

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÇAMTEPE KÖYÜ (MENDERES-İZMİR)
ÇEVRESİNDEKİ ORTAÇ SÜLFİDASYON
CEVHERLEŞMESİ VE ALTERASYON
VERİLERİNİN İNCELENMESİ**

Tolga AYZİT

Kasım, 2015

İZMİR

**ÇAMTEPE KÖYÜ (MENDERES-İZMİR)
ÇEVRESİNDEKİ ORTAÇ SÜLFİDASYON
CEVHERLEŞMESİ VE ALTERASYON
VERİLERİNİN İNCELENMESİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı

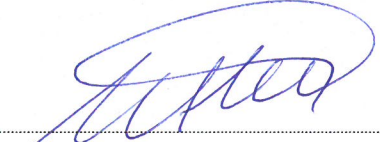
Tolga AYZİT

Kasım, 2015

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

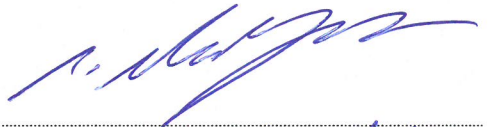
TOLGA AYZİT, tarafından YRD. DOÇ. DR. MEHMET AKBULUT yönetiminde hazırlanan “ÇAMTEPE KÖYÜ (MENDERES-İZMİR) ÇEVRESİNDEKİ ORTAÇ SÜLFİDASYON CEVHERLEŞMESİ VE ALTERASYON VERİLERİNİN İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.


Yrd. Doç. Dr. Mehmet AKBULUT

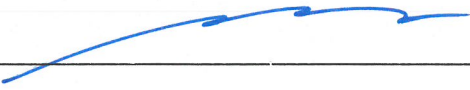
Yönetici


Doç. Dr. Tolga Oymar

Jüri Üyesi


Doç. Dr. Ayşe Okur

Jüri Üyesi


Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Çalışmalarım sırasında sonsuz anlayış ve sabır gösteren tez danışmanım Yrd.Doç.Dr. Mehmet AKBULUT'a, tüm parlak-ince kesit yapım aşamasında tecrübesini paylaşan Salim ÖZCAN'a, hidrotermal alterasyon ve jeokimyasal analiz sürecinde yardımcı olan Yüksek Jeoloji Mühendisi Elif TEKİN'e, arazi çalışmalarımın bir kısmında bana eşlik eden Kerem YETİM, Ali SALBAŞ, Gülnaz BÜYÜKOKUDAN' a ve büro çalışmaları sırasında yardımını esirgemeyen meslektaşım Tayfun GÜLER'e teşekkür ederim.

Son olarak, İzmir'de yaşadığım süre zarfı dâhilinde tüm sevgi ve desteğini bana hissettiren aileme müteşekkirim.

Tolga AYZİT

ÇAMTEPE KÖYÜ (MENDERES-İZMİR) ÇEVRESİNDEKİ ORTAÇ SÜLFİDASYON CEVHERLEŞMESİ VE ALTERASYON VERİLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZ

Batı Tetis Metalojenik Kuşağında yer alan Bornova Filiş Zonu içindeki Seferihisar yükselinde bulunan Çamtepe Köyü çevresinde gerçekleştirilen çalışmalarda, Üst Kretase-Paleosen yaşlı İzmir-Ankara zonu birlikleri ve Neojen yaşlı volkanitler gözlenmiş ve ayırtlanmıştır. Çalışma alanındaki İzmir-Ankara zonu kayalar başta filiş fasiyesini temsil eden kumtaşı-şeyl ardalanması olmak üzere spilit-diyabaz, granodiyorit, kireçtaşı ve serpantin bloklarından oluşmaktadır. Düzensiz sokulum yapan riolit daykları ve hornfels fasiyesi, bölgedeki Neojen litolojilerini oluşturmaktadır. KKB-BKB ve KKD doğrultularında uzanan riolit daykları bu bölgede saptanmış cevherleşmeler ve zuhurlarla yakından ilişkilidir. Çamtepe Bölgesi, çalışma alanının batı bölgesinde genel olarak ağsal doku sunan Fettahdallığı Cevherleşmesi ile doğu bölgesinde kabuksu-kolloform, kokart ve tarak dokuları sunan Efemçukuru Yatağı arasındadır. Çamtepe Bölgesi, Kocasakız-Çayırık Mevkii'den bazı el örneklerinde makro olarak bantlı kalsit damar dokuları ve levhamsı kalsit kümelerinin yanı sıra mikro ölçekte kolloform, kokart ve kafes dokularının olduğu gözlenmiştir. Yüksek derecede bozulan kayalardan alınan örneklerde gözlenen ana sülfid cevher mineralleri bolluk sırasına göre, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen olup, gözlenen yaygın gang mineralleri kuvars ve kalsittir. Ek olarak, muhtemel süperjen evrede meydana gelen serüzit, siderit ve malakit gibi mineraller gözlenmektedir. Ayrıca, oksidasyon zonuna bağlı olarak ikincil kökenli kalkozin-kovellin, Fe-oksit (hematit, götit, limonit) ve Mn-oksit (pirolüsit, manganit) mineralizasyonu gözlenmektedir. Arazide geniş yüzlekler veren kil mineral topluluklarını görmek mümkün olmamıştır. Bununla beraber, ince kesitlerde kuvars-serizit ve kil alterasyonları göze çarpmaktadır. Araziden alınan örneklerden taşınabilir XRF cihazı kullanılarak kimyasal analiz ve TerraSpec cihazı kullanılarak spektral analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Hidrotermal alterasyon

alışmaları kapsamında montmorillonit başta olmak üzere yer yer kaolinitinde bulunduğu olası bir arjilik alterasyon zonu varlığı yorumlanmıştır. Taşınabilir XRF cihazı analiz sonuçları önemli bir jeokimyasal anomaliye işaret etmemektedir. Ancak, bizmut değeri neticesinde kalkopirit-pirit mineralizasyonu için potansiyel alanların oluşmuş olması durumu düşünülebilir. Daha duraysız olan Zn elementinin örneklerdeki değerlerinin kısmen yüksek olması da ortamın asidik olduğuna işaret edebilir. İncelenen alandan alınan örneklerin ısı kaynağına uzak bir bölgede gelişen bir cevherleşmeyle benzeştiği söylenebilir. Sonuç olarak, Çamtepe Bölgesi'nde gerçekleştirilen çalışmalar, düşük-ortaç sülfidasyonlu epitermal sistemlerin st kotlarında gözlemlenen olası veriler ile rtsebilecek bir yapıya işaret ediyor olabilir. Çalışma sahasının potansiyelinin net olarak ortaya konulması, kanvansiyonel jeokimyasal yöntemlerle desteklenen detay araştırmalarla mümkün olabilir.

Anahtar Kelimeler: amtepe, Seferihisar ykseltisi, dşk-orta sülfidasyonlu epitermal cevherleşmeler, Neojen volkanizması, taşınabilir XRF, Terraspec, arjilik alterasyon

THE INTERMEDIATE SULFIDATION MINERALIZATION AROUND ÇAMTEPE VILLAGE (MENDERES-İZMİR) AND INVESTIGATION OF THE ALTERATION DATA

ABSTRACT

Upper Cretaceous to Paleocene Izmir-Ankara zone assemblages and Neogene volcanic rocks are observed and distinguished in the studies held around the Çamtepe Village located in the Seferihisar Horst within the Bornova Flysch Zone in the Western Tethyan Metallogenic Belt. Izmir-Ankara Zone assemblages observed in the study area are composed of mainly interbedded sandstone and shale intercalations representing the flysch facies and spilite-diabase, granodiorite, limestone and serpentinite blocks. Irregular rhyolite dike intrusions and the hornfels facies constitute the Neogene lithologies in the study area. NNW-WNW and NNE oriented rhyolite dikes are closely associated with mineralizations determined in this area. Çamtepe Region is located between the Fethaldallığı Mineralization generally offering stockwork textures and the Efemçukuru Mineralization presenting crustiform-colloform-cockade-comb vein textures. Some hand specimens from the Kocasakız-Çayırıcık locality of the Çamtepe Region present macroscopic banded calcite vein textures and bladed calcite clusters, as well as some microscopic-colloform, cockade and lattice textures. Main ore minerals observed in these highly weathered are pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena, and the common gang minerals are quartz and calcite. Cerrusite, siderite and malachite occurs probably related to a later supergene stage. Additionally, chalcocite-covellite, Fe-oxides (hematite, goethite and limonite) and Mn-oxides (pyrolusite, manganite) that are related to oxidation zone and of secondary origin are also observed. Wide outcrops of clay mineral assemblages have not been observed in the field. However, quartz-sericite and clay alteration (kaolinite, illite-smectite) is observed in thin sections. Chemical and spectral analyses are applied to the samples taken from the field by portable X-Ray fluorescence (XRF) and TerraSpec devices. Existence of a probable argillic alteration zone including mainly montmorillonite and kaolinite is interpreted

from the data obtained in scope of the hydrothermal alteration studies. Portable XRF results show no important geochemical anomalies, however bismuth values may be considered to suggest potential fields of chalcopyrite-pyrite mineralization. Partially high Zn values may indicate that the acidic environment. Analyzed samples may probably be speculated to a potential mineralization in a distal area from the heat source. As a result, petrographic, chemical and spectral analysis studies from the Çamtepe Region rock samples obtained by polished/ thin sections, portable XRF and TerraSpec devices may be regarded consistent with the probable data observed in the upper segments of the low-intermediate sulfidation epithermal systems. The potential of the study area may clearly be revealed by detailed research supported by conventional geochemical methods.

Keywords: Çamtepe, Seferihisar horst, low-intermediate sulphidation epithermal mineralizations, Neogene volcanism, portable XRF, Terraspec, argillic alteration

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ	xi
TABLolar LİSTESİ.....	xvi

BÖLÜM BİR - GİRİŞ..... 1

1.1 Düşük-Ortaç Sülfidasyonlu Epitermal Yataklar.....	1
1.1.1 Sınıflama Kriteri	2
1.1.2 Tektonik Ortam.....	4
1.1.3 Rezerv ve Tenör.....	5
1.1.4 Mineraloji ve Doku.....	6
1.1.5 Alterasyon.....	7
1.1.6 Köken.....	8
1.2 Çalışmanın Amacı	10
1.3 Yöntem	11
1.3.1 Arazi İncelemeleri	11
1.3.2 Laboratuvar Çalışmaları	11
1.4 Çalışma Alanı	15
1.5 Önceki Çalışmalar	17

BÖLÜM İKİ - JEOLojİ VE TEKTONİK..... 19

2.1 Bölgesel Tektonik.....	19
2.2 Batı Anadolu Bornova Filiş Zonu ve Çevresindeki Önemli Epitermal Yataklar	22
2.3 Çalışma Alanının Litostratigrafisi	24

2.3.1 Üst Kretase- Paleosen	26
2.3.2 Neojen.....	28
2.4 Yapısal Jeoloji	31
BÖLÜM ÜÇ - CEVHERLEŞMELER	32
3.1 Fettahdalığı Bölgesi.....	32
3.1.1 Çeşmebeleni Cevherleşmesi	32
3.1.2 Sakızağaç ve Boyalık Cevherleşmesi	35
3.1.3 Poyrazoğlu Cevherleşmesi.....	37
3.2 Çamtepe Bölgesi.....	38
3.3 Efemçukuru Bölgesi	38
3.3.1 Kokarpınar Cevherleşmesi.....	39
3.3.2 Kestanebeleni Cevherleşmesi	40
BÖLÜM DÖRT - PETROGRAFİ	48
4.1 Damar Mikro-dokuları	48
4.2 Gang ve Alterasyon Mineralojisi	49
4.2.1 Kuvars.....	50
4.2.2 Kalsit.....	51
4.3 Cevher Mineralojisi.....	53
4.3.1 Pirit	54
4.3.2 Kalkopirit ve Sfalerit	54
4.3.3 Galen.....	58
4.3.4 Fe-Mn oksit Mineralleri.....	59
BÖLÜM BEŞ - HİDROTERMAL ALTERASYON VE JEOKİMYA	63
5.1 Hidrotermal Alterasyon.....	63
5.2 Jeokimya.....	69
5.2.1 Au-Ag-Se-Sb-Bi ilişkisi	70

5.2.2 Au-Ag-As-Zn-Hg İlişkisi.....	71
BÖLÜM ALTI - SONUÇLAR, TARTIŞMA VE ÖNERİLER.....	75
KAYNAKLAR	81



ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Düşük- ortaç sülfidasyonlu sistemlerde alterasyon zonlanması.	8
Şekil 1.2 Taşınabilir XRF cihazı.	14
Şekil 1.3 A-B) TerraSpec 4 standart çözünürlüklü mineral spektrometresi ve aksesuarları.	15
Şekil 1.4 Çalışma alanı yeri.	16
Şekil 2.1 Ana tektonik birimleri ve sutureları barındıran Türkiye tektonik haritası.	21
Şekil 2.2 Batı Anadolu jeoloji haritası.	22
Şekil 2.3 Seferihisar yükseltisinin jeoloji ve yapısal haritası.	25
Şekil 2.4 Çalışma alanının jeoloji haritası.	27
Şekil 2.5 A) Filiş fasiyesi dâhilindeki serpantin blokları B) Filiş-serpantin dokanağı C) Yer yer ezilme ve kırılma gösteren filiş D) Çamtepe Bölgesi'ndeki en yaygın bloklardan kırıklı serpantin.	28
Şekil 2.6 A) Hornfels-Kokarpınar damar dokanağı B) Yeşil-beyaz bantlar barındıran hornfels kayacı.	30
Şekil 3.1 İnceleme alanındaki cevherleşmeler ve yüzey örnek noktaları.	33
Şekil 3.2 Fettahdallığı Bölgesi cevherleşmesi.	34
Şekil 3.3 Yer yer ağsal doku sunan, saçınım halinde sülfid mineralleri barındıran Çeşmebeleni cevherleşmesi.	35
Şekil 3.4 A) Boyalık cevherleşmesi B) Fe-Mn Oksit mineralleri saçınımları.	36
Şekil 3.5 Poyrazoğlu Au- Ag- Fe- Mn cevherleşmesi.	37
Şekil 3.6 Efemçukuru bölgesi ekonomik damar ve cevherleşme alanları.	38
Şekil 3.7 Mineralizasyonun gözle görülebildiği, saçınım halinde sülfid mineralleri barındıran genellikle ağsal damar dokusu sunan Kokarpınar cevherleşmesi.	39
Şekil 3.8 A) Saçınım halinde gözle görülebilen sülfid mineralleri B-C) Yığılma halindeki sülfid mineralleri ile beraber kolloform bantlı tarak kuvars-adularya+sülfid mineral birlikteliği barındıran Kokarpınar damarı D) Çamtepe Bölgesi sınırında gözlenen, saçınım halinde sülfid mineralleri içeren, kovuklu yapı sunan Adille Tepe mineralizasyonu.	40

Şekil 3.9 Adille Tepe’de bulunan KB doğrultulu galeri (496608/4237720)	41
Şekil 3.10 Çamtepe Bölgesi’nden alınan örnek lokasyonları	42
Şekil 3.11 CT-12 örneğinin alındığı Fe- oksit mineralizasyonu (494476/ 4238598)	43
Şekil 3.13A-B) Kolloform dokunun boşluklarında levhamsı kalsit minerali kümesi (494218/ 4236813)	44
Şekil 3.14 A-B-C) Serpantinit-filiş dokanağında K20D/ 36KB konumunda gözlenen bantlı doku sunan kalsit damarı (494650/ 4237771)	45
Şekil 3.15 Cevher minerallerince zengin ağsal doku sunan CT-1 numaralı örnek (495498/ 4236898)	46
Şekil 3.16 Breşik doku sunan CT-10 numaralı örnek (495498/ 4236898)	46
Şekil 3.17 Çamtepe Bölgesi’nden toplanan örneklerin dağılımını gösteren enine jeolojik kesitler.	47
Şekil 4.1 Eski galerinin bulunduğu Adille Tepe’den alınan CT-5 numaralı örnek (496608/4237720)	49
Şekil 4.2 A) Hidrotermal akışkanın farklı sıcaklık dönemlerini yansıtan bantlı doku. B) Değişik ölçeklerdeki kıvrımlardan oluşan kolloform doku. C) Kolloform bantların farklı bir formu olan botriyodal doku. D) Mn-oksit içeriğinin yüksek olduğu örnekte gözlenen kokart doku. (A-B-C-D; havada, //N)	49
Şekil 4.3 A-B) Nadir olarak gözlenen iri taneli kuvars (Qzt) minerali, çatlaklarında kuvars-serizit (Qzt-Ser) izleri gözlenmekte. C-D) Kalsit (Cal) damarcığını, muhtemel pirit (Py) minerali topluluğu ornatıyor. (A-C; +N, B-D; //N) (496608/4237720)	50
Şekil 4.4 A-B) Farklı zaman aralıklarında gelişmiş tarak yapısı sunan orta-iri taneli kuvars (CbQ), C-D) klorit (Chl) E-F) kalsit (Cal), kalsedon, kuvars ve alterasyon sonucu oluşmuş kil topluluğu (muhtemel illit-simektit-kaolinit) barındıran CT-7 numaralı örnek. (A-C-E; +N, B-D-F; //N) (494596/4238243)	51
Şekil 4.5 A-B) Kuvars-Serizit (Qzt-Ser) alterasyonun gözlemlendiği kesitte aksinit(?) (Ax(?)) ve K-feldispat (Feld) mineraline kalsit (Cal) gangi eşlik etmektedir. C-D) Sülfid mineralleri (SM) kenar ve köşelerinden karbonat ornatımına maruz kalıyor. (A-C; +N, B-D; //N) (495498/ 4236898)	52

