile çok az, diğer üç kayaçta da % 3-5 arasındadır. MgO değerleri ise dört kayaçta da % 0.7 nin altındaki değerlerle oldukça düşüktür. Öte yandan, mermer örneğinde CaO değeri beklendiği üzere çok yüksektir (% 55 civarı). Metakumtaşı ise % 5,5'e yakın değeri ile bir miktar zengindir. Kuvarsit ve fillitte ise % 0.3 den azdır. Na_2O ve K_2O değerleri kuvarsit ve fillitlerde toplam % 3-7 arasında iken metakumtaşında bu element oksitlerin toplamı % 1'i bile bulamamaktadır. Mermerde ise bu iki element oksit değerleri % 0.01 den düşüktür. Diğer elementlerde çarpıcı farklılıklar gözlenmemiştir (Çizelge 9.1). Tüm bu değerler mineralojik incelemelerinde gözönüne alındığında metamorfik kayaçların silisçe (kuvarlar) ve killerce (serisitler) zengin olduğunu ve bunlara az olarak demir, sodyum, potasyum ve biraz da magnezyum içeren minerallerin eşlik ettiğini göstermektedir.

Serpantinleşmiş harzburjitler ise SiO_2 , MgO, Fe_2O_3 ve Al_2O_3 içerikleri ile dünyadaki benzer kayaçlarla ortalama aynı kimyasal bileşimleri sergilemektedirler. Diğer ana element oksitlerinden Cr_2O_3 'deki % 0.5 civarındaki değerler dışında diğer oksitler çok çok düşüktür. Ateşte kayıp değerlerinin % 13,5 olması kayaçların serpantinleşme ile su içeriklerinin artmış olduğunu göstermektedir. CaO oranının % 0.06 gibi çok düşük olması bu kayaçların karbonatlaşma geçirmediğini göstermektedir (Çizelge 9.1).

Çizelge 9.1 Çamlıca metamorfiflerine ve Çetmi melanjına ait kayaçların (WACL104 ve WACL 134) ana element oksit değerleri

Örnek No		WACL105	WACL121	WACL139	08-G2	WACL104	WACL134
		Kuarsit	Fillit	Metakmt.	Mermer	Serp. Harz.	Serp. Harz.
SiO ₂	%	81,01	63,38	61,14	0,06	39,28	39,85
Al ₂ O ₃	%	9,32	19,10	16,54	0,03	1,82	1,33
Fe ₂ O ₃	%	3,18	5,20	3,99	0,12	7,55	8,39
MgO	%	0,61	0,44	0,11	0,70	36,31	35,17
CaO	%	0,10	0,26	5,49	55,36	0,05	0,06
Na ₂ O	%	1,77	3,39	0,44	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	%	1,27	3,54	0,65	<0.01	<0.01	<0.01
TiO ₂	%	0,50	0,79	0,44	<0.01	0,03	0,02
P ₂ O ₅	%	0,07	0,14	0,19	<0.01	0,02	0,01
MnO	%	0,13	0,03	0,04	0,01	0,12	0,13
Cr ₂ O ₃	%	0,01	0,02	<0.002	<0.002	0,39	0,52
A.K	%	1,90	3,50	10,80	43,70	13,50	13,50
Toplam	%	99,87	99,82	99,82	99,95	99,38	99,37

Granodiyoritlerden yapılan analizlere göre SiO₂ içerikleri % 59,6 ile 62,7 arasında olup ortağ bileşimlere işaret etmektedir. Al₂O₃ değerleri % 16'nın biraz üstündedir. Fe₂O₃ yüzdeleri de birbirine benzer olup % 6 civarındadır. MgO değerleri % 2-2,7 arasındadır. Na₂O, % 3 ve K₂O, % 2'ler civarındadır. Ateşte kayıp yüzdelerinin 1,7'den az olması örneklerin taze olduğuna işaret etmektedir (Çizelge 9.2). Bu ana element değerleri Şevketiye granitoyidinde çalışmış Dellaloye ve Bingöl (2000) ile Karacık vd. (2008)'ın ana elementler analizleri ile büyük bir uyumluluk göstermektedir (EK-2)

Volkanik kayaçlardan ojit andezitte SiO₂, % 51 civarında iken tüm dasitlerde (altere dasit ve altere andezit de dahil) % 61.7 ile 64.3 arasındadır. Böylece volkanitlerin ortağ bileşimlerde olduğu görülmektedir. Al₂O₃ oranları % 16.5 ile 18.9 aralığında bulunmakta olup dünyadaki ortalama dasit ve andezit kayaçlarına benzerlik sunmaktadır. Burada WACL136 numaralı örnek % 22.2 lik değeri ile oldukça yüksek bir değer göstermektedir. Bu örnekte CaO, MgO, Na₂O ve K₂O değerleri de çok çok düşüktür. İleride eser element jeokimyası bölümünde de görüleceği gibi bu kayaçta metalik element zenginleşmesi de olmadığından bu örneğin yüzeysel alterasyondan etkilenerak tüm feldispat ve mafik minerallerini kaybettiği söylenebilir. Ateşte kayıp oranının % 9'a yakın olması da kayacın killeştiğini göstermektedir. Bu nedenle bundan sonra bu örnek anlatım dışı bırakılacaktır. Fe₂O₃ değerleri ojit andezitte % 8.5 ve

dasitlerde % 4-6 arasında iken altere dasit ve altere andezitte sırasıyla % 2.2 ile 4.5 olup taze örneklerle göre oldukça azalmıştır. CaO'de benzer şekilde ojit andezitte % 7.45 ile yüksek ama dasitlerde % 1.5-3.8 arasında olup daha düşüktür. MgO oranları da ojit andezitte beklendiği üzere biraz yüksek (% 2.85) dasitlerde ise % 1.5-2.0 arasındaki düşük değerlerde değişmektedir. Altere andezit ve dasitte hem CaO hem de MgO değerlerinde çok önemli ölçüde azalmalar görülmektedir (Çizelge 9.2). Bu değerler, bu örneklerin eser ve metalik element değerlerindeki artışları da göz önüne alındığında, hidrotermal alterasyona uğradığını göstermektedir. Na₂O + K₂O değerleri ise tüm kayalarda % 5.5 -6.0 arasındadır. Ancak WACL101 numaralı altere dasit örneğinde % 12.91 gibi çok yüksek bir değer saptanmıştır. Bu da bir az da olsa bazı cevherli çözeltilerden etkilenmiş olduğunu göstermektedir (bakınız Çizelge 9.2). Diğer ana element oksitlerinde önemli farklılıklar yoktur.

Çizelge 9.2 Şevketiye granitoidine ve Beyçayır volkanitlerine ait kayaçların ana element oksit değerler (O.: ojit, Alt.:Altere, Boz.: Bozunmuş)

Örnek No		SG-LS-08	SG-LS-09	GURE-04	WACL114	WACL115	WACL118	WACL23	WACL111	WACL101	SG-LS-04	WACL136
		Granodiyorit	Granodiyorit	Granodiyorit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	O.Andezit	Alt.Dasit	Alt. Andezit	Boz.Dasit
SiO ₂	%	59,61	62,55	62,70	62,00	63,75	62,90	64,34	51,33	62,58	63,88	61,72
Al ₂ O ₃	%	16,88	16,25	16,32	16,85	17,48	16,91	17,23	18,83	17,77	16,46	22,22
Fe ₂ O ₃	%	6,64	5,48	5,98	5,38	4,89	4,89	4,37	8,50	2,27	4,55	5,93
MgO	%	2,69	2,22	2,25	1,99	1,85	1,65	1,56	2,85	0,21	0,83	0,13
CaO	%	6,27	5,10	5,12	2,73	2,01	3,75	1,47	7,45	0,13	4,08	0,10
Na ₂ O	%	3,46	3,26	3,10	3,94	3,50	3,77	3,36	3,70	0,25	3,09	0,03
K ₂ O	%	1,85	2,37	2,65	1,58	2,06	2,19	2,30	2,38	12,91	3,19	0,18
TiO ₂	%	0,63	0,53	0,51	0,49	0,44	0,46	0,46	0,91	0,63	0,46	0,59
P ₂ O ₅	%	0,13	0,13	0,12	0,21	0,20	0,23	0,14	0,24	0,18	0,18	0,05
MnO	%	0,14	0,13	0,12	0,14	0,13	0,13	0,08	0,16	<0,01	0,10	0,02
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,00	<0,002	0,00
A.K	%	1,50	1,70	0,90	4,50	3,40	2,80	4,50	3,30	2,90	2,90	8,90
Toplam	%	99,76	99,75	99,76	99,79	99,74	99,71	99,77	99,62	99,82	99,73	99,90

9.1.2 Altere yan kayaçlar

Ocak ve galeri içinde cevherleşmelerden etkilenmiş mermer, metakumtaşları ve kuvarsitler Çizelge 9.3’de verilmiş olup aşağıda değerlendirilecektir. Buna göre mermer örneği (G19) cevherli çözeltilerden etkilendiğinden SiO₂ içeriği % 8.5 civarına çıkmıştır. Metakumtaşları ve kuvarsit örneklerinde SiO₂ oranları % 25-50 arasında olup aynı çözeltilerin etkileri ile yan kayaçlardan bu oksitlerin azaldığı söylenebilir. Al₂O₃ değeri mermerde çok az artmış (% 0.5 civarında), diğer tüm kayaçlarda ise % 1.4 ile 14 arasında değişmektedir. Bu değerler altere olmayan metamorfik kayaçlara göre % 18’e kadar varan azalmalar olduğunu göstermektedir (Çizelge 9.1 ve 9.3). Fe₂O₃ değerleri açısından bakıldığında mermerde % 2.3 lük bir değerle artış olduğu diğer tüm altere metamorfitlerde ise taze olan eşleniklerindeki % 3-4’lük değerlerden % 21.5’lere kadar çıkan artışlar olduğu görülmektedir. Bu artışlarda geç evre alterasyonlarda izlenen limonitleşmelerinde etkisi olduğu görülmektedir (bakınız Şekil 7.14). MgO değeri mermerde ve altere olmuş eşleniğinde aynı iken (% 0.7), diğer tüm altere metamorfitlerde % 5 civarlarına kadar çıkarak taze olanlarına göre (% 0.1-0.6) çok fazla artmıştır. CaO oranları için ise, mermerlerde % 10’luk bir azalma gözlenirken altere metamorfitlerde çok çarpıcı artışlar gözlenmektedir. Taze metakumtaşlarında % 5.5’lere varan CaO değerleri altere olanlarında % 11-34 arasına çıkarken, kuvarsitlerde ise % 0.1’ den % 9.6’ ya yükselmiştir. Bu artışların varlığı, yapılan mikroskobik çalışmalarla incekesitlerde karbonatlaşmaların yoğun olması ile doğrulanmaktadır. Tüm örneklerde Na₂O, K₂O, TiO₂ ve P₂O₅ değerlerinde çok önemli farklılıklar gözlenememiştir. MnO değerleri ise tüm altere metamorfitlerin cevherli çözeltilerden az ya da çok etkilenmesi nedeniyle % 2.1’ lere kadar çıkan değerler göstermektedir.

Çizelge 9.3 Altere yan kayalara ait ana element oksit değerleri

Örnek No		G19	WACL 12	G3	P2	08-G3	G10	G5	G2
		Mermer	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Kuarsit
SiO ₂	%	8,43	34,68	40,12	28,60	25,70	40,54	50,05	76,42
Al ₂ O ₃	%	0,58	11,36	13,29	1,40	13,97	9,52	4,00	2,24
Fe ₂ O ₃	%	2,31	8,64	9,25	21,51	5,40	12,96	8,64	6,02
MgO	%	0,70	1,73	2,32	4,88	3,78	4,29	5,17	0,91
CaO	%	45,82	33,97	20,48	25,74	30,00	15,17	11,60	9,63
Na ₂ O	%	<0,01	0,01	0,03	0,01	0,23	0,02	0,01	<0,01
K ₂ O	%	0,02	0,08	0,15	0,06	1,85	1,53	0,13	<0,01
TiO ₂	%	0,02	0,45	0,72	0,02	0,54	0,40	0,14	0,10
P ₂ O ₅	%	0,09	0,23	0,19	0,16	0,07	0,15	0,12	0,08
MnO	%	2,15	0,55	0,71	1,79	0,11	1,23	1,34	0,65
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	0,00	0,01	<0,002	0,01	0,01	<0,002	0,00
A.K	%	33,80	8,20	12,50	15,60	18,20	14,00	17,00	3,40
Toplam	%	93,86	99,86	99,80	99,80	99,82	99,78	98,18	99,48

9.1.3 Cevher örnekleri

Cevher örneklerinin ana element oksit değerlerini yorumlarken, bu örnekler “masif cevherler”, “saçınımlı cevherler” ve “manganlı-limonitli-silisli cevher örneği” (bu örnek için bundan sonra “manganlı cevher” ifadesi kullanılacaktır) olmak üzere üç grup altında ele alınacaktır.

Masif cevherlerde SiO_2 içerikleri % 3-13.3 arasında iken saçınımlı cevherlerde çok yükselerek % 18-67 arasına çıkmaktadır. Manganlı cevher örneğinde ise SiO_2 değeri % 15'e yakındır. Al_2O_3 değerleri ise her üç cevher grubunda da bir örnek hariç (% 5.06) genellikle % 2.68'in altındadır. Bu da cevherli çözeltilerin alüminyumca fakir olduğunu göstermektedir. Fe_2O_3 değerleri ise bir örnekteki % 3.34'lük oran hariç % 8.8 den çok hatta % 52.3 gibi çok yüksek değerlere çıkmaktadır. Masif cevherlerde en yüksek olarak gözüken Fe_2O_3 içerikleri bunlara ait üç örnekte % 17-52 arasındadır. Manganlı cevher örneğinde ise Fe_2O_3 değeri % 22 civarındadır. MgO değerleri masif cevherlerde % 0.23-1.62 arasında iken saçınımlı cevherlerde % 1.9-4.5 arasındaki değerlerle biraz daha yüksektir. Ancak bu değerler cevherleşmeden etkilenmemiş yan kayalara göre çok çok yüksek, altere yan kayalarla ise hemen hemen aynı düzeydedir. Manganlı cevher örneğinde ise % 0.31 ile çok düşüktür. CaO değerleri masif cevherlerde % 1.4-10.5 arasında iken az ve orta düzeylerde iken saçınımlı cevherlerde % 6.8-13.8 arasındaki değerlerle onlardan daha yüksektir. Manganlı cevher örneğinde ise % 2'ye yaklaşmıştır. Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 ve Cr_2O_3 değerleri tüm cevherli örneklerde ise birkaç örnekteki hafif yükselmiş değerler dışında çok az değerlerde yer almaktadır. MnO içerikleri masif cevherlerde % 2'nin altında iken saçınımlı cevher örneklerinde bir örnekteki % 1.08 değeri hariç hep % 2'nin bazen de % 3'ün üstündedir. Manganlı cevher örneğinde ise % 7'nin biraz üstündedir. Ateşte kayıp değerleri masif cevherlerde % 13-31 arasında iken saçınımlı cevherlerde % 4-17 arasında olup daha düşüktür. Bunun nedeni Çizelge 9.4'de de görüleceği gibi masif cevherlerde sülfid minerallerinin TOP/S değerleriyle de teyid edilen çokluklarından kaynaklanmaktadır. Manganlı cevher örneğinde ise % 21.5'lük değer ise mineraloji bölümünde belirtildiği gibi smitsonit ve limonitte ateşte kayba katılan karbonat ve hidroksitlerden kaynaklanmaktadır.

Çizelge 9.4 Cevherli örneklere ait ana element oksit değerleri

		GP11	P1	P4	P5	22	42	47	G11	WACL 9	P11
		Masif	Masif	Masif	Masif	Saçımlı	Saçımlı	Saçımlı	Saçımlı	Saçımlı	Mangan
SiO ₂	%	3,02	8,60	13,30	12,53	35,49	31,44	18,65	45,49	66,47	14,56
Al ₂ O ₃	%	2,48	1,35	0,09	0,12	0,78	2,68	0,62	5,06	1,97	2,08
Fe ₂ O ₃	%	52,30	28,88	8,84	17,83	11,45	9,19	16,43	10,91	3,34	22,04
MgO	%	1,30	1,83	0,23	1,62	3,80	1,93	4,50	1,93	2,42	0,31
CaO	%	1,46	5,44	6,35	10,40	13,75	13,53	12,04	12,49	6,82	1,94
Na ₂ O	%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,01
K ₂ O	%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,15	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,24
TiO ₂	%	0,09	0,04	<0,01	<0,01	0,05	0,09	0,03	0,19	0,15	0,10
P ₂ O ₅	%	0,11	0,09	0,03	0,02	0,29	0,09	0,07	0,20	0,19	1,11
MnO	%	0,24	1,71	2,09	0,77	2,75	2,05	3,23	2,87	1,08	7,09
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	0,00	0,01	<0,002	<0,002	<0,002	0,00	0,00	<0,002	0,01
A.K	%	31,10	22,00	17,10	13,30	4,90	9,80	16,70	13,10	6,60	21,50
Toplam	%	92,11	70,01	48,04	56,57	73,41	70,82	72,27	92,25	89,05	70,97

9.2 Eser Elementler

9.2.1 Yan kayaçlar

08-G2 numaralı mermer örneğinde; Zn (16 ppm), Co (31.6 ppm), V (10 ppm) ve W (28 ppm) değerlerinin bir miktar yer aldığı görülmektedir. Burada eğer cevherli çözeltilerden hiç etkilenmemişlerse Zn ve Co'ın ilksel olarak mermerin içinde bir miktar bulunduğu söylenebilir. Ayrıca birkaç ppm'lik Pb ve As değerleri bulunmaktadır. Diğer eser elementler mermerde hemen hemen yok gibidir. Sadece Sr elementi 220 ppm'e yakın değeri ile çok yüksek iken Ba elementi 3 ppm olarak belirlenmiştir.

Kuarsit, fillit ve metakumtaşı olarak derlenen metamorfik kayaçlardan, fillitteki 55 ppm varan bir değer dışında, Cu'lar 8-9 ppm civarındadır. Pb'lar ise tüm metamorfik örneklerde 12-36 ppm arasında iken Zn değerleri 64 ile 87 ppm arasındadır. Bu bölgenin metamorfitlelerinde Zn ve Pb'un bir miktar varolması eğer cevherli çözeltilerden az da olsa etkilenmemişlerse çevre kayaçlarda bu elementlerin az da olsa bulunduğunu işaret edebilir. Ancak bu konuda sağlıklı bir sonuca varılabilmesi için bölgeden çok sayıda örnek üzerinde çalışılması gerekmektedir. Genel olarak cevherleşmelerde Zn'nun Cd ve Pb'un ise Ag ile ilişkili olduğu bilinmektedir. Cd ve Ag ise analizi yapılan bu metamorfitlelerde hemen hemen hiç bulunmamaktadır. Bunun nedeni Zn ve Pb değerlerinin az olması olabilir. Metamorfitlelerde ilginç bulgulardan birisi de Co (10-34 ppm), V (73-155 ppm) ve W (35-218 ppm) değerlerinin bir miktar yüksek olmasıdır. W için öğütme kabının tungstenkarbürden imal edilmiş olmasından kaynaklanan bir miktar kirlilik olabileceği göz önüne alınmalıdır. Co ve V'un ise örneklerin içine ilksel sedimanter çökelimler sırasında mafik kayaçlardan kaynaklanarak gelmiş olması beklenebilir. Dikkati çeken diğer elementler ise 1,7-7,5 ppm değerleri ile As ve çok az da olsa bulunan Au, Sb, Bi, Hg ve Tl değerleridir. Bu elementlerin metamorfitleler içinde ilksel olarak mı buldukları yoksa olası bir epitermal bir sistemden etkilenerek artma eğiliminde oldukları bu amaca yönelik mineralojik çalışmalar yapılmadığından tam olarak belirlenememiştir. Ayrıca Ba ve Sr'daki yüksek değerler (sırasıyla 390 ve 678 ppm'lere varan) kayaçların ilksel sedimanter çökellerinin epikontinental (sığ denizel)

ortamda oluřtukları (Okay vd. 1990) dūřünūldūđinde denizel bir ortamdan kaynaklanıyor olabilir. Yūksek Zr deđerleri (133-260 ppm arası) ise sedimanter ortama tařınmıř zirkon gibi minerallerden dolayı artmıř olma olasıđına bađlanabilir. Rb'daki 17-138 ppm lik deđerlerin K ile bađlantılı olduđu kabul edilmektedir. Sn, Be, Cs ve Ta elementlerindeki çok ufak deđerler için de ilginç yorumlar yapılabilir. Ancak spekulasyonlardan kaçınmak için bir yorumda bulunulmamıřtır.

Serpantinleřmiř harzburjit örneklerinin eser element içeriklerine bakıldıđında Cu, Zn, ve V deđerlerinin 4-85 ppm ile belirginleřtiđi grūlmektedir. Co deđerleri 110-120 ppm lerde ve oldukça yūksektir. Ni element deđerleri ise beklendiđi ūzere çok yūksektir (2000-3000 arasında). Ayrıca biraz W deđerlerinin bulunması da (14 ppm'e varan) řařırtıcıdır. Bu deđer đūtme kabından dođan kirlenmeden oluřmuř olabilir. Eser elementlerden Sc 13-15 ppm gibi deđerler sunmaktadır. Ba ve Sr ise 1-9 ppm arasında olup oldukça dūřūktūr (izelge 9.5).

Çizelge 9.5 Çamlıca metamorfitlelerine ve Çetmi melanjına ait kayaçların eser element değerleri

Örnek No		WACL105	WACL121	WACL139	08-G2	WACL104	WACL134
		Kuarsit	Fillit	Metakmt.	Mermer	Serp. Harz.	Serp. Harz.
Cu	ppm	9,10	54,90	8,50	0,70	11,80	4,70
Pb	ppm	36,30	24,60	12,10	2,50	0,90	9,40
Zn	ppm	64,00	87,00	76,00	16,00	38,00	47,00
Cd	ppm	<0.1	<0.1	0,40	0,30	<0.1	<0.1
As	ppm	7,50	6,80	1,70	3,20	1,10	3,00
Sb	ppm	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	ppm	0,20	0,50	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	1,70	<0.5	<0.5	<0.5	8,10	1,20
Hg	ppm	0,04	1,52	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	ppm	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Co	ppm	33,60	20,70	10,10	31,60	117,00	109,80
Ni	ppm	34,70	40,60	2,50	1,60	2097,80	2862,50
V	ppm	73,00	155,00	85,00	10,00	85,00	66,00
Sn	ppm	2,00	4,00	<1	<1	<1	<1
W	ppm	218,40	35,20	90,20	28,00	14,20	3,20
Mo	ppm	0,10	1,40	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ta	ppm	0,60	1,10	0,60	<0.1	<0.1	<0.1
Th	ppm	7,90	15,60	12,20	<0.2	<0.2	0,20
U	ppm	2,30	3,30	2,00	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
TOP/C	%	0,05	0,20	1,12	12,59	<0.02	0,05
TOP/S	%	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Çizelge 9.5 Çamlıca metamorfitlelerine ve Çetmi melanjına ait kayaçların eser element değerleri (devam)

Örnek No		WACL105	WACL121	WACL139	08-G2	WACL104	WACL134
		Kuarsit	Fillit	Metakmt.	Mermer	Serp. Harz.	Serp. Harz.
Sc	ppm	7,00	18,00	7,00	<1	13,00	15,00
Ba	ppm	269,00	390,00	58,00	3,00	5,00	9,00
Be	ppm	1,00	4,00	1,00	<1	<1	<1
Cs	ppm	1,90	7,20	2,70	<0.1	0,10	0,30
Ga	ppm	9,30	19,80	15,90	<0.5	0,60	<0.5
Hf	ppm	6,60	5,00	3,70	0,10	<0.1	0,10
Nb	ppm	9,40	17,30	6,30	<0.1	<0.1	<0.1
Rb	ppm	55,80	138,30	17,80	0,20	0,30	0,30
Sr	ppm	66,70	116,50	677,60	220,90	1,70	3,00
Zr	ppm	260,40	176,30	133,00	0,30	<0.1	0,30
Y	ppm	16,80	27,60	14,50	0,90	1,40	0,70

Granodiyoritlerde Cu değerlerinin 8,5-16 ppm, Pb'un 10-107 ppm, Zn'nun ise 39-48 ppm aralığında oldukları görülmektedir. Bu da bu baz elementlerin granodiyoritlerde çok fazla artmadığını göstermektedir. Aynı kayaçlarda Co, V, W, Th, ve Au değerleri bir miktar yükseklikler içermektedir (Çizelge 9.6). Co değerleri 32-41 ppm, V ise 109-144 ppm arasındadır. W ise 244-288 ppm gibi yüksek değerler sunmaktadır. Th 11-14 ppm arasında ve Au ise 2,5 ile 26,4 ppb arasında görülmektedir. Altının ppb mertebesinde de olsa üç örnekte de yukarıda verilen değerleri içermesi ilginçtir. Bu granodiyoritlerin ateşte kayıp değerlerinin azlığına bakıldığında örneklerin oldukça taze oldukları görülmektedir. Diğer elementlerden ise Ba (400-600 ppm), Sr (350-390 ppm), yüksek, Rb (65-95 ppm) ve Zr (77-116 ppm) ise biraz yüksek değerler sergilemektedir.

Beyçayır volkanitlerine ait dasit ve andezit örneklerinde (5 örnek) Cu, Pb ve Zn değerleri 6 ile 88 ppm arasında yüksek olmayan değerler sergilemektedir. Aynı şekilde Co değerleri 7-27 ppm, V ise 86-175 ppm arasında (252 ppmlik bir örnek hariç) pek yüksek değildir. W'nin 9-130 ppm aralığındaki değişimine karşın Th 4-17 ppm arasında bulunmaktadır. Altere olan volkanitlerle birlikte volkanitlerin tümünde (7 örnekte) 0,5 ve 2,7 ppb arasında yer alan Au değerleri granodiyoritlerden daha azdır. Ba elementi 1300 ppm'lere kadar çok yüksek değerler sunarken, Sr da 600 ppm'lere kadar çıkmaktadır. Rb elementi 33-160 ppm, Zr ise 109-208 ppm değerleri arasında oynamaktadır.

Çizelge 9.6 Şevketiye granitoidine ve Beyçayır volkanitlerine ait kayaçların eser element değerleri (O.: ojit, Alt.:Altere, Boz.: Bozunmuş)

Örnek No		SG-LS-08	SG-LS-09	GURE-04	WACL114	WACL115	WACL118	WACL23	WACL111	WACL101	SG-LS-04	WACL136
		Granodiyorit	Granodiyorit	Granodiyorit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	O.Andezit	Alt.Dasit	Alt. Andezit	Boz.Dasit
Cu	ppm	16,20	9,60	8,50	23,60	22,70	27,60	88,10	25,10	5,20	5,90	6,60
Pb	ppm	10,20	106,70	86,60	14,90	13,60	6,20	23,30	5,70	15,00	8,60	8,50
Zn	ppm	39,00	46,00	48,00	52,00	56,00	65,00	57,00	61,00	5,00	55,00	20,00
Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	0,10	<0.1	<0.1
As	ppm	<0.5	1,50	<0.5	0,60	0,60	1,50	3,60	1,40	524,10	42,60	2,50
Sb	ppm	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	0,10	11,80	32,70	<0.1
Bi	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,30
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	26,40	2,50	10,10	1,40	2,40	2,70	<0.5	2,60	89,50	<0.5	<0.5
Hg	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,03	0,02	<0.01	0,05	<0.01	0,02
Tl	ppm	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,30	0,20	<0.1
Co	ppm	38,80	32,40	41,00	19,00	11,50	13,60	7,20	27,00	3,40	20,50	7,10
Ni	ppm	2,30	2,80	2,30	3,70	3,40	3,00	48,50	6,30	0,60	4,40	6,00
V	ppm	144,00	109,00	138,00	112,00	105,00	109,00	91,00	252,00	175,00	86,00	97,00
Sn	ppm	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	<1	1,00	1,00	<1
W	ppm	277,00	244,70	287,90	89,90	37,80	130,20	33,90	103,50	54,70	121,80	9,40
Mo	ppm	0,10	0,20	0,30	0,20	0,30	0,40	0,60	0,40	0,30	0,10	0,20
Ta	ppm	0,80	0,60	0,60	0,40	0,50	0,60	0,50	0,20	0,50	0,50	0,60
Th	ppm	14,40	14,10	11,50	17,30	13,20	11,90	11,00	4,30	10,60	14,10	11,60
U	ppm	4,00	4,30	2,90	3,30	4,00	3,60	3,00	1,60	3,20	3,10	2,50
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
TOP/C	%	0,08	0,14	0,03	0,33	0,04	0,10	0,05	0,06	0,05	0,03	0,06
TOP/S	%	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0,08	<0.02	<0.02

Çizelge 9.6 Şevketiye granitoidine ve Beyçayır volkanitlerine ait kayaçların eser element değerleri (devam)

Örnek No		SG-LS-08	SG-LS-09	GURE-04	WACL114	WACL115	WACL118	WACL23	WACL111	WACL101	SG-LS-04	WACL136
		Granodiyorit	Granodiyorit	Granodiyorit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	O.Andezit	Alt.Dasit	Alt. Andezit	Boz.Dasit
Sc	ppm	15,00	11,00	11,00	8,00	8,00	7,00	8,00	21,00	13,00	7,00	9,00
Ba	ppm	410,00	584,00	625,00	414,00	872,00	841,00	614,00	1331,00	903,00	727,00	79,00
Be	ppm	1,00	1,00	<1	2,00	2,00	2,00	2,00	1,00	<1	1,00	3,00
Cs	ppm	2,50	3,20	2,60	4,40	3,60	3,60	5,00	0,70	35,00	62,40	0,40
Ga	ppm	16,30	15,80	14,40	15,80	16,30	16,00	15,60	16,10	17,10	17,30	20,50
Hf	ppm	2,80	3,00	3,50	4,10	3,70	3,30	4,10	2,90	3,50	3,50	5,80
Nb	ppm	8,00	7,00	6,60	7,20	7,00	7,30	6,70	5,40	6,60	7,70	8,30
Rb	ppm	82,60	65,30	93,70	52,50	61,40	70,60	70,00	33,60	538,20	161,40	5,30
Sr	ppm	390,80	375,80	356,90	418,60	420,50	567,20	417,90	598,20	109,70	474,20	108,30
Zr	ppm	77,00	115,70	98,10	131,00	138,00	128,80	128,20	109,60	141,10	129,10	208,10
Y	ppm	18,00	16,10	17,70	25,20	16,50	17,40	15,70	22,60	8,30	16,30	11,30

Bu 5 taze örnek dışındaki WACL-101 numaralı altere dasit ve SG-LS-04 numaralı altere andezit örneği bazı ana ve eser elementler açısından çok değişik değerler sunmaktadır. Altere dasit örneğinde % 12,91 ile çok yüksek K_2O değerine Cu, Pb, Zn değerleri (5-15 ppm arası) eşlik etmemektedir. Buna karşın yüksek As (524 ppm), yüksek Sb (~12 ppm), yüksek Au (89,5 ppb), biraz Hg (0,5 ppm), biraz Tl (1,3 ppm), yüksek Rb (538 ppm) ve de yüksekçe Cs (35 ppm) değerleri bulunmaktadır. Ancak Co değeri 3,4 ppm ile düşüktür. Altere andezit örneğinde ise biraz yüksekçe K_2O (% 3,19), yüksek As (43 ppm), yüksek Sb (33 ppm), Cs (62 ppm) değerleri görülmekte ancak bu örnekte Au değeri saptanamamıştır. Bu iki kayacın da altere olması, dasit ve andezitlerin oluşumlarından sonra meydana gelen ve olasılıkla kırılanmaya bağlı olarak gelişen K artışı ile birlikte, As, Sb ve Cs ile yer yer Au, Hg ve Tl artışlarının eşlik ettiğini göstermektedir. Volkanik ana kayalı epitermal yataklarda Au aramaları sırasında As, Sb, Hg, Tl element birlikteliklerinin görülmesi bu volkanitlerde az da olsa alterasyonlarla belirgenleşen epitermal Au oluşumlarına doğru bir gidişin oluşabileceğini düşündürmektedir. Yukarıda verilen element birlikteliğine Cu, Pb, Zn, Ag ve Cd'un artışlarla eşlik etmemesi de ilginç bir saptamadır. Ancak bütün bu yorumlar birkaç örneğe dayanarak yapılmaktadır. Daha sağlıklı değerlendirmeler için daha çok sayıda örneğin analiz edilmesi gerekmektedir.

9.2.2 Altere yan kayaçlar

Açık ocak ve galerilerden alınan cevherleşmelerden etkilenmiş mermer örneğinde (G19) Cu, 185 ppm ile biraz yüksek iken Pb ise 2900 ppm ve Zn ise 1700 ppm yakın değerleriyle oldukça yüksektirler. Bu da bu mermer içinde sfalerit ve galenitlerin yer almış olabileceği göstermektedir. Co ise 19 ppm değeri, altere olmamış mermere göre (32 ppm) bu elementin azaldığını göstermektedir. Buna göre Co'nun alterasyonlar sırasında çözülmeye geçmiş olabileceğini düşündürmektedir. Öte yandan Cd ve As sırasıyla 10 ve 17.5 ppm değerleriyle dikkati çekmektedir. Ni, V, Mo içeriklerinde de az da olsa artışlar vardır. Benzer şekilde Sb, Bi, Ag ve Au elementlerinin de alterasyona uğramış mermerde bir miktar bulunması bu kayacın hidrotermal çözeltilerden etkilendiğini göstermektedir. W içeriği ise 28 ppm'den 114 ppm'e çıkarak dikkati çekmektedir. Cevherleşmelerden etkilenmiş mermer örneğinde Ba elementi 4 ppm ile

çok düşük Sr elementi ise 352 ppm'e yakın değeri ile taze mermere göre biraz zenginleşmiş olarak görülmektedir.

Cevherleşmelerden etkilenmiş metakumtaşlarının bazılarında ve kuvarsitte Cu, Pb, Zn değerlerinde önemli yükselmeler görülmektedir. Örneğin Cu metakumtaşlarında 392 ppm'e kadar çıkarken kuvarsitte Cu, 1200 ppm'e yakın değere çıkmaktadır. Pb içerikleri altere metakumtaşlarında bir örnekteki çok yüksek olan 5161 ppm'lik değer dışında 43 ppm'in altındadır. Altere olmuş kuvarsitte ise Pb 120 ppm'dir. Zn değerleri altere metakumtaşlarında 84-150 ppm'dir. G5 numaralı örnekte ise 6878 ppm'lik çok yüksek Zn değeri görülmektedir. Kuvarsitte ise yine 1513 ppm'lik bir yüksek değer bulunmaktadır. Cd'da G5 örneği altere metakumtaşı örneği dışında % 0.4'ün altında değerler görülmektedir. Bu örnekte ise 32 ppm'e yaklaşmaktadır. Altere kuvarsitte de 10 ppm'lik Cd değeri belirlenmiştir. As içerikleri ise G10 ve G5 dışındaki tüm örneklerde 35 ppm'in altındadır. G10 altere metakumtaşı örneğinde 227 ppm gibi çok yüksek bir değer vardır. Oysa bu örnekte Cu, Pb ve Zn değerleri yüksek değildir. G5 örneğinde ise 154 ppm'e yakın As içerirken Cu, Pb ve Zn değerleri de yüksektir. Aynı durum Sb için de geçerlidir. Sadece G10 ve G5 örneklerinde sırasıyla 2 ve 3.7 ppm gibi az da olsa bazı değerler izlenirken diğer örnekler Sb'ca çok daha fakirdir. Bi ve Ag içerikleri ise G5 (altere metakumtaşı) ve G2 (altere kuvarsit) örneklerinde bir miktar izlenmektedir. Bi'da sırasıyla 2.8 ve 11.1 ppm, Ag ise 3 ve 4.1 ppm değerleri görülmektedir. Diğer altere metakumtaşlarında ise bu elementlerin içerikleri 0.6 ppm'in altındadır. Hg, Tl, Ni, Sn, Ta, Th ve U değerleri tüm örneklerde kayda değer sonuçlar vermemiştir. Au değerleri ppb mertebesinde çok düşük miktarlarda da olsa bazı değerler göstermesi yorumlanmaya değerdir. Altere metakumtaşlarından 08-G3 numaralı örnekte 2.4 ppb, G10 örneğinde 30.6 ppb, G5 örneğinde 42.6 ppb ve G2 numaralı altere kuvarsit örneğinde 2.5 ppb değerleri sunar. Au içerikleri az da olsa bazı değerler göstermesi yan kayaçların cevherli çözeltilerden etkilendiğini göstermektedir. Au ile As ve Sb değerlerindeki birlikte artış bu elementlerin birlikte hareket ettiklerine işaret edebilir. Co değerleri bir örnekteki (WACL12) 5.3 ppm'lik değer dışında düşüktür. Diğer örneklerin ikisi dışında 23-33 ppm arasındaki içeriklerle altere metamorfitletiren taze olan örneklerine benzer oranlardadır. Bu da anılan örneklerde Co zenginleşmesi olmadığını göstermektedir. Ancak G5 numaralı örnekte 128 ppm civarında ve G2 numaralı kuvarsit

örneğinde 85 ppm'e yakın değerlerle yüksektir. Bu ise Cu, Pb ve Zn element artışlarıyla Co içeriklerinde de birlikte artışlar olduğunu göstermektedir. W değerleri 54-782 ppm arasında geniş bir yelpazede dağılmaktadır. Yine G5 ve G2 örneklerinde W değerleri çok yüksektir (sırasıyla 408 ve 783 ppm). Mo ve Se içeriklerinde de az oranlarda da olsa artışlar vardır. TOP/C değerleri %4.83'ün altındadır. TOP/S değerlerinden biri olan G10 örneğinde % 5.25 ile yüksek diğerleri % 2.72'den azdır.

Öte yandan alterasyona uğramış kuvarsit örneğinde Ba, Sr Zr ve Y değerleri altere olmuş metakumtaşlarından belirgin biçimde düşüktür (Çizelge 9.7). Metakumtaşlarında Ba 5-71 ppm, Sr ise 68-330 ppm arasındadır. Rb değerleri K miktarlarıyla orantılı olarak 73 ppm'lere kadar çıkmaktadır. Zr ise sedimantasyon sırasında kayaca gelen zirkon mineralleri ile bağlantılı olarak yer yer 45 ppm'lere kadar varmaktadır.

Çizelge 9.7 Altere yan kayaçlara ait eser element değerleri

Örnek No		G19	WACL12	G3	P2	08-G3	G10	G5	G2
		Mermer	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Kuarsit
Cu	ppm	185,20	19,70	3,30	56,90	210,80	220,20	392,00	1197,60
Pb	ppm	2879,80	13,30	23,90	38,20	5,60	43,20	5161,70	120,60
Zn	ppm	1708,00	150,00	133,00	108,00	118,00	84,00	6878,00	1513,00
Cd	ppm	10,30	0,30	0,20	0,40	0,40	0,20	31,90	10,00
As	ppm	17,50	11,10	2,90	34,90	2,90	227,00	153,80	5,90
Sb	ppm	0,50	0,20	0,90	1,00	<0.1	2,00	3,70	0,30
Bi	ppm	0,70	0,10	0,20	0,30	0,60	0,30	2,80	11,10
Ag	ppm	0,80	<0.1	<0.1	0,30	<0.1	0,50	3,00	4,10
Au	ppb	0,80	0,70	<0.5	<0.5	2,40	30,60	42,60	2,50
Hg	ppm	0,01	0,04	<0.01	0,04	<0.01	0,02	*	*
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	0,30	<0.1	<0.1
Co	ppm	18,80	5,30	23,80	24,70	27,30	33,30	128,30	84,50
Ni	ppm	4,70	10,50	17,40	8,60	53,60	30,20	22,00	19,20
V	ppm	16,00	141,00	240,00	23,00	59,00	121,00	67,00	31,00
Sn	ppm	<1	4,00	<1	<1	1,00	1,00	<1	1,00
W	ppm	114,70	89,30	229,40	179,10	54,00	198,20	408,80	782,80
Mo	ppm	0,50	5,40	0,70	0,60	2,10	1,50	1,90	2,00
Ta	ppm	<0.1	0,40	0,30	<0.1	0,30	0,30	0,20	0,20
Th	ppm	<0.2	2,60	1,40	0,20	1,50	1,50	1,10	1,30
U	ppm	0,20	0,50	0,40	0,20	0,50	0,40	0,80	0,30
Se	ppm	1,40	<0.5	<0.5	<0.5	2,40	0,70	3,00	<0.5
TOP/C	%	10,43	2,00	2,84	4,87	4,39	3,34	4,83	0,94
TOP/S	%	1,10	0,02	<0.02	0,18	1,38	5,25	2,72	0,48

Çizelge 9.7 Altere yan kayalara ait eser element değerleri (devam)

Ömek No		G19	WACL 12	G3	P2	08-G3	G10	G5	G2
		Mermer	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Kuarsit
Sc	ppm	1,00	16,00	31,00	1,00	25,00	16,00	10,00	3,00
Ba	ppm	4,00	5,00	16,00	22,00	71,00	45,00	47,00	1,00
Be	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	2,00	<1	<1
Cs	ppm	<0.1	2,50	19,30	23,70	10,70	8,10	1,00	0,50
Ga	ppm	3,90	10,20	11,20	7,70	10,50	9,10	4,90	2,90
Hf	ppm	0,20	1,50	1,10	0,20	1,00	1,00	0,60	0,60
Nb	ppm	0,30	7,20	6,90	0,60	4,50	4,00	2,40	2,00
Rb	ppm	0,60	5,30	13,20	8,10	46,10	73,20	7,10	0,30
Sr	ppm	351,90	74,90	443,00	130,90	330,60	155,60	68,30	50,30
Zr	ppm	5,70	45,70	33,50	8,10	30,30	28,10	22,10	16,40
Y	ppm	3,70	12,20	15,50	7,90	9,70	8,60	14,80	7,80

9.2.3 Cevher örnekleri

Cevher örnekleri adından da anlaşılacağı üzere Pb, Zn ve çoğunlukla da % 1 in üzerindeki değerlerle cevher minerallerinin yoğun olduğu örnekleri oluşturmaktadır (Çizelge 9.8). Analiz yönteminde pek çok eser elementi bir arada görebilmek amacıyla Cu, Pb ve Zn için üst dedeksiyon limiti % 1 olarak seçilmiştir. Bu nedenle bu elementlerin % kaç mertebesinde var oldukları belirlenememiştir. Sadece manganlı cevher örneğinde Zn % 1'in üzerinde iken Cu 347 ppm, Pb ise 729 ppm'in az üzerindedir (Çizelge 9.8). Tüm cevher örneklerinde Cd 109-1564 ppm aralığında oldukça yüksek değerler sunmaktadır. Zn ile Cd arasında bir pozitif ilişki genel olarak bilinen bir gerçektir. Benzer ilişki Ag ile Pb elementleri arasında da vardır. Yapılan analizlerde Ag değerleri "Mangan" örneği hariç (on da 3 ppm) 47 ppm ile > 100 ppm çıkmıştır. Yine Ag için bu analiz yönteminde üst dedeksiyon limiti 100 ppm'dir. İşte metalik element değerlerine bakınca Çataltepe yatağı "Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmesi" olarak tanımlamak doğru olmaktadır.

Diğer eser elementlerden Co bir örnekteki 23 ppm lik değeri dışında 127-814 ppm arasında çok yüksek manganlı cevher örneğinde ise 1500 ppm'e yaklaşan değeri ile son derece yüksektir. Bi değerleri ise masif cevherdeki 0.7 ppm'lik bir örnekteki değer dışında 87-890 ppm arasında çok artmış değerler sunar ancak Mangan örneğinde Bi 0.8 ppm değerindedir. As ise tüm örneklerde az ya da çok görülmektedir (7-192 ppm arası). Sb ise az oranlarda da olsa izlenmektedir (04-23 ppm arası). Au değerleri tüm cevher örneklerinde 4- 45 ppb'lik değerlerle yer almaktadır. Ni ve W ise yine önemli bazı değerler sunmakta iken Se 1- >100 ppm arasındaki değerleriyle oldukça fazla miktarlarda cevher örneklerinin tümünde bulunmaktadır. Cevher örneklerinde Ba çok zenginleşmemiş ve bir örnekte 36 ve mangan örneğindeki 48 ppm'lik değerleri dışında 5 ppm'in altında izlenmektedir. Sr' da benzer şekilde üç örnekteki 121-152 ve 233 ppm'lik değerler dışında hep 95 ppm'in altında gözlenmektedir.

Çizelge 9.8 Cevher örneklerine ait eser element değerleri

Örnek No		GP11	P1	P4	P5	22	42	47	G11	WACL 9	P11
		Masif	Masif	Masif	Masif	Saçınımlı	Saçınımlı	Saçınımlı	Saçınımlı	Saçınımlı	Mangan
Cu	ppm	1173,90	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	2193,40	30,70	347,00
Pb	ppm	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	9181,50	>10000	729,20
Zn	ppm	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000
Cd	ppm	109,20	615,20	1563,20	1157,20	519,20	621,20	405,90	183,00	252,00	708,80
As	ppm	73,40	192,00	13,30	143,20	7,10	30,60	170,40	32,40	20,10	28,80
Sb	ppm	22,60	6,40	0,60	3,60	0,40	1,10	3,60	0,60	1,30	1,10
Bi	ppm	0,70	542,00	890,20	173,80	185,00	120,50	208,10	87,20	153,90	0,80
Ag	ppm	47,00	>100.0	>100.0	>100.0	>100.0	73,40	>100.0	49,40	81,10	3,10
Au	ppb	44,70	26,60	20,20	21,30	14,10	8,00	24,00	4,60	4,30	4,40
Hg	ppm	0,06	0,11	0,16	0,41	0,10	0,17	0,21	*	0,18	0,02
Tl	ppm	1,30	2,40	0,90	0,20	0,40	0,40	0,40	<0.1	0,20	0,30
Co	ppm	23,10	359,00	450,40	813,70	371,20	355,00	237,20	184,30	127,00	1490,40
Ni	ppm	8,10	33,60	9,10	117,10	37,00	33,30	21,00	52,90	14,70	261,60
V	ppm	30,00	<8	<8	<8	25,00	21,00	16,00	64,00	38,00	46,00
Sn	ppm	2,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	<1	<1
W	ppm	49,40	58,70	97,90	393,20	188,40	348,30	244,00	522,50	150,50	38,60
Mo	ppm	<0.1	0,70	0,70	0,80	1,20	0,20	0,70	1,20	0,80	7,80
Ta	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	0,10	0,20	0,20
Th	ppm	0,90	<0.2	<0.2	<0.2	0,40	0,80	0,50	0,80	1,40	1,80
U	ppm	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	0,20	0,20	0,30	0,40	0,50
Se	ppm	1,00	>100.0	95,70	34,70	37,30	27,20	40,30	17,50	29,60	8,00
TOP/C	%	4,08	3,11	2,00	2,95	2,92	4,64	5,74	4,64	2,62	3,52
TOP/S	%	25,04	21,51	20,87	23,14	7,22	8,43	9,72	3,31	3,23	0,05

Çizelge 9.8 Cevher örneklerine ait eser element değerleri (devam)

Örnek No		GP11	P1	P4	P5	22	42	47	G11	WACL 9	P11
		Masif	Masif	Masif	Masif	Saçımlı	Saçımlı	Saçımlı	Saçımlı	Saçımlı	Mangan
Sc	ppm	4,00	3,00	<1	1,00	3,00	3,00	2,00	10,00	6,00	10,00
Ba	ppm	2,00	<1	<1	2,00	36,00	5,00	4,00	2,00	1,00	48,00
Be	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	<1	<1
Cs	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	5,80	0,60	0,20	0,30	0,10	1,30
Ga	ppm	2,20	2,10	1,90	<0.5	5,60	5,90	6,30	8,80	2,60	12,10
Hf	ppm	0,40	0,10	<0.1	0,20	0,40	0,40	0,10	0,50	0,70	0,60
Nb	ppm	1,60	0,30	0,10	0,10	0,60	1,60	0,50	2,40	2,70	2,10
Rb	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	6,90	0,60	0,20	0,90	0,80	9,00
Sr	ppm	233,40	16,20	16,40	33,10	152,20	121,10	57,30	95,40	24,70	39,40
Zr	ppm	17,00	3,10	1,00	5,00	10,40	13,30	6,60	16,70	20,60	22,90
Y	ppm	2,10	3,00	0,90	2,20	4,90	4,10	3,70	4,80	7,20	46,20

Üst limit problemlerinden dolayı sınırlı sayıda da olsa cevher örneklerinin metalik elementleri arasında korelasyonlar yapılamamıştır. Bu nedenle de cevher örneklerinin tümüne bağlı olarak hangi elementlerin birlikte hareket ettikleri konusu açıklığa kavuşturulamamıştır. Cevher minerallerinin oluşum sırası “Maden Jeolojisi” Bölümünün sonunda tartışılmıştır. Cevher örneklerinin element jeokimyası ile ilgili tartışma ve yorumlar ise tezin Tartışma ve Yorum Bölümü’nde yapılacaktır.

9.3 Nadir Toprak Elementleri (NTE)

9.3.1 Yan kayaçlar

Yan kayaçlardan alınan bir mermer örneğinde (08-G2) tüm NTE’nin 1 ppm’in altında hatta çok altında olduğu görülmektedir (Çizelge 9.9). Buna karşın kuvarsit, fillit ve metakumtaşı örneklerinde La, Ce ve Nd’un 21-82 ppm arasında olan ve dikkati çeken değerler sunduğu gözlenmektedir. Bu örneklerde diğer tüm NTE 9 ppm’den az değerler vermektedir (Çizelge 9.9). Serpantinleşmiş harzburjitlerde, bu element grubu 0.2 ppm’den az, son derece düşük değerlerle adeta yok gibidirler.

Granodiyoritlerde yine La, Ce ve Nd değerleri 16-45 ppm arasında değerlerle yan kayaçlardan göreceli olarak daha az miktarlarda bulunurken diğer NTE 5 ppm’den daha az olarak yer almaktadır.

Volkanik kayaçlarda (altere olanları da dahil) La, Ce ve Nd elementleri 17-63 ppm’ler arasındadır ve bu elementlerce granodiyoritlere göre çok az daha zenginleşmişlerdir. Pr, Sm, Gd ve Dy elementleri de 2-7.5 ppm’lik değerler sunmakta, diğer NTE ise 2 ppm’den az bulunmaktadır.

Çizelge 9.9 Çamlıca metamorfitlelerine ve Çetmi melanjına ait (WACL104 ve WACL134) kayaçların NTE değerleri

Örnek No		WACL105	WACL121	WACL139	08-G2	WACL104	WACL134
		Kuarsit	Fillit	Metakmt.	Mermer	Serp. Harz.	Serp. Harz.
La	ppm	22,20	36,40	26,90	0,60	<0.1	<0.1
Ce	ppm	45,30	81,60	52,70	0,40	<0.1	0,10
Pr	ppm	5,09	8,90	5,64	0,09	<0.02	0,03
Nd	ppm	18,80	35,70	21,90	<0.3	<0.3	<0.3
Sm	ppm	3,47	6,33	3,59	0,05	<0.05	<0.05
Eu	ppm	0,71	1,19	1,01	<0.02	<0.02	0,05
Gd	ppm	2,98	5,22	3,07	0,07	0,07	<0.05
Tb	ppm	0,53	0,82	0,45	<0.01	0,02	<0.01
Dy	ppm	2,72	4,76	2,48	0,15	0,20	0,09
Ho	ppm	0,60	0,97	0,45	<0.02	0,05	0,03
Er	ppm	1,92	2,97	1,46	<0.03	0,08	<0.03
Tm	ppm	0,30	0,48	0,24	<0.01	0,02	0,02
Yb	ppm	1,83	2,75	1,66	<0.05	0,20	0,18
Lu	ppm	0,30	0,44	0,24	<0.01	0,02	0,02

9.3.2 Altere yan kayaçlar

Ocak ve galeri içinden alınan ve cevherleşmelerden etkilenmiş yan kayaçlardan mermer örneğinde (G 19) NTE değerleri belirgin biçimde düşüktür (< 2 ppm). Ancak bu mermerin, cevherleşmelerden etkilenmemiş olan 08-G2 numaralı örneğe göre bile NTE'nce oldukça artan değerler sunduğu söylenebilir (Çizelge 9.9 ve 9.10). Alterasyondan ve cevherleşmeden etkilenmiş metakumtaşı ve kuvarsit örneğinde ise La, Ce ve Nd elementleri 3-31 ppm arasındadır. Pr, Sm, Gd ve Dy elementleri 1-4 ppm, diğerleri ise 1 ppm'den az değerler göstermektedir (Çizelge 9.9 ve 9.10).

Cevherleşmelerden etkilenmiş bu metamorfitlelerin taze olan eşlenikleriyle karşılaştırıldıklarında tüm NTE değerlerinin daha düşük çıkması, cevherli çözeltilerle temasta olan bu metamorfitlelerin NTE açısından kayıplara uğradığı düşüncesini doğrulamaktadır.

Çizelge 9.10 Altere yan kayaçlara ait NTE değerleri

Örnek No		G19	WACL 12	G3	P2	08-G3	G10	G5	G2
		Mermer	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Metakmt.	Kuarsit
La	ppm	2,10	19,00	10,40	3,30	8,40	5,60	7,40	7,30
Ce	ppm	2,10	30,80	21,80	3,10	14,30	11,70	14,20	17,80
Pr	ppm	0,41	3,45	2,75	0,77	1,87	1,49	1,81	1,98
Nd	ppm	1,50	13,30	10,90	3,30	8,00	6,50	8,20	7,70
Sm	ppm	0,31	2,31	2,65	0,61	1,50	1,45	1,92	1,40
Eu	ppm	0,11	0,86	0,98	0,21	0,43	0,66	0,74	0,36
Gd	ppm	0,35	2,32	2,93	0,87	1,49	1,47	2,39	1,40
Tb	ppm	0,05	0,36	0,48	0,13	0,28	0,24	0,41	0,22
Dy	ppm	0,42	2,04	2,66	0,70	1,60	1,46	2,65	1,09
Ho	ppm	0,08	0,39	0,53	0,14	0,33	0,28	0,54	0,25
Er	ppm	0,21	1,20	1,60	0,47	1,01	0,83	1,57	0,65
Tm	ppm	0,04	0,22	0,24	0,07	0,17	0,13	0,21	0,11
Yb	ppm	0,22	1,39	1,48	0,38	1,05	0,93	1,41	0,65
Lu	ppm	0,03	0,21	0,22	0,06	0,16	0,13	0,21	0,10

9.3.3 Cevher örnekleri

Masif ve saçınımlı cevherlerin NTE değerleri arasında çok belirgin olmayan bir fark izlenirken manganlı cevher örneğinde bu iki cevher grubuna göre dikkati çeken büyük farklılıklar vardır. Masif cevherlerde La, Ce ve Nd değerleri 2.8 ppm'leri aşmazken saçınımlı cevherlerde bu elementler biraz zenginleşerek 1.8-9.4 ppm arasındaki değerlere ulaşmaktadır. Artış oranı 10 misline kadar çıkabilmektedir. Diğer NTE'nin hepsinin 1 ppm'den az olduğu ama masif ve saçınımlı cevherler olarak karşılaştırıldıklarında onlarında bir ölçüde artmış olduğu görülmektedir. Manganlı cevher örneği ise tüm NTE'nde saçınımlı cevherlere göre bile 5 misline varan artışlar sergilemektedir. Yüksek La, Ce, Pr, Nd, Gd ve Tb değerleri (5-32 ppm) dikkati çekmektedir (Çizelge 9.11).

Bütün bu veriler ve bulgular, cevherleşmelerin yan kayaçlardan NTE'ni tükettiklerini ve bu elementlerin bir kısmını cevherleşmeler bıraktıklarını ayrıca cevherleşmelerin giderek NTE'nce zenginleştiğini göstermektedir. Granodiyoritler ve volkanitlerin de, bölgede içinde yer aldıkları metamorfik yan kayaçlardan (yani kabuğun üst kısmından) NTE'ni alabileceklerini düşündürmektedir.

Çizelge 9.11 Cevher örneklerine ait NTE değerleri




Örnek No		GP11	P1	P4	P5	22	42	47	G11	WACL 9	P11
		Masif	Masif	Masif	Masif	Saçınımlı	Saçınımlı	Saçınımlı	Saçınımlı	Saçınımlı	Mangan
La	ppm	1,60	2,60	1,30	2,50	3,60	3,00	2,70	3,40	6,90	31,40
Ce	ppm	2,80	1,60	0,40	0,80	2,80	5,80	3,70	5,90	9,40	29,60
Pr	ppm	0,41	0,30	0,11	0,42	0,70	0,74	0,54	0,82	1,73	6,07
Nd	ppm	1,80	1,70	1,00	1,70	3,00	4,00	1,80	3,50	6,40	26,20
Sm	ppm	0,35	0,34	0,15	0,31	0,61	0,59	0,59	0,78	1,32	5,08
Eu	ppm	0,20	0,07	<0.02	0,05	0,10	0,20	0,12	0,25	0,22	1,45
Gd	ppm	0,45	0,43	0,13	0,32	0,69	0,72	0,52	0,93	1,11	6,29
Tb	ppm	0,06	0,06	0,01	0,04	0,10	0,09	0,07	0,13	0,19	0,89
Dy	ppm	0,36	0,40	0,09	0,31	0,58	0,72	0,58	0,73	1,00	5,53
Ho	ppm	0,07	0,08	0,03	0,05	0,11	0,13	0,11	0,17	0,24	1,11
Er	ppm	0,16	0,22	0,07	0,11	0,36	0,36	0,34	0,56	0,62	3,30
Tm	ppm	0,03	0,02	<0.01	0,03	0,05	0,04	0,04	0,07	0,10	0,47
Yb	ppm	0,23	0,21	<0.05	0,20	0,25	0,31	0,24	0,55	0,63	2,68
Lu	ppm	0,03	0,03	<0.01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,09	0,10	0,41

9.4 Şevketiye Granitoidlerinin Petrokimyasal Yorumu

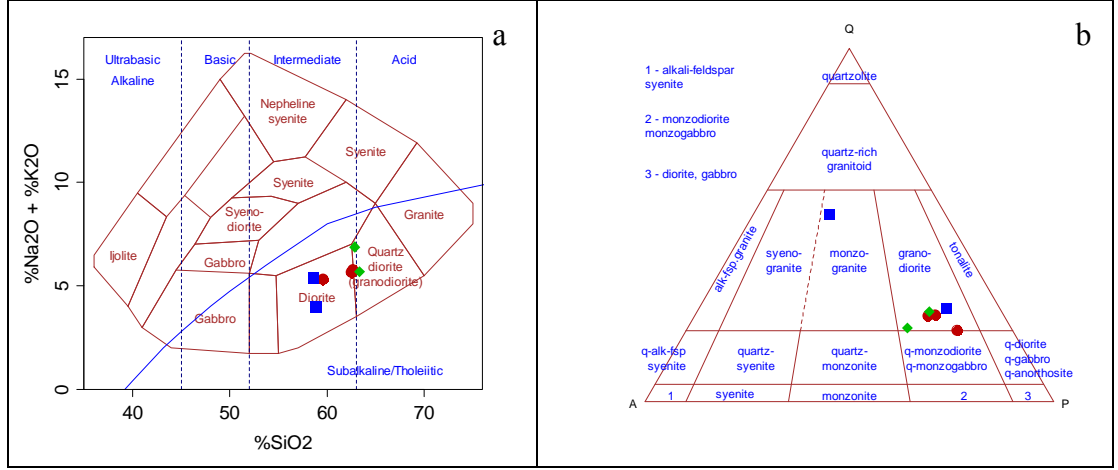
9.4.1 Jeokimyasal sınıflama

Şevketiye granitoidine ait üç adet taze kayaç örneğinin ana element oksit değerlerinden hareketle isimlendirilmeleri yapılmıştır. Örnek sayısının az olması nedeniyle Dellaloye ve Bingöl (2000) ve Karacık vd. (2008) tarafından yapılmış dört adet analiz sonucu da (Ek-2) kullanılarak analizi yapılan üç örneklilik veri seti 7'ye çıkarılmıştır. Jeokimyasal sınıflama diyagramlarında kullanılan örneklerin simge ve açıklamaları ise Çizelge 9.12'de ayrıca verilmiştir.