Şekil 4.6 A-B) Albit (Ab) mineralleri barındıran altere kayaç içerisinde saçınım halinde öz şekilli muhtemel pirit (Py) minerali topluluğu. C-D) Mükemmel dilinim gösteren albit (Ab) minerali E-F) Kil alterasyonu izleri yanı sıra öz şekilsiz sülfid mineralleri (muhtemel kalkopirit (Ccp)) etrafında hematit (Hm) ve malakit (Mal) mineralleri bulunuyor. (A-C-E; +N, B-D-F; //N) (A-B-C-D; 495498/ 4236898, E-F; 495551/4236322) 53

Şekil 4.7 A-B) Yaygın olarak okside olmuş genellikle süksesyonda ilk oluşan pirit (Py) minerali, CT-6 numaralı örnekte yer yer topluluk olarak kataklastik doku sunmakta C-D) CT-1 örneğinde kalıntı doku sunan neredeyse tamamıyla okside olmuş pirit (Py) minerali E) Öz şekilli kuvarsı (Qzt), kenar ve köşelerinden götit (Goe) mineraline dönüşen pirit (Py) minerali, piriti ise öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) minerali ornatıyor F) CT-15 örneğinde kuvars (Qzt) gang mineralinin eşlik ettiği ortamda pirit (Py) mineralini kalkopirit (Ccp) minerali ornatıyor, akabinde sülfid mineralleri kenar ve köşelerinden götit (Goe) ve kalkozin-kovellin (Cc-Cv) dönüşümü gösteriyor. (A-B-C-D-E-F; havada, //N) (A-B; 495483/4236880, C-D; 495498/4236898, E-F; 496161/4236460)..... 55

Şekil 4.8 A) CT-3 örneğinde gözlenen Kalkopirit (Ccp) minerali B) Öz şekilli kuvarsı (Qzt) ornatın kalkopirit (Ccp) C) pirit (Py) mineralini ornatın kalkopirit (Ccp) ve ornatım artığı pirit (Py) kapanımları D) Öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) ve saçınım halinde yarı öz şekilli pirit (Py) mineralleri E-F) Kalkopirit (Ccp)- Pirit (Py)- Pirotin (Po) mineral birlikteliği, pirit (Py) kenar ve köşelerinden götit (Goe) dönüşümü gerçekleştirirken kalkopirit (Ccp) minerali ise kalkozin-kovellin (Cc-Cv) ornatımı sergilemektedir. (A-C-E; yağda, //N, B-D; havada, //N, F; yağda, +N) (A-B-C-D-E-F; 495551/4236322) 56

Şekil 4.9 A-B) CT-3 örneğinde kataklastik doku sunan, saçınım halindeki pirit (Py) mineralleri yanı sıra öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) mineralleri ve sülfid topluluğunu çevreleyen malakit (Mal) minerali C-D) CT-15 örneğinde hidrotermal izlerin görüldüğü Fe-zengin, ağırlıklı karbonat gang minerali eşliğinde siderit (Sd) mineralinin kısmen çevrelediği sfalerit (Sp) minerali, içerisinde kalkopirit (Ccp) eksolüsyonu, kenar ve köşelerinde

kalkozin-kovellin (Cc-Cv) E) Sfalerit (Sp) minerali içerisinde kalkopirit (Ccp) eksolüsyonu ve F) Öz şekilli kuvars (Qzt) gang mineralini muhtemel eş oluşumlu sfalerit (Sp) ve kalkopirit (Ccp) mineralleri ornatıyor. (A-C-E-F; havada, //N, B-D; havada, +N) (A-B-F; 495551/4236322, C-D-E; 496161/4236460).....	57
Şekil 4.10 A-B) CT-1 örneğinde, matrisinin kuvars (Qzt) mineralin hâkim olduğu solüsyonda öz şekilsiz pirit (Py) mineralini ornatın ve yer yer kapanım hainde pirit (Py) minerali barındıran galen (Gn) minerali C-D) Yarı öz şekilli pirit (Py) minerali galen (Gn) tarafından ornatımı ve takiben sülfid mineralleri süperjen evrede kenar ve köşelerinden götit (Goe) ve serüzit (Cer) mineraline dönüşmüş.(A; havada, //N, B-C; yağda, //N, D; yağda, +N) (A-B-C-D; 495498/4236898)	58
Şekil 4.11 A-B) CT-3 örneğinde genel olarak kataklastik doku sunan pirit (Py) mineralinin kenar, köşe ve çatlaklarında karakteristik kırmızımsı kahverengi iç yansıtmaya sahip süperjen evrede meydana gelen götit (Goe) minerali C-D) Yarı öz şekilli pirit (Py) ve öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) sülfid mineralleri sınır ve çevrelerinde Fe-oksit mineralleri. (A-B; havada, //N, C; yağda, //N, D; yağda, +N) (A-B-C-D; 495551/4236322)	59
Şekil 4.12 A-B-C) CT-12 örneğinde gözlenen Fe- oksit mineralizasyonunda spekülarit hematit (Hm) baskınlığında oksidasyon izlerine sahip öz-yarı öz şekilli pirit (Py) saçınımları D) Fe-zengin ortamda, oksidasyon sonucu gerçekleşen götit (Goe), hematit (Hm) ve limonit (Lm) ardalanması E) Aynı bölgeden alınan örnekte pirit (Py), götit (Goe), spekülarit hematit (Hm) mineral birlikteliği F) Yer yer kovuklu yapı sunan kuvars (Qzt) gang minerali pirit (Py) ve götit (Goe) mineralleri tarafından ornatılmakta. (A-B-C-D-E-F; havada, //N) (A-B-C-D-E-F; 494476/4238598)	60
Şekil 4.14 Çamtepe Bölgesi'nde yapılan petrografik çalışmalar sonrasında genel olarak gözlenen cevher ve gang mineralleri dağılımı	62
Şekil 5.1 TerraSpec ölçümleri sonucu elde edilen mineral toplulukları yoğunlukları.	67

Şekil 5.2 TerraSpec ölçümleri sonucu elde edilen vektör mineraller.	68
Şekil 5.3 Çamtepe Bölgesi'nde yapılan hidrotermal alterasyon çalışmaları sonrasında genel olarak gözlenen kil mineral toplulukları dağılımı.....	69
Şekil 6.1 Çamtepe Bölgesi'nde gözlenen petrografik ve hidrotermal alterasyon verilerinin dağılımı	77
Şekil 6.2 Çamtepe ve Efemçukuru Bölgeleri'nin cevherleşmesini gösteren enine jeolojik kesit.	78



TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 1.1 Düşük-ortaç süldidasyonlu yatakların jeolojik ve jenetik özellikleri	3
Tablo 2.1 Batı Anadolu Bornova Filiş Zonu ve çevresindeki önemli epitermal yatakların özellikleri.....	24
Tablo 5.1 TerraSpec ölçümü sonucu elde edilen kil minerallerinin örneklere göre dağılımı. (KaoP: Zayıf kristallenmiş kaolinit, KaoW: Sağlam kristallenmiş kaolinit).....	64
Tablo 5.1 TerraSpec ölçümü sonucu elde edilen kil minerallerinin örneklere göre dağılımı. (KaoP: Zayıf kristallenmiş kaolinit, KaoW: Sağlam kristallenmiş kaolinit). (devam)	65
Tablo 5.2 Taşınabilir XRF ölçüm aletiyle elde edilen analiz sonuçları (Au ve Ag; ppb, diğer elementler; ppm)	72
Tablo 5.2 Taşınabilir XRF ölçüm aletiyle elde edilen analiz sonuçları (Au ve Ag; ppb, diğer elementler; ppm) (devam).....	73
Tablo 5.3 CT-1 ve CT-11 örnekleri için yapılan atomik absorpsiyon ve ICP analizleri sonuçları	74

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Epitermal yataklar, dünya genelindeki altın rezervlerinin 6%'sı, gümüş rezervlerinin ise 16%'sını oluşturan kıymetli ve baz metallere dair önemli kaynaklardır (Simmons ve diğer., 2005). Ağırlıklı olarak Senozoyik zaman aralığında olmak üzere, büyük ölçüde yakınsayan tektonik ortamlardaki volkanik yaylarda meydana gelir ve mineralojik özellikleri, yapısal kontrollerin yanı sıra çeşitli ana kayaçlar ile birlikte hidrotermal sıvıların etkileşimini yansıtmaktadırlar (Le Pichon ve diğer., 1973; White ve Hedenquist, 1990). Volkanik yaylar ile ilişkilendirilen hidrotermal sistemlerin sığ bölümlerinde altın, gümüş, kurşun, çinko ve bakır oluşumları yaygındır (Simmons ve diğer., 2005). Cevher kütlesinin morfolojisi, ana kayaç kompozisyonu, yapısal parametreler ve oluşum derinliğine bağlı olarak değişir. Genişlemeli ortamların yüzeye yakın bölgelerinde oluşan çatlaklar sonucu artan geçirgenlik neticesinde genellikle yüksek eğimli damarlar oluşur (Sibson, 1987; Henley, 1985; Simmons ve diğer., 2005; Begbie ve diğer., 2007). Epitermal yataklar genel olarak ana faylar etkisinde oluşmasına rağmen, ana fayların segmentlerini oluşturan ikincil ya da üçüncü dereceden yapılarda da bulunmaları kuvvetle muhtemeldir (Sibson, 1987; Simmons ve diğer., 2005).

Epitermal yataklar için kullanılan en yaygın sınıflandırma şeması, hipojen sülfid topluluklarının sülfidasyon durumuna göre Hedenquist ve diğer. (2000) tarafından oluşturulmuş olan yüksek- , ortaç- ve düşük-sülfidasyon gruplarını içeren sınıflamadır.

1.1 Düşük-Ortaç Sülfidasyonlu Epitermal Yataklar

Düşük-ortaç epitermal yataklar önemli miktarda altın ve gümüş ile birlikte az miktarda baz metal içerebilir ve kıymetli metal aramalarında önemli hedef sistemlerdir. Antik yataklardaki araştırmaların yanı sıra günümüz benzerlerindeki araştırmalar ve aktif jeotermal sistemler, epitermal yatakların genetik ve araştırma modellerinin geliştirilmesi adına birçok yeni kavramın ortaya çıkmasını sağlamıştır.

Düşük-ortaç sülfidasyon altın-gümüş ve altın-gümüş-kurşun-çinko yataklarının belirgin jeolojik ve jenetik özellikleri Tablo 1’de ana hatlarıyla gösterilmiştir. Sunulan bilgiler, yapılan arazi gözlemlerinin yanı sıra epitermal yataklardaki jeolojik ve jenetik özelliklerini açıklamak adına seçilen makalelere dayanmaktadır.

1.1.1 Sınıflama Kriteri

Epitermal yataklar, Au-Ag mineralizasyonu yanı sıra Pb-Zn-Cu gibi ekonomik mineralleride bünyesinde barındırmaktadır. Altın mineralizasyonuna bağlı sınıflama 20.yy.’ın ilk çeyreğinden itibaren oluşturulmaya başlanmıştır. Son olarak Simmons ve diğer.(2005) tarafından mineral birliklerine göre bir sınıflama (kuvars-alünit-kaolinit-dikit ve kalsit-adularya-illit) yapılmışsa da, günümüzde en yaygın olarak Hedenquist ve diğer. (2000) tarafından sülfidasyona göre düzenlenen yüksek-ortaç-düşük-sülfidasyon gruplarını içeren sınıflandırma kullanılır. Bu sınıflandırma, ilk olarak akışkandaki sülfürün oksidasyon durumuna dayanarak gerçekleştirilmiştir (Hedenquist, 1987), fakat cevherleşmenin olduğu sahalarda yatakları bu şekilde yorumlamanın kullanışsız bir yol olduğu görülmüştür. Günümüzde, bu sınıflandırma gözlenen hipojen sülfid topluluklarının sülfidasyon durumlarına dayanmaktadır (Hedenquist ve diğer., 2000; Siltoe ve Hedenquist, 2003). Düşük sülfidasyon yataklar pirit-pirotit-arsenopirit ve Fe-zengin sfalerit mineralleri içermesine rağmen ortaç sülfidasyon epitermal yataklar pirit-tetrahedrit/tennantit-kalkopirit ve Fe-fakir sfalerit mineralleri barındırırlar (Hedenquist ve diğer., 2000). Düşük sülfidasyonlu yatakları belirleyen diğer bir husus ise ilişkili magmatik kayalardır (örn. Alkali tip düşük sülfidasyonlu yataklar). Fakat epitermal sistemleri çalışan birçok jeoloji mühendisi ortaç sülfidasyonlu yatakları ayırtlamamakla birlikte bunları düşük sülfidasyonlu yatakların bir alt kümesi olarak kabul etmektedirler.

Alkali-tip düşük sülfidasyonlu epitermal yataklara; Waihi (Yeni Zelanda), Pajingo (Avustralya), El Peron (Şili), Esquel (Arjantin) ve ortaç sülfidasyon epitermal yataklara; Lapseki (Türkiye), Rosia Montana (Romanya), Pachuca-Real de Monte (Meksika), Kelian (Endonezya) örnekleri verilebilir.