Çizelge 9.12 Şevketiye granitoidine ait örneklerin jeokimyasal ayırtlama diyagramlarında kullanılan simgeleri

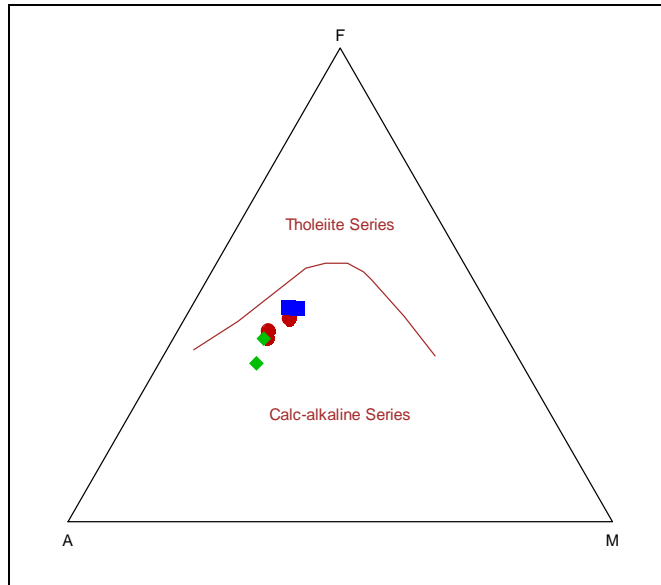
	Tez	Delaloye ve Bingöl (2000)	Karacık vd. 2008
Simge			

Cox vd. (1979) tarafından oluşturulan jeokimyasal isimlendirme diyagramında kayaçların granodiyorit ve diyorit alanında yer aldığı belirlenmiştir. Bu kayaçların, hesaplanan normatif CIPW değerleri Streckeisen (1967) Q-A-P diyagramında da benzer alanlarda dağılımlar sunduğu gözlenmektedir (Şekil 9.1 a, b).



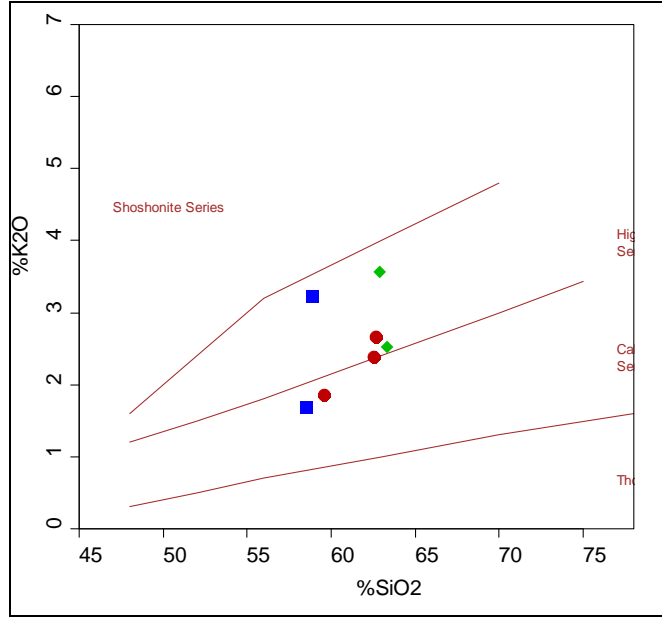
Şekil 9.1 Şevketiye granitoidinin, a) Cox. vd., 1979 diyagramındaki dağılımları, b) QAP (Streckeisen, 1967) diyagramındaki dağılımları

Şevketiye granitoidlerine ait kayaç örneklerinin tamamı Irvine ve Baragar (1971)'ın farklı magma birimlerinin ayrımlanması için öne sürdükleri ayırım çizgisiyle belirlenen diyagram üzerine düşürüldüğünde, örneklerin subalkalen karakteri temsil eden alanda yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 9.1 a). Subalkali kayaçların ayırımı için yine Irvine ve Baragar (1971)'ın önerdiği AFM diyagramında ise kayaçların tamamının kalkalkalen yönetime sahip oldukları görülmektedir (Şekil 9.2).

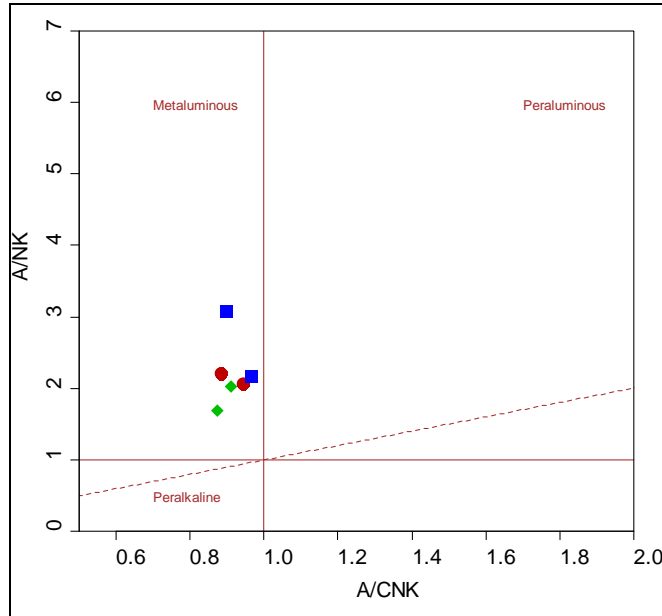


Şekil 9.2. Şevketiye granitoidi örneklerinin AFM diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) dağılımları

Peccerillo ve Taylor (1976)'ın SiO_2 'ye K_2O diyagramında (Şekil 9.3) kalkalkalen ve yüksek K'lu kalkalen alanlarda yer alan granitoidler Al-doygunluğu açısından incelendiğinde tamamının metaalümina alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 9.4).

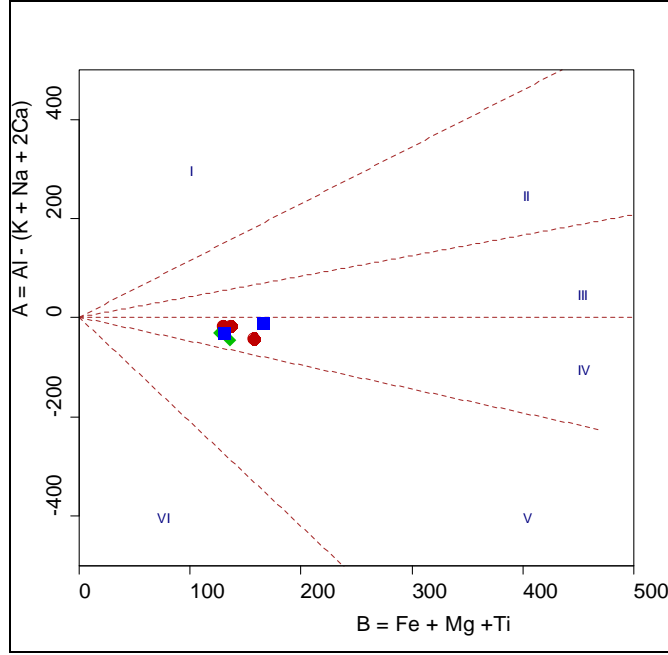


Şekil 9.3. Şevketiye granitoyidi örneklerinin K_2O 'ya karşı SiO_2 diyagramında (Pecerrillo ve Taylor 1976) dağılımları



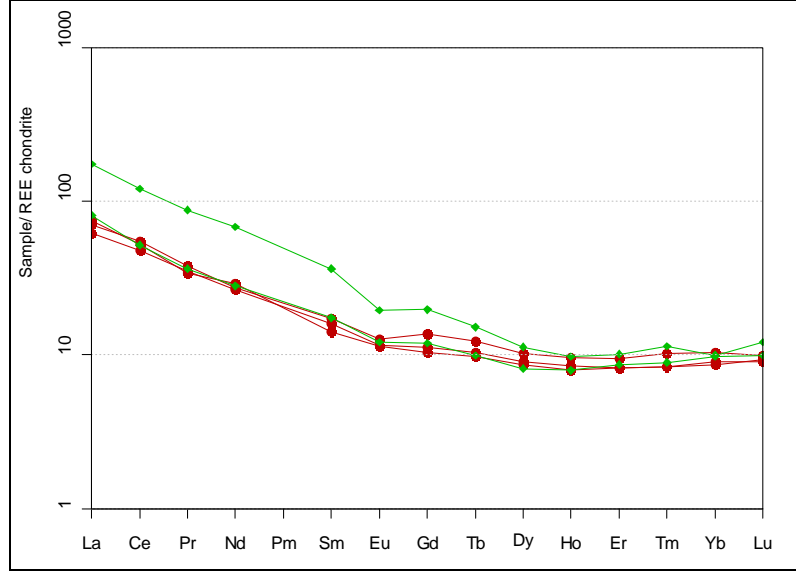
Şekil 9.4. Şevketiye granitoyidinde ait örneklerin A/CNK-A/NK diyagramında (Shand 1943) dağılımları

Al-(K+Na+2Ca) eşitliği ile ifade edilen A parametrisine karşı Fe+Mg+Ti eşitliği ile ifade edilen B parametrisine göre çizilen Debon ve Le Fort (1983) diyagramında örneklerin tamamı Shand (1943) diyagramında olduğu gibi metalümina alanında dağılım sergilemektedir (Şekil 9.5).



Şekil 9.5 Şevketiye granitoidine ait örneklerin A-B diyagramında (Debon ve Le Fort 1983) sınıflandırılması (I-II-III nolu alanlar peralümina, IV-V-VI nolu alanlar metalümina alanları)

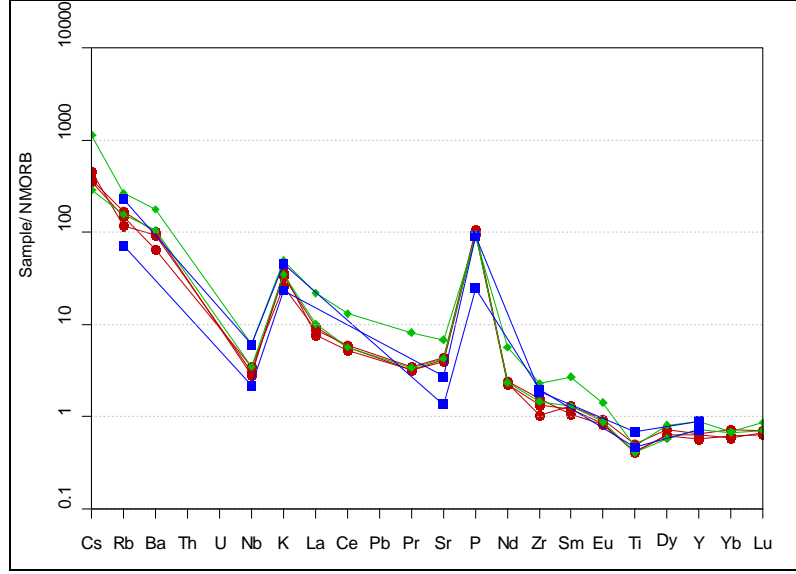
Şevketiye granitoidlerine ait örneklerin nadir toprak element analiz sonuçları değerlendirildiğinde, örneklerin NTE dağılımlarının genelde birbirine benzer oldukları göze çarpmaktadır (Şekil 9.6).



Şekil 9.6 Şevketiye granitoidine ait örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak elementlerinin örümcek diyagramı (normalize değerleri Boynton 1984'ten alınmıştır)

Boynton (1984) kondrit değerlerine göre normalize edilerek hazırlanan bu diyagramda Beyçayır volkanitlerinin dağılım desenlerine benzer şekilde, hafif nadir toprak elementlerinde (HNTE) bir zenginleşme, ağır nadir toprak elementlerinde (ANTE) ise nispeten bir fakirleşme söz konusudur. Grafiğin HNTE'den ANTE'ne doğru devamlı olarak azalması, bu magmanın yoğun olarak kabuk kirlenmesine maruz kaldığının bir göstergesidir.

Şevketiye granitoidinden derlenen örneklerin, N-MORB ile normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve McDonough 1989) hazırlandığında (Şekil 9.7) örneklerin LIL elementlerce zenginleştikleri görülmektedir. Bu zenginleşme plütonun volkanik kayalardakine benzer bir kabuksal kirlenmeye maruz kaldığına işaret edebilir. Jeokimyasal olarak tüm örneklerdeki Nb ve Ti magma kristallenme süreci içerisinde amfibol ile apatit ve zirkon gibi tali minerallerin fraksiyonlanması ile ilişkilendirilebilir. Ayrıca grafikte dikkatimizi çeken negatif P anomalisi ise apatit ve ilmenit tarafından tüketilmenin sonucu olarak karşımıza çıktığı düşünülmektedir (Mason ve Moore 1982).

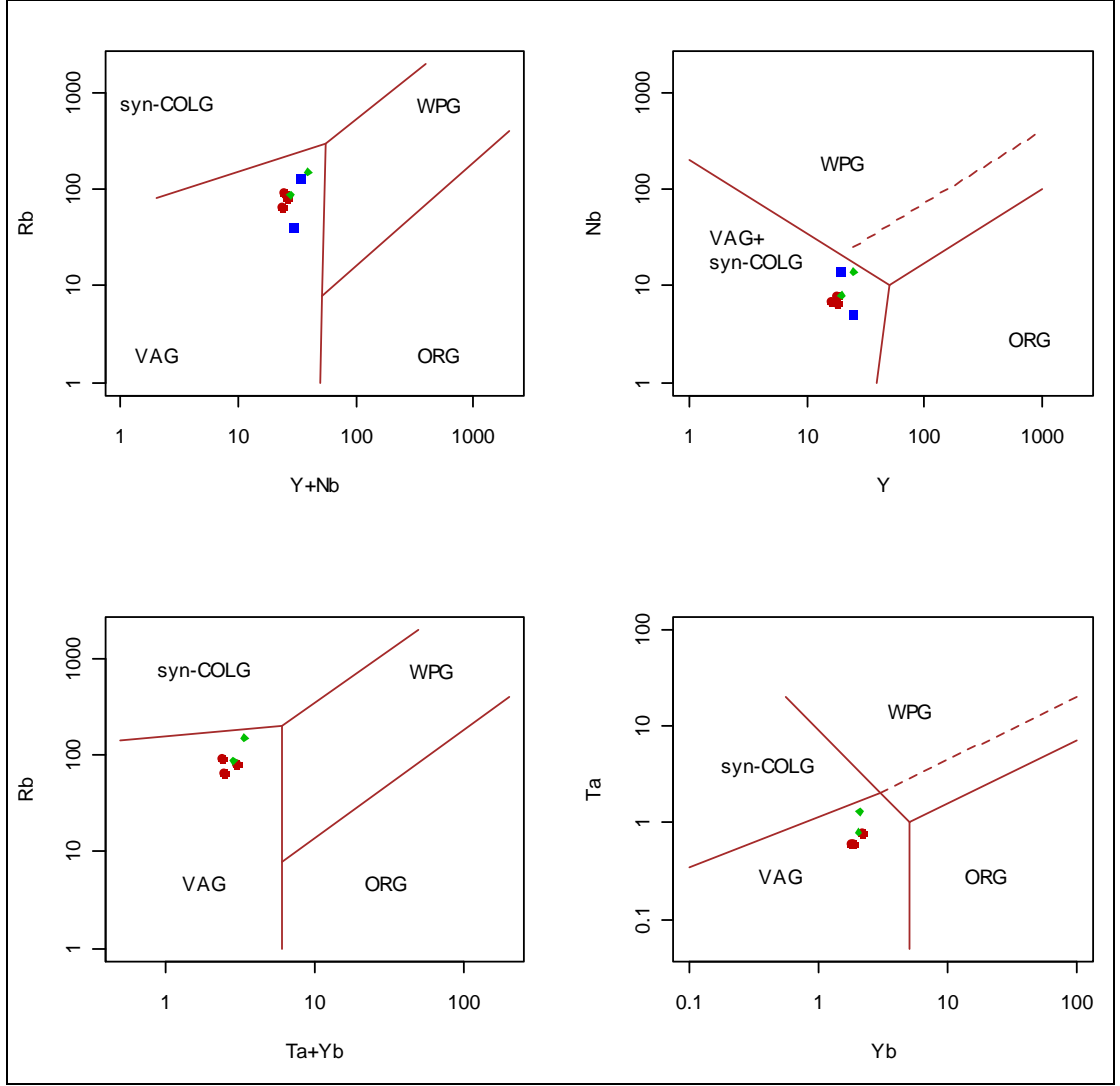


Şekil 9.7 Şevketiye granitoidlerine ait bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)

9.4.2 Tektonik ortam sınıflaması

Granitoidlerin tektonik ortamını belirlemek amacıyla Pearce vd. (1984)'nin Y-Nb diyagramı kullanılmıştır (Şekil 9.8). Y-Nb diyagramında Şevketiye granitoidleri, volkanik yay granitoidleri (VAG) ile çarpışma sırası granitoidleri (Syn-COLG) alanına düşmektedir.

Y-Nb diyagramında volkanik yay granitoidleriyle, çarpışma sırası granitoidler tam olarak ayırt edilemediğinden Rb'a karşı Y+Nb, Rb'a karşı Ta+Yb ve Ta'a karşı Yb diyagramları (Pearce vd. 1984) kullanılmıştır (Şekil 9.8). Bu diyagramlarda da Şevketiye granitoidlerinin çarpışma sırası granitoidler ile volkanik yay granitoidleri sınırında yer aldığı görülmektedir.

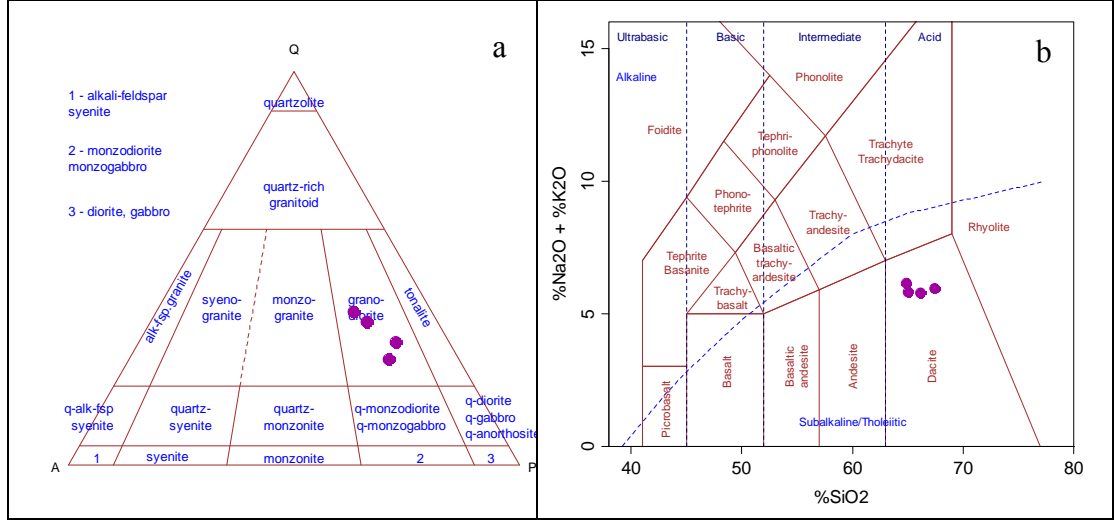


Şekil 9.8 Şevketiye granitoidlerinin tektonik ortam ayırtlama (Pearce vd. 1984) diyagramındaki konumları (WPG: levha içi granitoidler, VAG+Syn-COLG: volkanik yay granitoidleri+çarpışma sırası granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri)

9.5 Beyçayır Volkanitlerinin Petrokimyasal Yorumu

9.5.1 Jeokimyasal sınıflama

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre hesaplanan CIPW normatif değerlerine göre Beyçayır volkanik kayalar Strecheisen (1967)'in QAPF diyagramında dasit bileşimi sergilemektedir (Şekil 9.9). Benzer şekilde aynı kayaç örnekleri Le Bas vd. (1986)'nin öne sürdüğü kimyasal isimlendirme diyagramında da dasit alanında yer almaktadır.



Şekil 9.9 Beyçayır volkaniklerine ait örneklerin QAP (Streckeisen 1967) ve TAS diyagramında (Le Bas vd. 1986) dağılımları

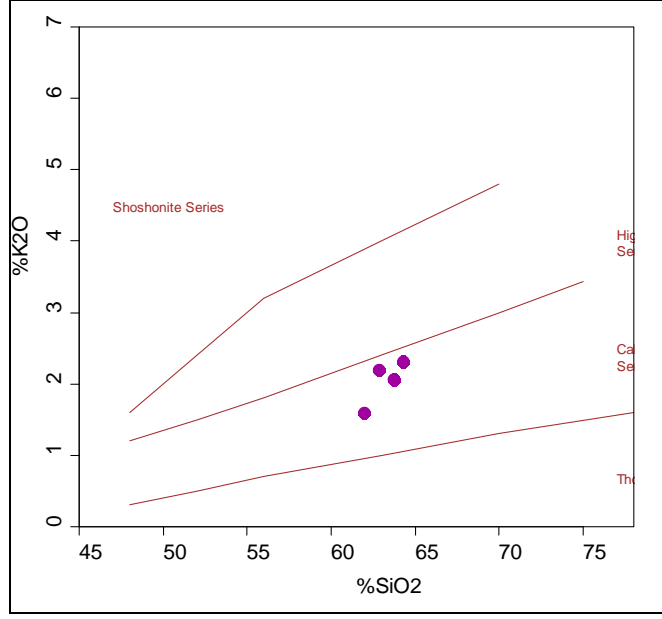
Batı Anadolu'da magmatizmanın oluşum zamanı ile magmatik kayaların alkali içerikleri arasında belirgin korelasyonlar mevcuttur. Magmatik kayaların alkali içeriklerinde Geç Miyosen'e doğru belirgin bir artış gözlenmektedir. Buna göre,

- (a) Orta Eosen Orta-K'lu kalkalkalen,
- (b) Oligosen Yüksek-K'lu kalkalen ,
- (c) Erken Miyosen şöşonitik,
- (d) Orta Miyosen alkalene yakın ve
- (e) Geç Miyosen ise alkalen karakterli ürünlerle temsil edilmektedir

(Altunkaynak ve Genç, 2008).

Beyçayır volkanitleri de Altunkaynak ve Genç (2008)'in yaptığı bu sınıflamaya benzer olarak Orta-K'lu kalkalkalen seriler arasında yer almaktadır (Şekil 9.10).

Beyçayır volkanitlerinin iz element değişimlerine bakıldığında özellikle Ba/Ta (1035-1744) oranları ile Ba/Nb (62-121) oranları dikkati çekmektedir. Gill (1981)'e göre yüksek Ba/Ta (>450) ve yüksek Ba/Nb (>28) oranları yitim zonlarında meydana gelmiş magmaya işaret etmektedir.



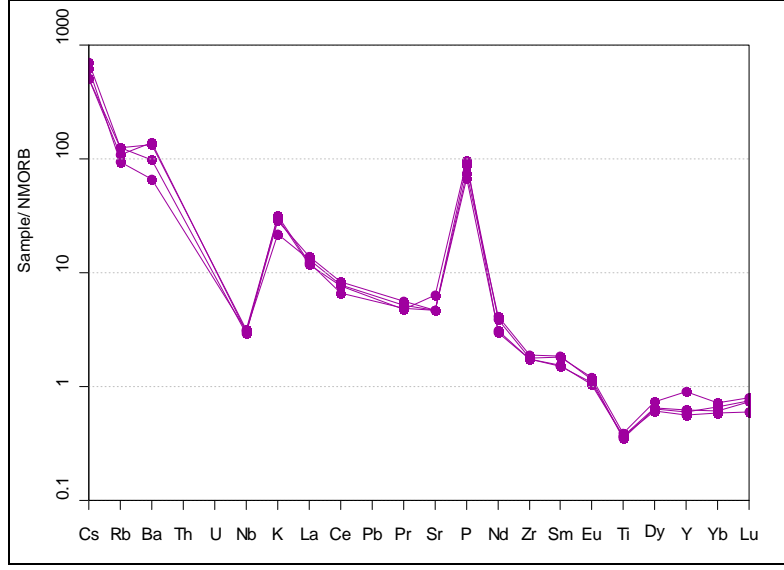
Şekil 9.10 Beyçayır volkanitlerinin K_2O-SiO_2 diyagramında (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları

Beyçayır volkanitlerine ait kayaların N-MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve McDonough 1989) hazırlandığında ilk olarak LIL elementlerce bir zenginleşme göze çarpmaktadır (Şekil 9.11).

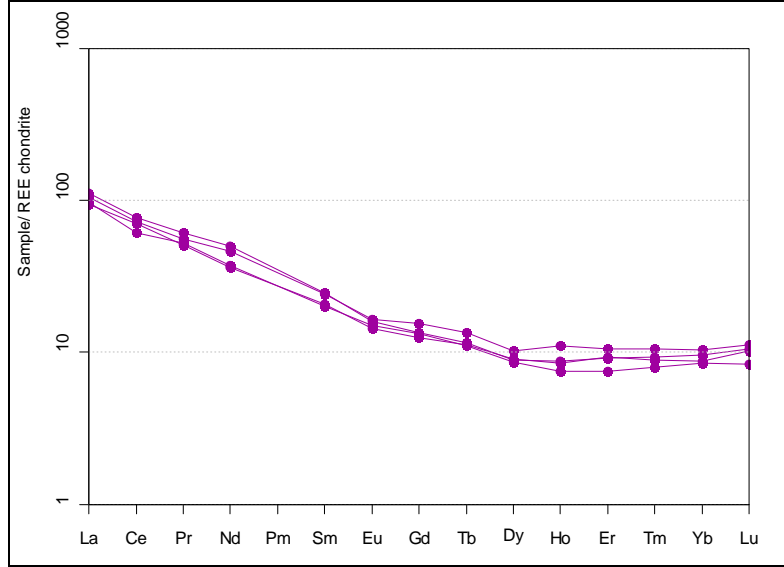
Özellikle volkanitlerin yerleşimi esnasında kıtasal kabuktan kirlenmeyi ifade eden bu zenginleşmede belirgin bir şekilde göze çarpan negatif Nb anomalisi de olasılıkla kayaç oluşturan mafik minerallerden özellikle amfibollerin fraksiyonu ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.

Bölgedeki volkanitlerin yerleşimi ve kökenini ortaya koyabilmek amacı ile kondrite normalize edilmiş nadir toprak element değişim diyagramı hazırlandığında bütün nadir toprak element değerlerinde bir zenginleşme olduğu dikkati çekmektedir (Şekil 9.12).

Daha çok hafif nadir toprak elementlerinde (HNTE) belirgin olarak gözlenen bu zenginleşme göreceli olarak ağır nadir toprak elementlerinde (ANTE) ise daha düşük bir zenginleşmeyi yansıtmaktadır. Tipik olarak kabuksal bir kirlenmenin gösterdiği dağılım desenleriyle aynı trende sahip örümcek diyagramında aynı zamanda volkanik yay karakterli yitim bileşenli yerleşim mekanizması izleri de göze çarpmaktadır.



Şekil 9.11 Analiz edilen örneklerdeki bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)



Şekil 9.12 Analiz edilen örneklerdeki nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalize değerler Boynton 1984'ten alınmıştır)

10. İZOTOP ÇALIŞMALARI

Günümüzde izotop jeokimyası çalışmaları başta maden jeolojisi ve petroloji olmak üzere yerbilimlerinin hemen hemen her alanında birçok kökensele problemin çözümünde yaygın olarak kullanılmaktadır.

İzotop terimi bir elementin eğer varsa farklı atom ağırlıklı atomları ve/veya türevleri için kullanılmaktadır. Bir elementin izotopları doğal olarak oluşabileceği gibi, her biri yapay olarak da elde edilebilmektedir. Doğada sadece bir izotopu bulunan elementler mono-izotop elementler, birden fazla izotopu bulunan elementler ise poli-izotop elementler olarak adlandırılmaktadır (Gökçe, 1993). Elementlerin izotoplarına ait atomlar zamanla parçalanarak veya başka bir elementin atomuna dönüşerek yok olurlarsa bu tür izotoplara radyoaktif/kararsız izotoplar, zamanla yok olmurlarsa radyojenik/kararlı izotoplar denmektedir (Gökçe, 1993).

Pnömatolitik ve hidrotermal evrelerde oluşmuş maden yataklarında cevher mineralleri olarak galenit, sfalerit, pirit ve kalkopirit gibi sülfürlü minerallere oldukça sık rastlanılmaktadır. Bu nedenle bu tür yatakların köken ve oluşum koşullarını araştırılmasında S (kükürt) ve Pb (kurşun) gibi elementlerin kararlı izotoplarından faydalanılmaktadır.

Bu çalışma kapsamında Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının oluşumunda etkin olan çözeltilerin kökenlerinin ve cevherleşme sırasında ortamın fizikokimyasal koşullarını kısmen de olsa anlayabilmek amacı ile bazı sülfid minerallerinden sistematik olarak derlenen örnekler üzerinde S ve Pb izotop çalışmaları yürütülmüştür.

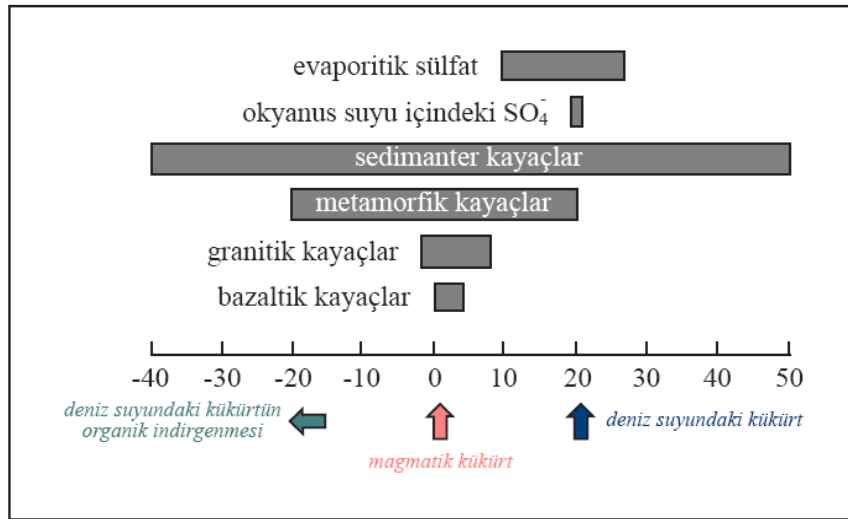
10.1 Kükürt İzotopu ve Maden Yataklarındaki Bileşimleri

Kükürt; litosfer, biyosfer, hidrosfer ve atmosferde oldukça bol bulunan bir elementtir. Okyanuslarda ve evaporitik kayalarda yükseltken ortamlarda sülfatlı bileşikler halinde bulunurken, metalik maden yataklarında ise magmatik, metamorfik ve sedimanter kayalarla ilişkili olarak indirgen ortamlarda sülfidli bileşikler halinde bulunmaktadır.

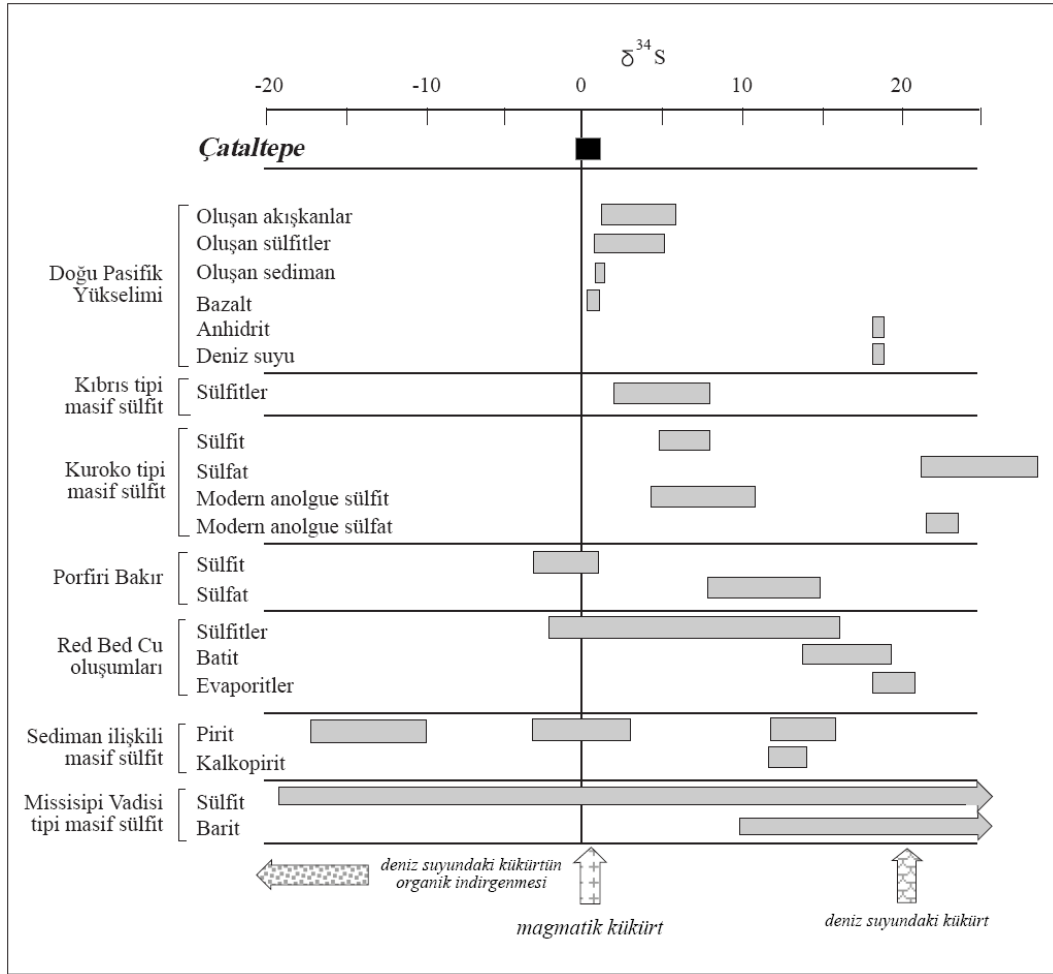
Bu nedenle sülfütlü maden yatakları üzerine yapılan izotop çalışmalarında S'ün izotopsal bileşimi oldukça kullanışlı olmaktadır (Faure 1986, Faure ve Mensing 2005).

Maden yataklarıyla ilgili S izotop çalışmalarının en önemli amaçlarından biri sülfür mineralleri içeren maden yataklarının kökenlerini ve oluşum koşullarını daha iyi anlayabilmektir. Özellikle sedimanter ve magmatik kökenli (hidrotermal) maden yataklarının ayırt edilmesinde oldukça etkili bir yöntem olduğu için önemli bir uygulama alanına sahiptir.

Güncel olarak depolanmış denizel sedimanlarda bulunan hidrojen sülfürün (H_2S) sedimanlar içinde yaşayan bakteriler tarafından sülfürü indirgediği ve sonuçta bunlarla eş zamanlı çökelen sülfürlere göre ^{32}S 'ce zenginleştirdiği bilinmektedir (Faure ve Mensing 2005). Diğer taraftan üst mantodan türemiş olan magmatik kayalarla ilişkili S ise izotopsal olarak demir meteoritlerle benzerdir ve bu nedenle de çoğunlukla çok dar bir aralıkta dağılım sergileyen 0 veya 0'a çok yakın $\delta^{34}S$ değerlerine sahiptir (Şekil 10.1 ve 10.2). Bu veriler, maden yataklarının magmatik aktivite ile ilişkili olarak mı, yoksa sedimanter orijinli olarak mı oluştukları konusunda ayırım yapılabilmesi için önerebilir.



Şekil 10.1 Çeşitli kayaç gruplarının $\delta^{34}S$ değerleri ile evaporitik ve okyanus suyu içindeki sülfatların $\delta^{34}S$ değerleri (Hoefs, 1987'den alınmıştır)



Şekil 10.2 Hidrotermal maden yataklarında kükürt içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ve Çataltepe yatağına ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin dağılımı. Kerridge vd. (1983), Ohmoto ve Rye (1979), Halbach vd. (1989), Naylor vd. (1989) ve Eldridge vd. (1988) çalışmalarını derleyen Rollinson, 1993'den aynen alınmıştır

Magmatik kökenli kükürt dar bir aralıkta $\delta^{34}\text{S}$ dağılımları sergilemekte olup değerleri yaklaşık % 0'dır. Biyojenik S ise genellikle geniş aralıklarda dağılımlar sunan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahiptir. Fakat manto kökenli bir magmanın kıta kabuğuna yerleşimi sırasında kabuktan da belirli oranlarda malzeme aldığı bazı durumlarda (asimilasyon ve kirlenme) bu tür magmalardan türemiş granitik kayaçların biraz daha geniş $\delta^{34}\text{S}$ aralıklarına sahip olduğu da görülmektedir (Şekil 10.1 ve 10.2).

Bununla birlikte sedimanter ve volkanik kayaçlarla ilişkili stratabaund sülfid yataklarındaki S izotop bileşimleri, depolanma sırasında ortamda bulunan denizel sülfatların kükürt izotop bileşimleri ile de ilişkili olabilir. Sangster (1968) 66 tane sülfid

cevherleşmesinin ortalama $\delta^{34}\text{S}$ değerlerini, cevherleşme ile eş zamanlı olarak oluşan denizel sülfatların $\delta^{34}\text{S}$ ortalama değerleri ile karşılaştırmıştır. Sonuçta sedimanter tipteki kükürt ^{32}S 'ce ortalama % 11,7 zenginleşirken, eş yaşlı denizel sülfatlara göre volkanik tipler % 17,5 kadar zenginleşmiştir. Bu ortalama farklılıklarına dayanarak stratabaund tipteki maden yataklarındaki denizel sülfatların bakteriyel indirgenmesi sonucu olarak oluşabileceği varsayılmıştır.

Bununla birlikte Ohmoto ve Rye (1979) stratabaund tipteki yataklardaki sülfid minerallerinin oluşumunun, sülfatların bakteriyel indirgenmesi ile açıklanmasını yeterli görmemiştir. Yazarlara göre cevherleşmelerin içinde yer aldığı anakayaçlar genellikle bakteriyel aktivitenin meydana gelemeyeceği düşük karbon içeriklerine ve yüksek (50-350 °C) depolanma sıcaklığına sahiptir. Bu sebeple bakteriyel indirgenme modeli yerine deniz suyu ile temasta, denizel sülfatların sıcak volkanik kayaçlardaki Fe^{+2} tarafından inorganik indirgenmesi sonucu oluştuğu biçiminde bir model öne sürmüşlerdir.

Cevherleşme süreci, ısı ve element değişimi, yankayaç ile hidrotermal akışkanlar arasındaki karşılıklı alışverişler gibi oldukça karmaşık bir tariheye sahip olduğundan sülfidli maden yataklarındaki S'ün kökeni belirlemek için bu kriterlerin kullanılması her zaman doğru sonuç vermeyebilir veya en azından her türlü parametrenin hesaba katılması gerekir. Hatta S'ün izotopik bileşimi cevherleşmeden çok sonra termal metamorfizma ya da cevherleşme sonrası alterasyon ve/veya deformasyonlar nedeniyle de değişmiş olabilir. Örneğin, bazı magmatik (hidrotermal) kökenli maden yataklarında $\delta^{34}\text{S}$ değerleri geniş bir aralıkta dağılım sunabilmektedir. Bu durum farklı fizikokimyasal koşullar altında oluşmuş ve/veya farklı kökenli minerallerin aynı yatak içerisinde bir arada bulunmasından kaynaklanmaktadır. Tüm bunlara ek olarak sülfidli minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, sistem içerisindeki toplam S'ün bileşimine bağlı olduğu gibi, cevherleşme sırasındaki oluşum koşulları ile de doğrudan ilişkili olabilir (Ohmoto, 1972). Diğer taraftan sedimanter kayaçlarla ilişki bazı sülfidli maden yataklarının dar bir aralıkta dağılım sergileyen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahip olduğu da bilinmektedir. Bu durum, cevherleşmelerin durağan (sabit) çevresel koşullar altında sınırsız bir sülfat rezervuarından beslenmesi ile ilgili olmuş olabilir (Faure 1986, Faure ve Mensing 2005)

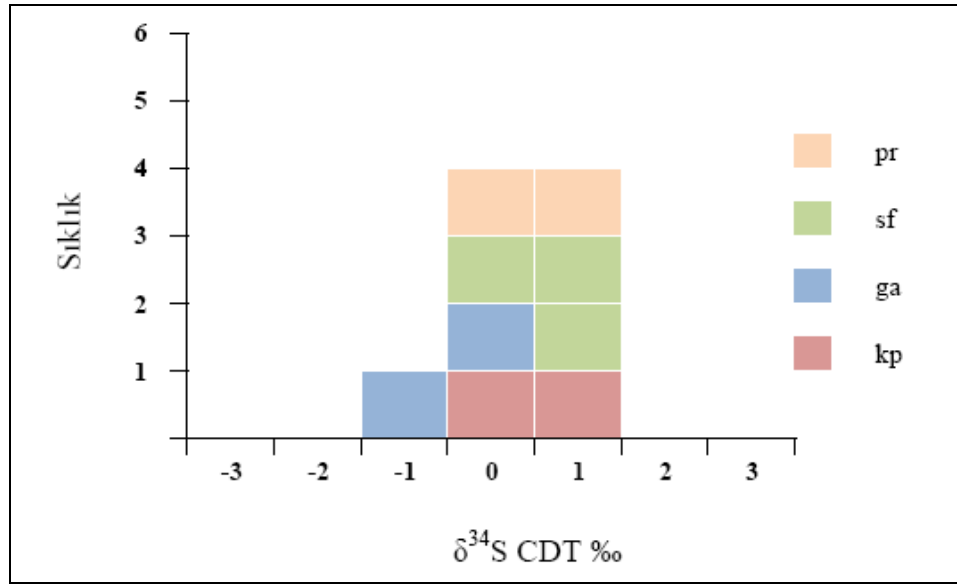
Cevherleşme sırasında S izotoplarının ayrımlanması cevher içeren akışkanın evrimleşmesi boyunca farklılık gösterebilir. İzotopsal ayrımlanma, (1) sülfütlü minerallerin yıkanması sırasında veya magmadan uçucuların ayrılması esnasındaki S'ün kaynağında, (2) deniz suyundan sülfat indirgemesini sağlayan hidrotermal akışkanların evrimleşmesi sırasında, (3) hidrotermal akışkanların soğuması sırasında ve (4) mineral dönüşüm reaksiyonları veya oluşumları sırasında meydana gelebilir. İzotopsal ayrımlaşmalar; akışkanlar, ergiyikler veya mineraller içerisindeki sülfürlü bileşenler arasında izotopik dengelenme sürerken devam edebilir. Bu türden izotopsal ayrımlaşmalar kapalı veya açık sistemler içerisinde meydana gelebilir. Dolayısıyla sülfütlü minerallerde gözlenen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri cevher içeren akışkanlar içerisindeki S'ün farklı jeokimyasal tarihçesini yansıtır. $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin düzgün bir şekilde yorumlanması ancak maden yatağının parajenez, mineral oluşum sırası ve alterasyon evreleri gibi jeolojik özelliklerinin ve yatak oluşumu esnasındaki izotopsal ayrımlanma işlemlerinin anlaşılmasıyla mümkün olabilmektedir (Ohmoto ve Rye 1979).

10.1.1 Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının S izotop bileşimleri

Çataltepe yatağına ait kükürt izotop bileşimleri, cevherli örneklerden ayıklanan galenit, sfalerit, pirit ve kalkopirit örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu mineraller farklı dokulu cevher örneklerinin (masif dokulu cevher ve saçınımlı dokulu) içerdiği minerallerden seçilmek istenmiştir. Ancak (a) saçınımlı dokulu cevher örneklerde gözlenen minerallerin elle ayıklamaya yeterince müsait olmaması ve (b) bazı saçınımlı dokulu cevher örneklerinde çeşitli boyutlarda masif dokulu cevher örneklerinden koparılan minerallerin bulunması ve bu minerallerin de birbirinden kesin olarak gözle ayırt edilememesi nedeniyle, örnekler istenilen sistematikte ayıklanıp seçilememiştir. Minerallerin ayıklandığı P-9 ve GP 11 örnekleri masif dokulu cevher örnekleri olup, P-1 örneği ise masif dokulu cevher içinde saçınımlı dokulu cevher damarları içermektedir (Şekil 7.3). Seçilen mineraller $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin belirlenmesi amacıyla Arizona Üniversitesi İzotop Laboratuvarlarına gönderilmiştir. Bu mineraller kullanılarak Çataltepe yatağı sülfid minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ içerikleri ve dağılımları tespit edilmiştir (Çizelge 10.1). $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine ait frekans (sıklık) dağılımları Şekil 10.3'de verilmektedir.

Çizelge 10.1 Sfalerit (sf), galenit (ga), pirit (pr), kalkopirit (kp) minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (CDT: Canyon Diablo Troilite, ABD-Arizona'daki bir meteoritin değerine göre)

Örnek No	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ CDT ‰	$\Delta^{34}\text{S}$
P-1	sf	1	1,5
P-1	ga	-0,5	
P-1	pr	1	
P-1	kp	0,9	
P-9	pr	0	
P-9	sf	0,8	0,8
P-9	ga	0	
GP-11	sf	1,3	
GP-11	kp	1,5	
Standart Sapma: 0,08		Analitik Hassasiyet: 1-sigma: 0,15	



Şekil 10.3 Galenit (ga), sfalerit (sf), pirit (pr), kalkopirit (kpr) minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ CDT‰ frekans dağılımları

$\delta^{34}\text{S}$ değerleri galenitlerde -0,5 ‰ ile 0,0 ‰ arasında, sfaleritlerde 0,8 ‰ ile 1,3 ‰ arasında, piritlerde 0,0 ‰ ile 1,0 ‰ arasında ve kalkopiritlerde ise 0,9 ‰ ile 1,5 ‰ arasında dağılım göstermektedir. Yatak içerisindeki sülfütlü minerallere ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -0,5 ‰ ile 1,5 ‰ arasında sifira çok yakın ve dar bir aralıkta dağılım sergilemektedir.

10.1.2 S İzotopu jeotermometre çalışmaları

Sülfütlü mineraller hidrotermal çözeltilerden veya sülfütlü sıvılardan oluşurken eş kökenli ancak farklı zamanlarda oluşmuş minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri arasında ufak farklılıklar ortaya çıkabilir. Eş kökenli minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri arasındaki bu fark çoğu zaman izotopik ayrımlanma sırasında sistemin dengeye ulaştığı anın sıcaklığını yansıtmaktadır (Tatsumi, 1965). Sıcaklığa bağlı bu izotopsal ayrımlanma özelliğinden yararlanılarak geliştirilen sıcaklık ölçümleri ise S izotop jeotermometresi olarak tanımlanmaktadır.

S izotopları jeotermometresi çalışmalarında cevherleşme içinde bulunan sülfütlü ve sülfatlı mineral çiftleri belirlenerek $\delta^{34}\text{S}$ değerleri arasındaki fark belirlenen mineral çifti için izotopsal ayrımlanma faktörleri ile sıcaklık arasındaki ilişkiden yararlanılarak geliştirilmiş sıcaklık hesaplama formüllerine aktararak hesaplanmaktadır (Gökçe, 1993). Ancak $\delta^{34}\text{S}$ izotopları yardımı ile mineral çiftleri (örneğin galenit-sfalerit) kullanılarak yapılan jeotermometrik çalışmalarda bulunmak için belirli şartlar yerine gelmelidir. Bu şartların; cevherleşmelerin oluşum sıcaklıklarının başka yöntemlerle, (örneğin sıvı kapanım çalışmalarıyla) sağlıklı bir şekilde tespit edilip karşılaştırılmasına, çift oluşturan minerallerin oluşum sırasında izotopik olarak dengeye ulaşmış olmalarına, mineraller oluşuktan sonra birbirleri veya çözeltiler ile aralarında izotopsal bir etkileşimin olmamasına ve analizler öncesinde mineral fazlarının birbirinden özenle ayırt edilmesine bağlı olduğu belirtilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979, Seal 2006).

Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağında Bölüm 8'de mineral kimyası çalışmaları ile farklı dokulara ait sfalerit ve galenit minerallerindeki kimyasal farklılıklar galenit ve sfaleritler için ortaya konulmuştu. Bu durum cevherleşme süreci içerisinde masif dokulu minerallerin oluşumundan sonra en az bir defa daha birbiri ile etkileşime girdiklerini göstermektedir. Bu sebeple sülfütlü mineral çiftlerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri kullanılarak jeotermometrik hesaplamalar gerçekçi sonuçlar vermemesi beklenmiştir. Nitekim, P-1 ve P-9 örneklerine ait galenit-sfalerit çiftlerinden hesaplanarak elde edilen sıcaklık değerleri olan sırasıyla 425 ± 40 °C ve 630 ± 40 °C'lik değerler gerçek oluşum sıcaklıklarını temsil etmeyen değerler olarak kabul edilmişlerdir.

10.1.3 Tartışma

Skarn yataklarına ait pirit, pirotin, bornit, galenit, molibdenit ve sfalerit gibi sülfütlü minerallerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin çok dar bir aralıkta dağılım sunduğu ve bu değerlerinde magmatik kökenli sıvalara işaret ettiği bilinmektedir (Shimuzu ve Liyama, 1982; Layne vd., 1991; Kuscu ve Meinert, 2001). Örneğin Japonyadaki Tsamo skarnlarında, Shimazaki ve Yumatu (1979) $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin -1,7 ile +0,7 arasında 0'a çok yakın ve dar bir aralıkta dağılım sergilediğini tespit etmişlerdir (Akıska 2010). Ancak bazı distal Pb-Zn skarnlardan derlenen minerallerde yapılan S izotop çalışmaları, cevherleşmeye neden olan akışkanın, S'ü içerisinden geçtiği evaporitlerden veya benzeri sedimanter kayaçlardan aldığına işaret eden ve daha geniş aralıklarda dağılım sergileyen değerler içerebildiğini ortaya koymuştur (Meinert, 1992)

Bu tür yataklar üzerinde yürütülen izotop çalışmaları genellikle sıvı kapanım çalışmaları ile uyumlu sonuçlar vermekte ve skarnların doğrudan magmadan salgılanan yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip akışkanlar gibi değişik kökenli akışkanlar tarafından oluşturulduğunu gösterir (Meinert, 1992). Çoğu sistemde yüksek tuzluluk değerleri en yüksek sülfür oluşumları ile uyumludur (Meinert, 1992; Kuşcu ve Meinert, 2001). Bununla birlikte skarn yataklarının çoğunda magmatik akışkanların en azından fosil ve meteorik sularla karışması gerektiği de belirtilmektedir (Kuşcu ve Meinert, 2001).

Çalışma sahasına ait sülfütlü minerallerin sıfır ve sıfıra çok yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerleri içermesi sistemdeki S'ün kaynağı olarak magmatik bir kökene işaret etmektedir. İzotop çalışmaları ile elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri magmatik sıvıların bünyesindeki S'ün çok fazla değişime uğramadığını, porfiri ve skarn tipi yatakların $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile de uyum içinde olduğunu göstermektedir (Şekil 10.1 ve 10.2).

Şayet cevherleşmelerin, içinde buldukları yan kayaçlarla (epikontinental bir istifeye özgü ve sığ denizel koşulları temsil eden sedimanter kayaçlar (Okay vd. 1990)) ilksel olarak aynı zamanda (sinjenetik) çökdiklerini düşünülürse, cevherleşmelerin de yan kayaçlarla birlikte metamorfizmaya maruz kalmış olmaları gerekirdi ve sonuçta metamorfizma ile birlikte başlangıçtaki S izotop bileşimlerinin de değişmesi beklenirdi.

Elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin dağılımı dünyada metamorfik kayalar için belirlenmiş $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile karşılaştırıldığında, metamorfik kayalar ile Çataltepe cevherleşmesinden elde edilen izotop değerlerinin birbirinden çok farklı dağılımlara sahip olduğu görülür (Şekil 10.1 ve 10.3). Buna ek olarak, yapılan arazi gözlemleri ve cevher mikroskobisi çalışmalarında cevherleşmelerin metamorfizmadan etkilendiğine dair izleri temsil edecek olan metamorfik dokular gözlenememiştir. Sonuç olarak tüm bu veriler, Çataltepe yatağında analizi yapılan sülfütlü minerallerin bünyesindeki kükürtün kaynağı olarak magmatik bir kökene işaret etmektedir.

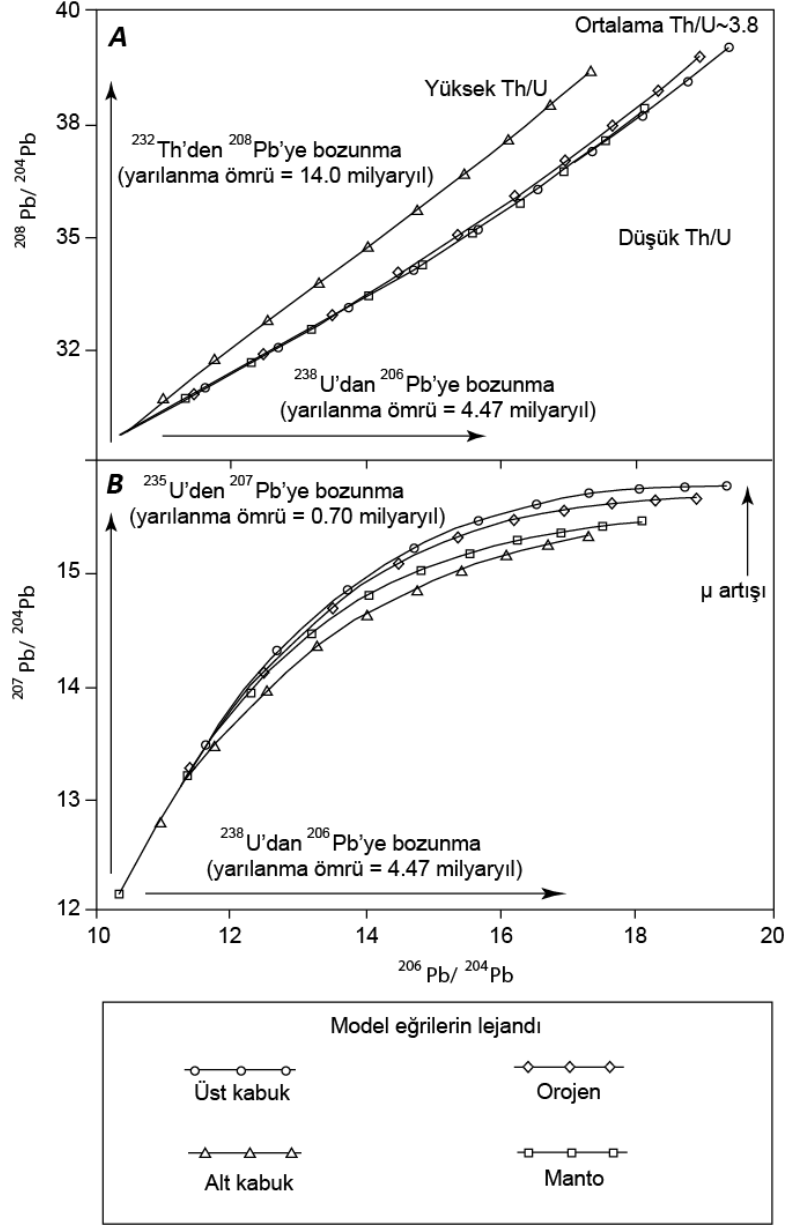
10.2 Pb İzotopu Çalışmaları

Maden yatakları çalışmalarında özellikle galenitin oluşumuyla ilgili kökensel verileri elde edebilmek için $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarının tespit edilmesi gerekmektedir. ^{204}Pb radyojenik değildir ve referans izotop olarak kullanılır (Faure ve Mensing 2005). Pb izotop oranlarının farklı ortamlardaki (örneğin üst kabuk, alt kabuk veya manto) evrimlerinin incelenmesi dünyadaki Pb izotop verilerinden türetilen bir model üzerinde Pb izotop büyüme eğrisi yardımı ile yapılmaktadır. En geniş kullanıma sahip eğriler, Stacey ve Kramers (1975) ve Cumming ve Richards (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrileridir. Bu eğriler, kıtasal kabuğun geniş parçasının orta derinliklerdeki hidrotermal sistemlerden elde edilmiş ve bu şekilde oluşmuş maden yataklarındaki galenitin Pb izotop bileşimlerine dayanan Pb izotop evrimini sergileyen bir modeldir. Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi farklı U/Pb ve Th/U ile karakterize edilen iki aşamalı bir büyüme esasını temel almaktadır. Öte yandan Cumming ve Richards (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi ise, U/Pb ve Th/U'nun zaman içerisindeki sürekli evrimleşmesini temel almaktadır. Pb izotop çalışmalarında büyüme eğrisinin birinin ya da diğerinin kullanımı bir tercih sebebidir. Bu büyüme eğrileri, kayalar ve minerallerden ölçülen Pb izotop bileşimleri ile sağlanan referans kabuksal değerleri karşılaştırma açısından önemlidir.