Tablo 1.1 Düşük-ortaç sülfidasyonlu yatakların jeolojik ve jenetik özellikleri (Buchanan 1981; Hedenquist ve diğer., 2000; Silitoe ve Hedenquist 2003; Hedenquist ve diğer., 2004; Simmons ve diğer., 2005)

Maden Yatağı Tipi	Düşük Sülfidasyonlu Yataklar	Alkali-tip Düşük Sülfidasyonlu Yataklar	Ortaç Sülfidasyonlu Yataklar
Tektonik Özellikler	Genişlemeli kıta ve ada yayları Yay ardı-içi-yanı ve Çarpışma sonrası	Genişlemeli ada ve kıta yayları	Genişlemeli ve sıkışmalı kıta ve yay ardı
Genetik	Kalk-alkali	Alkali	Kalk-alkali
Volkanik Kayaç	Riyolit-bazalt (bimodal)	Bazalt-trakit	Andezit-riyodasit, riyolit
Tipik Ana Kayaç	Volkanoklastik ve tortul birimler, kubbeler	Volkanoklastik ve tortul birimler, kubbeler	Law akıntıları, piroklastik, temel, volkanik baca
Metal İmi	Au-Ag (Pb, Zn, Cu, Mo, As, Sb, Hg)	Au-Ag (Te, Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg)	Au-Ag, Zn, Pb, Cu (Sb, As, Mo, Te, Se, Hg)
Au İçeriği	<1 - >1000 (t)	70 - >1000 (t)	<1 - 700 (t)
Ag/ Au	0,5-20	0,1-1	10-1500
Rezerv/ Au-Tenör	Düşük rezerv/Yüksek tenör	Orta-yüksek rezerv/ Düşük tenör	Orta-yüksek rezerv/Düşük tenör
Mineral Oluşum Tipi	Damar, ağsal, breşik damar, saçınım, dolgu breş	Damar, breşik damar, dolgu breş, ağsal, saçınım	Damar, breşik damar, dolgu breş, ağsal, saçınım
Cevher Mineralleri	Elektrom, akantit, Ag-sulfotuz, Fe-zengin sfalerit, galen, tetrahedrit-tennantit, kalkopirit, arsenopirit, pirotit, sölestin, tellurit	Elektrom, akantit, tellurit, sfalerit, galen, tetrahedrit-tennantit, kalkopirit, arsenopirit, pirotit	Elektrom, akantit, Ag-sulfotuz, Fe-fakir sfalerit, galen, tetrahedrit-tennantit, kalkopirit, sölestin, tellurit
Cevher Mineralleri Oranı	<1 - 2 %	2 - 10 %	5 - 20 %
Gang Mineralleri	Kuars, kalsedon, kalsit, adularya, illit, klorit, florit	Kuars, kalsedon, kalsit, barit, sölestin, florit	kuvars, kalsedon kalsit ± Mn karbonat, adularya, barit, Mn-silikat
Mineral Dokuları	Kabuksu, kokart, tarak, karbonat ornatım	Kabuksu, kokart, tarak	Kabuksu, kokart, tarak, karbonat ornatım
Proksimal Alterasyon	Kuars, illit, simektit, adularya	Roskolit, illit, adularya	Kuars, serizit (illit), adularya
Sıvı Kapanım	150°-300°C, <2 % NaCl	150°-300°C, 3-10 % NaCl	200°-300°, 0-23 % NaCl
Oluşum Derinliği	Sığ, 0-300m	Sığ, 0-300m	Derin, 300-800m (nadiren>1000m)
Akışkan Özellikleri	Meteorik ± magmatik nötre yakın indirgenmiş	Meteorik + magmatik nötre yakın, indirgenmiş okside	Meteorik+magmatik nötre yakın, indirgenmiş
Örnekler	Ovacık (Türkiye)	Ladalam (PYG)	Efemçukuru (Türkiye)

1.1.2 Tektonik Ortam

Çoğu düşük sülfidasyon yataklar genişlemeli tektonik ortamlarda geniş bir yelpaze oluşturan karasal bimodal (bazalt-riyolit) volkanizma ile ilişkili olmasının yanı sıra yay ardı-içi-yakını ve çarpışma sonrası oluşan sırtlarla da ilişkilendirilebilir. Ortaç sülfidasyonlu yataklar ise nötre yakın gerilme durumları ya da hafif genişleme ile karakterize olmuş kalk-alkali-andezit-dasit yay alanlarında meydana gelir. Ancak, genel olarak benzer tektonik ortamlarda oluşan yüksek sülfidasyonlu epitermal yataklar ve porfiri Cu yatakları ile yakın ilişkili değildirler (Siltoe ve Hedenquist, 2003). Bununla birlikte, silisifiye riyolitten oluşan volkanik kayalar bazı ortaç sülfidasyon yatakları ile ilişkilidir. Tektonik özelliklere bakılmaksızın, düşük-ortaç sülfidasyonlu epitermal yataklar volkanik, volkanoklastik, tortul ve temel metamorfik kayaları içeren çeşitli litolojilerin ev sahipliğinde oluşabilirler. Düşük-ortaç sülfidasyonlu yataklar, öncelikli güncel ve eski yitim zonları ile ilişkili olarak, esasen Pasifik çevresi bölgesi ve Avrupa-Orta Asya boyunca yer alırlar. Düşük sülfidasyon yatakları genişleme ile ilgili alkali mağmatizma ile ilişkili tektonik ortamlarda bulunurlar (Richards, 1995; Jensen ve Barton, 2000; Siltoe ve Hedenquist, 2003). Cripple Creek (Colorado), Emperor (Fiji) ve Porgera ve Ladolam (Papua Yeni Gine) gibi birçok alkali-tip epitermal yatak, alkali intrüsf kayaların içinde veya bitişik olarak gözlenirler ve volkanik yapılar (volkanik baca ve kaldera) ile ilişkilidirler. Kalk-alkali tip düşük sülfidasyonlu epitermal sistemlerin yaygın olarak muhtemel sokulum kaynağının merkezine uzak ve buna bağlı olarak genellikle magmatik hidrotermal aktivite ile ilgisiz olduğu düşünülmektedir (Richards, 1995). Çoğu bakımdan, alkali-tip epitermal yataklar ile kalk-alkali magma ilişkili düşük sülfidasyonlu epitermal yataklar arasında küçük farklılıklar bulunur.

Genellikle epitermal cevherleşme sistemlerinin karasal ortamlarda oluştuğu kabul edilse de, denizaltı ortamlarında da oluşan epitermal mineralizasyona örnekler verilebilir (Hannington ve diğer., 1999). Papua Yeni Gine doğusundaki Tabar-Feni Ada zincirindeki Lihir Adasının 10 km güneyinde yer alan denizaltı alkalın yanardağ olan Conical Deniz Dağı, denizaltı ortamlarda oluşan epitermal sistemlere bir örnektir. Piritli stokvörk ilişkili polimetallik (Zn-Pb-Ag-Au-As-Sb) damar mineralizasyonu Conical Deniz Dağı'nın zirvesinde yer alır (Herzig ve diğer., 1995,

1998). Conical Deniz Dağı, karasal ortamda oluşan bazı düşük sülfidasyonlu epitermal sistemlerde yaygın olarak gözlenen mineralojik, kimyasal ve dokusal karaktere sahip denizaltı altın cevherleşmesinin örneğidir (Petersen ve diğer., 2002). Conical Deniz Dağı'ndan alınan örneklerdeki altın konsantrasyonu 230 ppm'e kadar ulaşmakla beraber ortalama 25 ppm (n=40) değerindedir ve şimdiye kadar güncel deniz tabanında tespit edilen en yüksek değerdir (Herzig ve diğer., 1999; Petersen ve diğer., 2002). Conical Deniz Dağı'nda gözlenen epitermal mineralizasyon ve alterasyon topluluğu Lihir adasındaki Ladolam maden yatağı ile benzerlik göstermektedir.

1.1.3 Rezerv ve Tenör

Düşük sülfidasyonlu yataklar altın, gümüş ve az miktarda çinko, kurşun, bakır, molibden, arsenik, antimuan, civa ve baz metaller içerir. Ortaç sülfidasyonlu yataklar gümüş-altın, çinko, kurşun ve bakırın yanı sıra baz metallerden az miktarda molibden, arsenik ve antimuan içerir. Genel olarak, ortaç sülfidasyonlu yataklar Au-zengin düşük sülfidasyonlu yataklara kıyasla daha fazla gümüş ve baz metal içermektedirler (Hedenquist ve diğer., 2000). Epitermal sahalarındaki altın rezerv-tenör değerleri göz önünde bulundurulduğunda, düşük-ortaç sülfidasyonlu yataklar genel olarak düşük rezerv/yüksek-orta tenör değerleri sunarken, yüksek sülfidasyonlu yataklarda yaygın olarak yüksek rezerv/ düşük tenör değerleri gözlemlenir.

Epitermal yatakların metal içeriği hakkındaki çoğu çalışmada altın içeriğine yoğunlaşmıştır ve gümüşün önemi genellikle göz ardı edilme eğilimindedir. Urashima ve Izawa (1982) çalışmasında, Japonya'daki Hishikari düşük sülfidasyon cevherleşmesinde yalnızca altın potansiyeline değinilmiştir. Fakat, düşük-ortaç sülfidasyonlu yatakların genelinde içerik bakımından gümüş altından fazladır (Ag/Au değeri 1'den >1000'e kadar) (Siltoe ve Hedenquist, 2003; Simmons ve diğer., 2005). Meksika, dünyanın önde gelen epitermal gümüş bölgesidir. Ag-zengin (Fresnillo), Ag-Au (Pachuca-Real del Monte ve Guanajuato) ve Au-Ag (Tayolita) ortaç sülfidasyonlu yataklar arasındadır (Abinson ve diğer., 2001).

1.1.4 Mineraloji ve Doku

Epitermal yatakların oluşum şekilleri son derece değişkendir ve bu değişkenlik yüzeye yakın bir ortamda litolojik, yapısal ve hidrotermal olayların sonucu ve esasen geçirgenlik farklılıklarından kaynaklanır (Hedenquist ve diğer., 2000). Düşük-ortaç sülfidasyonlu yataklarda tipik olarak ağsal, saçınım ve breş oluşumları damar boyunca farklılık gösterebilir. Düşük-ortaç sülfidasyonlu yataklarda yaygın olarak kabuksu, kokart ve tarak dokuları gözlenir. Levhamsı kalsit kümeleri ve kuvars psödomorfları içeren kafes dokuları düşük-ortaç sülfidasyonlu yataklarda çok yaygındır ve tanısal özelliklerdir (Cooke ve Simmons, 2000).

Ekonomik mineralizasyonlar, 100-1000m arası derinliklerde ve tek bir damar şeklinde kilometrelerce uzanabilmektedir. Düşük sülfidasyon cevher zonlarının derinliği genel olarak 300 m civarındadır (Buchanan, 1981), fakat ortaç sülfidasyon cevherleşmeleri 600-1000 m arası derinliklere kadar oluşmaktadır. Bunun yanı sıra, yüksek tenörlü olması halinde düşük sülfidasyon yatakları 100-150 m derinlik aralığında meydana gelebilir (Hedenquist ve diğer., 2000). Tek bir maden yatağı bölgesel ölçekte 10 km²'den küçük olabileceği gibi 200 km²'den de büyük olabilir (Simmons ve diğer., 2005).

Düşük ve ortaç sülfidasyonlu yataklardaki gang mineralleri genelde aynıdır ve kuvars ve/veya kalsedonun yanı sıra daha az ve değişken miktarlarda adülyar, karbonat (kalsit, rodokrozit), illit, klorit ve pirit bulunur (Simmons ve diğer., 2005). Barit, florit ve sölestin yerel olarak yaygındır (Siltoe ve Hedenquist, 2003). Birçok alkali epitermal yatak roskoelit (vanadyum, filloslikat) ve/veya florit barındırır (Richards, 1995).

Düşük ve ortaç sülfidasyonlu yatakların her ikisinde de meydana gelen altın genelde elektrik ve nadir bulunan tellürler ile ilişkilidir. Gümüş ise elektrik, akantit veya çeşitli Ag-sülfotuzlardan oluşur (Gemmell ve diğer., 1988, 1989). Selenit mineralleri, nadir olarak ve genellikle düşük sülfidasyonlu yataklarda bulunur. Düşük sülfidasyonlu yataklarda kıymetli metal taşıyan minerallere genellikle az miktarda sfalerit, galen, tetrahedrit-tennantit, pirit ve kalkopirit yanı sıra daha az miktarlarda arsenopirit ve pirotin mineralleri eşlik eder. Ortaç sülfidasyonlu yataklar ise hatırı

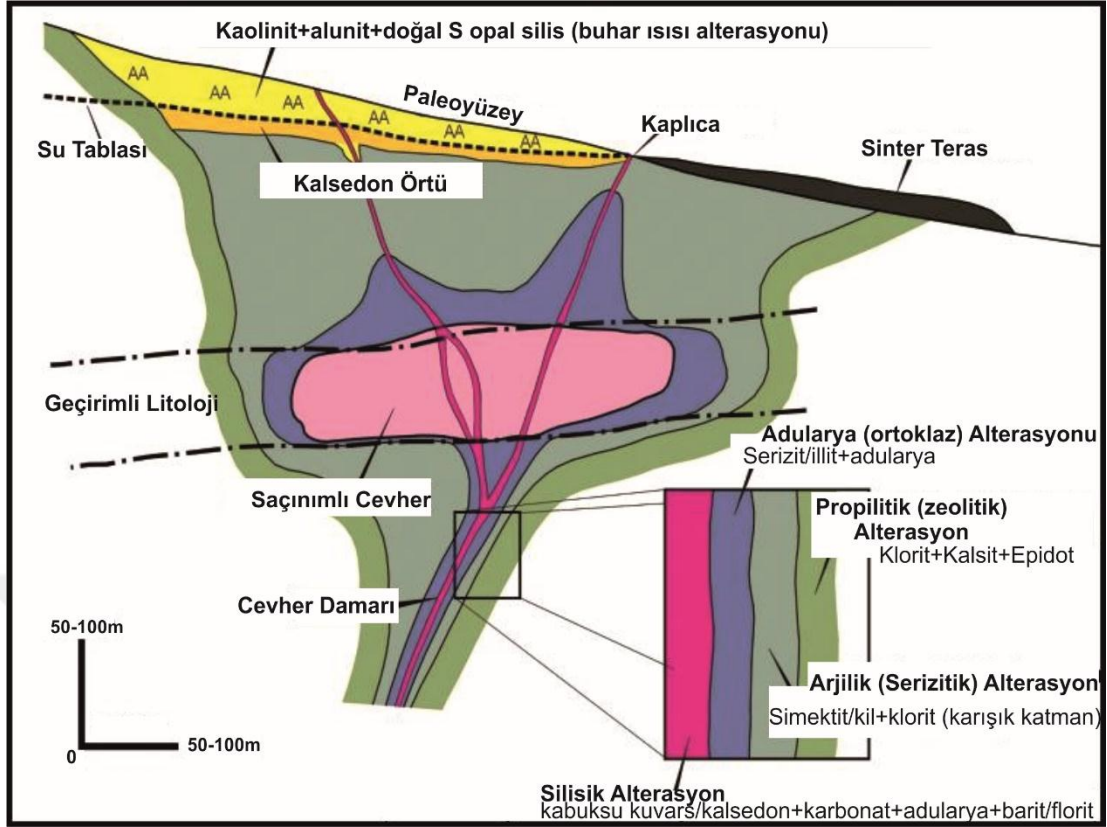
sayılır miktarda sfalerit, galen, tetrahedrit-tennantit, kalkopirit ve pirit barındırır (Silitoe ve Hedenquist, 2003; Simmons ve diğer., 2005). Genel olarak, toplam sülfür içeriği düşük sülfidasyonlu yataklarda <2%, alkali-tip düşük sülfidasyonlu yataklarda >10% ve ortaç sülfidasyonlu yataklarda >20% oranındadır (Silitoe ve Hedenquist, 2003). Düşeyde daralan yataklarda, mineralojik ve dokusal özellikliklere bakıldığında genel olarak derin seviyelerdeki damar mineralizasyonu iri taneli, öz şekilli dokular, bol miktarda karbonat ve temel metal sülfürler gözlenir. Sığ seviyedeki sistemler daha silisik olma eğilimindedir, ince taneli damar malzemesine sahiptirler ve kil taşıyan topluluklar (illit ve simektit) ile ilişkilidirler. Hidrotermal breşler bazı sistemlerde yaygın olmasına karşın diğerleri genişleme (dilatasyonel) yapıları ile yakından ilişkilidir.

1.1.5 Alterasyon

Düşük ve ortaç sülfidasyonlu yataklar benzer alterasyon mineralojisi ve zonlanmasına sahiptirler. Derin düzeylerdeki propilitik (klorit, kalsit ± epidot) alterasyon kil (simektit/ klorit), karbonat ve zeolit miktarının artmasını sağlar oysa cevher gövdesini kaplayan proksimal alterasyon kuvars, adularya, illit ve pirit formlarından oluşur (Şekil 1.1; Buchanan, 1981; Hedenquist ve diğer., 2000, Cooke ve Simmons, 2000; Simmons ve diğer., 2005). Özellikle damar tipi yataklarda bulunan cevher zonundaki alterasyon haneleri, paleo-sıvı akış yerini gösteren, sıcaklığa duyarlı çeşitli kil mineralleri içerir (Hedenquist ve diğer., 2000).

Alterasyon topluluklarının zonlanması mafik-ortaç kompozisyon ile felsik kompozisyon barındıran sistemler arasında daha belirgin kıyaslama sağlar. Mafik ve ortaç kompozisyon içeren sistemlerdeki distal propilitik alterasyon felsik sistemlerdekine kıyasla daha iyi gelişir. Başlangıçta sığ yeraltı su tablası derinliğinde kaynayan klorürlü sulardan ayrılan gazlarla oluşan ileri arjilik alterasyonun süperjen örtüleri bazı düşük-ortaç sülfidasyonlu sistemlerin üzerinde gelişir.

Düşük-ortaç sülfidasyonlu epitermal alanlardaki alterasyon zonları genellikle ilişkili oldukları maden yatağından daha büyüktür ve sonuç olarak alterasyon alanlarındaki mineralojik, kimyasal veya izotopik zonlanmanın tanınması, cevher yatağı vektörlerini geliştirmek adına önemli bir temel teşkil edebilir.



Şekil 1.1 Düşük- ortaç sülfidasyonlu sistemlerde alterasyon zonlanması (Hedenquist ve diğer., 2000).