Cumming ve Richards (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi, Zartman ve Doe (1981)'in üst kabuksal büyüme eğrisine benzemekte iken Stacey ve Kramers (1975)'in

ortalama kabuksal büyüme eğrisi Zartman ve Doe (1981)'in orojen eğrisine yakınlık sergilemektedir (Şekil 10.4).

Ortalama kabuksal büyüme eğrileri, cevher minerallerinin kaynağındaki ve kayaçlardaki Pb izotop bileşimlerinin gösterilmesinde kullanılmaktadır. Doe ve Zartman (1979)'a göre alt kabuktaki kayaçlar, orta kabuktakilere göre daha yüksek Th/U değerlerine sahiptirler (Şekil 10.4). Bu yüzden belirli bir $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerinin olduğu alt kıta kabuğundan ölçülen $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri, Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisinin (Th/U=3.8) üzerinde yer almaktadır. Halbuki ada yayları, okyanus adası bazaltları ve kimyasal sedimanlar (örneğin kireçtaşı) ortalama kabuktan daha düşük Th/U değerlerine sahiptir (Doe 1970, Tatsumoto 1978, Taylor ve McLennan 1985). Kıtasal kabuğun ortalama U/Pb değeri 9.74'tür (Stacey ve Kramers 1975). Daha düşük $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranına sahip olan Pb izotop bileşimleri, kurşunun ortalama kabuktakinden daha düşük U/Pb değerlerinin bulunduğu bir ortamdan türediğine işaret etmektedir. Buna ek olarak Doe ve Zartman (1979), yükselen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerlerinin son birkaç milyar yılda ^{207}Pb 'nin kısıtlı üretimi sebebiyle, Arkeen kayaçlarından türeyen radyojenik Pb'nin bulunduğu kabuk bölgelerine işaret ettiğini belirtmişlerdir. Aksine düşük $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri eski radyojenik Pb'nin yokluğunu işaret etmektedir. Bu yüzden uranojenik grafikteki değişiklikler, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerlerindeki değişimin kaydedilmesi, formasyon yaşı veya zamanın bir fonksiyonudur.



Şekil 10.4 Zartman ve Doe (1981)'e ait *plumbotektonik* eğrilerini gösteren (A) Torojenik ve (B) Uranojenik Pb izotop diyagramları. (Eğriler üzerindeki nokta aralıkları 500 milyon yıllık büyümeyi temsil etmektedir)

Tosdal vd. (1999) magma, metaller ve akışkan-kayaç etkileşim kaynaklarını anlamak için cevher mineralleri ve kayaçların Pb izotop bileşimlerine başvurulduğunda, akışkan hareketliliği veya magma yükselimi ile daha sonraki kristalizasyon ve depolanma sırasında değişik kaynakların Pb izotoplarındaki farklılıkların olduğunu her zaman akılda tutmak gerektiğini belirtmiştir. Eğer düşük bir Pb konsantrasyonu bir magma ya da hidrotermal akışkanı karakterize ediyor ise çevre kayaçlar ile etkileşimler magma ve

akışkanın Pb izotop bileşimlerini değiştirebilir. Bu koşullardaki örneklerin Pb izotop bileşimleri karışmış olan kaynaklarını yansıtacaktır. Bu durum kıtasal kabuk ve mantodan türemiş magmaların etkileşimi olarak gösterilmektedir. Mantodan türeyen magmalar 1-2 ppm veya daha az olan Pb konsantrasyonlarıyla, genellikle 10-30 ppm Pb'ye sahip olan feldispatça zengin kabuksal kayalarla karşılaştırıldığında esas olarak düşük Pb konsantrasyonlarına sahiptirler. Pb konsantrasyonu içerisindeki bu kuvvetli zıtlık sebebiyle, çok az bir kabuksal Pb'nun mantodan türemiş bazaltik magmaya katılımı, bazaltik magmadaki Pb izotop bileşiminde önemli değişikliğe yol açabilir. Benzer duruma hidrotermal akışkanlarda da rastlanmaktadır. Diğer taraftan, eğer magma veya hidrotermal akışkan Pb'nun normal kabuksal konsantrasyonlarını içeriyorsa, Pb izotop bileşimindeki değişimin önemli ölçüde magma asimilasyonu mu, kayaç-akışkan etkileşimi mi olduğunu tespit etmek oldukça zordur. Bu tür etkileşimler için Pb izotop kanıtları hem kısıtlı hem de eksiktir. Ancak Pb izotopundaki benzer kanıt eksiklikleri bu olayların olmadığı anlamına da gelmemektedir (Ceyhan 2003).

10.2.1 Çalışma alanındaki Pb izotop bileşimleri

Bu çalışmada Pb izotop analizleri yapılan galenit örneği ve yan kayaların Pb izotop bileşimleri ve standart sapma değerleri Çizelge 10.2'de gösterilmektedir. Bölgedeki gerek Pb cevherleşmesinin kökenini gerekse de yan kayalarla olan ilişkisini irdeleyebilmek için cevher örnekleri dışında, şist, volkanik kayaç ve granitoidik kayaları temsilen alınmış birer adet örnekte de Pb izotop analizleri yapılmıştır.

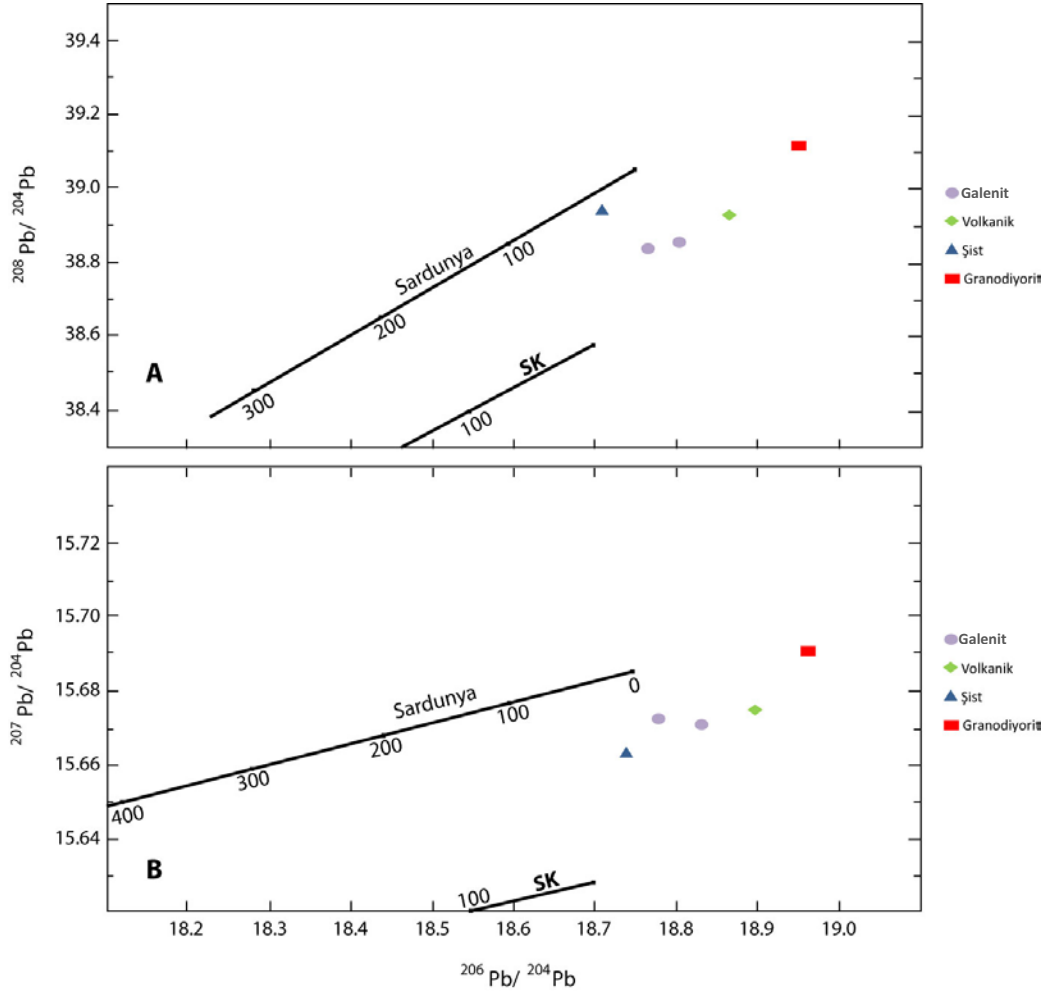
Tez kapsamında yapılan Pb izotop analiz sonuçları referans kabuksal büyüme eğrileri ile birlikte uranojenik ve torojenik Pb kovaryasyon diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 10.4). Ayrıca bu diyagramlara Stacey ve Kramers (1975)'e ait olan kabuksal büyüme eğrisi ile birlikte Ludwig (1989)'a ait Sardunya (Batı Akdeniz) ortalama kabuksal büyüme eğrisi de eklenmiştir.

Çizelge 10.2 Çalışma alanındaki galenitlere ait Pb izotop analiz sonuçları

Örnek No			206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb
P 1	Galenit	Oran	18,8224	15,6686	38,8074	2,0618	0,832442
	Standart Sapma		0,0007	0,0013	0,0036	0,0001	0,000040
P 1*	Galenit	Oran	18,8221	15,6688	38,8086	2,0619	0,832468
	Standart Sapma		0,0006	0,0004	0,0007	0,0000	0,000003
GP 11	Galenit	Oran	18,7711	15,6694	38,8309	2,0687	0,834764
	Standart Sapma		0,0011	0,0009	0,0020	0,0000	0,000004
WACL 121	Şist	Oran	18,7284	15,6600	38,9032	2,0772	0,836161
	Standart Sapma		0,0013	0,0013	0,0032	0,0000	0,000010
WACL 114	Andezit	Oran	18,8886	15,6732	38,8821	2,0585	0,829755
	Standart Sapma		0,0001	0,0003	0,0015	0,0000	0,000002
SG-LS-08	Granodiyorit	Oran	18,9552	15,6921	39,1295	2,0643	0,827856
	Standart Sapma		0,0019	0,0018	0,0043	0,0000	0,000013

*Sonuçları kontrol etmek amacı ile P 1 galenit örneğinin ikinci kez analizi

Pb izotop analizlerinin maliyetlerinin yüksek olması sebebiyle kısıtlı bütçeyle ancak sınırlı sayıda Pb izotop analizi yapılabilmektedir. Örnek sayısının az olması da elde edilen değerlerin yorumlanmasını güçleştirmektedir. Şekil 10.5 incelendiğinde örneklere ait Pb izotop değerlerinin Stacey ve Kramers (1975)'e ait olan kabuksal büyüme eğrisinin yukarısında yer aldığı görülmektedir. Bu da örnekleri oluşturan akışkanın alt kabuktan türemiş olabileceğine işaret etmektedir. Bununla birlikte örneklerin Ludwig (1989)'e ait (Sardunya) büyüme eğrisine uyumlu bir şekilde dizildikleri görülmektedir. Ancak örneklerin bu eğrinin 0 (sıfır) noktasının sağında çıkmış olmaları kesin bir kronolojik yaş için izotop bileşimlerinin kullanılabilirliğini sınırlamaktadır. Ceyhan (2003) yaptığı çalışmada, sıfır noktasının sağında çıkan alanların epijenetik tipteki yataklar için daha geçerli olduğunu belirtmiştir. Örneklerin yan kayaç ilişkileri göz önüne alındığında; galenit örneklerinin hem uranojenik hem de torojenik diyagramda şist örneğinden daha yüksek değerlere sahip olduğu görülmektedir. Ayrıca bu örneklerin granodiyoritik kayaçlardan ziyade volkanik kayaçların oranına daha yakın gözükmektedir.



Şekil 10.5 Geleneksel Pb kovaryasyon (A) torojenik ve (B) urojenik diyagramlar (Sardunya: Ludwig (1989), SK: Stacey ve Kramers (1975) ortalama kabuksal büyüme eğrileri)

Öte yandan, galenitlere ait Pb izotop değerleri ne tam volkanik ne de tam metamorfik alanlarda yer almamakta ama bu iki kayaca ait değerler arasında kalmaktadır. Dolayısıyla Pb izotop verisine dayanarak tek bir kayaktan söz etmek doğru olmayabilir. Değerlerin bu iki kayaç arasında kalması, muhtemelen magma kökenli bir akışkanının cevherleşme ve alterasyonlar süreçleri sırasında metamorfik kayalarla etkileşime girerek izotop bileşimi açısından dengeye ulaştığını veya alterasyon süreçleri nedeniyle akışkan-yankayaç etkileşimlerinin izotop bileşimini saf magmatik kökenden yankayaç şist değerlerine doğru kaydırıldığını gösterebilir. Volkaniklerin ve granodiyoritlerin yaş olarak metamorfitlerden genç olması, metamorfizma kökenli bir akışkanının izotop bileşimini, volkanik kayalarla meydana gelebilecek etkileşimler

sonucunda, doğrudan volkanik kayaç bileşimine doğru kaydırma ihtimalini ortadan kaldırmaktadır.

Her ne kadar çevre kayaçlardan derlenen örnekler taze olarak kabul edilmişlerse de bu kayaçların bölgede varolabilecek alterasyon süreçlerinden az da olsa etkilenebileceği mutlaka göz önüne alınması gereken bir gerçektir. Sonuçta mevcut veriler ışığında metamorfik kökenli akışkanların magmatiklerle etkileşime girip onların izotopsal bileşimini değiştirmesi yaş ilişkileri açısından pek mümkün görülmemektedir. Ancak ileride Çataltepe yatağına ve bölgedeki diğer cevherleşmelere daha uzak alanlarda yüzeyleyen çevre kayaçlar ile yatak içerisindeki galenitlerden derlenecek çok sayıdaki örnek üzerinde yürütülecek Pb izotop analizlerinin, daha sağlıklı yorumlamalar yapılabilmesine yardımcı olacağı bir gerçektir.

11. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

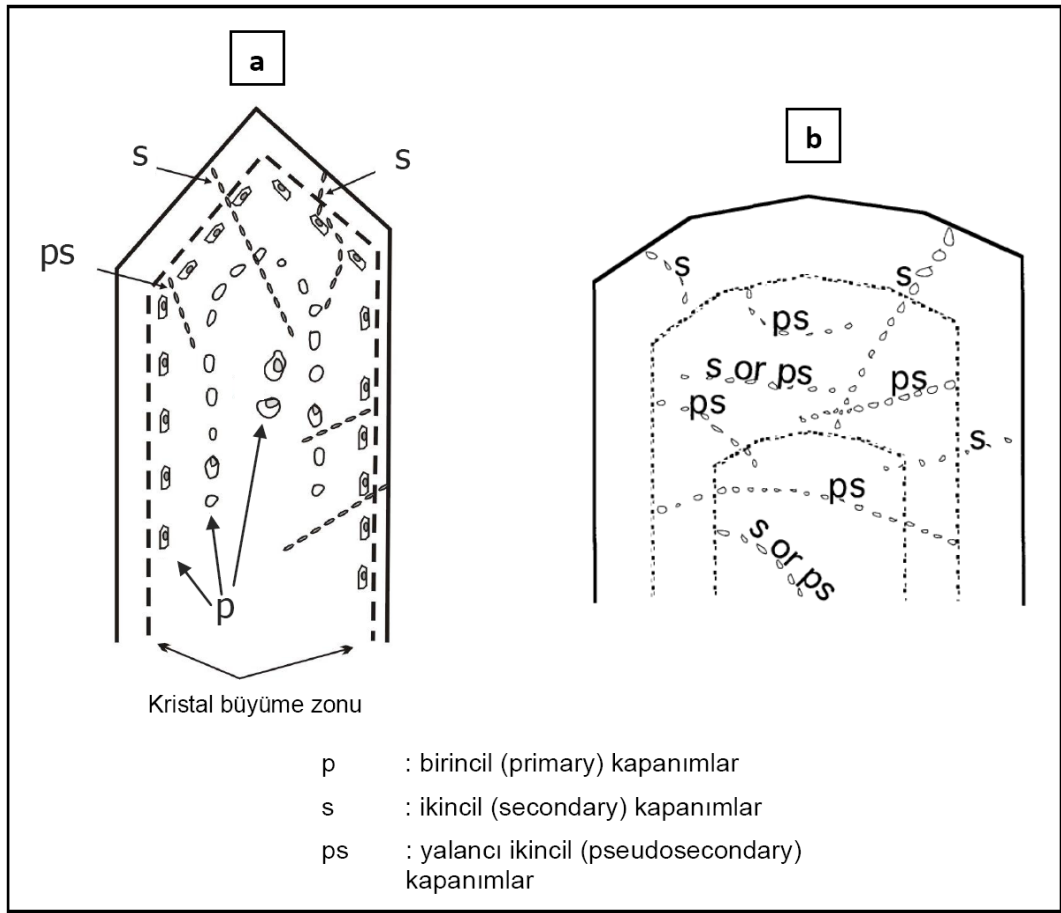
Metamorfik kayalarındaki istisnalar haricinde birçok meteorit, ay taşı ve magmatik kayaç mineralleri bir silikat eriyiğinden kristallenmiştir. Çoğu sedimanter ve bazı metamorfik kayalarda ve nerdeyse tüm hidrotermal maden yataklarında gözlenen kristaller sulu bir çözeltiden oluşur. Kristallenme sonrasında veya sırasında ya kristal düzlemleri boyunca ya da minerallerin oluşumu sırasında meydana gelen mikro çatlak-kırık düzlemleri sıvı ve gazlarla doldurularak kapatılır. Genellikle kristalin büyümesi ve kırıkların kapatılması esnasında ortamda var olan sıvıdan küçük bir miktar da kristal içerisinde sıvı kapanımı olarak kapanlanır. Şayet sıvı kapanımı içerisinde katı materyaller de mevcut ise bunlar da büyümekte olan kristaller tarafından katı kapanımlar olarak hapsedilebilir (Roedder 1984).

Sıvı kapanımlar kökenlerine göre birincil (primary), ikincil (secondary) ve yalancı ikincil (pseudosecondary) kapanımlar olmak üzere üç farklı tipte sınıflanmaktadır (Roedder 1984). Birincil kapanımlar mineralin büyümesi sırasında kristal yüzeyleri arasında veya mineralin oluşumu sırasında meydana gelen aksaklıklara bağlı olarak kapanlanırlar. İkincil kapanımlar mineral büyüme işleminin tamamlanmasının hemen ardından veya çok sonra meydana gelen mikro ölçekteki kırılanmalara bağlı olarak kırık ve çatlaklarda hapsolurlar. Yalancı ikincil kapanımlar ise mikro kırıklar boyunca veya kristalin büyüme zonlarının kenarlarında sonlanan, fakat bunları kesmeyecek şekilde gelişebilir (Roedder 1984) (Şekil 11.1). Ölçümlerde genellikle birincil ve yalancı ikincil kapanımlar kullanılmaktadır.

Sıvı kapanımları sayesinde, kristallenme esnasındaki ortamın sıcaklık ve basınç koşullarını yansıtan oldukça önemli ipuçları elde edilmektedir. Bunun yanında sıvı kapanımlarından, mineralin kristallendiği kaynak sıvının kimyasal bileşimi, yoğunluğu ve tuzluğuna dair bilgiler de sağlanabilmektedir (Bodnar vd. 1985).

Benzer bir şekilde, Çataltepe yatağındaki cevher ve gang minerallerinin oluşum sıcaklıkları ve kaynak sıvının bazı fiziko-kimyasal parametrelerini elde etmek için sıvı kapanım çalışmaları yürütülmüştür. Yatağa ait cevherli zonlardan ve alterasyon

zonlarından sfalerit, granat ve kuvars gibi saydam mineraller derlenmiştir. Bu minerallerde yeterli saydamlığa ulaşabilmek amacı ile 60 mikron kalınlığında her iki tarafı parlatılmış ince parlak kesitler (double polished section) hazırlanmıştır. Sonrasında kesitler üzerinde yürütülen sıvı kapanım çalışmaları, sıvı kapanım petrografisi ve mikrotermometrik analizler olmak üzere başlıca iki aşamada gerçekleştirilmiştir.



Şekil 11.1 (a) Kuvars kristali içerisinde birincil, ikincil ve yalancı ikincil sıvı kapanımların dağılımı (Shepherd vd. 1985'den alınmıştır), (b) Kristal içerisinde ikincil ve yalancı ikincil sıvı kapanımların dağılım farklılıkları (Goldstein ve Reynolds, 1994'den alınmıştır)

11.1 Sıvı Kapanım Petrografisi

Bir hidrotermal maden yatağını sıvı kapanım çalışmaları amacı ile örneklemeden önce, mümkün olan en kısa sürede inceleme alanı ve civarındaki magmatik, metamorfik,

tektonik ve hidrotermal olayların oluş sırasını belirlemek gerekir. Sıvı kapanım çalışmalarından elde edilecek sonuçlar ile jeolojik olaylar arasında sağlıklı korelasyonlar kurulabilmesi ancak bu ilişkilerin ortaya konulmasıyla mümkün olabilmektedir. Başka bir ifade ile cevherleşen sistemin zamansal gelişimini anlayabilmek için ayrıntılı arazi gözlemleri ile magmatik sokulumlar, kontak metamorfik etkileşimler, hidrotermal alterasyon zonları, yapısal unsurlar ve hidrotermal damar sistemleri arasında var olan zamansal ve mekansal ilişkilerin açıklanması gerekmektedir. Sonrasında detaylı örnekleme ve mikroskop çalışmaları ile farklı mineral parajenezleri ve/veya metasomatik evrelere ait mineral birlikteliklerinin (örneğin skarnlaşma evreleri) tanımlanması gerekmektedir. Özellikle basit kesme-kesilme ilişkilerinden faydalanarak olayların oluş sırasını ortaya koymada oldukça önemli ve pratik bir yöntemdir (Roedder 1984).

Bu amaçla sıvı kapanımı çalışmalarına başlamadan önce maden jeolojisi, petrografi, cevher mikroskobisi ve mineral kimyası çalışmaları ile Çataltepe yatağında farklı evrelerde oluşmuş mineral fazları üzerinde çalışmalar yapılarak kapanım içeren mineraller tespit edilmiştir. Ardından ince parlak kesitlerde tespit edilebilen ve mikrotermometrik ölçümlere uygun sıvı kapanımları köken, boyut ve içeriklerine göre sınıflanmıştır. Bu mineraller üzerindeki kapanımların detaylı petrografisi aşağıda her bir mineral için ayrı ayrı verilmiştir.

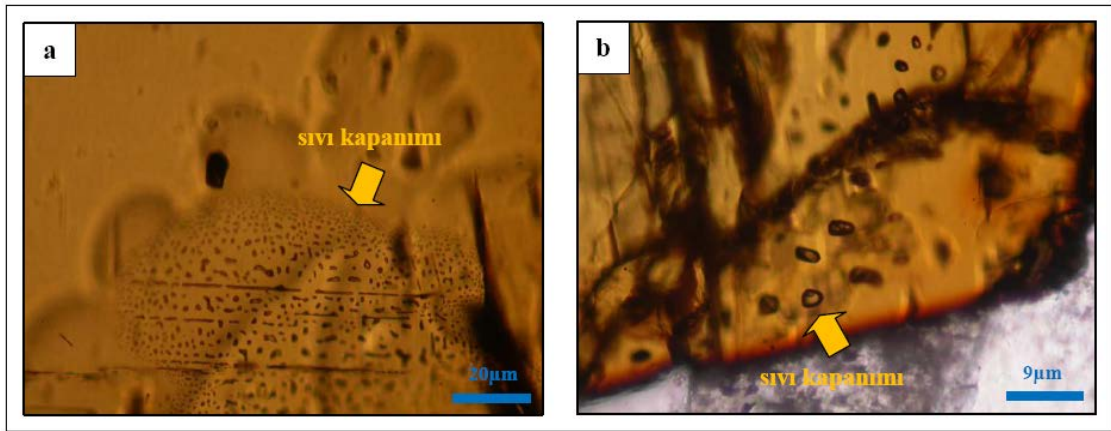
11.1.1 Sfalerit

Yapılan cevher mikroskobisi ve EPMA çalışmaları, Çataltepe yatağındaki sfaleritlerin Fe ve Co içeriklerine göre en az iki farklı evrede meydana geldiklerini ortaya koymuştur. Bunlardan birincisi yüksek Fe ve Co içerikleri ve kahverengi renkleri ile karakterize olan kahverengi sfalerit, ikincisi ise düşük Fe ve Co içerikleriyle bal renkli sfalerit oluşumlarıdır (Şekil 7.15 a, b).

İncelenen kesitlerde koyu renkli sfaleritler mikroskop altında yeterince saydam özellik sergilememektedir. Bu türden sfaleritler içerisinde sıvı (L) ve gazdan (V) oluşan iki fazlı (L+V) birkaç bireysel kapanım haricinde mikrotermometrik ölçümlere uygun sıvı

kapanımı bulunamamıştır (Şekil 11.2). Böylesi kapanımlar üzerinde yapılacak kökensel sınıflama çalışmalarında hata yapma olasılığı oldukça yüksektir. Özellikle sfalerit oluşumu ve cevherleşme sırasındaki ortamın fizikokimyasal koşulların ortaya konmasında bu tür kapanımların kullanılmaması gerektiği bilinmektedir. Bu nedenle birinci grup sfaleritlere ait ince parlak kesitlerde gözlenen tek tük kapanımlar üzerinde herhangi bir sınıflama çalışmasına gidilmemiştir.

İkinci grup bal renkli sfaleritlerde oldukça bol miktarda birincil kökenli ama bazılarının da ikincil kökenli olduğu kabul edilen iki fazlı sıvı kapanım birlikteliği (fluid inclusion assemblage) bulunmaktadır. Ancak birçoğunun boyutu mikrotermometrik ölçümler için çok küçüktür. Boyutları ölçüme uygun 8 farklı sıvı kapanım birlikteliği tespit edilmiştir. Tespit edilen kapanımların boyutları 2 mikron ile 8 mikron arasında değişmekte olup yaklaşık sabit sıvı (L) ve gaz (V) oranına sahiptirler. Bazı kapanımlarda ise boyunlanma (necking down) gözlenmektedir. Özellikle tek fazlı (sıvı) kapanımların boyunlanmalar sonucunda iki fazlı bir hal aldığı düşünülmektedir (Şekil 11.2).

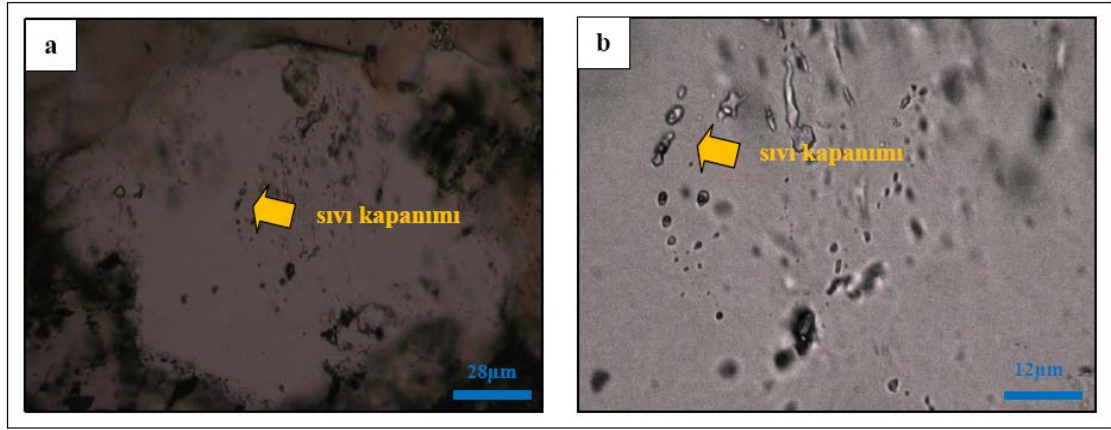


Şekil 11.2 (a) Sfaleritlerde tespit edilen birincil sıvı kapanım birlikteliği, (b) aynı sfaleritlerde iki fazlı sıvı kapanımları

11.1.2 Kuvars

Hazırlanan kesitlerden yalnızca WACL 51 nolu örnekte mikrotermometrik ölçümlere uygun erken ve geç evreye ait saydam kuvarslar gözlenmektedir. Geç evre kuvarsları her iki grup sfaleritleri ve erken evre kuvarslarını net bir şekilde kestiğinden bu tür

kuvarslara ait kapanımlar üzerinde herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Kahverengi sfaleritler ile birlikte bulunan erken evre kuvarsların yeterince saydam olmaması nedeni ile bunlarda ölçümlere uygun sıvı kapanım birlikteliği tespit edilememiştir. Üzerinde detaylı olarak çalışılan erken evre kuvarsları ise genellikle bal renkli sfalerit, galenit, pirit ve kalkopiritlerin etrafında boşluk dolgusu şeklinde gelişmiştir (Şekil 7.15 b). Kuvarslar içerisinde birincil kökenli olan ve mikrotermometrik ölçümlere uygun 3 adet sıvı kapanım birlikteliği tespit edilebilmiştir. Tespit edilen sıvı kapanımları iki fazlı (L+V) kapanımlar olup boyutları 3 ile 7 mikron arasında değişmektedir (Şekil 11.3). Yaklaşık sabit sıvı (L) ve gaz (V) oranlarına sahiptirler.

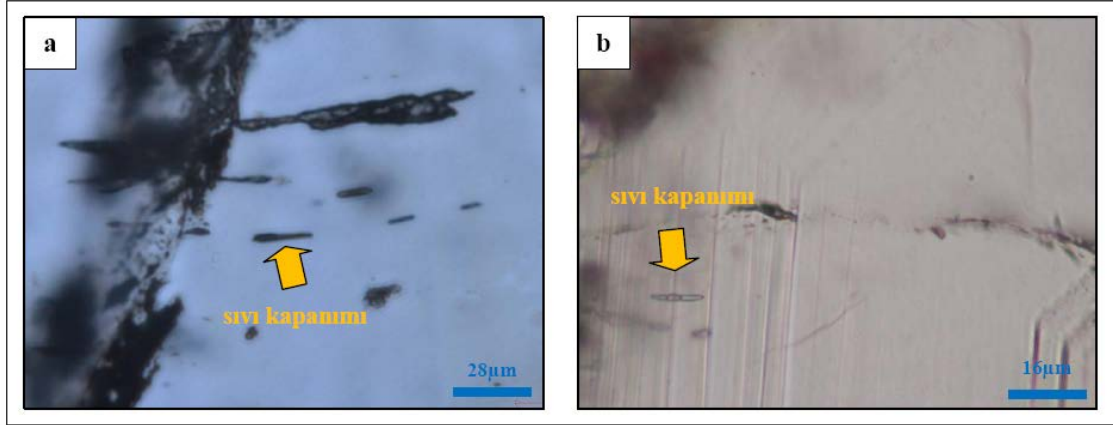


Şekil 11.3 (a) Kuvars kristali içerisinde birincil sıvı kapanımlarının kristal kenarı ile uyumu, (b) aynı kuvars kristalinin daha yakından görünümünde iki fazlı sıvı kapanımları

11.1.3 Granat

Galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit ve kuvars mineralleri granatların kırık ve çatlaklarında boşluk dolgusu şeklinde gözlenmektedir. Bu durum, daha önce de belirlendiği üzere cevher minerallerinin kesinlikle granat oluşumundan sonra meydana geldiğini göstermektedir. Eğer, granatlara ait mikrotermometrik analizler yapılabilirse Çataltepe yatağındaki hidrotermal sistemin en azından retrograd evre parajenezlerinin oluşumlarıyla ilgili fiziko-kimyasal koşulların ortaya konması mümkün olabilecektir. Ancak granatlar çoğunlukla mikroskop altında yeterince saydam özellikler sergilemediğinden, granat kristalleri içerisinde mikrotermometrik ölçümlere uygun sıvı

kapanımı sınırlı sayıda kalmıştır. İncelenen kesitler içerisinde sadece WACL XX örneğinde birincil kökenli olduğu kabul edilen 3 farklı yerde iki fazlı (L+V) sıvı kapanım birlikteliği tespit edilmiştir. Bulunan kapanımların boyutları 10 ile 20 mikron arasında değişmektedir. Kapanımlar yaklaşık sabit sıvı (L) ve gaz oranına sahip olup sıvı fazın gaz faza olan oranı oldukça fazladır (Şekil 11.4).



Şekil 11.4 (a) Granat kristali içerisinde birincil sıvı kapanımları, (b) Granat kristali içerisinde iki fazlı sıvı kapanımları

11.2 Mikrotermometrik Ölçümler

Mikrotermometrik ölçümler sfalerit, kuvars ve granatlarda sıvı kapanım petrografisi çalışmalarıyla tanımlanan sıvı kapanım birlikteliklerinde yürütülmüştür. İki fazlı kapanımlar -110°C 'ye kadar sıvı azot kullanılarak dondurulduktan sonra kapanım içinde buzun en son görüldüğü sıcaklık değerine kadar yavaş yavaş belirli aralıklarla ısıtılmıştır. Kapanım içerisinde buzun en son gözlemlendiği sıcaklık değeri son buz ergime sıcaklığı (T_m =ice melting temperature) olarak kabul edilmiştir. Elde edilen son buz ergime sıcaklıkları Bodnar (1993) eşitliği kullanılarak % NaCl eşdeğeri tuzluluklara dönüştürülmüştür. Homojenleşme sıcaklıkları (T_h) ise oda sıcaklığından itibaren kapanımların tamamen homojenleşinceye kadar belirli aralıklarla yavaş yavaş ısıtılması ile tespit edilmiştir.

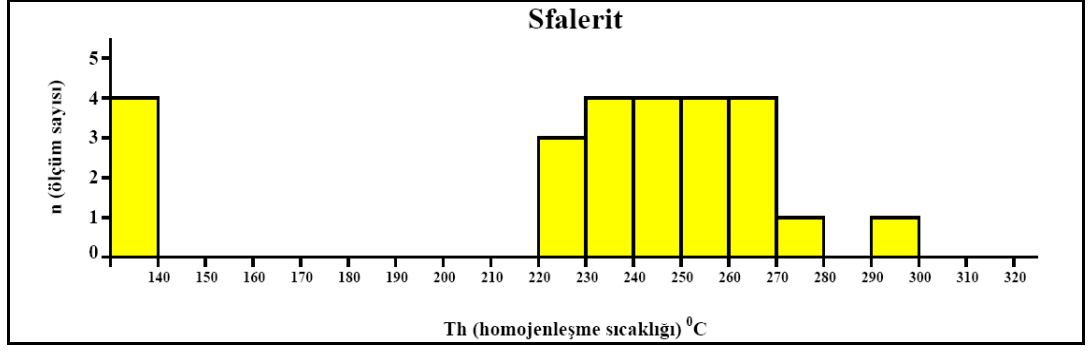
11.2.1 Sfalerit

Bal renkli sfaleritlerde yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucu homojenleşme sıcaklıkları sayesinde iki farklı sıvı kapanım grubu belirginleşmiştir. Birinci grup kapanımlar için homojenleşme sıcaklıkları 130 ile 140 °C arasında değişmekte olup, bunlarda herhangi bir son buz ergime sıcaklığı elde edilememiştir. İkinci grup kapanımlardan ise 220 ile 300 °C arasında homojenleşme sıcaklıkları elde edilmiştir (Çizelge 11.1 ve Şekil 11.5). Son buz ergime sıcaklıkları -0,3 ile -0,6 arasında değişmekte olup bu sıcaklıklar %0,5 ile % 1,1 NaCl eşdeğeri tuzlulukları ifade etmektedir (Çizelge 11.1, Şekil 11.5 ve 11.6).

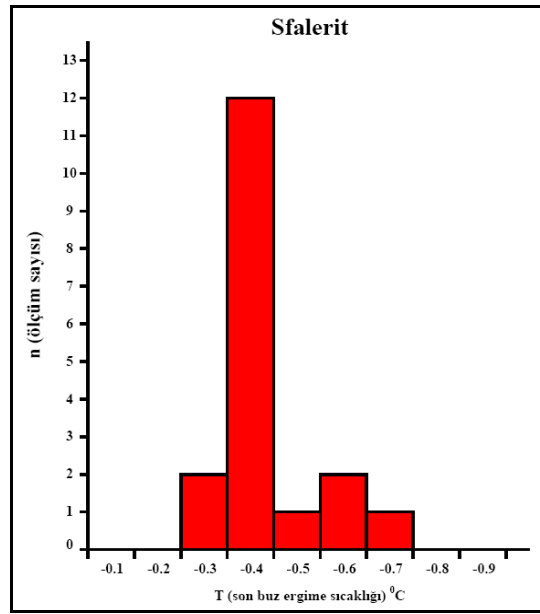
220 ile 300 °C arasında homojenleşme sıcaklıkları tespit edilen birincil kapanımlar ile bal renkli sfaleritlerin bu sıcaklıklar ve % 0,5 ile % 1,1 NaCl eşdeğeri tuzluluklarda oluştukları kabul edilebilir. Bal renkli sfaleritler daha sonra geç evrede meydana gelen kırılanmalara bağlı olarak ikincil kapanımlar içermektedirler. Bunlar ise 130 ile 140 °C arasında homojenleşme sıcaklıkları vermektedir. Homojenleşme sıcaklıkları sıvı ve gaz kapanımların bir arada görülmesi ile anlaşılan açık bir sistemin varlığı nedeniyle oluşum sıcaklıkları olarak kabul edilebilirler.

Çizelge 11.1 Sfaleritlerdeki sıvı kapanımlarına ait mikrotermometrik ölçüm verileri
s: secondary (ikincil), p: primary (birincil), Th: Homojenleşme sıcaklığı,
Tm: Son buz ergime sıcaklığı, n: Ölçüm sayısı nd: not dedected (ölçülemedi)

Grup	Tip	(Th) °C	(n)	(Tm) °C	(n)	% NaCl
C1/A1	p	230 – 300	4	-0,3	1	0,5
C1/A3	s	130 – 140	1	nd	0	nd
C2/A4	p	240 – 260	2	nd	0	nd
C3/A1	p	220 – 240	2	-0,4	2	0,7
C4/A1	p	220 – 260	2	-0,4	2	0,7
C4/A3-1	s	130 – 140	3	nd	0	nd
C4/A3-2	p	220 – 260	8	-0,3 – -0,4	8	0,5
C5/A2	p	240 – 250	2	-0,4 – -0,6	2	0,7 – 1,1



Şekil 11.5 Sfaleritlerden elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının dağılımı



Şekil 11.6 Sfaleritlerden elde edilen son buz ergime sıcaklıklarının dağılımı

11.2.2 Kuvars

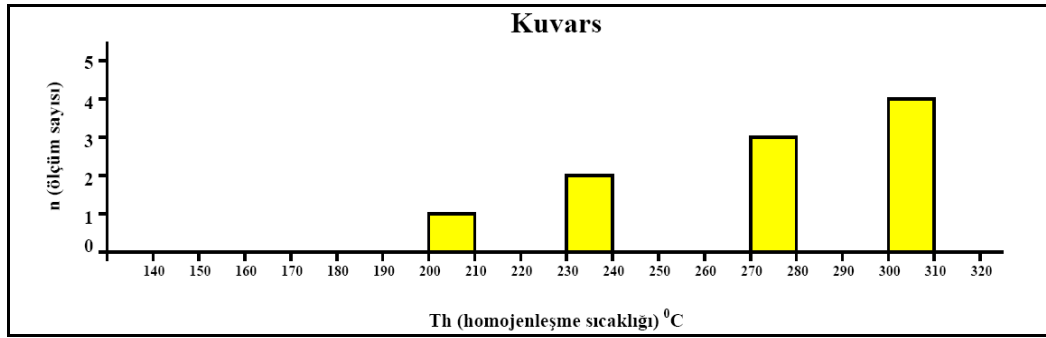
Erken evreyi temsil eden kuvarsların birincil kapanımlarında yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucu 200 ile 310 °C arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları tespit edilmiştir. Son buz ergime sıcaklıkları -0,3 ile -0,6 arasında değişmekte olup bu sıcaklıklar % 0,5 ile %1,1 NaCl eşdeğeri tuzluluklara karşılık gelmektedir (Çizelge 11.2), (Şekil 11.7 ve 11.8).

Bu veriler kuvarsların retrograd evrede sfaleritlerle yaklaşık aynı sıcaklıklarda ve tuzluluklarda oluştuğuna işaret etmektedir. Mikroskobik veriler bal renkli sfaleritlerle

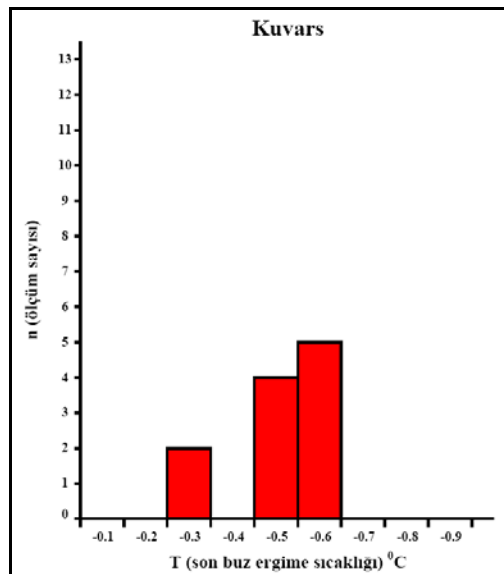
kuvarsların birbirinin içinde yer alarak aynı zamanda oluştuklarını göstermekteydi. Sıvı kapanım verileri de bunu teyid ederek bu minerallerin aynı sıcaklık ve tuzluluk koşullarında oluştuğuna işaret etmiştir. Yine açık bir sistem söz konusu olduğundan homojenleşme sıcaklıkları oluşum sıcaklıkları olarak kabul edilebilirler.

Çizelge 11.2 Kuvarslardaki sıvı kapanımlarına ait mikrotermometrik ölçüm verileri Th: Homojenleşme sıcaklığı, Tm: Son buz ergime sıcaklığı, n: Ölçüm sayısı

Grup	Tip	(Th) °C	(n)	(Tm) °C	(n)	% NaCl
C5/A1	p	270 – 280	3	-0,3	2	0,5
C5/A2	p	200 – 240	3	-0,5	2	0,9
C1/A1	p	300 – 310	5	-0,6	0	1,1



Şekil 11.7 Kuvarslardan elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının dağılımı



Şekil 11.8 Kuvarslardan elde edilen son buz ergime sıcaklıklarının dağılımı

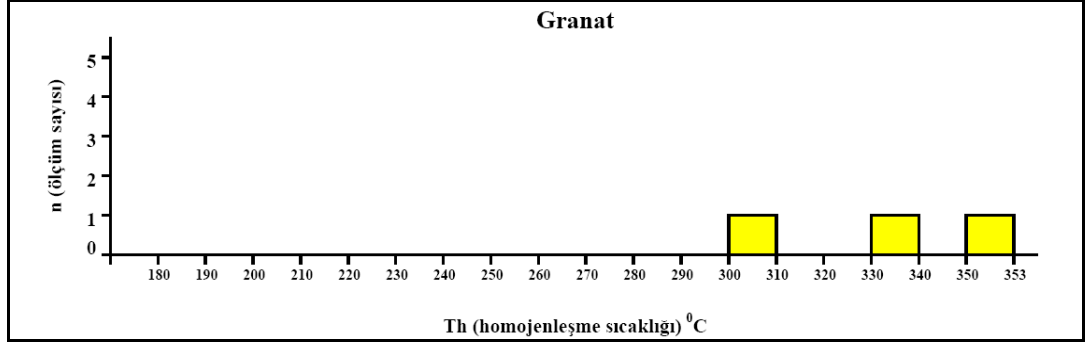
11.2.3 Granat

Granatların birincil kapanımlarında yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucu tespit edilen kapanımların sadece bir sıvı kapanım birlikteliğine ait oldukları belirlenmiştir. Bu birlikteliğe ait 3 kapanımdan homojenleşme sıcaklığı ve 2 tanesinde de son buz ergime sıcaklıkları tespit edilmiştir. Diğer kapanımlar ise ince parlak kesitlerin asetonla camdan ayrılması işlemi sırasında kapanımların parçalanması nedeni ile kaybedilmiştir. Ölçüm yapılan kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları 300 ile 353 °C arasında olup son buz ergime sıcaklıkları -0,4 ile -0,8 arasındadır. Son buz ergime sıcaklıkları % 0,5 ile 1,4 NaCl eşdeğeri tuzlulukları ifade etmektedir (Çizelge 11.3), (Şekil 11.9 ve 11.10).

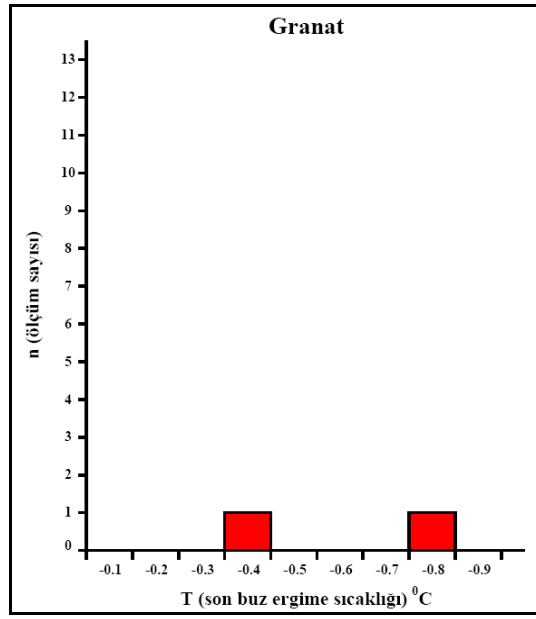
Granatların birincil kapanımlarında belirlenen ve oluşum sıcaklıkları olarak kabul edilen bu homojenleşme sıcaklıkları (300 ile 353 °C), cevherleşme alanında karbonatlı kayalara ilk gelen çözeltilerle prograd evrede erken metasomatik olarak oluşan susuz minerallerden olan granatların, oluşumları sırasında bal renkli sfaleritlerden oluşumlarına göre 50 °C civarında daha yüksek sıcaklıkların etkin olduğunu göstermektedir. Tuzluluk değerleri de (% 0,5 ile 1,4 NaCl eşdeğeri) bu sırada cevherleşmeleri oluşturan çözeltilerin tuzluluklarından biraz daha yüksek değerlerde olduğunu göstermekte ve aynı zamanda da yüksek tuzlulukların olmaması bunların olası bir porfiri sisteme yakın olmadığını ve meteorik sulardan da etkilenmiş olma olasılıklarına işaret etmektedir.

Çizelge 11.3 Kuvarslardaki sıvı kapanımlarına ait mikrotermometrik ölçüm verileri Th: Homojenleşme sıcaklığı, Tm: son buz ergime sıcaklığı, n: Ölçüm sayısı

Grup	Tip	(Th) °C	(n)	(Tm) °C	(n)	% NaCl
C1/A1	p	300 – 353	3	-0,4 – -0,8	2	0,5 – 1,4



Şekil 11.9 Granatlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının dağılımı



Şekil 11.10 Granatlardan elde edilen son buz ergime sıcaklıklarının dağılımı

12. TARTIŞMA VE YORUMLAR

Biga Yarımadası'nda yer alan cevherleşmeler üzerinde araştırmalar yapan jeologlar ve bilim adamlarının çalışmaları 6. Bölüm'de ayrıntılı olarak verilmişti. KB Anadolu'da izlenen Pb-Zn ve onlarla yer yer birlikte bulunan Cu ve Ag metalleri içeren cevherleşmeler metamorfik ve/veya volkanik ana kayalar içinde yer almaktadır. Bunlar ya metamorfitler özellikle de metakarbonatlar içinde veya sınırında ya da kıvrım ve kırık düzlemleri boyunca izlenmektedir. Bazı bilimsel incelemelerde, yatak ve zuhurlarda ayrıntılı jeolojik ve alterasyon haritaları yapılmıştır. Bu arada derlenen yüzey ile sondaj örnekleri üzerinde mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapıldığı görülmektedir. Ayrıca mineral kimyası verileriyle minerallerin tanımlanması ve nokta, profil ve tüm yüzey için element dağılımlarının belirlenmesine çalışılan incelemeler de vardır. Daha da ayrıntılı incelemeler ve analizlerle, cevherleşmelerdeki sülfütlü minerallerin S ve Pb izotoplarının karakterleri ile onları oluşturan çözeltilerin özelliklerini belirlemek üzere sıvı kapanım verilerine ulaşılmaya çalışılmıştır (Özışık 2009, Akıska 2010 ve Özdemir 2011 gibi). Bu tez kapsamında, yukarıda sayılan tüm inceleme yöntemleriyle Lapseki-Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağına ait çok sayıda veri elde edilmiştir. Burada bu bulgular ve veriler ışığında zaman zaman işletmeye açılan yatağın oluşum biçimini ortaya koymak amacıyla tartışmalar yapılacak ve yorumlarda bulunulacaktır.

Öncelikle Çataltepe yatağının, Pb-Zn±Cu±Ag yatağı olarak isimlendirilmesinin nedeni cevherleşmelerde galenit ve sfaleritin her zaman başta gelen sülfid mineralleri olmasındandır. Bu minerallere bazen yüksek bazen düşük oranlarda bakır minerali olan kalkopirit de katılmaktadır. Yatakta cevher örneklerinde yapılan analizlerde yer yer 100 ppm'leri aşan Ag değerleri görülmektedir.

Yatak Lapseki ilçesinin doğusunda yaygın olarak yüzeyleyen ve Dönmez vd. (2008) tarafından Çamlıca metamorfitleri olarak isimlendirilen birimler içinde yer almaktadır. Metamorfitler içinde izlenen cevherleşmelerin, metakumtaşı-kuvarsit-mermer seviyeleri içerisinde ve ama özellikle metakumtaşları ile mermer dokanakları boyunca ve esas olarak da mermerler içinde geliştiği gözlemlenmiştir. Cevherleşmelerin litolojik

kontrollü olarak dokanaklara uyumlu olarak gelişmesi, onların cevherli akışkanların hareket edebilmesine olanak sağlayan uygun yerler olmasındandır. Bu sınırlar, herhangi bir kuvvet karşısında (gerilme veya sıkışma türü) plastik özellik sunan fillit ve şistlere karşın rijit karakterli olan mermer, metakumtaşı ve kuvarsit gibi kayaçların kırılanmalarının daha kolay olmasından olabilir. Bu bölgedeki metamorfik kayaçların yeşil şist fasiyesinde de olsa metamorfizma geçirmesi ve bu sırada deformasyona maruz kalması (foliyasyonların oluşması) böyle bir yapıyı ortaya çıkarmaktadır. Ayrıca Çetmi mejanjuna ait ofiyolitik kayaçların bindirmelerle bölgede yer alması, cevherleşmelerin yerleşimi için yer hazırlanması (ground preparation) sürecine olanak sağlamış olmalıdır. Öte yandan, açık ocak ve galerilerde yapılan saha gözlemlerinde metakumtaşı ve kuvarsit litolojilerinde çok önemli cevherleşmelerin görülmemesi ve cevherli zonların esas olarak mermerler içinde gelişmesi, karbonatlı litolojilerin hidrotermal çözeltilerle daha kolay reaksiyona girebilmesi ile ilgili bir durum olmalıdır.

Çataltepe yatağında cevherleşmeler, mermer ve diğer litolojilerin genel doğrultu ve eğimliliği ile yaklaşık uyumlu olarak gözlenmektedir. Biga Yarımadası'ndaki bazı Pb-Zn cevherleşmelerinin içlerinde izlendikleri kayaçların doğrultu eğimlerine uyumluluk göstermesi, bazı araştırmacılar, bu tür cevherleşmelerin sinjenetik kökenli olabileceğini yani cevher minerallerinin sedimantasyonla (daha sonra metamorfizmaya uğramışlardır) eş yaşlı olarak yer alabileceği düşüncesinin oluşmasına sebep olmuştur (İlbars vd. 2010). Böyle bir durum Çataltepe yatağında söz konusu değildir. Çünkü cevher mineralleri, kıvrım (foliyasyon) düzlemlerine paralel olarak dizilmemiştir.

Çataltepe yatağının başlangıçta sinjenetik yollardan oluşabilme olasılığını azaltan diğer bir veri ise, cevherleşmelerin yan kayaçlarla (Çamlıca metamorfikleri) birlikte yeşilşist fasiyesinde veya daha düşük derecede metamorfizma geçirmemiş olmasıdır. Yapılan saha ve özellikle cevher mikroskobisi çalışmalarında galenit ve piritlerdeki genç faylanmalara bağlı olarak ortaya çıkan kataklastik deformasyon izleri haricinde düşük dereceli metamorfizma koşullarını temsil edecek her hangi bir cevher dokusu izine rastlanmamıştır.

Ayrıca Çanakkale-Yenice-Kalkım (Handeresi, Bağırkaç ve Fırıncık dere) civarındaki cevherleşmelerde yapılan galeri haritalamaları sırasında bahsedilen dokulara rastlanmamıştır. Kalkım bölgesi cevherleşmelerde, Çataltepe yatağından farklı olarak çok belirgin kıvrımlanmalar gözlenmektedir. Kalkım cevherleşmelerinin yan kayaçları ile birlikte kıvrımlandığı varsayıldığında, cevherleşmelerin de bu kıvrımlara uyumlu olması gerekmektedir. Gerçekten de Kalkım bölgesi cevherleşmeleri bu kıvrımlanmalara uyumlu olarak gözlenmektedir. Fakat cevherleşmelerin, tabakaya bağlı (uyumlu) yataklar gibi süreklilik arz etmek yerine, daha çok kıvrımlanma sonucu eksen ve kanatlarda gelişmiş tansiyon çatlakları civarında yoğunlaştığı tespit edilmiştir. Bu durum kırılanmalara bağlı olarak ikincil geçirgenliğin artmasına bağlı olarak akışkan-yan kayaç etkileşimlerinin maksimuma çıkması ile açıklanabilir. Ancak metamorfizma sonrası mobilize olacak çözeltilerin bu çatlaklara doğru göç edebileceği ve buralarda yeniden zenginleşebileceği olasılığı da vardır. Fakat bu alanlarda 2006-2010 yılları arasında yapılan ayrıntılı saha ve cevher mikroskobisi çalışmalarında metamorfik süreçlere işaret edebilecek her hangi bir dokuya da rastlanmamıştır (Akıska 2010, Akıska vd. 2010).

Çataltepe yatağının silikatlarla gelişen alterasyon mineralojisi, bölgedeki diğer yataklarla karşılaştırıldığında, karbonatlarla ilişkili diğer yataklara benzer mineral birlikteliklerine sahip olduğu görülür. Bu tür yatakların tamamı çok az miktarlarda kalksilikat (granat-piroksen) parajenezleri içermektedir. Granat ve piroksenlerin literatürden elde edilebilen verilere göre tüm cevherleşmelerde benzer bileşim aralıklarına sahip olduğu görülür. Granatların bileşimleri bu yataklarda grossular-andradit arasında değişirken, piroksenlerin bileşimi diyopsit-hedenberjit-johansenit arasında değişmektedir (Akıska 2010, Demirela vd. 2010). Bu tür yataklarda tremolit gözlemlendiği de belirtilmektedir. Ancak Handeresi, Bağırkaç ve Fırıncıkdere cevherleşmelerinde oldukça sık rastlanan bu tür mineraller üzerine ayrıntılı mineral kimyası çalışmaları yapan Akıska (2010) ve Demirela vd. (2010) tremolit olarak tanımlanan bu minerallerin aslında diyopsit, hedenberjit ve johansenit türünde piroksenler olduğunu ortaya koymuşlardır.

Karbonatlı litolojilerden yoksun metamorfitletlerdeki Pb-Zn cevherleşmeleri (Sofular

cevherleşmesi hariç) granat ve kalsilikat mineralleri hemen hemen hiç içermemektedir. Bu durum büyük olasılıkla granatların başlıca bileşeni olan Ca'dan yoksun kalması ile açıklanabilir.

Ayrıca bu durum Pb-Zn cevherleşmelerinde karbonatlı litolojilerin gözlemlendiği yatakların, onlardan yoksun yataklara göre belki de göreceli olarak biraz daha yüksek sıcaklıklarda oluşabileceğini de düşündürmektedir. Şöyle ki yüksek sıcaklıkta (metasomatik evre), cevherli çözeltiler madde alış-verişinde bulunacağı litolojilere rastlamadıkları durumlarda, olasılıkla yollarına devam edeceklerinden, zamana bağlı olarak azalan sıcaklıkla birlikte doyumluğa erişecekler ve rahatlıkla birikim yapabileceği geçirgen ve boşluklu zonlarda (foliyasyon düzlemleri veya kırık (fay) düzlemleri) kristallenme eğilimine geçeceklerdir.

Yapılan cevher mikroskobisi çalışmaları sonucunda Çataltepe yatağı içerisinde cevherleşmelerin dokusal olarak iki tipe ayrılabilceğini göstermiştir. Saha ve cevher mikroskobisi gözlemleri saçınımlı dokulu cevher örneklerinin, masif dokulu cevher örneklerinden biraz daha sonra oluştuğunu göstermiştir. Bu örnekler üzerinde yürütülen çalışmalar, masif dokulu cevher örneklerindeki sfaleritlerin, saçınımlı dokulu cevher örneklerine göre daha fazla kalkopirit ayrışmaları içerdiği göstermiştir. Bu da, masif dokulu cevherleşme evresinin saçınımlı dokulu cevher evresine göre biraz daha yüksek sıcaklarda oluşmuş olabileceğine işaret edebilir. Ayrıca genel olarak Fe oranı yüksek sfaleritler düşük olanlarına göre daha yüksek sıcaklıklarda oluşur. Örneğin Casapalca (Peru) Ag-Pb-Zn-Cu yatağındaki sfaleritlerde Fe içeriklerine bağlı olarak bileşimsel ve renk zonlanmaları gözlenmektedir. Sfaleritlerin merkezleri % 8.1 mol FeS içerirken, en dış kenarları % 1,5 mol FeS içeriğine sahiptir. Yapılan sıvı kapanım sıcaklık ölçümlerinde sfaleritlerin en dıştaki açık renkli kesimlerinde ~320 ile 370 °C arasında, koyu kesimlerinin yer aldığı merkez kesimlerinde ise bu sıcaklıklardan ~30 °C daha yüksek homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür (Roedder 1984).