1.1.6 Köken

Epitermal yatak tipleri arasındaki belirgin farklar özellikle metal içeriği ve cevher mineralojisi göz önünde bulundurulursa, büyük ölçüde cevher-sıvı kompozisyonu tarafından kontrol edilmektedir (Siltoe ve Hedenquist, 2003). Düşük-ortaç sülfidasyon mineralizasyonu genel olarak nötre yakın ($\text{pH} \sim 6$), indirgenmiş tuzlulukta ($\text{H}_2\text{S} > \text{SO}_4^{-2}$), orta sıcaklıkta kaynayan ($\sim 150\text{-}300^\circ\text{C}$) gaz içerikli sıvılarda (CO_2 - ve H_2S -zengin), sıg kabuk ortamında (0-1km) meydana gelir. Esasen, düşük ve ortaç sülfidasyon epitermal mineralizasyonun arasındaki temel farklılık akışkanın tuzluluğu ile alakalıdır. Düşük sülfidasyonlu yataklar genellikle $<5\%$ NaCl eş. tuzluluğa sahip olmasına karşın ortaç sülfidasyonlu yataklar 0-20% NaCl eş. tuzluluk sunarlar (Albinson ve diğer., 2001; Simmons ve diğer., 2005). Simmons (1995) ve Albinson ve diğer., (2001) Meksika'daki yatlardan elde ettikleri sıvı kapanım tuzluluk verilerini kullanarak, akışkan tuzluluğu ile metal içeriği arasındaki

belirgin farklılıkları vurgulamışlardır; Zn-Pb-Ag yatakları (12-23% NaCl eş.), Ag-Zn-Pb yatakları (7,5-12% NaCl eş.), Ag-zengin yataklar (3,5-7,5% NaCl eş.) ve Au-zengin yataklar (<3,5% NaCl eş.). Bu nedenle düşük tuzluluk ve düşük Ag/Au oranlarının yanı sıra düşük baz metal içerikleri arasında da açık bir ilişki vardır (Silitoe ve Hedenquist, 2003). İlginçtir ki, ortaç sülfidasyonlu damar tipi yataklardaki kuvars ve gang çökeliminden sorumlu akışkan yaygın olarak cevher ve ilişkili akışkandan daha az tuzludur (Simmons, 1991; Albinson ve diğer., 2001).

Alkali-tip düşük sülfidasyon epitermal yataklarında sıvı kapanım tuzluluk oranı <5-10% NaCl eş. değer aralığında bulunur (Richards, 1995; Simmons ve diğer., 2005). Alkali-tip düşük sülfidasyonlu yataklardaki akışkanın tuzluluğu, birçok ortaç sülfidasyonlu yatak ile benzerdir. Yataklarda altın baskın şekilde, gümüş ve baz metaller ise az miktarda bulunmaktadır.

Düşük-ortaç sülfidasyonlu epitermal sistemlerin kökenini saptamak adına önemli olan mineraloji, sıvı kapanım ve duraylı izotop bulgularıdır. Bu veriler kıymetli metal birikimini bulmak için son derece mühimdir. Cevher oluşumu sonrası olası sıvı karışımı önemli değildir. Cevher zonu içine karışan akışkan genellikle faydasız karbonat/ sülfat gang üretir. Karışan akışkan, mineralize ortamda buharla ısıtılan sıvıların cevher zonuna inmesine olanak sağlayan hidrotermal sistemin geç evre çökelişi ile sınırlıdır (Cooke ve Simmons, 2000).

Çoğu düşük-ortaç sülfidasyonlu epitermal yatakların duraylı izotop (S, C, O, H) verileri, cevher oluşturan çözeltilerin ağırlıklı olarak magmatik akışkanın küçük ama değişken girdilerle, derinde dolaşan meteorik sulardan türediğini gösterir (Cooke ve Simmons, 2000; Simmons ve diğer., 2005). Alkali-tip düşük sülfidasyonlu yataklara dair duraylı izotop verileri, magmatik akışkan girdisinin daha büyük olduğunu göstermektedir (Richards, 1995; Simmons ve diğer., 2005).

Düşük sülfidasyonlu yataklar ve güncel karasal jeotermal sistemler nötre yakın pH değerine sahip klorürlü suların taşınımı yoluyla oluşurlar (Henley ve Ellis, 1983; White ve Hedenquist, 1990). Düşük-ortaç sülfidasyonlu ortamlardaki sürecin kavranması adına saptanan birçok öngörü, güncel jeotermal sistemler üzerine yürütülen çalışmalardan elde edilmiştir. Örneğin, kaynama ve sıvı karışımı süreçleri,

jeotermal sistemlerin yeraltı ortamlarındaki mineral birikimi adına önemli süreçler olarak bilinmektedirler. Bu süreçlerin iyi anlaşılması, düşük-ortaç sülfidasyon epitermal ortamlarda da altın-gümüş yataklarının varlığının açıklanmasında önemli rol oynar.

Volkano-tektonik oluşumlar geniş bir yelpaze sunmasına rağmen, jeotermal sistemlerdeki akışkanların tuzluluğu 3 km derinlikte dahi $\leq 2\%$ NaCl oranı ile sınırlıdır (Hedenquist ve Henley, 1985; Giggenbach, 1995; Simmons, 1995; Silitoe ve Hedenquist, 2003). Ancak, ortaç ve alkali-tip düşük sülfidasyonlu epitermal yataklardaki tuzluluk $>20\%$ NaCl gibi oldukça yüksek bir değere sahiptir. Bu yüksek tuzluluk oranına sahip akışkanların, sin-hidrotermal dayk intrüzyonun katı-katı faz ayrımında magmanın doğrudan eksölüsyonu ve evaporitik havza kaynağı ile ilişkili meydana gelen tuzlu akışkanın varlığı sonucu üretildiği düşünülmektedir (Silitoe ve Hedenquist, 2003). Bu sıvıların yüksek tuzluluk kaynağı için genel bir fikir birliği olmamasına rağmen, bu gibi sistemlerin derinliklerinde tuzlu su rezervuar varlığına dair önemli bulgular vardır (Simmons, 1991).

Bazı yüksek ve ortaç sülfidasyonlu yataklar arasında bir ilişki olduğuna dair mekânsal deliller bulunmaktadır (Silitoe, 1999; Hedenquist ve diğer., 2000), dolayısıyla farklı iki cevherleşme modeli arasında olası geçişler olabilir (Einaudi ve diğer., 2003). Muhtemelen farklı tektonik ortamlarda oluşmuş düşük ve ortaç sülfidasyon epitermal yataklar arasında ise mekânsal veya genetik ilişkinin olduğuna dair bulgular yetersizdir (Silitoe ve Hedenquist, 2003). Düşük ve ortaç sülfidasyonlu epitermal yatakların bazılarında cevher-gang çökeliminin belirli aşamalarında, öncelikli akışkan kimyasındaki hızlı değişimlere bağlı olarak yataklara dair mineralojik özellikler arasında kararsızlıklar da görülebilir (örn. Efemçukuru, Gemmell ve diğer., 1988).

1.2 Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada, Batı Tetis Metalojenik Kuşağı'nın (TMB), batı Anadolu genişlemeli tektoniğine bağlı gelişen Seferihisar yükseltisinde Efemçukuru Au-Ag-(Pb-Zn) epitermal maden yatağı yakınında yer alan Çamtepe Köyü çevresinin jeolojisi ve bölgedeki olası cevherleşme/alterasyon karakterinin incelenmesi ve yeni

bir veri seti oluşturulması hedeflenmiştir. Gerçekleştirilen bu çalışmayla, literatüre önemli bir katkı sağlamayı ve muhtemel cevherleşmelerin belirlenmesine yardımcı olacak verilerin saptanması amaçlanmıştır.

1.3 Yöntem

Projenin amacına ulaşmak için arazi incelemeleri ve laboratuvar çalışmaları büro ortamında bütünleştirilmiştir. Bunlar ile ilgili detaylar aşağıda verilmektedir.

1.3.1 Arazi İncelemeleri

Arazi incelemeleri kapsamında öncelikle bölgenin 1/25000 ölçekli topoğrafik ve jeolojik haritaları derlenmiştir. Derlenen jeoloji haritaları denştirilerek birleştirilmiş ve saha çalışmaları ve arazi gözlemleri gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar beraberinde çalışma alanındaki olası mineralizasyonların, cevher petrografisini, hidrotermal alterasyonunu ve jeokimyasını belirlemek amacıyla kayaç-cevher örneklemeleri gerçekleştirilmiştir.

1.3.2 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, arazi incelemeleri sırasında alınan 22 adet kayaç örneği, petrografik incelemeler, hidrotermal alterasyon ve jeokimyasal veri setini oluşturmak amacıyla kullanılmıştır. Toplanan el örnekleri, Dokuz Eylül Üniversitesi İnce Kesit Laboratuvarı'nda kullanım amaçlarına uygun olarak elmas testere yardımı ile ebatlandırılmıştır.

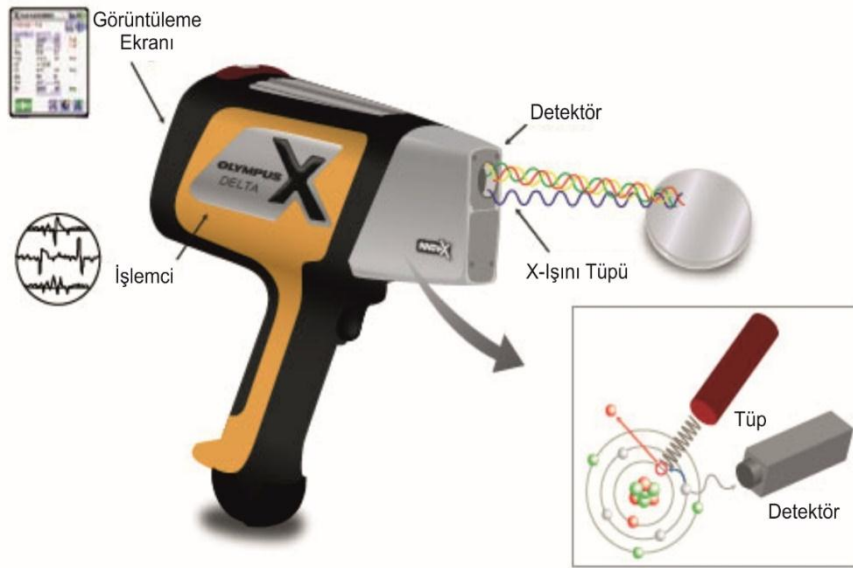
Cevher petrografisi için hazırlanan numuneler (parlak kesit örnekleri), 1 inçlik epoksi kalıba uygun olarak kesildikten sonra bir süre etüvde bekletilmiştir. Bunu takiben, hızlandırıcı sıvısı ile karıştırılan sanayi tipi polyester karışımı, örnek numarası ile beraber kalıba yerleştirilen örneğin üzerine dökülmüştür. Yaklaşık 2 (iki) gün sertleşmesi için bekletilen örnekler kalıptan çıkartılmıştır. Önce metal aşındırıcı ve sonrasında da tane boyu 600 ve 1000 mikron olan aşındırıcı tozlar ile işleme tabi tutularak ön parlatma aşamasından geçirilmiştir. Son olarak, 1 ve 9 mikron boyutundaki elmas macun ile parlatma işleminin son aşamaları Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Sıvı Kapanım Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Parlak kesitler üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop altında incelenmiştir. Dokuz

Eylül Üniversitesi İnce Kesit Atölyesi'nde, Salim ÖZCAN ile birlikte hazırlanan ince kesitler ise alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop altında incelenmiştir. Bu incelemeler sonucunda olası cevherleşmeye dair parajenez ve dokular ortaya konmaya çalışılmıştır.

Çalışma kapsamında araziden alınan örneklerden Olympus marka, Delta serisi Premium modelindeki taşınabilir X-Işını Floresans (XRF) cihazı (Şekil 1.2) yardımıyla jeokimyasal analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Taşınabilir XRF cihazı ile gerçekleştirilen çalışmalar numuneyi tahrip etmeden, arazi çalışmaları esnasında birkaç saniyelik süre içinde sonuçlara ulaşımı sağlayan, kullanımı kolay bir cihazdır. XRF spektrometresi, elementlerin kimyasal analizlerinde çok uzun zamandır kullanılan bir teknik olmasına rağmen, taşınabilir XRF teknolojisinin gelişimi son 40 yıllık süreçte gerçekleşmiştir (Thomsen ve Schatzlein, 2002). Teorik olarak X-ray ışınlarına maruz kalan her atom kendi karakteristik yapısına bağlı olarak flüoresan ışın yayar. Bu özellikli flüoresan ışınların tanımlanması sayesinde birçok elementin hem niceliksel hem de niteliksel olarak analiz edilmesi mümkün kılınmıştır (Markowicz, 2011). Taşınabilir XRF cihazlarının az veya hiç örnek hazırlama süreci gerektirmemesi (kayaçlarda, ince veya kaba tozda kullanılabilir), araziye götürülerek örneğin yerinde analiz edilebilmesi, hızlı sonuç vermesi gibi önemli avantajları vardır. Bunun yanında, geniş bir belirsizlik aralığına sahip olmaları ve analizin vakum koşullarında gerçekleşmemesi ve örnek kalitesinin düşük olması nedeniyle hafif element analizinin (örn. Na analizi) güç olması gibi limitleri bulunmaktadır. Bu nedenle günümüzde henüz basit uygulamalar, ilksel karakterizasyon ve yüksek element konsantrasyonlarına sahip doğal/yapay örneklerin hızlı şekilde analiz çalışmalarında kullanılmaktadır. Taşınabilir XRF ile elde edilen elementler arasında Na'dan Ti'ye kadar olan ve genellikle majör elementler (veya majör oksitler) olarak anılan elementler Mn ve Fe-oksit grubu ile beraber ağırlık cinsinden yüzdelik (ağ. %) olarak sonuçlar sunarken, iz elementler de olarak tanımlanan elementlerin milyonda bir parçacık (ppm) cinsinden sonuçlar sunar. Ancak deteksiyon limitleri nedeniyle, taşınabilir XRF cihazıyla bazı iz elementlerin tespiti güç olabilmektedir. Örneğin bu çalışmada kullanılan taşınabilir XRF cihazından alınan ölçümlerde anormal derecede Pd ve Pt konsantrasyonlarının yüksek olduğu görülür. Ancak bu tip konsantrasyonlara bu cihazla daha önce yapılan uygulamalarda da karşılaşılmıştır

(Tekin ile kişisel görüşme, Eylül 2013). Bu durumun, atomik yarıçapları birbirine benzeyen farklı elementlerle çakışma sonucu geliştiği düşünülmektedir. Bu nedenlerden dolayı, oldukça düşük konsantrasyonlara sahip oldukları düşünülen iz elementler ve heterojen numunelerde taşınabilir XRF yöntemi yerine geleneksel laboratuvar ortamında hazırlanan örnekler üzerinde yapılacak XRF yöntemi daha sağlıklı olmaktadır.

Çalışma alanından alınan örneklerde taşınabilir X-Işını Flüoresans (XRF) cihazı kullanılarak noktasal olarak yapılan kimyasal analizler yaklaşık $10 \times 10 \text{ cm}^2$ ebatlarında kesilmiş ve dilimlerde farklı noktalardan ortalama 4 (dört)'er adet ölçüm ile gerçekleştirilmiştir. Yukarıda anlatılan handikapların irdelenmesi içinde seçilen iki örnek ALS Chemex Ltd. Laboratuvarı'nda (Sarnıç- İzmir) atomik absorpsiyon ve ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemleri ile analiz edilmiştir. XRF cihazından farklı olarak, atomik absorpsiyon ve ICP yöntemlerini uygulamadan önce örnek hazırlama periyodunda numuneler halkalı değirmen ile toz haline getirilip homojen bir karışım elde edilmiştir. Bu uygulama neticesinde doğal olarak analiz sonuçlarında kısmen farklılıklar gözlenmiştir.