EPMA analizleri ile masif dokulu ve saçınımlı dokulu cevher örneklerindeki sfalerit ve galenit minerallerinin çok belirgin gruplanmalar gösterdiği belirlenmiştir. Bazı elementler gruplar arası ayrılmamayı belirginleştirmiştir. Masif dokulu cevher

örneklerine ait sfaleritlerde daha yüksek Fe-Co, galenitlerde ise daha yüksek Ag-Bi-Te içerikleri belirlenmiş ve bu özellikleriyle de saçınımlı dokuya ait galenit ve sfaleritlerden ayrılmaktadır. Dolayısıyla adı geçen elementlerin yüksek oranlardaki içerikleri masif dokulu cevherleşmelerin, saçınımlı dokulu cevher örneklerine göre biraz daha yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu desteklemektedir. Ayrıca bu durum Çataltepe cevherleşmesini oluşturan akışkanların birbirini takip eden ve devamı niteliğinde olan en az 2 evrede zenginleşerek cevherleşmelere neden olabileceğini de işaret etmektedir.

S izotop çalışmaları sülfütlü minerallerdeki kükürtün kaynağı olarak çok belirgin şekilde magmatik bir kaynağa işaret etmektedir. Sedimanter orijinli bir yatağın metamorfik evrimi ile oluşabileceği varsayılacak olursa o zaman S izotop bileşimlerinin daha geniş bir aralıkta dağılım sunması gerekirdi. Oysa elde edilen $^{34}\delta$ değerleri metamorfitlerin $^{34}\delta$ izotop bileşim aralığı ile uyumlu değildir. Ayrıca bölgesel jeolojik bilgilere göre inceleme alanı yakınında granitoidler ve volkanitler olarak izlenen magmatik kayalar, metamorfik kayalardan sonra oluşmuştur. Bu durumda eğer cevher mineralleri metamorfitler içinde ilksel olarak bulunmuş ve magmatik etkilerle remobilize olmuş olsalardı $^{34}\delta$ değerlerinin, tez de elde edilen ve sifira çok yakın olan değerlerinden sapmalar göstererek daha geniş bir aralıkta dağılım sergilemesi gerekirdi.

Öte yandan Pb izotop verileri de cevherleşmeler için daha çok magmatik (bu granitik veya volkanik olabilir) bir kaynağa işaret etmektedir.

Yapılan arazi ve literatür çalışmalarında cevherleşme ile ilişkisi olabileceği düşünülen Şevketiye granitoidinin yüzeyleyen her hangi bir kesiminde gelişmiş bir endoskarn zonuna ait veriye ulaşılamamıştır. Benzer şekilde Biga Yarımadası'ndaki cevherleşmelerin yakınında bulunan hiçbir granitoid kütlelerinde Pb-Zn cevherleşmesinin bir endoskarn zonuna özgü bilgi yoktur. Endoskarn olarak yorumlanan kesimler genellikle çok sınırlı biçimde gelişmiş ve çoğunlukla epidotlar ve yer yer granatların varlığı ile tanımlanmıştır. Bu minerallerin, skarnlaşma (metasomatizma) neticesi oluşabileceği gibi, metamorfik süreçler sonucunda gelişen hornfelsler içinde de ortaya çıkabileceği göz önüne alınmalıdır.

Bilindiği üzere skarn türü bir cevherleşmenin oluşmasında granitik bir intrüzyonun

metamorfik kayaçları sıcak dokanakla kesmesi kesin bir şart değildir. Bu işlem intrüzyonun kestiği fay zonunu kullanan akışkanların metasomatik etkileri ile de gerçekleştirilebilir (Meinert 1992). Literatürde bu türden skarn tipi cevherleşmeler distal Pb-Zn skarnlar olarak tanımlanmaktadır (Williams-Jones 2010). Ancak Çataltepe ve benzer yataklarda kalsilikat mineralleri temsil edilen prograd evreye özgü kalsik alterasyonların çok sınırlı biçimde gözlenmesi ve bu alterasyonların haritalanamayacak boyutta olması dikkat çekici bir durumdur. Bir yatağın skarn olarak tanımlanabilmesi öncelikle skarlara özgü alterasyonların haritalanabilecek ölçüde gelişmiş olmasını gerektirmektedir. Çataltepe yatağında prograd evreye ait mineral toplulukları her ne kadar retrograd alterasyona ait mineral toplulukları tarafından maskelense de retrograd alterasyonların da dünyada bilinen skarlara göre çok daha sınırlı ölçüde gelişmiş olması dikkati çekmektedir.

Sn ve W skarn türü yataklar için yapılan çalışmalar skarn minerallerinin 700 °C'den yüksek sıcaklıklarda ve %50'den fazla NaCl-eşdeğeri tuzluluklarda bile oluşabildiğini göstermektedir (Kwak, 1986). Cu ve Pb-Zn skarnları hariç diğer skarn türü yatakların büyük çoğunluğunda homojenleşme sıcaklıkları 500 °C'den daha büyüktür. Cu ve Zn skarn türü yataklarda ise homojenleşme sıcaklıkları 300-500 °C arasında değişmektedir (Kwak, 1986; Meinert, 1992). Bu değerler Cu ve Pb-Zn skarnların daha sığ derinliklerde ve plütonik kayaca daha uzak kesimlerde oluştuğu gerçeği ile de uyumludur (Kuşcu ve Meinert, 2001). Ayrıca prograd ve retrograd skarn topluluklarından elde edilen homojenleşme sıcaklıkları da bir takım farklılıklar sunmaktadır. Cu ve Pb-Zn skarnları hariç diğer skarnlarda prograd evreye ait granat ve piroksenlerin homojenleşme sıcaklıkları sırasıyla 800 °C ve 600 °C'a ulaşırken, tuzlulukları ise %52 NaCl eşdeğer tuzluluklara erişmektedir. Buna karşılık retrograd topluluklara ait olan amfibol ve kuvars sıcaklıkları sırası ile 250-380 °C ve 290-380 °C arasında, tuzlulukları ise %12-28 NaCl ve % 2,5-10,5 NaCl eşdeğeri tuzluklar arasında değişmektedir (Kuşcu ve Meinert, 2001). Sawkins (1984) Meksika'daki Providencia Pb-Zn skarn tipi yataklarının oluşum sıcaklıklarının esas olarak 300-370 °C arasında olduğunu ve yataklar içinde yer yer de olsa 200 °C'ye kadar düşen sıcaklık değerlerine sahip cevherli kesimlerin bulunduğunu söylemektedir.

Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağında ise mikrotermometrik ölçümler ile elde edilen ve

bal renkli sfaleritler için 220 ile 300 °C arası ve erken evre (retrograd evre) kuvarslar için 200 ile 310 °C arası sıcaklıklar, cevherleşmenin sadece sıcaklık değerleri bakımından mesotermal evreye özgün değerler sunduğunu göstermektedir. Ayrıca markazitlerle varsayılan 150 °C civarındaki sıcaklıklar ve cevher mikroskobik çalışmalarla elde edilen minerallerin oluşum sıralaması, cevherleşmelerin epitermal evreye karşılık gelen aşamalara kadar devam ettiğini göstermektedir. Bal renkli sfalerit ve kuvarslarda ölçülen ve birbirine çok yakın olan bu oluşum sıcaklıkları, cevher ve polarizan mikroskobik veriler sırasında elde edilen ve her iki mineralin birbirini kapanlaması gözlemi ile doğrulanmaktadır. Öte yandan granatlarda birkaç sıvı kapanımında da olsa 300-353 °C arası oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi, granatların en azından bal renkli sfaleritler ve kuvarslardan önce oluştuğunu göstermektedir. Cevher mikroskobik veriler ise tüm cevher minerallerinin (yer yer kahverengi sfaleritlerin) bazı granatları kestiğini ve onların kırık ve çatlaklarına yerleştiğini göstermektedir. Bu da en önce oluşan cevher mineralleri olan kahverengi sfalerit ve onlarla birlikte masif cevherlerde izlenen galenitlerin tespit edilen 350 °C 'dan biraz daha düşük sıcaklıklarda oluşmuş olma olasılıklarını göstermektedir.

Granatlarda tuzluluk oranları % 0,5 ile 1,4 NaCl eşdeğerindedir. Eğer tuzluluk oranları yüksek olsaydı örneğin granitik bir kayaca yakın olunabileceği düşünülebilirdi. Çünkü porfiri Cu-Mo yatakları yüksek sıcaklık ve tuzluluklara (600 °C ve % 60'a varan tuzluluklar) sahiptir (Sawkins 1984). Burada granatlarda hem sıcaklık değerleri 350 °C'ı aşmamakta hem de tuzluluk oranları % 0,5 ile 1,4 NaCl eşdeğerleriyle düşük çıkmaktadır. Bu durumda granatların oluşumu sırasında gelen çözeltilere, S ve Pb izotop verileri ile işaret edilen magmatik sıvıların yanı sıra meteorik kökenli suların katılması, hem de büyük ölçüde katılması söz konusu olabilmektedir. Bal renkli sfaleritler ve kuvarsların tuzluluk oranları ise % 0,5 ile 1,1 NaCl eşdeğerleri arasındadır. Bu da cevherleşmelerin oluşumu sırasında meteorik su katkısının yaklaşık aynı oranlarda olduğuna işaret edebilmektedir. Çataltepe cevherleşmelerinde izlenen meteorik su artışı, cevherleşmelerin ya kayaçların kırık ve/veya foliyasyon düzlemleri boyunca yer alması ya da rijid bir karakter sunarak deformasyon ve kırılanmalar sonucu cevherleşmelerin yerleşmesi için olumlu bir ortam haline gelen mermerler içinde veya onların diğer metamorfitlelerle (özellikle de rijid olan metakumtaşları ve

kuvarsitlerle) olan dokanaklarında daha bol bulunması ile izah edilebilir.

Yukarıda sunulan bütün veriler, Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının metamorfik kayalardan mermerler içinde veya onların diğer kayalarla olan dokanakları boyunca bir magmatik etki ile hareketlendirilen Pb-Zn ile biraz Cu, Ag ile az oranda As, Sb, Bi, ve Au içeren cevherli çözeltilerin meteorik sularla karışarak tuzluluklarının azalması sonucu meso-epitermal (hidrotermal) koşullarda bir distal Pb-Zn yatağına göre daha sığ kesimlerde oluşmuş epijenetik bir yatak olma olasılığını güçlendirmektedir.

Öte yandan, KB Anadolu'da bazı yazarlar tarafından gündeme getirilen ve yukarıda değinilen Pb-Zn cevherleşmelerin sinjenetik olarak oluşması olayına bölgesel ölçekte de bakmak gerekmektedir. Biga Yarımadası'nda bugüne kadar yan kayaları metakumtaşı, fillit ve şist olan metamorfitletler içinde gelişmiş cevherleşmelerde, foliyasyon düzlemlerine paralel cevherli zonların gelişmiş olması veya en azından cevherleşmelerin bir kısmının az da olsa korunmuş olması beklenirdi. İncelenen literatür çalışmalarında, Biga Yarımadası'nda "şistoziteye uyumlu" Pb-Zn cevherli zonların varlığı konusunda Özocak (1972) dışında herhangi somut bir bilgiye ulaşılammıştır. Fakat Özocak (1972)'de Biga Yarımadası'ndaki bu tür oluşumları hidrotermal bir kökene (Altınoluk ve Kuştepe cevherleşmeleri) bağlamıştır. Özocak (1972) yatakları ayrıntılı olarak incelememiş ve sadece litolojilere bakarak genel anlamda böyle bir sonuca varmıştır.

Bazı yazarlar ise (Anıl 1984 ve Örgün 2005) Pb-Zn cevherleşmelerinde metallerin bir kısmının çevredeki metakumtaşları ve diyabazlardan yıkanarak zenginleştiklerini belirtmektedir.

Bu tür yorumların aksine, bu tip cevherleşmelerin esas olarak metamorfitletleri sonradan kesen kırık düzlemlerine paralel olarak geliştikleri ifadelerine sıklıkla rastlanmaktadır. (Çağatay 1980, Örgün vd. 2005).

Ancak, Kazdağları'nda yer alan ve yüksek derecede metamorfizma geçirmiş amfibollü gnays ve mermerler içinde genelde yan kayalar ile uyumlu yer yer de fay zonlarında

yan kayaçları keser konumda olduğu bildirilen Edremit-Altınoluk (Papazlık) Pb-Zn cevherleşmesine ait bir tez ve yayın da bulunmaktadır (İlbars 2005 ve 2010). Ayrıca, doğrudan Biga Yarımadası'nda olmasa da onun yaklaşık GB'sında yer alan İzmir-Bayındır-Sarıyurt ve Ilıcadere Pb-Zn cevherleşmelerinin de “tabakaya bağlı” bir yatak olduğu savunulmaktadır (Çağatay 1980, Özocak 1972). Özocak (1972) Bayındır ve Sarıyurt cevherleşmelerinin kalk-silikat mineralleri içermemelerine ve yersel kıvrımcıklarla cevherleşmelerin kıvrımlanmış olmalarına dayanarak, bu cevherleşmelerin metamorfizma ve kıvrımlanma öncesinde sinjenetik olarak oluşabileceğini ileri sürmüştür. Bu tür görüşleri de dikkate alarak Biga Yarımadası'nda sinjenetik yani “ana kayaçla eş oluşumlu” olarak gelişmiş cevherli zonların da var olabileceği olasılığı, son söz olarak her zaman göz önünde bulundurulmalıdır.

13. SONUÇLAR

Çanakkale-Lapseki- Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağında yürütülen ayrıntılı mineralojik-petrografik incelemeler, jeokimyasal analizler, mineral kimyası verileri, S ve Pb izotop değerleri ile sıvı kapanım verileri ışığında elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmaktadır:

- 1) Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağında, cevherleşmelerin yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış Çamlıca metamorfitlelerinin metakumtaşı-kuvarsit-mermer seviyeleri içerisinde ve metakumtaşları ile mermer dokanakları boyunca esas olarak da mermerler içinde geliştiği gözlemlenmiştir.
- 2) Polarizan mikroskobik çalışmalar ile prograd evreye özgün granat ve piroksen minerallerinin oluştuğunu ancak bu minerallerin retrograd evrede karbonatlaştığı ve epidotlaştığı görülmüştür. Cevherleşmelerin granatların çatlaklarında ve yan kayaçların boşluklarında olduğu belirlenmiştir.
- 3) Cevher mikroskobik çalışmalarla kahverengi sfaleritler, beyaz renkli sfaleritler ve bal renkli sfaleritler ile galenit, kalkopirit, pirit, pirotin, valeriit, manyetit, hematit, markazit, arsenopirit ve limonit mineralleri tespit edilmiş, ayrıca cevher minerallerinin dokusal ilişkileri ortaya konmuştur.
- 4) Mineral kimyası (EPMA) çalışmaları granatların grossular-andradit serisinin orta bileşimlerini sergilediklerini göstermiştir. Masif dokulu cevher zonlarındaki kahverengi sfaleritler ve galenitlerin, saçınımlı dokulu cevher zonunun bal renkli sfaleritleri ve galenitleriyle eser element içeriklerine dayanarak iki ayrı evreyi temsil ettiğini göstermiştir.
- 5) S ve Pb izotoplarından elde edilen veriler, sfalerit, galenit, kalkopirit ve pirit gibi cevher minerallerinin magmatik bir kökene bağlı olarak oluştuğu varsayımını baskın bir biçimde kuvvetlendirmektedir.

- 6) Sıvı kapanım verileri granatların 300-353 °C arası sıcaklıklarda ve % 0,5 ile 1,4 NaCl eşdeğeri tuzluluklarda, bal renkli sfaleritler ile onlarla birlikte oluşmuş kuvarsların ise 200-310 °C arası sıcaklıklarda ve % 0,5 ile 1,1 NaCl eşdeğeri tuzluluklarda oluştuğunu göstermiştir.
- 7) Bütün bu veriler, Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının, mermerler içinde veya onların diğer kayalarla olan dokanakları boyunca bir magmatik etki ile evrimleşen Pb-Zn ile biraz Cu, Ag ile az oranda As, Sb, Bi, ve Au içeren cevherli çözeltilerden itibaren oluştuğuna işaret etmektedir. Ancak bu magmatik sıvılarla taşınan çözeltilerin, meteorik sularla karışarak tuzluluklarının azalması sonucu meso-epitermal (hidrotermal) koşullarda bir distal Pb-Zn yatağına göre daha sığ kesimlerde oluşmuş epijenetik bir yatak olma olasılığı oldukça kuvvetlidir.

KAYNAKLAR

- Ağdemir N., Kırıkoglu S., Lehmann B. and Tietze, J. 1994. Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb–Zn–Ag deposits, NW Turkey. *Miner. Deposita*, v. 29, p. 366–371.
- Akıska 2010. Yenice (Çanakkale) Bölgesi’ndeki Cu-Pb-Zn Oluşumları. AÜ Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, 234 s. (yayımlanmamış).
- Akıska, S., Demirela, G., Sayılı, İ.S. and Kuşcu, İ. 2010. Fluid inclusion and S isotope systematics of some carbonate-related Pb-Zn-Cu mineralizations in NW Anatolia, Turkey, In: Vasilios Melfos, Peter Marchev, Iskra Lakova & Alexandros Chatzipetros (eds), *Geologica Balcanica, Abstract Volume*, p. 21, ISSN 0324-0894.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y. 1980. Biga Yarımadası ve Güneyinin 1/100000 Ölçekli Komplikasyonu. MTA Jeoloji Dairesi, Ankara.
- Altunkaynak, Ş. and Genç, Ş.C. 2008. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, v. 102, p. 316-340.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y. 1999. The Kozak Pluton and its emplacement. *Geological Journal*, v. 34, p. 257-274.
- Anıl, M. 1984. Yenice (Arapuçandere-Kurttaş-Sofular ve Kalkım-Handere) Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Köken Sorunu ve Tersiyer Volkanizmasıyla İlişkileri. *Jeoloji Mühendisliği*, v. 20, p. 17-29.
- Arvas, H.ve Önder, İ. 1976. Biga Yarımadası Çataltepe Sahası Bakır-Kurşun Aramaları IP Etüd Raporu. MTA Derleme Rapor No: 5625, Ankara.
- Ashley, P.M. 1980. Geology of the Ban Ban Zinc deposit, a sulfide bearing skarn deposit, southeast Queensland, Australia. *Economic Geology*, v. 75, p. 15-29.
- Barton, P.B., Bethke, P.M. and Toulmin, P. 1963. Equilibrium in ore deposits. *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, v. 1, p. 171-185.
- Beccaletto, L., Bartolini A.C, Martini, R. Hochuli, P. and Kozur H. 2005. Biostratigraphic data from the Çetmi melange, northwest Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 221, p. 215-244.
- Beccaletto, L. and Jenny, C. 2004. Geology and Correlation of the Ezine Zone: A Rhodope Fragment in NW Turkey?. *TUBITAK, Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13(2), p. 145-176.

- Beccaletto, L., Bonev, N., Bosch, D. and Bruguier, O. 2007. Record of a Paleogene syn-collisional extension in the north Aegean region: Evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, v. 144(2), p. 393-400.
- Beşir, D. 2003. Genesis of Pb-Zn-Ag deposit of Koru Village (Lapseki-Çanakkale). Msc Thesis. University of Dokuz Eylül (unpublished).
- Bingöl, E. 1976. Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi. *MTA Dergisi*, v. 86, p. 14-34.
- Bingöl, E., 1969. Contribution á l'étude géologique de la partie centrale et Sud-Est du massif de Kazdağ (Turquie). PhD Thesis, Nancy Univ. Fransa 190 p.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. 1973. 1:25000 ölçekli çeşitli gayeli jeolojik haritalarından Biga Yarımadası jeolojisinin ön kompilasyonu. 1:100000 ölçekli jeoloji haritası (yayımlanmamış).
- Bingöl, E., Delaloye, M. and Ataman, G. 1982. Granitic intrusions in western Anatolia: contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 75, p. 437-446.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 683-684.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. and Kuehn, C.A. 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. in *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 2, *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, B.R. Berger and P.M. Bethke, eds., pp. 73-98.
- Bonev, N., Beccaletto, L., Robyr, M. and Monie, P. 2009. Metamorphic and age constraints on the Alakeci shear zone: implications for the extensional exhumation history of the northern Kazdağ Massif, NW Turkey. *Lithos*, v. 113, p. 331-345.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. in : *Rare Earth Element Geochemistry*, P. Henderson P (ed.), Elsevier, pp. 63-114, Amsterdam.
- Bozkaya, G., 2001. Koru (Çanakkale) Baritli Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojisi. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 126 s. (yayımlanmamış).
- Bozkaya G., 2009. Fluid inclusion and stable isotope (O, H and S) evidence for the origin of the Balcılar vein type barite-galena mineralization in Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 101, p. 8.
- Bozkurt, E. 2001. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, v. 89, p. 728-744.

- Bozkurt, E. and Mittwede, S.K. 2001. Introduction to the Geology of Turkey – A Synthesis. *International Geology Review*, v. 43, p. 578–594.
- Cavazza, W., Okay, A.I. and Zattin, M. 2008. Rapid Early-Middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia). *Int. J. Earth Sci.*, v. 98, p. 1935-1947.
- Ceyhan N. 2003. Lead isotope geochemistry of Pb-Zn deposits from Eastern Taurides, Turkey. MSc Thesis,, METU, 90 p., Ankara.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Cumming, G. L. and Richards, J. R. 1975. Ore lead in a continuously changing earth. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 28, p. 155-171.
- Çağatay, A. 1980. Batı Anadolu kurşun-çinko yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler. *T.J.K. Bült.*, v. 28(2), p. 119-132.
- Çalapkulu, F. 1970. H17-b2,b3 Paftaların jeolojisi, MTA Derleme Rapor No: 6826, Ankara.
- Debon, F. and Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Society of Edinburg, Earth Sciences*, v. 73, p. 135-149.
- Delaloye, M. and Bingöl, E. 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, v. 42, p. 241-268.
- Demirela, G., Akıska, S., Sayılı, İ.S. and Kuşcu, İ. 2010. Silicate and Sulfide Mineral Chemistry of Some Carbonate Related Pb-Zn-Cu Mineralizations and Their Effects on Ore Genesis in NW Anatolia, TURKEY, In: Vasilios Melfos, Peter Marchev, Iskra Lakova & Alexandros Chatzipetros (eds), *Geologica Balcanica, Abstract Volume*, p. 91, ISSN 0324-0894.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C. 1979, Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bult.*, v. 90, p. 84-92.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş. And Öner, Z. 2009. "Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex, and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province", *Geological Society of London, Special Publications*, v. 321, p. 197-223
- Doe, B. R. 1970. *Lead Isotopes*, Springer-Verlag, 137 p., New York.

- Doe, B. R. and Zartman, R.E. 1979. Plumbotectonics 1: The Phanerozoic in: Barnes, H. L., (ed), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Wiley, pp. 22-70, New York.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Duru, M., Ilgar, A., Pehlivan, Ş., 2008. Türkiye Jeoloji Haritaları Çanakkale-H17 Paftası. MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi, 101 s.
- Dönmez, M., Akçay, A.E., Genç, Ş.C., Acar, Ş., 2005. Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen Volkanizması ve Denizel İgnimbiritler. MTA Dergisi, v. 131, p. 49-61.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A.E. 2007. 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi: AYVALIK-İ17 paftası. No: MTA(baskıda), Ankara.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits, Economic Geology, 75th Anniv., p. 317-391.
- Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S., Both, R.A., Walshe, J.L. and Ohmoto, H. 1988. Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP: I. an example from the Rammelsberg orebody. Econ Geol., v. 83, p. 443-449.
- Ercan, T. ve Türkecan, A. 1984. Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi. TJK Ketin Simpozyumu, p. 189-208, Ankara.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B. 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 28, p. 121-136.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. ve Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. MTA Dergisi, v. 117, p. 55-86.
- Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology (second ed.), John Wiley & Sons, 464 p., New York.
- Faure, G. and Mensing, T.M. 2005. Isotopes Principles and Applications (third ed.), Wiley Ed., 897 p.
- Gill, J. B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, New York, 370 p.
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course Tulsa, v. 31, 199 p.

- Gökçe, A. 1993. Hidrotermal maden yataklarının köken ve oluşum koşullarının araştırılmasında kararlı izotoplar jeokimyası incelemeleri ve Türkiye'den örnekler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, v. 42, p. 89-101.
- Gözler, Z., Ergül, E., Akçören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş. 1984. Çanakkale Boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu. MTA Jeoloji Dairesi Başkanlığı, MTA Rapor No: 7430, Balıkesir.
- Güleç, N. 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr-Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, *Geological Magazine*, v. 128(5), p. 417-435.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Käselitz, L., Hansen, R.D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Märten, A., Ishibashi, J, Czerwinski, S. and Blum, N. 1989. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, v. 338, p. 496-499.
- Hoefs, J. 1987. *Stable Isotope Geochemistry* (3rd ed.), Springer-Verlag, 241 p, Heidelberg.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- İlbars, Y. 2005. Çanakkale-Altınoluk Pb-Zn cevher oluşumlarının maden jeolojisi, Ankara Üniversitesi Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 85 s.
- İlbars, Y., Ünlü, T. ve Sayılı İ.S. 2010. Çanakkale-Altınoluk Kurşun-Çinko Cevher Oluşumlarının Maden Jeolojisi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, v. 34(1), p. 1-40.
- Jamtveit B, Wogelius R, Fraser D.G. 1993. Zonation patterns of skarn garnets: stratigraphic records of hydrothermal systems, *Geology*, v. 21, p. 113-116.
- Jamtveit, B. and Hervig, R.L. 1994. Constraints on the transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet crystals. *Science* v. 263, p. 505-508.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J.A. and Ece, Ö.I. 2008. Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, v. 97, p. 1181-1200.
- Kasapçı, C. 2005. Kuzeybatı Anadolu Pb – Zn Yataklarının Jeolojisi ve Oluşumlarının Karşılaştırmalı İncelemesi, İstanbul Üni., Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış).

- Kasapçı, C., Öztürk, H., Hanilçı, N. Ve Aysal, N. 2008. Jeoloji ve Sıvı Kapanım Bulguları Işığında Arapuçan Dere (Yenice –Çanakkale) Pb-Zn-Cu Yatağının Oluşumu. Öztürk, H., Hanilçı, N., Kahriman, A., Özkan, Ş.G. (Eds.) Türkiye Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojisi Madenciliği ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, s. 100-118.
- Kerridge, J.F., Haymon, R.M. and Kastner, M. 1983. Sulfur isotope systematics at the 21°N site, East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 66, p. 91–100.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Bül. Sayı v. 66*, p. 23-34, Ankara.
- Kuşçu, İ. 1997. Mineralogical and geochemical composition of skarns in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin districts, Central Anatolia, TURKEY, Ph.D. studies in the Middle East Technical University, 192 p.
- Kuşcu, İ. ve Meinert, L.D. 2001. Skarn Yatakları ve Arama Yöntemleri konulu kısa kurs notu (6-11 Haziran 2001), MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Kuşçu, İ., Yılmaz, E., Demirela, G., Gençalioğlu-Kuşcu, G. ve Güleç, N. 2011. in Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, volume 4, *Advances in the Understanding of IOCG Deposits*; PGC Publishing, Adelaide, pp. 573-600.
- Kwak, T.A.P., 1986, Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits): *Journal of Metamorphic Geology*, v. 4, p. 363-384.
- Layne, G.D. Longstaffe, F.J. and Spooner, E.T.C. 1991. The JC tin skarn deposit, Southern Yukon Territory: a carbon, oxygen, hydrogen, and sulfur stable isotope study. *Economic Geology*, v. 86, p. 48-65.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. *J. Petrol.*, v. 27, p. 745–750
- Lessing, P. and Standish, R.P. 1973. Zoned garnet from Crested Butte, Colorado, *American Mineralogist*, v. 58, p. 840-842.
- Ludwig, K. R. 1989. Isotopic constraints on the genesis of base-metal ores in southern and central Sardinia, *Eur. J. Mineral.*, v. 1, p. 657-666.
- Mason, B. and Moore, C. B. 1982. *Principles of geochemistry*, John Wiley and Sons, Hong Kong, 344 p.
- Meinert, L.D. 1983. Variability of skarn deposits-guides to exploration: in Boardman, S.J., ed., *Revolution in the Earth Sciences*, Kendall-Hunt Publishing Co., pp. 301-316.

- Meinert, L.D. 1989. Gold skarn deposits - Geology and exploration criteria: in Groves, D., Keays, R., and Ramsay, R., eds., Proc. of Gold '88, Economic Geology Monograph, v. 6, pp. 537-552.
- Meinert, L.D. 1992. Skarns and skarn deposits: Geoscience Canada, v. 19, p. 145-162.
- Nakano, T., Takahara, H. and Norimasa, N. 1989. Intracrystalline distribution of major elements in zoned garnet from skarn in the Chichibu Mine, central Japan; illustration by color-coded maps. Canadian Mineralogist, v. 27, p. 499-507.
- Naylor, H., Turner, P., Vaughan, D.J., Boyce, A.J. and Fallick, A.E. 1989. Genetic studies of red bed mineralisation in the Triassic of the Cheshire basin, northwest England. Geol. Soc. Lond., v. 146, p. 685-699.
- Nzegge, O.M. and Satir, M. 2007. Geochronology of the basement of the Central Pontides, NW Turkey: a confirmation of Eurasian origin. Geophys. Res. Abst. 9, 08626 (SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-08626).
- Ohmoto, H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., v. 67, p. 551-578.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed). J Wiley and Sons, pp. 509-567.
- Okay, A., Siyako, M. Ve Bürkan, K. A. 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. TPJD Bülteni 2(1), s. 83-121, Ankara.
- Okay, A.I. and Satır, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. Geological Magazine, v. 137, p. 495-516.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* Geological Society, London. Special Publication., v. 156, pp. 475-515.
- Okay, A.I., Monod, O. and Monié, P. 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. Lithos, v. 64, p. 155-178.
- Okay, A.I., Siyako, M. and Bürkan, K.A. 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. Bulletin of the Technical University of Istanbul, Special Issue on Tectonics, v. 44, p. 191-256.
- Okay, A.İ., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. and Cosmas, K.S. 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. Tectonophysics, v. 461, p. 252-264.

- Okay, A.İ., Satır, M. and Siebel, W. 2006. Pre-Alpide orogenic events in the Eastern Mediterranean region. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society London, *Memoirs*, v. 32, p. 389–405.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz S. 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in *Tectonics of Asia* (ed. A. Yin & M. Harrison), Cambridge University Press, pp. 420-441.
- Ovalıoğlu, R. 1973. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi - Maden Yatakları ve Bakır-Kurşun Çinko Mineralizasyonu için Ümitli Olan Bölgeler, *Madencilik Dergisi*, v. 12(6), p. 1-22.
- Oyman, T. 2010. Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalık, (Balıkesir), Turkey. *Ore Geology Reviews* v. 37, p. 175-201.
- Örgün, Y., Gültekin, A.H. and Onal, A., 2005. Geology, mineralogy and fluid inclusion data from the Arapucan Pb-Zn-Cu-Ag deposit, Çanakkale, Turkey. *Journal of Earth Sciences.*, v. 25, p. 629-642.
- Özdemir, S. 2011 Çanakkale-Balcılar polimetal cevherleşmesi oluşumunun incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, A.Ü. Fen Bilimleri Enst., 110 s.
- Özışık, G. 2009. Genetical Investigations of Balya-Balıkesir Lead-Zinc Mineralizations. MSc. Thesis, METU, 91 p.
- Özocak, R. 1977. Batı Anadolu'da Metamorfik Serilerde Rastlanan Şiztoziteye Uyumlu Görülen Bazı Pb-Zn-Cu Maden Yataklanmaları, *MTA Dergisi*, p. 43-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. 1984. Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63–81.
- Polvates, Y.A., Bakhtin, A.I, Polvates, Z.I. and Lapotin, O.N. 1996. Garnets as an indicator of physicochemical conditions of magnetite-bearing skarn deposits formation, *Geology of Ore Deposits*, v. 38, p. 163-167.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T. and Dixon, J.E. 2004. Testing models of Late Paleozoic-Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of Geological Society London*, v. 161, p. 501-511.
- Roedder, E. 1984 Fluid inclusions, reviews in mineralogy, *Mineralogical Society of America*, v. 12, 644 p.

- Rollinson H.R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, 352 p., UK.
- Saner, S. 1978. The depositional associations of Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene times in central Sakarya and petroleum exploration possibilities. Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğleri, p. 95-115.
- Sangster, D. F. 1968. Relative sulfur isotope abundances of ancient seas and strata-bound sulfide deposits, Geol. Soc. Canada Proc., v. 19, p. 79-91.
- Savaşçın, Y. and Güleç, N. 1990. Neogene Volcanism of Western Anatolia. Field Excursion B3, Guide Book, International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IESCA, İzmir 1990), IESCA Publication no. 3, 78 p.
- Sawkins, F.J. 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag, 14, 325 p, Berlin (çeviri ve düzenleme T. Ünlü ve İS. Sayılı, 1999, 366 s.).
- Seal, R. R. II. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 61(1), p. 633-677.
- Serdar, 1975. Çataltepe Sahasının Jeoloji Haritası, MTA Arşiv (yayımlanmamış).
- Seyitoglu, G. and Scott, B. C. 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, Geological Magazine, v. 128, p. 155-166.
- Seyitoglu, G. and Scott, B. C. 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the NE Aegean region, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 54, p. 157-176.
- Sfondrini, G., 1961. Surface geological report on Ar/TPO/I/538 and 537. TPAO Arama Grubu Rap. No: 1429, 9 s.
- Shand, S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, 488 p., New York.
- Shepperd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies, 239 p., Blackie-Glasgow.
- Shimazaki, H. and Yamamoto, M. 1979. Sulfur isotope ratios of some Japanese skarn deposits, Geochemical Journal, v. 13, p. 261-268.
- Shimizu, M. and Liyama, J. T. 1982. Zinc-lead skarn deposits of the Nakatatsu mine, Central Japan, Econ. Geol., v. 77, p. 1000-1012.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, İ.A., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPJD Bülteni, v. 1(3), p. 183-199.

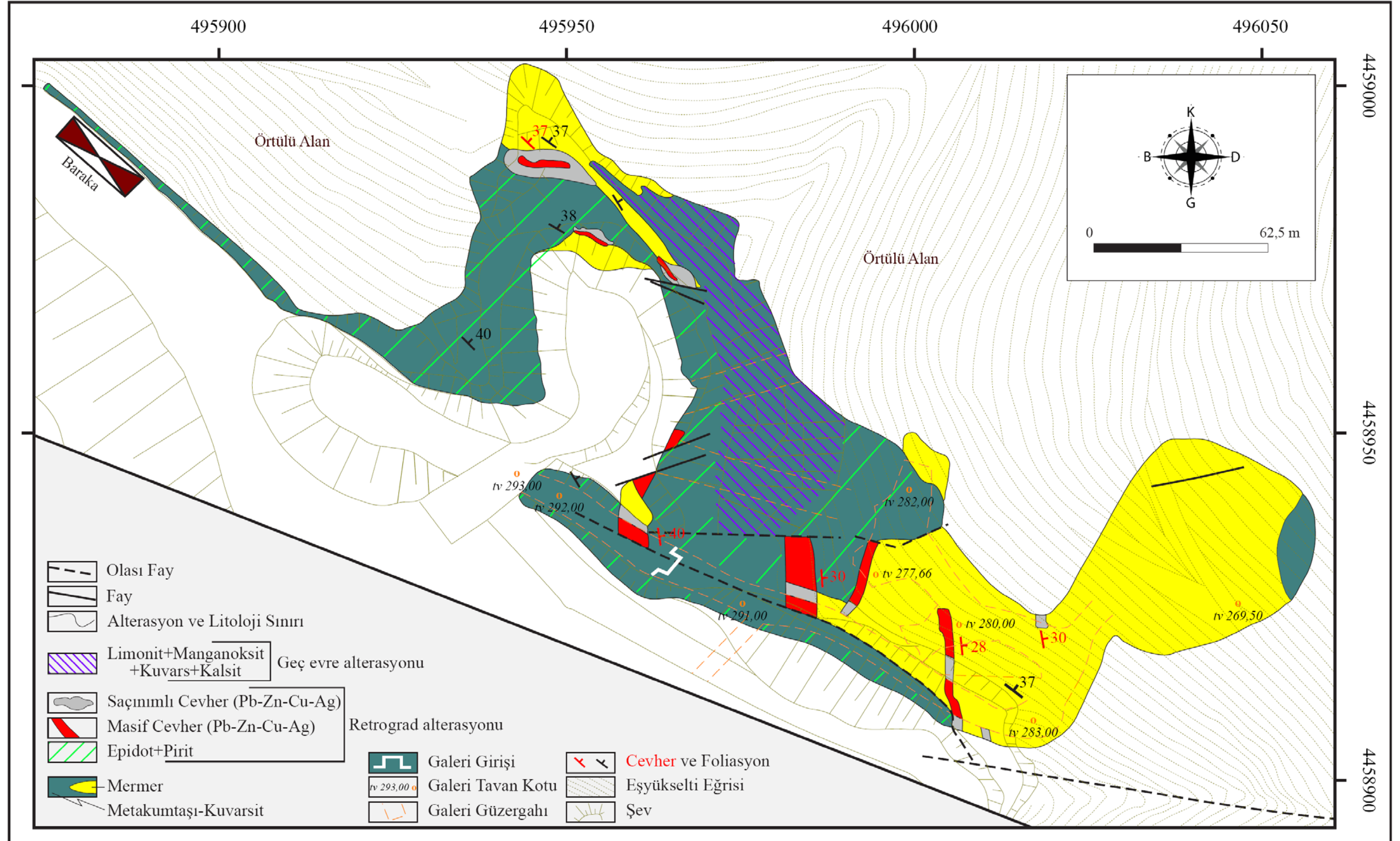
- Soyer, Ş. 2008. Çataltepe Sahası 1/250 Ölçekli Maden Jeolojisi Haritası, Çanakkale Madencilik Şirketi Arama Grubu Birimi, Çanakkale (yayımlanmamış).
- Stacey, J. S. and Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Streckeisen, A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 107, 144-240.
- Sun, S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry, (eds.), Geological Society Special Publications, v. 42, p. 313-345.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ. 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, v. 113, p. 17-30.
- Şengör, A.M.C., 1984. Türkiye tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. *TJK Ketin Simpozyumu.*, p. 37-61, Ankara.
- Şengün, F. ve Çalık, A. 2007. Çamlıca metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) metamorfizma özellikleri ve korelasyonu, *Türkiye Jeol. Bült.*, v. 50(1), 1-16.
- Tatsumi, T. 1965. Sulfur isotopic fractionation between coexisting sulfide minerals from some Japanese ore deposits. *Econ. Geol.*, 60, 1645-1659.
- Tatsumoto, M. 1978. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 38, p. 63-87.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. 1985. *The continental crust: It's composition and evolution*, Oxford, Blackwell Scientific, 32 p., UK.
- Toker, V. ve Erkan, E. 1985. Gelibolu Yarımadası Eosen formasyonlarının nannoplankton biyostratigrafisi: *MTA Dergisi* v. 101, p. 72-91.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O. and Schwartz, W.H. 2004. Aluminous granulites from the Pulur Complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos*, v. 72, p. 183-207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwartz, W.H., Dokuz, A. and Meyer, H.P. 2007. Variscan amphibolites-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *Int. J. Earth Sci.*, v. 96, p. 861-873.
- Tosdal, R. M., Wooden, J. L. and Bouse, R. M. 1999. Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes, application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration, *Reviews in Economic Geology*, v. 12, p. 1-28.

- Tufan, A. E. 1993. Karaydın Köyü (Yenice-Çanakkale) çevresinin jeolojik ve petrografik özellikleri ile kurşun-çinko zuhurlarının jenetik incelemesi. Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, 158 s., Konya.
- Wagner, G. A., Pernicka, E., Seeliger, T.C., Oztunali, O., Baranyi, I., Begemann, F. and Schmitt-Strecker, S. 1985. Geologische untersuchungen zur fruhen metallurgie in NW-Anatolien, Bulletin of the Mineral and Exploration Institute of Turkey, v. 100(101), p. 45-81.
- Williams, K. L. 1965. Determination of the iron content of sphalerite, Econ. Geol., v. 60, p. 1740-1747.
- Williams-Jones, Samson, I.M., Ault, K.M., Gagnon, J.E. and Fryer, B.J. 2010. The Genesis of Distal Zinc Skarns: Evidence from the Mochito Deposit, Honduras, Economic Geology, v. 105(8), p. 1411-1440.
- Yıldız, B., Yalçınkaya-Ünal, N. K., Kılıç, S. Vw Keskinler, S. Y. 2008. Kuru Pb-Zn-AG yataklarının jeolojisi, alterasyonu ve cevherleşmeleri, Biga Yarımadası, Türkiye, Öztürk, H., Hanilçi, N., Kahriman, A., Özkan, Ş.G. (Eds.) Türkiye Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojisi Madenciligi ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, pp. 69-99.
- Yılmaz, Y. 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey, *in* Şengör, A. M. C., ed. Tectonic evolution of the Tethyan region. The Hague, Kluwer Academic, pp. 159-189.
- Yılmaz, Y. 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under compressional regime: a review. J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 44, p. 69-87.
- Yılmaz, Y., Genç, C.Ş., Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?, Geol. Soc. London, Special publications, v. 173, p. 353-384.
- Yücel-Öztürk, Y., 2006. Minerlogic and Petrographic investigation of skarn alteration zones related to the the Evciler granitoid, Kazdağ Northwestern Anatolia, DEU, PhD Thesis, 170 p.
- Zartman, R. E. and Doe, B. R. 1981. Plumbotectonics-the model. Tectonophysics, v. 75, p. 135-162.
- Zimmernink, W. G., 1985. Optical anomalies of garnets in the skarn deposit of Santender, Peru. N. Jb. Miner. Mh., v. 5, p. 221-233.

EKLER

- EK 1 Çataltepe Cu-Pb-Zn-Ag yatağının maden jeolojisi haritası (Soyer 2008'den revize edilmiştir)
- EK 2 Şevketiye granitoyidine ait ana element oksit, eser element ve NTE değerleri (Delloye ve Bingöl 2000, Karacık vd. 2008)
- EK 3 Şevketiye granitoyidine ve Beyçayır volkanitlerine ait eser element ve NTE değerleri
- EK 4 Çalışma sahasından jeokimyasal analizler için derlenen örneklerin lokasyon bilgileri

EK 1 Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının maden jeolojisi haritası (Soyer 2008'den revize edilmiştir)



EK 2 Şevketiye granitoidine ait ana element oksit, eser element ve NTE değerleri
(Delloye ve Bingöl 2000, Karacık vd. 2008)

Referans	Dellaloye ve Bingöl 2000		Karacık vd. 2008	
	Örnek No	145	147	S-65
SiO ₂	58,57	58,86	62,85	63,32
Al ₂ O ₃	17,22	14,47	15,66	16,00
Fe ₂ O ₃	5,07	2,99	5,26	5,47
MgO	2,59	2,18	2,53	2,09
CaO	5,42	6,27	4,75	5,30
Na ₂ O	3,68	0,73	3,31	3,15
K ₂ O	1,68	3,23	3,57	2,53
TiO ₂	0,86	0,59	0,60	0,51
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,22	0,11
MnO	0,15	0,18	0,10	0,18
A.K	1,92	3,51	0,90	1,20
Toplam	100,83	99,24	99,89	99,94
Cu			24,20	155,60
Pb			27,20	50,60
Zn			41,00	108,00
Co			13,00	12,00
Ni			<20	<20
V			108,00	112,00
Ta			1,30	0,80
Th			34,90	14,20
U			11,90	4,70
Sc			10,00	9,00
Ba			1118,00	666,00
Cs			8,00	2,00
Ga			20,00	18,00
Hf			4,50	3,10
Nb	5	14	14,00	8,00
Rb	40	129	150,00	87,00
Sr	244	121	610,00	383,00
Zr	136	144	167,00	107,00
Y	25	20	25,00	20,00
La			54,30	25,20
Ce			97,60	42,10
Pr			10,75	4,46
Nd			40,90	16,90
Sm			7,10	3,40
Eu			1,44	0,89
Gd			5,13	3,09
Tb			0,72	0,47
Dy			3,64	2,62
Ho			0,70	0,57
Er			2,13	1,82
Tm			0,37	0,29
Yb			2,08	2,04
Lu			0,39	0,32

EK 3 Şevketiye granitoidine ve Beyçayır volkanitlerine ait eser element ve NTE değerleri

Örnek No		SG-LS-08	SG-LS-09	GURE-04	WACL114	WACL115	WACL118	WACL23	WACL111	WACL101	SG-LS-04	WACL136
		Granodiyorit	Granodiyorit	Granodiyorit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	O.Andezit	Alt.Dasit	Alt. Andezit	Boz.Dasit
Sc	ppm	15,00	11,00	11,00	8,00	8,00	7,00	8,00	21,00	13,00	7,00	9,00
Ba	ppm	410,00	584,00	625,00	414,00	872,00	841,00	614,00	1331,00	903,00	727,00	79,00
Be	ppm	1,00	1,00	<1	2,00	2,00	2,00	2,00	1,00	<1	1,00	3,00
Cs	ppm	2,50	3,20	2,60	4,40	3,60	3,60	5,00	0,70	35,00	62,40	0,40
Ga	ppm	16,30	15,80	14,40	15,80	16,30	16,00	15,60	16,10	17,10	17,30	20,50
Hf	ppm	2,80	3,00	3,50	4,10	3,70	3,30	4,10	2,90	3,50	3,50	5,80
Nb	ppm	8,00	7,00	6,60	7,20	7,00	7,30	6,70	5,40	6,60	7,70	8,30
Rb	ppm	82,60	65,30	93,70	52,50	61,40	70,60	70,00	33,60	538,20	161,40	5,30
Sr	ppm	390,80	375,80	356,90	418,60	420,50	567,20	417,90	598,20	109,70	474,20	108,30
Zr	ppm	77,00	115,70	98,10	131,00	138,00	128,80	128,20	109,60	141,10	129,10	208,10
Y	ppm	18,00	16,10	17,70	25,20	16,50	17,40	15,70	22,60	8,30	16,30	11,30
La	ppm	21,80	23,40	19,30	32,80	34,60	29,40	30,40	19,90	21,70	26,90	27,70
Ce	ppm	44,30	42,50	38,60	59,00	62,50	56,80	49,30	43,30	42,10	52,40	53,90
Pr	ppm	4,61	4,19	4,26	6,83	7,43	6,22	6,41	5,34	4,56	5,53	5,80
Nd	ppm	16,50	17,50	16,10	28,00	30,20	21,80	22,40	23,40	17,70	21,70	21,90
Sm	ppm	3,37	2,76	3,13	4,75	4,82	4,03	3,95	4,92	2,99	3,67	3,62
Eu	ppm	0,94	0,84	0,85	1,22	1,17	1,05	1,11	1,39	0,83	1,06	1,04
Gd	ppm	3,55	2,71	2,90	4,05	3,48	3,24	3,43	4,47	2,17	3,21	2,83
Tb	ppm	0,58	0,46	0,49	0,64	0,55	0,53	0,52	0,75	0,32	0,50	0,40
Dy	ppm	3,28	2,80	2,90	3,30	2,86	2,92	2,76	3,71	1,67	2,82	2,35
Ho	ppm	0,69	0,57	0,61	0,79	0,63	0,61	0,54	0,85	0,31	0,61	0,41
Er	ppm	2,00	1,74	1,73	2,21	1,93	1,97	1,58	2,71	1,02	1,73	1,30
Tm	ppm	0,33	0,27	0,27	0,34	0,30	0,29	0,26	0,37	0,16	0,27	0,20
Yb	ppm	2,17	1,88	1,80	2,18	2,00	1,84	1,77	2,41	1,13	1,93	1,39
Lu	ppm	0,32	0,29	0,30	0,36	0,34	0,33	0,27	0,38	0,17	0,29	0,22

EK 4 Çalışma sahasından jeokimyasal analizler için derlenen örneklerin lokasyon bilgileri

Çevre Kayaçlar		
Sample	D (UTM)	K (UTM)
WACL101	496101	4460731
WACL111	495977	4457489
WACL114	496215	4458156
WACL115	496194	4458295
WACL118	496187	4458529
WACL136	497481	4459719
WACL23	496001	4458864
SG-LS-04	497101	4468203
SG-LS-08	495000	4467500
SG-LS-09	495000	4467500
GURE-04	496120	4467000
WACL104	494080	4461195
WACL134	497347	4459689
WACL121	496652	4458677
WACL105	495042	4461577
WACL139	497300	4459500
Altere ve Cevherli Örnekler		
G19	Ocak	Galeri
08-G2	Ocak	Galeri
WACL12	Ocak	A. Ocak
G3	Ocak	Galeri
P2	Ocak	A. Ocak
08-G3	Ocak	Galeri
G10	Ocak	Galeri
G5	Ocak	Galeri
G2	Ocak	Galeri
GP11	Ocak	Galeri
G11	Ocak	Galeri
WACL9	Ocak	A.Ocak
P1	Ocak	A.Ocak
P4	Ocak	A.Ocak
P5	Ocak	A.Ocak
22	Ocak	Karot
42	Ocak	Karot
47	Ocak	Karot
P11	Ocak	A. Ocak

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Gökhan DEMİRELA

Doğum Yeri : Maden-ELAZIĞ

Doğum Tarihi : 23.10.1977

Medeni Hali : Evli

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Ankara Gölbaşı Dr. Şerafettin T. Lisesi (1991-1994)

Lisans : Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi Jeoloji
Mühendisliği Bölümü (1995-1999)

Yüksek Lisans : Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji
Mühendisliği Anabilim Dalı (Şubat 2000-Mart 2003)

Doktora : A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji
Mühendisliği Anabilim Dalı (Şubat 2005-)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl:

Niğde Üniversitesi Aksaray Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü- Arş. Gör. (2000-
2004)

ODTÜ Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü- Arş. Gör. (2004-2005)

A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği ABD-Arş Gör. (2005-)

Üniversite Dışı Mesleki Görevler ve Yıl:

MTA Orta Anadolu Demir ve Polimetal Aramaları Projesi-Teknik Danışman (2001-
2002)

MİGEM Denetleme Daire Başkanlığı- Jeoloji Yük. Mühendisi (2010-)

Yayınları

Uluslararası hakemli dergilerde yayınlanan makaleler

Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Güleç, N., Bayır, S., **Demirela, G.**, Kuşcu, G., Sezerer-Kuru, G. ve Kaymakçı, N. 2011. U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar Geochronology and Isotopic Constraints on the Genesis of Copper-Gold-Bearing Iron Oxide Deposits in the Hasançelebi District, Eastern Turkey. *Economic Geology*, 106/2, 261-288. (SCI)

Yazılan uluslararası kitaplarda bölümler

Kuşcu, İ., Yılmaz, E., **Demirela, G.**, Gençalioglu-Kuşcu, G. ve Güleç, N. 2011. in Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, volume 4, *Advances in the Understanding of IOCG Deposits*; PGC Publishing, Adelaide, 573-600.

Ulusal hakemli dergilerde yayımlanan makaleler

Sezerer-Kuru, G., Kuşcu, İ., Şalış, B., Yılmaz, E. ve **Demirela, G.** 2006. Hasançelebi (Malatya) demir oksit yataklarının oluşum koşulları; mikrotermometrik bir yaklaşım, *MTA Dergisi*, 132, 101-111.

Yılmaz, E., Kuşcu, İ. ve **Demirela, G.** 2003. Divriği A-B kafa cevherleşmeleri: Alterasyon zonlanması ve zonlanma süreçleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 46/1, 17-34 (2003).

Kuşcu, İ., Yılmaz, E. ve **Demirela, G.** 2002. Sivas-Divriği Bölgesi Skarn Tipi Demir Oksit Yataklarına Fe-oksit-Cu-Au (Olympic Dam tipi) Perspektifinden Yeni Bir Bakış, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 45/2, 33-46.

Uluslararası bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitabında yayımlanan proceeeding makaleler

Kuşcu, İ., Yılmaz, E. and **Demirela, G.** 2007. Iron oxide-copper±gold deposits in Turkish Tethyan collage. C. Andrew ve Hogameon, S (eds), *Proc. 9th Biennial SGA Meeting, Mineral Exploration and Research: Digging Deeper*, Dublin, 853-857.

Ulusal bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitabında yayımlanan makaleler

Demirela, G., Kuşcu, İ., Yılmaz, E. ve Saraç, C. 2005. Orta Anadolu Bölgesinde Yer Alan Fe-Skarn Granitoidlerinin Temel Jeokimyasal Özellikleri, *Türkiye Demir Yatakları Jeolojisi, Madenciliği ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, (H. Öztürk, A. Kariman ve N. Hanilçi, eds), İstanbul, 141-163.

Kuşcu, İ., Yılmaz, E., **Demirela, G.** ve Gökçe, H. 2005. Orta ve Batı Anadolu'daki Bazı "Skarn-Tipi" Fe-Oksit Yataklarının Fe-Oksit-Cu-Au (Doba) Potansiyeli, Türkiye Demir Yatakları Jeolojisi, Madencilik ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, (H. Öztürk, A. Kariman ve N. Hanilçi, eds), İstanbul, 179-204.

Kuşcu, İ., Gençaliolu Kuşcu, G. ve **Demirela, G.** 2005. Orta Anadolu Demiroksit Cevherleşmelerine Granitoid Metalojeni Açısından Bir Yaklaşım. Türkiye Demir Yatakları Jeolojisi, Madencilik ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, (H. Öztürk, A. Kariman ve N. Hanilçi, eds), İstanbul, 205-222.

Bildiriler

Uluslararası bildiriler

Demirela, G., Akiska, S., Sayılı, İ.S. and Kuşcu, İ. 2010. Silicate and Sulfide Mineral Chemistry of Some Carbonate Related Pb-Zn-Cu Mineralizations and Their Effects on Ore Genesis in NW Anatolia, TURKEY, In: Vasilios Melfos, Peter Marchev, Iskra Lakova & Alexandros Chatzipetros (eds), Geologica Balcanica, Abstract Volume, 91, ISSN 0324-0894.

Akiska, S., **Demirela, G.**, Sayılı, İ.S. and Kuşcu, İ. 2010. Fluid inclusion and S isotope systematics of some carbonate-related Pb-Zn-Cu mineralizations in NW Anatolia, Turkey, In: Vasilios Melfos, Peter Marchev, Iskra Lakova & Alexandros Chatzipetros (eds), Geologica Balcanica, Abstract Volume, 21, ISSN 0324-0894.

Akiska, S., Sayılı, I. S. and **Demirela, G.** 2010. The subsurface 3D modelling of the Handesi (Kalkim-Canakkale) area, NW of Turkey, Pb-Zn-Cu ore zones. EGU2010 General Assembly, Abstracts 1636, Vienna.

Kuşcu, İ., Yılmaz, E. and **Demirela, G.** 2002. A new Fe-Oxide-Cu-Au (Olympic Dam Type) systems, perspective to skarn type iron oxide mineralization in central Anatolia, Turkey, Session 31: metallogenesis and magmatic hydrothermal deposits, Abstract volume, International Mineralogical Association General Meeting, Edinburgh, 278.

Ulusal Bildiriler

Akiska, S., **Demirela, G.** ve Sayılı, I. S. 2010. Handesi - Bağırkac ve Firincikdere (Canakkale-Yenice-Kalkim) galerileri Pb-Zn cevherleşmelerinde mineralojik veriler. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 128-129.

Yılmaz, E., **Demirela, G.**, Kuşcu, İ., Gençaliolu Kuşcu, G., Güleç, N. ve Kaymakçı, N. 2008. Hasançelebi-Hekimhan (Malatya) Oksit-(+Cu+Au) Cevherleşmelerinin Mineralojisi ve Jeokimyası. 61. Türkiye Jeoloji Kurultayı 24-28 Mart, Ankara. Özler, 188-189.

- Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Güleç, N., Sezerer Kuru, G., Gençalioglu Kuşcu, G. ve **Demirela, G.** 2008. Hasacelebi DOBA Cevherleşmesinin Kökeni ve Bölge Magmatizmasıyla İlişkinin Sıvı Kapanımı, Nd-Sr İzotopları ve U-Pb, Ar-Ar Yaş Açısından Değerlendirilmesi. 61.Türkiye Jeoloji Kurultayı 24-28 Mart, Ankara. Özler, 172-174.
- Gençalioglu Kuşcu, G., Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Güleç, N., **Demirela, G.** ve Kaymakçı, N. 2008. Orta-Doğu Anadolu Bölgesi'nde Çarpışma Sonrası Alkalen Magmatizma: Hasacelebi Magmatikleri. 61.Türkiye Jeoloji Kurultayı 24-28 Mart, Ankara. Özler, 201-203.
- Kuşcu, İ., Marschik, R., Kaymakçı, N., Yılmaz, E., **Demirela, G.**, Gökçe, H. ve Güleç, N. 2005. "Hasacelebi ve Karakuz (Malatya) Demiroksit Yataklarındaki Alterasyonların Kökeni: Tuzlu-Evaporitik Sularla Yıkanma Modeline Karşı Magmatik-Hidrotermal Model. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 75-77.
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E., **Demirela, G.**, Gökçe, H., Marschik, R., Kaymakçı, N. ve Güleç, N. 2005. Hasacelebi ve Karakuz (Malatya) Bölgeleri Demiroksit Yataklarında Alterasyon Zonlanması. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 66-67.
- Demirela, G.**, Kuscu, I., Yılmaz, E. and Sarac, C. 2003. Orta Anadolu'daki Skarn Granitoidlerinin Cevherleşme Potansiyeli: İstatiksel Bir Yaklaşım, Mersin Üniversitesi 10. Yıl Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 58.
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E. ve **Demirela, G.** 2003. Orta Anadolu'da Yeni Bir Maden Yatağı Türü: Fe-oksit-Cu-Au (DOBA) Yatakları ve Orta Anadolu'nun Bakır-Altın Potansiyeli. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 126-128.
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E. and **Demirela, G.** 2002. Sivas-Divriği Bölgesi Skarn Tipi Demir Oksit Yataklarına Fe-oksit-Cu-Au (Olympic Dam tipi) Perspektifinden Yeni Bir Bakış. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 171-173.
- Yılmaz, E., Kuşcu, İ. and **Demirela, G.** 2002. Divriği A-B Kafa Cevherleşmeleri: Alterasyon Zonlanması ve Zonlanma Süreçleri. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 320-321.
- Demirela, G.**, Kuşcu, İ., Gençalioglu-Kuşcu, G. ve Saraç, C. 2002. Orta Anadolu'daki Üretken Fe, Üretken Pb-Zn ve Kısır Granitoidlerin Jeokimyasal Karakterizasyonu için İstatistik Uygulamaları. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 55-56.