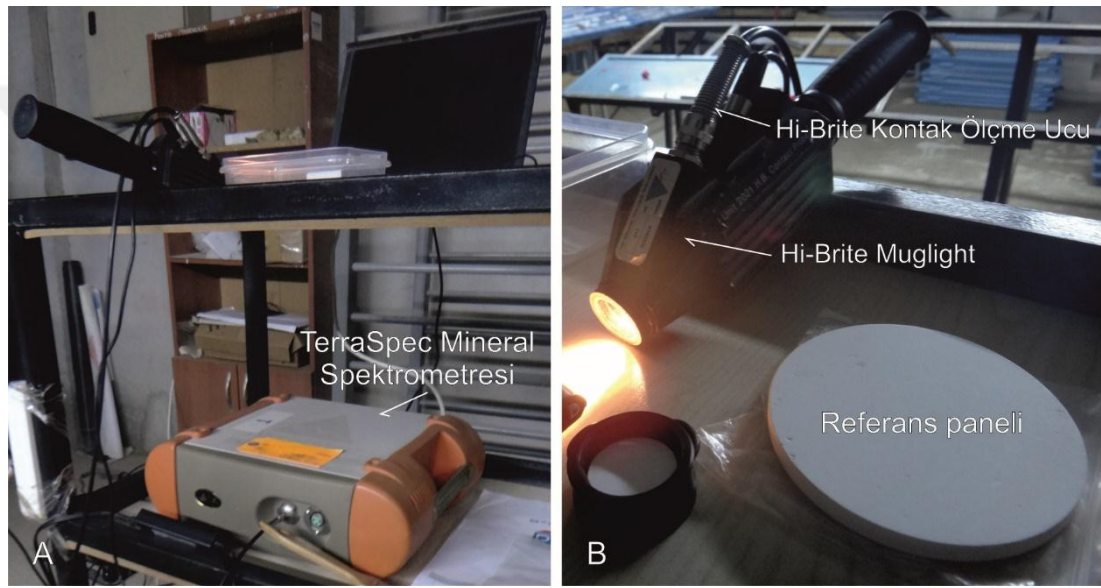
Şekil 1.2 Taşınabilir XRF cihazı (Olympus, 2015).

Araziden alınan örneklerde mineralojik tanımlama amaçla spektral analiz çalışmaları ASD (Analytical Spectral Devices Inc.) firması tarafından üretilip piyasaya sürülmüş olan taşınabilir TerraSpec 4 standart çözünürlüklü mineral spektrometresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Cihazın ana amacı genel anlamıyla spektral analiz yöntemleri ile hızlı, efektif ve mali açıdan düşük bütçeyle mineral ve mineral karakteri hakkında veri elde etmektir. Ölçümü hızlı, örnek hazırlama süreci kısa ve buna bağlı olarak fazla miktarda örneklerden bile veri elde edilmesini kolaylaştıran bir yöntemdir. Elde edilen veriler, alterasyon sistemlerinin taslağını oluşturabilme, alterasyon ve mineraloji arasındaki ilişkiyi anlama gibi birçok alanda kullanılabilir. Spektral analiz yapmamızı sağlayan PIMA (Portable Infrared Mineral Analyser) ve ASD TerraSpec 4 gibi taşınabilir spektrometreler özellikle arazide alterasyon haritalamasını yapmayı kolaylaştırmak adına dizayn edilmişlerdir. Arazi spektrometrelerinin önemli özelliklerini sayacak olursak; ince taneli partiküllerin spektral detaylarını tayin edebilme yetisine sahip olabilme, kendi ışık kaynağına sahip olarak taşınırken herhangi bir eklentiye ihtiyaç duymadan yer ve zaman kısıtlanması olmadan analiz yapabilme, ölçüm yaparken herhangi bir örnek hazırlama prosedürüne gereksinim duymayan ve karot, kaya, toprak numunesi gibi her tip örnek üzerinde ölçüm yapabilmesini sıralayabiliriz.

Terraspec 4 standart çözünürlüklü mineral spektrometresinin arazi koşullarında kolay kullanım özelliği taşıyan, ergodinamik pro-pack sırt çantası, farklı uygulamalar için tasarlanmış fiber optik kablolar, fiber optik kablolarda kırık olup olmadığını saptamak amacı ile fiber denetleyicileri, ham materyalin analizi için tasarlanmış, yüksek yoğunluklu ışık gerektiren mineral ve inorganik materyallerin yansıma ve soğuma ölçümleri için ideal hi-brite muglight, daha doğru bir ölçüm yapabilmek adına spektrometrenin değişik çevre koşullarına uygun olacak şekilde kalibre edilmesini sağlayan beyaz referans paneli ve kullandığı yüksek ısı kaynağı ile maden ve cevherin belirlenmesinde ve ölçüm yüzeyine zarar vermeden yapılan ölçümler için ideal hi-brite kontak ölçüm ucu aksesuarları mevcuttur (Şekil 1.3) .

Bahsi geçen spektrometrelerin kaya ve diğer örnek tiplerinde yapmış olduğu ölçümlerde elde edilen veriler, kısa dalga boyuna sahip SWIR adı verilen kızılötesi ışın dalga boyu (1300-2500 μ m) aralığında ifade edilir. Bununla birlikte, spektrometreler örnek yüzeyinden yansıyan radyasyon ışınlarını da ölçmektedir (Melquiades, 2004).

TerraSpec cihazı ile yapılan spektral analizler için de, taşınabilir XRF çalışmalarından kullanılan yaklaşık 10*10cm² ebatlarında kesilmiş örnek dilimleri kullanılmış ve her örnekten ortalama 4 (dört)'er adet ölçüm alınmıştır.

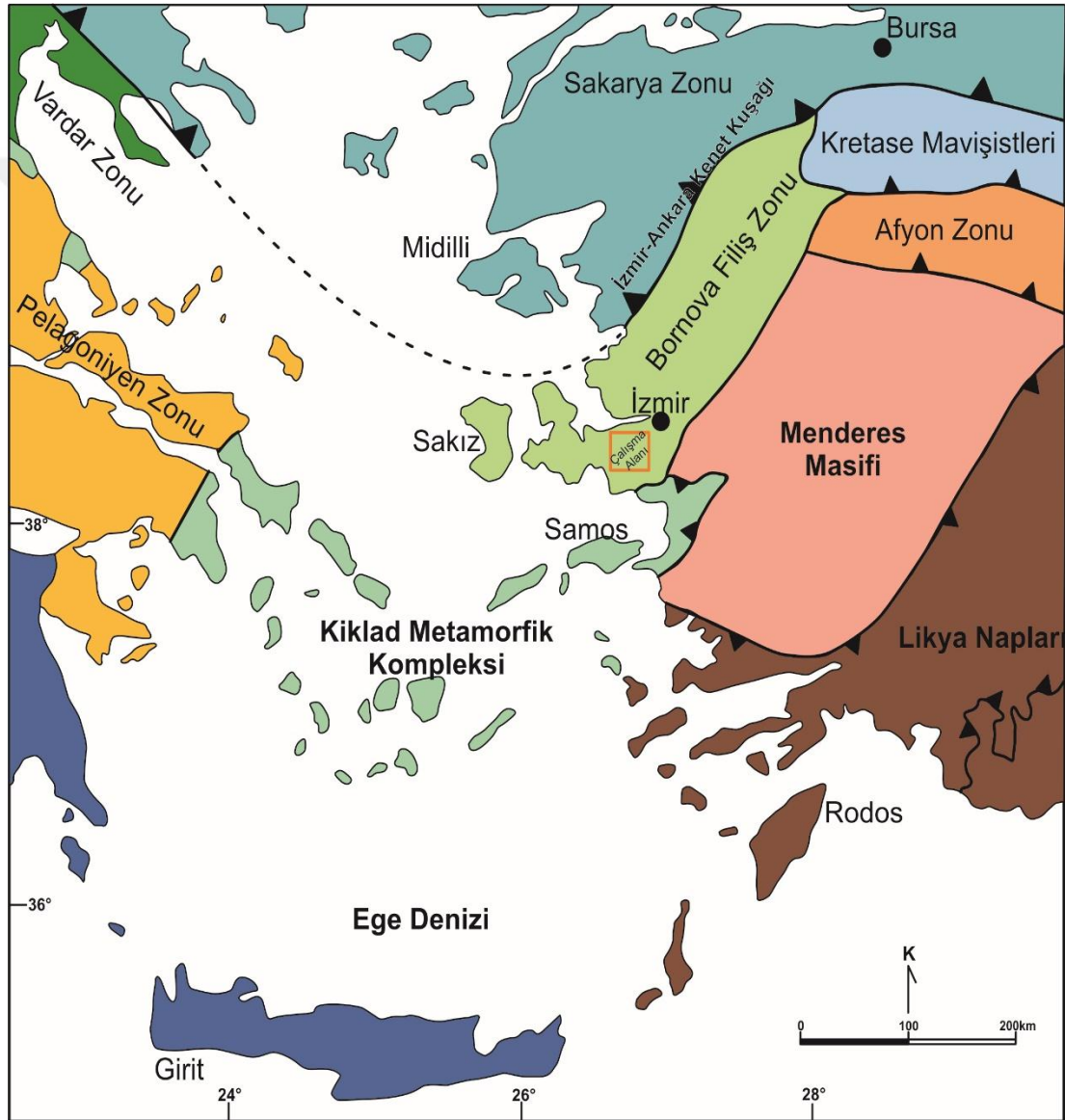


Şekil 1.3 A-B) TerraSpec 4 standart çözünürlüklü mineral spektrometresi ve aksesuarları.

1.4 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Batı Anadolu'nun batısında sedimanter-tektonik kökenli rejyonel bir olistostrom-melanj kuşağı olan Bornova-Filiş Zonunun Seferihisar yükselimi içerisinde yer alır (Şekil 1.4). Ege Bölgesi batısında, İzmir ilinin yaklaşık 25 km güneybatısında bulunan çalışma alanı, yaklaşık 50km²'lik alanı kapsamakta ve 1/25000 ölçekli İzmir L17- b3 paftası içinde, 4235000-4240000 enlemleri ve 490000-500000 boylamları arasında bulunmaktadır.

İnceleme alanı, merkezinde Çamtepe, kuzeyinde Payamlı, Kavacık, doğusunda Efemçukuru, güneybatısında Gödense ve Gölcük Köyleri ile sınırlandırılmıştır. Somaklık (924m), Poyrazoğlu (402m), Kestanebeleni (769m), Çeşmebeleni (496m), Dangarak (458m), Karacakaya, Boyalık, Adille ve Çayırıcık Tepeleri alandaki önemli yükseltileri temsil etmektedirler. Akdeniz iklimine sahip olan sahadaki akarsular düzensiz rejimlerinin yanı sıra dentritik bir akaçlama ağı sunarlar. Kireçtaşı ve riolit kayalarında dik, filiş fasiyesinde ise az eğimli dere yatakları mevcuttur.



Şekil 1.4 Çalışma alanı yeri (Okay ve Tüysüz, 1999).

1.5 Önceki Çalışmalar

Akartuna (1962), bölge ve çevresindeki paleozoyik şistlerle mermerlerin uyumlu olduklarını belirtmiş, killi şistler ile ardalı kumtaşı, konglomera volkanitler ve radyolitlerin bulunduğu birim için “filiş” sözcüğünü kullanmıştır. Bu birime, kireçtaşları içinde bulunduğu “Globotruncana” mikrofosillerine dayanarak Üst Kretase yaşını vermiştir.

Brinkman (1966), İzmir- Ankara Zonu batı ucunda yer alan Çatalkaya ve çevresindeki Kretase yaşlı ve başlıca kumtaşlarından yapı, az olarak radyolarit ve volkanitler içeren filişin varlığından bahseder.

Kaya (1972), İzmir- Ankara kuşağındaki çalışmada Prekambriyen’den Kretase’ye kadar birimler ayırtlar. Yazara göre alttan üste doğru; ultrabazik, bazik, derin bazik, yarı-derinlik kayaçları, düşük sıcaklık yüksek basınç mineralleri içeren metamorfik kayaçlar, bazik denizaltı lavı, piroklastlar, rekristalize kireçtaşı, tabakalı çört birimi ve şeyl- kumtaşı ardalıması (filiş) ve kireçtaşı (platform karbonat toplulukları) istiflelenmektedir.

Kaya (1979), Ortadoğu Ege çöküntü alanının batıdan Karaburun-Midilli, doğudan Menderes yapısal yükseltileri ile çevrili olduğunu belirtmiştir. Yazar, çöküntü alanının batıdan doğuya doğru Foça çöküntüsü, Yamanlar yükseltisi ve Akhisar çöküntüsü olarak adlandırılan yapısal stratigrafik basamaklardan oluştuğunu belirtir. Yazara göre, KD- K (Miyosen-Pliyosen), KB- BKB (Miyosen-Pliyosen) ve BKB- B (Pliyosen-Kuvaterner) gidişli yapısal stratigrafik sistemler bölgeyi etkilemiştir. Yine yazara göre, Neojen zaman diliminde Ortadoğu Ege çöküntüsü KD- K gidişli çizgisellik taşıyan özgül rift sisteminden yapıldır ve alan Kuvaterner boyunca rift niteliğini korur.

Andiç (1981), Urla Yarımadası genel jeokimyasal çalışmalarında Cu, Pb, Zn, As, Sb elementlerine ait jeokimyasal anomaliler tespit etmiştir. Efemçukuru ve Kavacık köyleri arasında Pb, Zn, Cu, Mn cevherli zonları civarında 1/10000 ölçekli detay jeolojik etüd gerçekleştirerek stratigrafiye hornfels birimini eklemiştir.

Okay ve Siyako (1992), İzmir- Ankara Kenet Kuşağı'nın güneydoğusunda, Bornova Filiş Zonu adı verilen bir filiş alanının bulunduğunu belirtmişler ve bu zonun matriksinin, makaslanmış grovak ve seyrek şeyl, tane akıntısı ve kalsitürbiditin oluşturduğunu ifade etmişlerdir. Filiş matriksi içinde kilometrelerce büyüklüğe ulaşabilen neritik Triyas ve Jura kireçtaşı bloklarının varlığından da bahseden yazarlar birçok bölgede bloklar içerisinde Triyas ve Jura kireçtaşlarının uyumsuzlukla Senoniyen pelajik kireçtaşları tarafından örtüldüğünden bahsederler.

Bornova filişi içerisinde seyrek olarak ultramafik, radyolarit, spilit ve pelajik şeyl bloklarının bulunduğunu belirten araştırmacılar, matriks içinde yer alan Üst Kampaniyen kireçtaşı blokları ve üzerine gelen Alt Eosen kireçtaşlarına dayanarak Bornova Filiş'ine Maastrichtiyen-Paleosen yaşını vermişlerdir.

Oyman ve diğer. (2003), damar tipi olan Efemçukuru Au yatağının saçınım ve ornatım mineralizasyonu ile ilişkili olduğunu belirtir. Yazarlar, damarlara, Neojen volkanizmasına bağlı gelişen riyolit sokulumu barındıran, geç Kretase- Paleosen yaşlı İzmir- Ankara zonu derin denizel kumtaşı- çamurtaşı (filiş fasiyesi) biriminin ev sahipliği yaptığını belirtir ve cevherleşmenin, magmatik hidrotermal faaliyetin geç evre atımları ile ilişkili olduğundan söz ederler. Sokulumun ve akabinde gerçekleşen epitermal mineralizasyonun KB- GD doğrultulu normal faylar kontrolü altında olduğunu ve bunların 60°-80° KD eğimli şekilde geliştiklerini belirten yazarlar, diğer önemli cevher taşıyan oluşumlar olarak münferit kuvars damarlarını ve sülfid mineralleri ile ilişkili mineralize hornfels fasiyesini tanımlamışlardır. Yazarlar, mineralizasyon ile ilgili alterasyonun damar ve ağısal bölgelerde rodonit, rodokrozit, aksinit, kuvars, kalsit ve adularya, yan kayaçlarda ise klorit, serizit, illit ve kaolinit ile temsil edildiğini ifade ederler. Homojenleşme sıcaklık aralığını 200°-300°C olarak veren araştırmacılar, bunun cevher yerleşiminin magmatik kaynaktan uzakta, epitermal çevrede olduğunu yansıttığını belirtirler. Sıvıların tuzluluğunun geniş aralıklı olması nedeniyle (0-9% NaCl) yataktaki cevher sülfid çeşitliliğinin düşük sülfidasyon epitermal sistemlere göre oldukça zengin olduğundan da bahseden yazarlar, sıvı kapanım verilerinin karmaşık bir jeotermal sistemin varlığını gösterdiğine dikkat çeker. Oyman ve diğer. (2003)'e göre gaz ve mikrotermometrik veriler akışkan karışımına işaret etmektedir. Yazarlar, arsenopirit, pirit, markazit,

sfalerit, galen ve kalkopiritin ana mineraller, pirotit, fahlerz-grup, sfen, rutil ve altının ise aksesuar olarak meydana geldiğini, pirolusit, limonit (götit-lepidokrozit), kovellin- kalkozin, malakit ve azuritin ise ikincil kökenli olduğunu belirtir.

BÖLÜM İKİ

JEOLOJİ VE TEKTONİK

2.1 Bölgesel Tektonik

Batı Anadolu, Pontidler ve Anatolid-Toridler olmak üzere iki ana tektonik kuşak içermektedir. Erken Mezosoyik/Senozoyik döneminde Avrasya ve Afrika levhalarının çarpışması sonucu Tetis Okyanusunun kapanması ile beraber birimlerin birleşmesi neticesinde İzmir-Ankara Kenet Kuşağı meydana gelmiştir (Şekil 2.1) (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay, 2008; Sharp ve diğer., 2006; Voudouris ve Melfos, 2014; Yiğit, 2009).

Anadolu levhasının bugünkü şeklini almasını sağlayan ana neo-tektonik yapılar ise sağ yönlü Kuzey Anadolu fay zonu (KAFZ), sol yönlü Doğu Anadolu (DAFZ) ve Ölüdeniz fay zonları (ÖFZ) ve güneyde Ege-Kıbrıs aktif dalma-batma zonudur. Bu yapılar boyunca Afrika ve Avrasya levhaları birbirine yaklaşıırken, Anadolu levhası BGB istikametine doğru saat yönünün tersi yönde hareket eder. Bununla birlikte Afrika ve Arap levhaları; Ege yayı (EY), Kıbrıs yayı (KY) ve Bitlis-Zagros suture zonu (BZSZ) boyunca Anadolu ve Avrasya levhalarının altına dalar (Şekil 2.1) (Şengör, 1979; Barka, 1999; Bozkurt, 2001a).

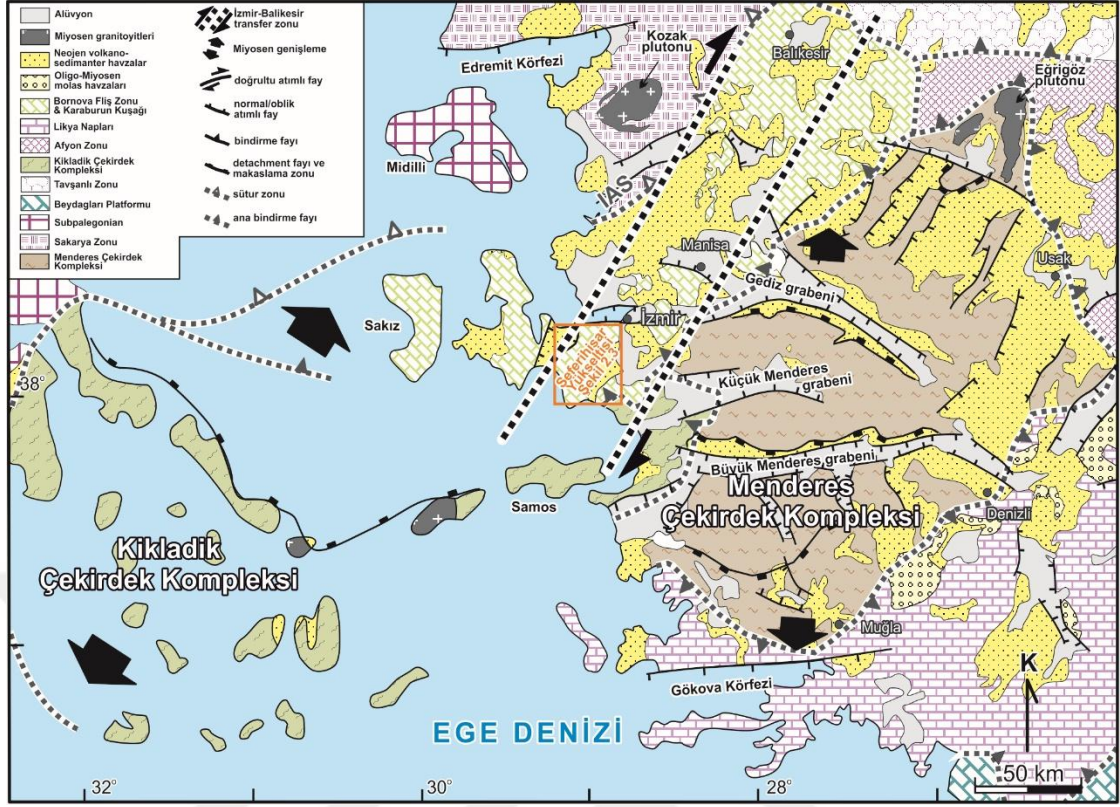
Batı Anadolu, orojenik sıkışmanın kıtasal genişlemeyi izlediği aktif sismik bölgelerinden birisidir (Dewey and Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğer., 1985; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Bozkurt, 2001a). Batı Anadolu'yu şekillendiren genişleme rejimine dair dört farklı görüş bulunmaktadır (Uzel, 2007, s. 2-3):

“Tektonik kaçış modeli: Arap ve Avrasya levhalarının BZSZ boyunca çarpışmaları sonucu, Anadolu levhası KAFZ ve DAFZ boyunca batıya hareket etmekte ve bu hareket Batı Anadolu’nun K-G genişlemesine sebep olmaktadır. Şengör (1982) bu modelin temelini Becker-Platen (1970)’ in D-B uzanımlı Büyük Menderes grabenindeki paleontolojik verilerine dayandırır ve K-G açılmanın başlangıç yaşını Tortoniyen olarak verir. Bu modele göre Batı Anadolu’daki KD havzalar, Tortoniyen öncesi Neotetise dik doğrultuda gelişen K-G sıkışmanın yarattığı paleo-tektonik Tibet-tipi çapraz grabenlerdir. Bu grabenler Tortoniyen sonrası tektonik kaçışın sonucu K-G açılma ile yeniden düzenlenerek, Ege-tipi çapraz grabenler şeklinde bugünkü konumlarını almışlardır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979, 1980, 1982, 1987; Şengör ve diğer., 1985; Görür ve diğer., 1995).

Yay gerisi açılma modeli: Ege yayındaki yitimin güney ve güneybatıya göçü bu model için başlangıç noktasıdır. Burada Ege yayının göç etmesi sebebi ile yay gerisi olan Batı Anadolu’da K-G genişleme gerçekleşmektedir. Araştırmacılar yay gerisindeki bu açılmanın geç Miyosen’ de başladığını ileri sürmektedir (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve McKenzie, 1988; Meulenkamp ve diğer., 1994; Okay ve Satır, 2000).

Orojenik çökme modeli: Bu modele göre, Geç Paleosen sonunda sıkışma nedeni ile kalınlaşan kıtasal kabuk Geç Oligosen - Erken Miyosen ’de incelerek yayılmakta ve K-G doğrultulu kıtasal genişlemeyi oluşturmaktadır (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğer., 1992).

İki evreli grabenleşme modeli: Bu modelde Batı Anadolu’daki havzaları oluşturan orojenik çökme iki evrede gerçekleşmektedir. İlk evrede (Oligosen-erken Miyosen) düşük açılı normal fayların denetlediği orojenik çökme, ikinci evrede (Pliyo-Kuvaterner) ise Anadolu levhasının batıya kaçışı ile ilişkili K-G gerilme ve yüksek açılı normal fayların denetlediği riftleşme söz konusudur (Sözbilir ve Emre, 1996; Koçyiğit ve diğer., 1999; Bozkurt, 2000, 2001a, 2003; Işık ve Tekeli, 2001; Lips ve diğer., 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Koçyiğit, 2005).”



Şekil 2.2 Batı Anadolu jeoloji haritası (Sözbilir ve diğer., (2011)' den sadeleştirilmiştir).

2.2 Batı Anadolu Bornova Fliş Zonu ve Çevresindeki Önemli Epitermal Yataklar

Batı Anadolu'daki Geç Kretase- Geç Miyosen volkanik kayaçların yitim ile ilişkisi olması dolayısıyla buradaki intrüzif kütlelerde kalk-alkali granit ile granodiyorit ve monzogranit ile siyenogranit birimleri arasında değişim gösteren farklı bileşimler mevcuttur (Delaloye ve Bingöl, 2000). Ancak, Batı Anadolu civarındaki volkanik aktivite yaygın olarak andezitik ve dasitik kalk-alkali volkanizma şeklinde Geç Oligosen- Erken Miyosen zaman diliminde başlamış ve Geç Pliyosen boyunca kademeli olarak bazaltik alkali volkanizma geçişi şeklinde devam etmiştir (Yılmaz, 1990).

Kıtasal-yay volkanizması ile ilişkili kalk-alkali kompozisyonlu Tersiyer karasal volkanik kayaçlar epitermal altın cevherleşmelerine ev sahipliği yapmak adına çok uygundur (Cooke ve Simmons, 2000). Türkiye'deki potansiyel maden yatakları

arasında özellikle epitermal sistemler çoğunluk gösterirler. Türkiye, yüksek- orta- düşük sülfidasyonlu epitermal altın yataklarının her birinin temsilcilerini barındırsada, en fazla önem arz eden epitermal sistemler düşük sülfidasyonlu epitermal sistemlerdir (Yiğit, 2006).

Yüksek sülfidasyonlu sistemler genel olarak Türkiye'nin kuzeybatısındaki Biga Yarımadası'nda kümelenmiş olsa da bu bölgede de bazı istisnai düşük sülfidasyonlu cevherleşmeler gözlenmektedir.

Ovacık, Efemçukuru, Küçükdere, Ağı Dağı ve Şahinli yatakları batı ve kuzeybatı Türkiye'deki karasal volkanik kayalar ile ilişkilendirilir (Tablo 2.1). Erken Miyosen andezit porfirin ev sahipliğindeki Ovacık düşük sülfidasyon damar tipi cevherleşmesi, DKD uzanımlı Bergama Grabeni'nin kuzey sınırında yer alır. Doğu ve kuzeybatı uzanımlı bantlı kuvars-adularya damarları ve geç evre breşleri yüksek Au tenörüne sahiptir (Newmont, 2002). Homojenleşme sıcaklıkları 150° – 250°C ve tuzluluk değerleri 7-8% NaCl eş. aralığındadır (Yılmaz, 2002).

Efemçukuru epitermal Au yatağı Geç Kretase- Paleosen Bornova Filiş Zonu kayacı ev sahipliğinde Neojen volkanizmasına bağlı riyolit sokulumu ile ilişkilendirilen bir cevherleşmedir. Bor elementi bakımından zengin olan bu epitermal sistemde, Kokarpınar ve Kestanebeleni ana damarlarının yanı sıra geç evrede gelişmiş sülfite zengin damarcıklar mevcuttur. Altın mineralizasyonu en az iki ayrı hipojen olay ile bağlantılı olarak tanımlanmıştır; erken metasomatizma, geç hidrotermal alterasyon ve en az üç aşamadan oluşan mineralizasyon. Ancak, altın tenörü 100m derinliğin üzerindeki oksidasyon zonundaki süperjen değişiklik sonucunda yükselmiştir (Oyman ve diğer., 2003).

Miyosen yaşlı andezitin ev sahipliği yaptığı Küçükdere düşük sülfidasyon damar tipi maden yatağında bulunan altın mineralizasyonu ise, kuzeydoğu uzanımlıdır ve yüksek tenörlü bantlı-kuvars damarları ile ilişkilidir (Çolakoğlu, 2000). Biga Yarımadasındaki Neojen volkanizmasına bağlı gelişen ikincil ekonomik, yüksek sülfidasyonlu epitermal mineralizasyona Ağı Dağı, Madendağ ve Kartaldağ örnekleri verilebilir. Balya Pb-Zn-Ag yatağında olduğu gibi kimi epitermal baz metal cevherleşmeleri de yüksek kıymetli metal değerleri barındırabilir (Ağdemir ve diğer.,

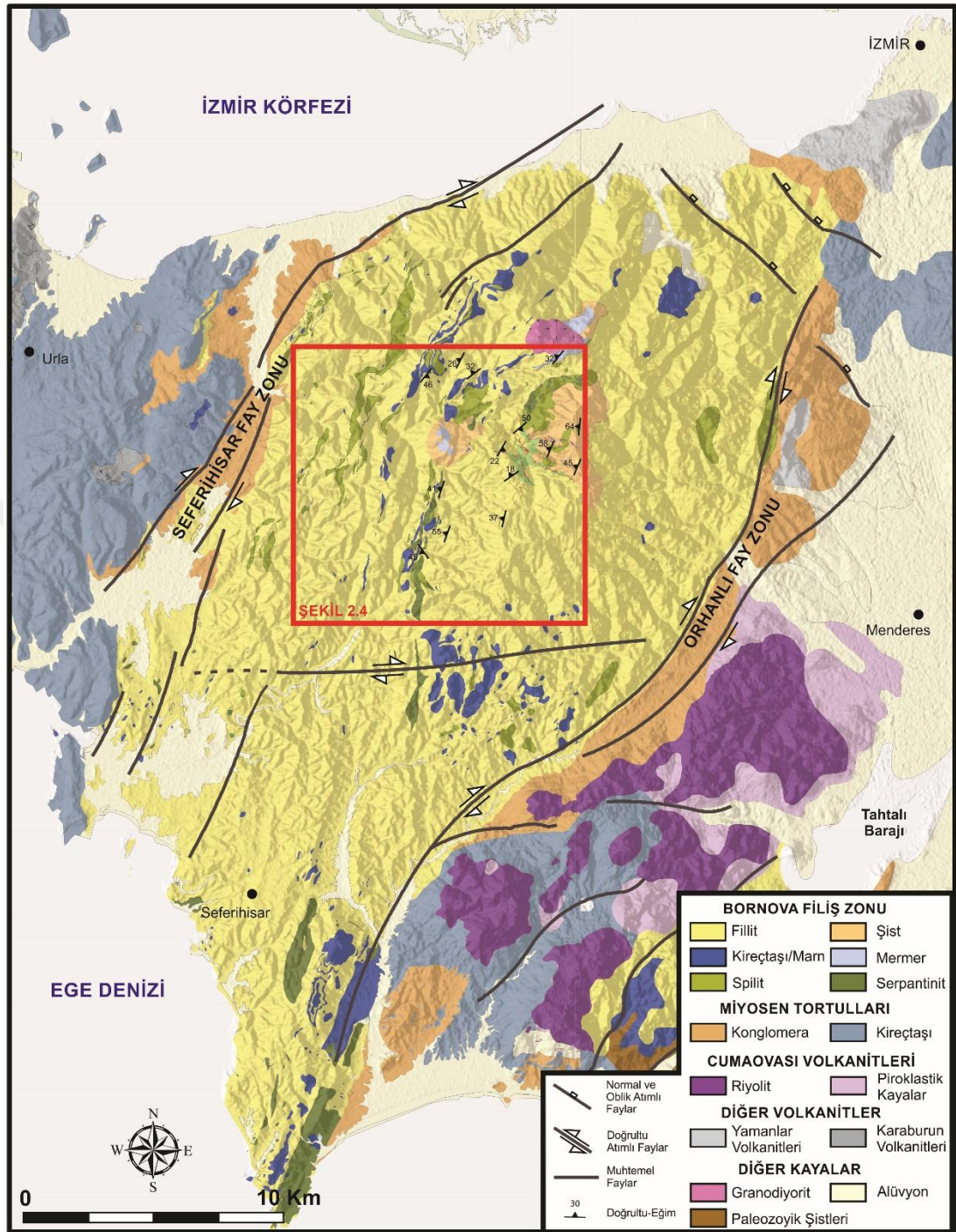
1994); bir külçe kurşun 7 g/t Au ve 1938 g/t Ag içermektedir (Kovenko, 1940). İzmir il sınırları dâhilinde bulunan, Geç Oligosen- Orta Miyosen yaşlı dasitik lav ve tüflerin ev sahipliği yaptığı Arapdağ da benzer bir sistemdir.

Tablo 2.1 Batı Anadolu Bornova Filiş Zonu ve çevresindeki önemli epitermal yatakların özellikleri

	Yatak Tipi	Ana Kayaç	Ana Kayaç Yaşı	Cevher Tipi	Yapı
Ovacık (izmir)	Düşük Sülfidasyon	Andezit porfir	Erken Miyosen	Damar, breş	D-KB dorultulu damarlar
Efemçukuru (izmir)	Düşük- Ortaç Sülfidasyon	Fliş (1) Riyolit (2)	Geç Kretase (1) Neojen (2)	Damar, ağsal, breş	KB doğrultulu faylar ve damarlar
Küçükdere (Balıkesir)	Düşük Sülfidasyon	Andezit porfir	Miyosen	Bantlı kuvars-karbonat damarları	KB doğrultulu damarlar
Ağı Dağı (Çanakkale)	Yüksek Sülfidasyon	Dom kompleksi	Oligosen	Saçınım, breş	KD uzanımlı zon
Şahinli (Çanakkale)	Ortaç Sülfidasyon	Andezit (1) Şist (2)	Eosen (1) Paleozoyik (2)	Damar	KD-D-K uzanımlı damarlar
Madendağ (Çanakkale)	Yüksek Sülfidasyon	Şist, Andezit	Erken Miyosen	Damar, breş, ağsal	KB doğrultulu damar, KD doğrultulu mineralli çatlak ve kırıklar
Balya (Balıkesir)	Yüksek Sülfidasyon	Andezit, Dasit	Erken Miyosen Geç Oligosen	Damar, saçınım	K-D-KKB doğrultulu zon
Arapdağ (İzmir)	Yüksek Sülfidasyon	Dasitik tüf ve lav	Geç Oligosen Orta Miyosen	Damar, saçınım	D-B uzanımlı mineralli çatlaklar

2.3 Çalışma Alanının ve Yakın Çevresinin Litostratigrafisi

Genişleme tektoniğine bağlı gelişen kuzeydoğu uzanımlı yapı sunan Seferihisar yükselimi genel olarak Bornova Filiş Zonu kayaçlarından ibarettir. Kuzeybatıdan Miyosen tortulları ve güneydoğudan Cumaovası volkanik kayaçları filişi örtmektedir (Şekil 2.3). Çalışma alanında ve yakın çevresinde, ana olarak Üst Kretase- Paleosen yaşlı İzmir- Ankara zonu kayaçları ve Neojen yaşlı volkanik kayaçlar yer almaktadır (Şekil 2.4).



Şekil 2.3 Seferihisar yükseltisinin jeoloji ve yapısal haritası (Zhu ve diğer., (2006) ve MTA, (2002)'den derlenerek).

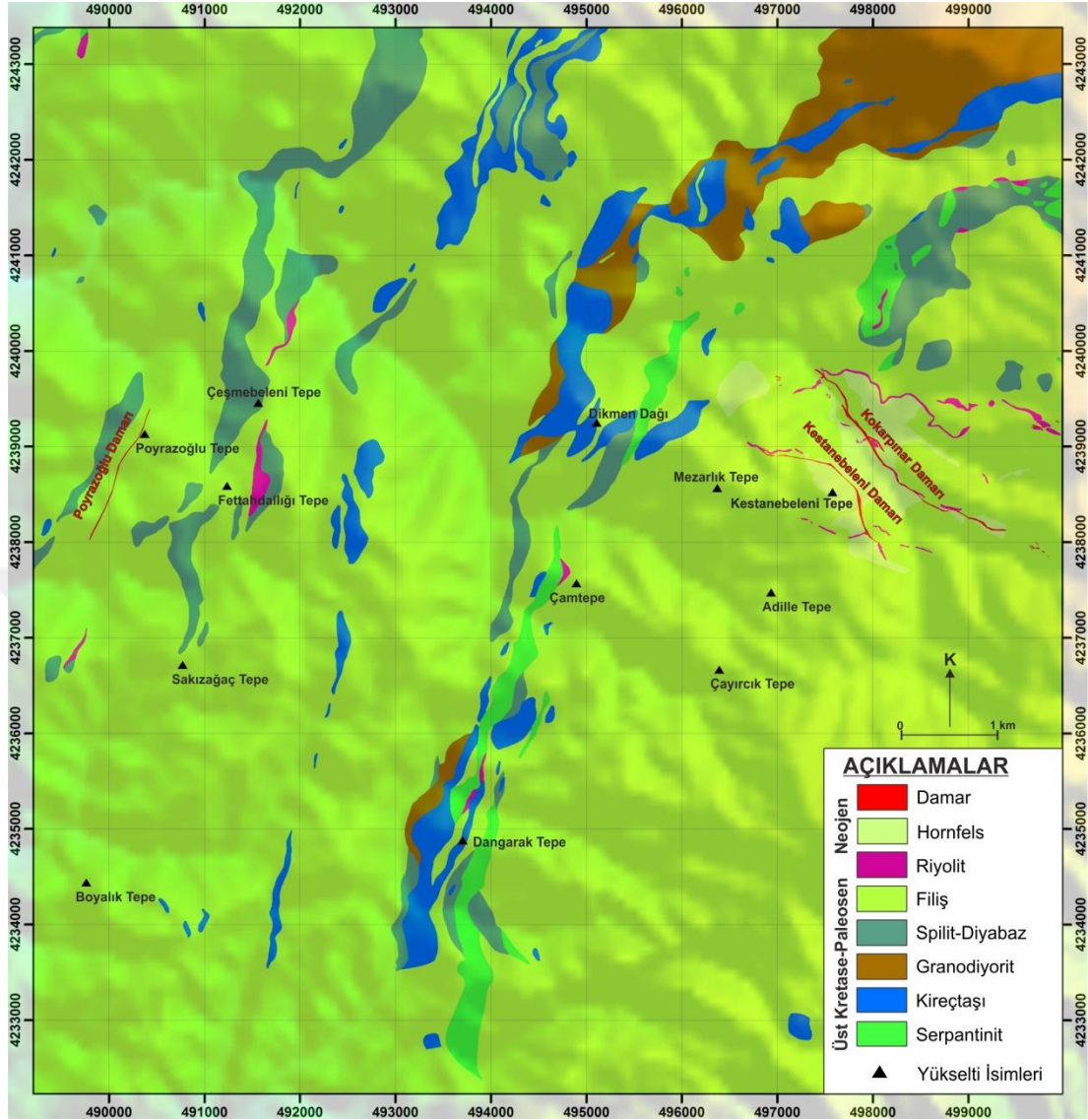
2.3.1 Üst Kretase- Paleosen

İzmir-Ankara zonu kayaçları başta kumtaşı-şeyl ardalanması olmak üzere çeşitli kireçtaşları, mafik ve ultramafik kayaçlar, masif kumtaşları, serpantinit, spilit, diyabaz ve kireçtaşlarından oluşmaktadır (Brinkmann, 1966; Erdoğan, 1990). Genç ve diğer., (2001)'in çalışmalarına göre filiş, kumtaşı, silttaşı ve şeyller baskın olmak üzere fillitler, şistler, rekristalize kireçtaşları ve metamorfizmaya uğramış çeşitli bloklar, spilit-diyabaz, radyolarit ve serpantinit gibi ofiyolitler ile granodiyorit gibi magmatik birimlerden oluşmaktadır (Şekil 2.5A ve B). Filişin içerisindeki 20 km uzunluğa ulaşan kireçtaşı kütleleri Kampaniyen-Daniyen'de filişin oluşumu sırasında, havza içine taşınarak filişin içerisindeki kireçtaşı blokları olarak yerini almıştır. İzmir-Ankara Zonu'nun Bornova ile Seferihisar arasındaki bölümü kapsayan ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı olan Bornova Karmaşığı (Bornova Filiş Zonu), Menderes Masifi kayalarının üzerinde doğrultu atımlı faylar boyunca yer almaktadır (Erdoğan, 1990).

Kumtaşı şeyl- çamurtaşı ardalanması: Bornova Filiş Zonunun ana matriksini oluşturan bu birim çalışma alanında yaygın olarak görülmekte, temel olarak türbiditik kumtaşı-şeyl ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmakta, yanal ve düşey olarak radyolaritli fasiyeslere geçiş göstermektedir (Helvacı ve diğer., 2013).

Fillitler: Bornova filiş zonundaki türbiditik matriksin bazı yerlerinde kısmen hafif derecede metamorfizmaya bağlı gelişmiş olan fillitler, gri, yeşilimsi, siyah olup çok ince tanelidir (Okay ve diğer., 2012). Şekil 2,4'te ayırtlanmamış olan fillitler çok iyi laminalanma gösterirler ve yer yer karbonat seviyeleri içerirler. Tektonik dokanağa yakın birimlerde ezilme ve kırılma göstermektedir (Şekil 2.5C). Birçok yerde kuvars ve kalsit damarları ile kesilmesinin yanı sıra yer yer demirli hidrotermal akışkanlar ile bozunmuş ve boyanmış durumdadırlar.

Kireçtaşı Blokları: Bornova filiş zonunda en yaygın olan kireçtaşları gri, beyaz, siyah renkli olup, keskin köşeli, kırıklı, erime boşluklu, bol eklemlili, orta ve ince katmanlıdır. Genellikle KKB-GGD doğrultusunda uzanım gösterirler. Kimi yerde dolomitleşme görülmektedir. Dayanımlarının matriksi oluşturan kumtaşı-şeyl-çamurtaşı ardalanmasına göre daha yüksek olması sebebiyle topoğrafyadaki sırtları oluşturmaktadırlar.

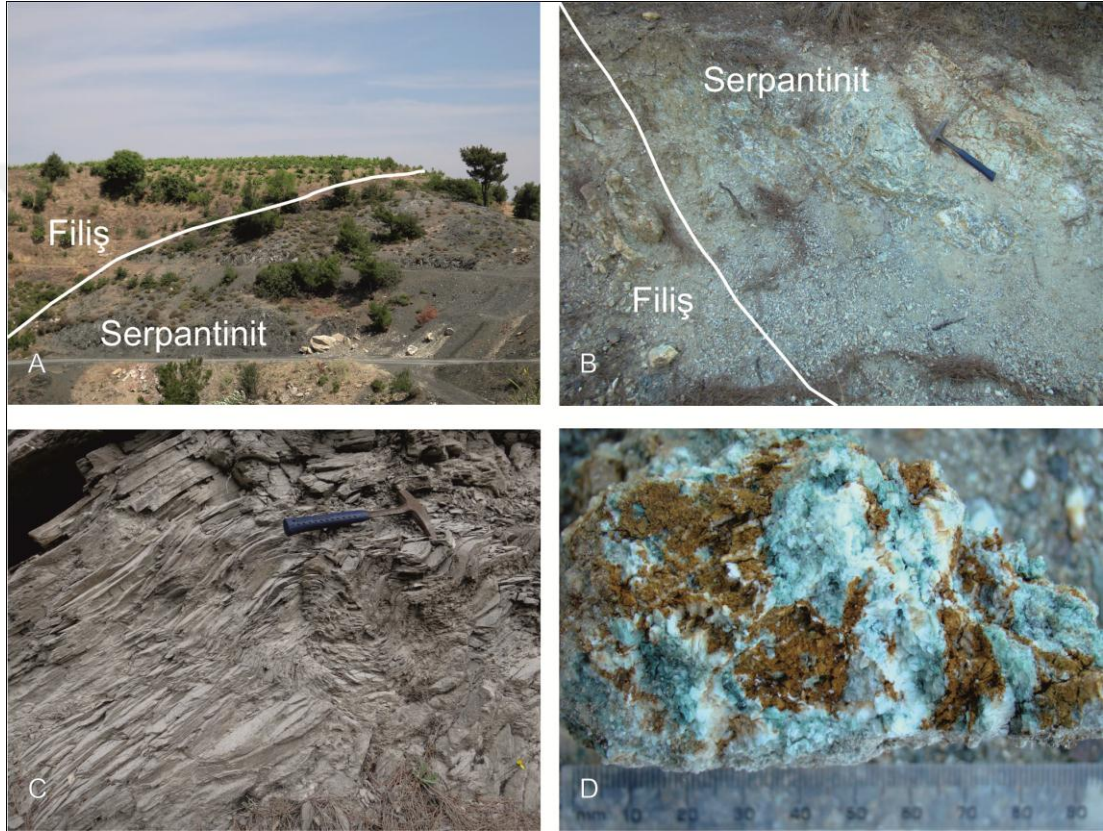


Şekil 2.4 Çalışma alanının jeoloji haritası (MTA, (2002) ve Lewis Geoscience, (2008)'den derlenmiştir).

Serpantinit Blokları: Yeşil renklidirler ve ezilmeye uğramaları dolayısıyla oldukça kırılğandır (Şekil 2.5D). Yersel talklaşma ve asbestleşme göstermelerinin yanı sıra tali olarak kromit oluşumlarına da rastlanmaktadır. Çalışma alanında yaygın olarak KKD-GGB doğrultusunda ve dar şeritler halinde mostra verirler. Bununla birlikte en iyi mostraları Gödense Köyü ile Çamtepe Köyü arasında gözlemlenmektedir.

Spilit ve Diyabaz Blokları: Kırmızı, kahve, sarı ve yeşil renktedirler. Eklemlili, kırılğan, nadiren masif olup, çalışma alanında en iyi mostraları Gödense Köyü ve Poyrazoğlu Tepe'de vermesinin yanı sıra yaygın olarak KKD-GGB doğrultusunda ince şeritler halinde uzanmaktadır.

Granodiyorit Blokları: Filişin çökmesi sırasında jeosenklinal içine ekzotik blok olarak yerleştiği düşünülmektedir (Yılmaz ve diğer., 1977). Çalışma alanında, Gödençe Köyü güneydoğusundaki Dangarak Tepe’de görülmektedir. Yılmaz ve diğer. (1977) tektonik breşli albit granodiyorit olarak tanımlamıştır.



Şekil 2.5 A) Filiş fasiyesi dâhilindeki serpentinit blokları B) Filiş-serpantinit dokanağı C) Yer yer ezilme ve kırılma gösteren filiş D) Çamtepe Bölgesi’ndeki en yaygın bloklardan kırıklı serpentinit

2.3.2 Neojen

Riyolit Porfir Daykları: Sub-volkanik magmatizmaya bağlı olarak gelişen ve genelde porfirik doku sunun bu sokulumlar, sarımsı, beyaz renkli, sert ve köşeli kırıklıdır. Borsi ve diğer., (1972) bölgedeki riyolit kayaçları için Geç Miyosen (11.9 My, K-Ar) yaşını rapor etmiştir. Saha genelinde, taze sokulumların yanı sıra yüksek derecede

silisleşmiş riyolit daykları da mostra verir. Riyolit dayklarının dağılımları, sığ bir stok ile ilişkili olabileceklerini düşündürmektedir. Bölgede gözlenen riyolit daykları Efemçukuru bölgesinden genel olarak BKB, Çamtepe ve Fettahdalığı tepe civarlarında ise KKD doğrultusunda gözlenirler. Çalışma alanı çevresinde Efemçukuru bölgesinde görülen dayklar yaygın şekilde hornfelsler içinde görülürken, Çamtepe ve Fettahdalığı tepe etrafında filiş, serpantinit ve kireçtaşları ile ilişkili olarak görülür.

Hornfels Zonu: Sadece çalışma alanının doğusunda yer alan Kestanebeleni tepe çevresinde, Kestanebeleni ve Kokarpınar damarları boyunca gözlemlenebilen ve önceki çalışmalarda detaylı olarak haritalanan bu zon, yaklaşık 2×2 km'lik bir alanı kaplar. Bu zon kayaçları, yeşil ve beyaz bantlı, sert ve köşeli kırılımandır (Şekil 2.6). Hornfels, kalkerli fillitler sonucu dekarbonasyon ve silisleşme ile beraber epidotik/aktinolitik alterasyon (kalk-silikat alterasyon) oluşturmuştur (Hedenquist, 2010). Hornfelsleşme sonucu konak kayalar kırılma güçlüğüne, bununla beraber çatlama ve breşleşmeye karşı sünümlü ve pelajik fillitlere göre daha duyarlı hale getirmiştir. Bölgede geniş alana yayılmış riyolit sokulumları, hornfelsin nispeten sığ derinliklerde de mevcut olabileceğini düşündürmektedir. Bu mevcut aşınma yüzeyinde mostra veren ve damarlar barındıran hornfelsin derine doğru daha geniş ölçekte olabileceği anlamına gelebilir.



Şekil 2.6 A) Hornfels-Kokarpınar damar dokanağı B) Yeşil-beyaz bantlar barındıran hornfels kayacı

2.4 Yapısal Jeoloji

Üst Kretase öncesinde çökelen Bornova Filişi, Neojen öncesinde kuzeydeki Neo-Tetis okyanusunun kapanmasıyla kuzeyden ultramafik ve mafik kayalar tarafından örtülmüştür. Bölgedeki grabenleşme, Kaya (1979)'ya göre, Neojen öncesi sıkışma tektoniği ile oluşmuş çizgilerin, Neojen boyunca devam eden tektonik ile yeniden gelişmesi sonucu KD-GB ve D-B arasında değişen doğrultularda işlemiş bir genleşme çatısı içinde meydana gelmiştir.

Seferihisar yükselimi üzerindeki İzmir filişine ait birimleri kesen KD-GB ve KB-GD tektonik hatları boyunca yerleşmiş olan Subvolkanik riyolit daykları ile birlikte ve onları keser şekilde gelişmiş olan Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Fe, Mn cevherleşmeleri bulunmaktadır.

Bölgesel ve yerel ölçekte iki ana yapı gözlemlenmektedir;

- KD ve GB eğimli normal faylar ve

-GD eğimli eşlenikleri ile birlikte KB eğimli normal/oblik ve sol atımlı doğrultu atımlı faylar.

Sahadaki fay çiziklerine bakıldığında ikinci yapıdaki doğrultu atımlı fayların Seferihisar yükselimine bağlı üretilen normal faylardan daha genç olduğu gözlemlenmektedir. Bu durum Uzel ve diğer. (2008) verileri ile uyum sağlamaktadır.

Çalışma alanı doğusunda gözlenen Efemçukuru yatağında, kuvars fenokristalleri barındıran yaklaşık 45°-65° eğimli riyolit sokulumları ve birinci yapı sonucu oluşan epitermal damarların, ikinci yapıyı oluşturan genelde doğrultu atımlı faylar tarafından kesildiği görülmektedir.

BÖLÜM ÜÇ

CEVHERLEŞMELER

Çamtepe Köyü çevresindeki alan çeşitli düşük-ortaç sülfidasyonlu damar tipi cevherleşmelere ev sahipliği yapmaktadır. Çamtepe ve çevresinin cevher olanaklarının daha iyi irdelenebilmesi için çevre cevherleşmelerinde bilinmesinde yarar bulunmaktadır. Bu nedenle, bölgedeki tüm cevherleşmeler inceleme alanının batısında Fettahdallığı Bölgesi, doğusunda Efemçukuru Bölgesi ve merkezinde Çamtepe Bölgesi olmak üzere üç kısımda incelenmiştir. Çalışmanın ana hedefi olan Çamtepe Bölgesi'nden yüzey örnekleri alınmış ve bunlardan petrografik, jeokimyasal ve spektral analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.1). Fettahdallığı Bölgesi'ne dair petrografik veriler MTA (1996) çalışmalarından derlenmiştir. Efemçukuru Bölgesi olarak ayrılan alanda ise hali hazırda işletilmeye devam eden önemli bir ortaç sülfidasyon epitermal Au yatağı bulunmaktadır.

3.1 Fettahdallığı Bölgesi

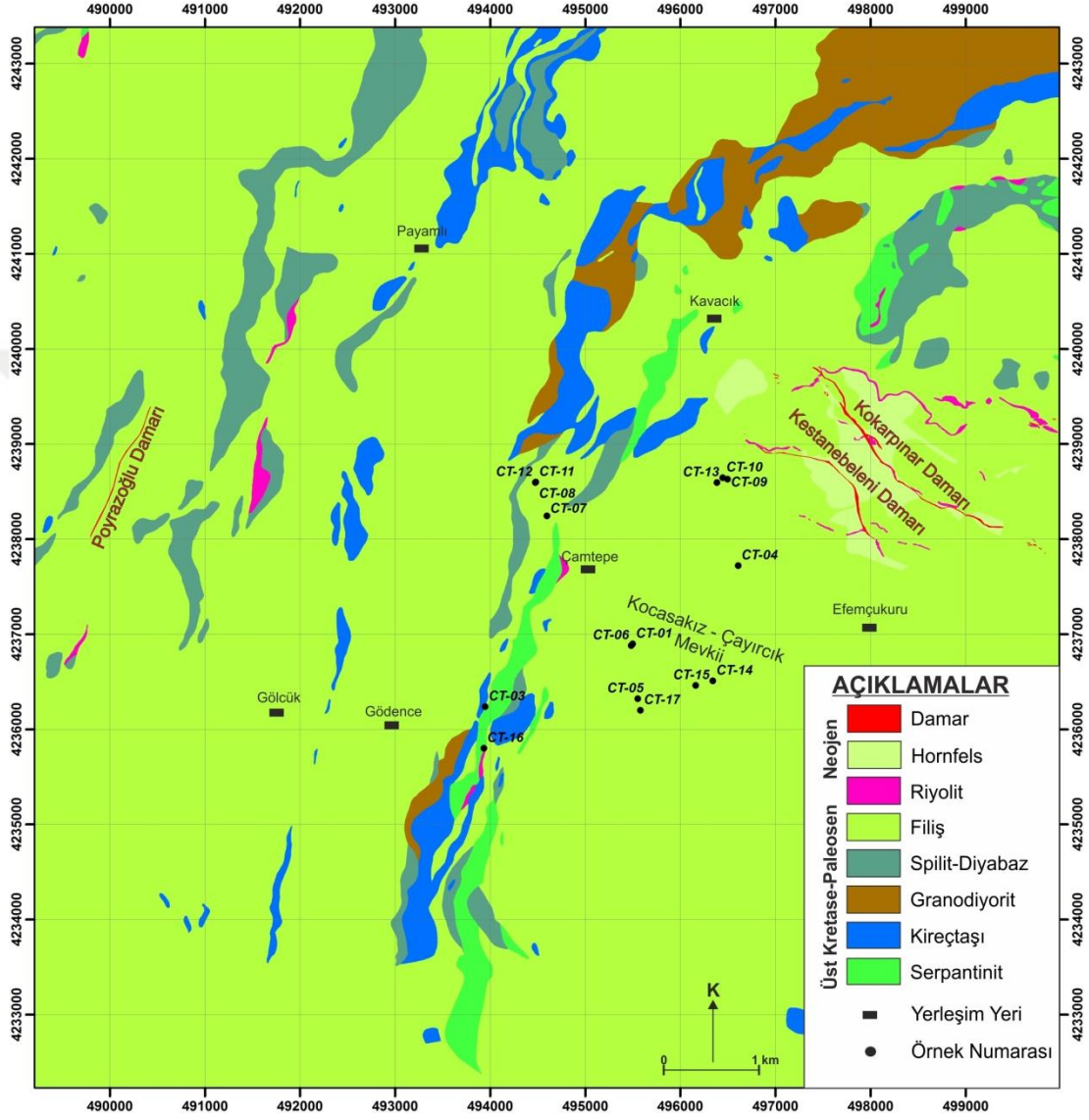
Yaklaşık 10 km²'lik bir alanı kapsayan bölgenin kuzeydoğusunda Çeşmebeleni Cevherleşmesi, güneyinde Sakızağaç ve Boyalık Cevherleşmeleri ve batı-kuzeybatısında ise Poyrazoğlu Cevherleşmeleri bulunmaktadır (Şekil 3.2).

Çeşmebeleni, Sakızağaç ve Boyalık Cevherleşmeleri bölgedeki kireçtaşı ve spilit-diyabaz bloklarına ve Poyrazoğlu Cevherleşmesi'ne görece paralel bir hat üzerinde yaklaşık KKD doğrultusunda uzanmaktadır.

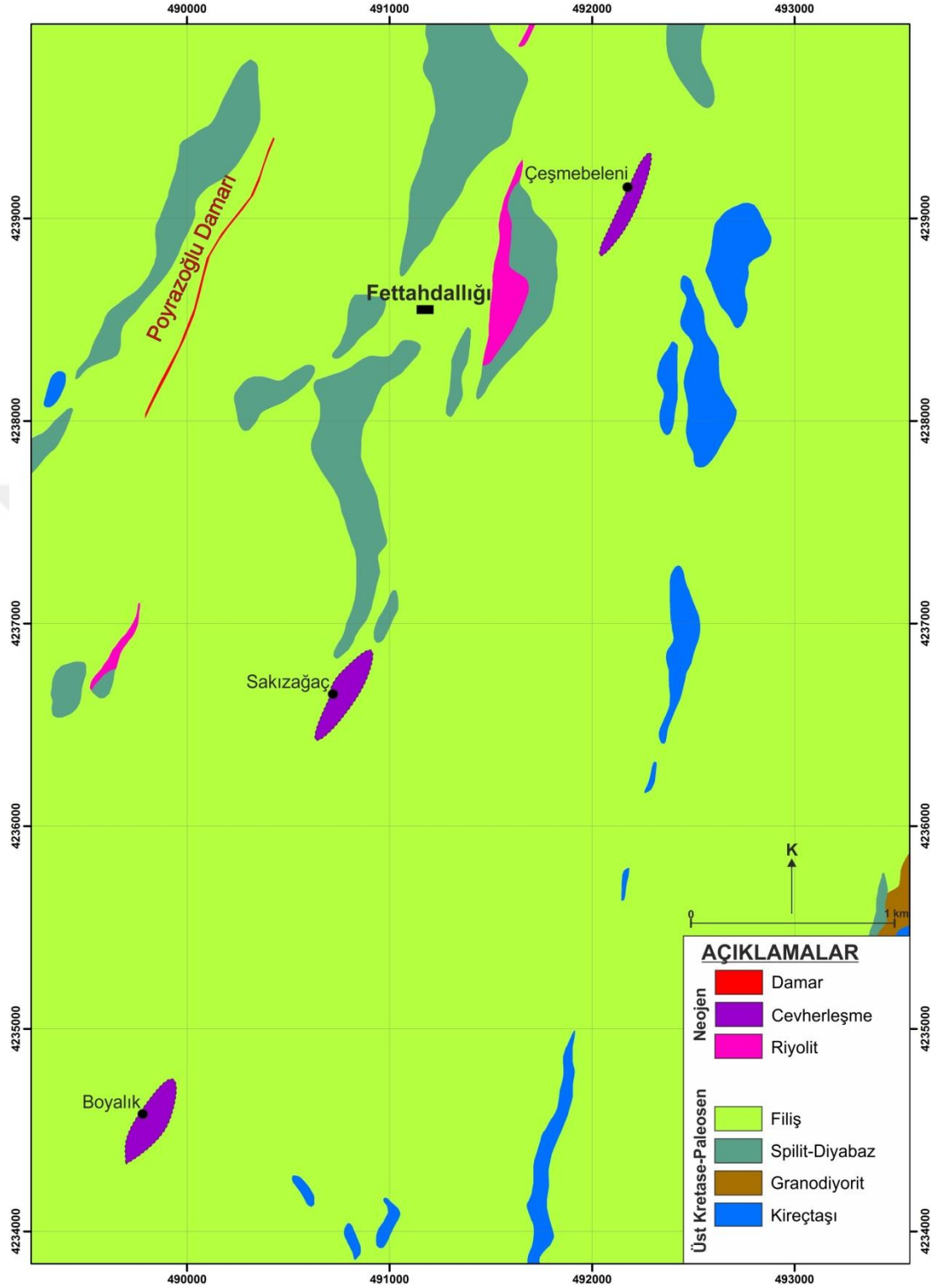
3.1.1 Çeşmebeleni Cevherleşmesi

Hidrotermal (bölgesel propilitik) alterasyon etkilerinin net olarak gözlemlendiği cevherleşme bölgesi KKD doğrultusunda yaklaşık 150 metrelik kırıklanmış bir zon boyunca uzanmaktadır. Bölgenin doğusunda yaklaşık 450 m rakıma sahip alanda saçınım olarak manyetit ve göreceli olarak daha seyrek pirit minerallerinin yanı sıra eser miktarda kalkopirit mineralizasyonu gözlemlenir. Kuvars damarları boyunca oksiyadasyon izleri manyetit-hematit ornatımı şeklinde oluşmasının yanı sıra bazik kayalarda kloritleşme hâkimdir. Cevherleşme bölgesinin kuzeyine doğru rakımın

düşmesi ile beraber pirit saçılımı artmakta, kuvars damarları incelmektedir (Şekil 3.3).



Şekil 3.1 İnceleme alanındaki cevherleşmeler ve yüzey örnek noktaları (Çalışma alanı jeolojisi MTA, (2002) ve Lewis Geoscience, (2008)'den derlenmiştir).



Şekil 3.2 Fetahdallığı Bölgesi cevherleşmesi (MTA, (1996)'dan değiştirilerek)



Şekil 3.3 Yer yer ağsal doku sunan, saçınım halinde sülfid mineralleri barındıran Çeşmebeleni cevherleşmesi

3.1.2 Sakızağaç ve Boyalık Cevherleşmesi

Yaklaşık 350 m rakıma sahip Geviş Dere yamaç ve tabanında yer yer okside olmuş saçınım halinde manyetit ve daha az miktarda pirit-kalkopirit-pirotin mineralizasyonu belirlenmiştir. Hidrotermal alterasyona maruz kalmış diyabaz, fliş dokanağında yine saçınım halinde manyetit-pirit-kalkopirit-sfalerit mineralizasyonu mevcuttur Bölgenin yaklaşık 2,5 km güney-güneybatısında yer alan Boyalık Cevherleşmesi bölgesel propitik alterasyon izleri taşımaktadır (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 A) Boyalık cevherleşmesi B) Fe-Mn Oksit mineralleri saçınımları

3.1.3 Poyrazoğlu Cevherleşmesi

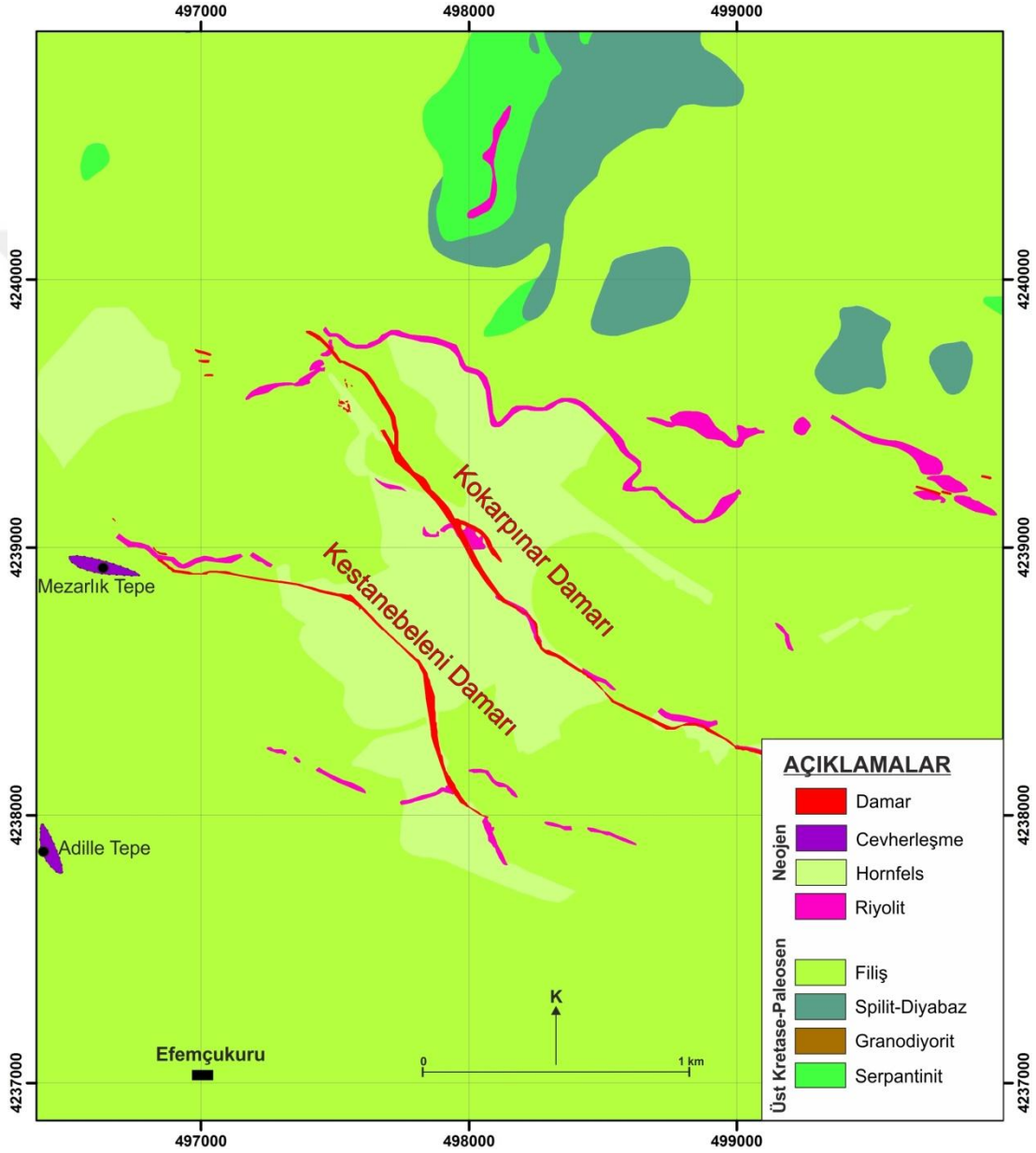
Fettahdallığı Tepesi'nin kuzeydoğusundan itibaren güney-güneybatı doğrultusunda kesikli hatlar boyunca yaklaşık 3,5 km uzanan damar zonunun 1,5 km batısında paralel olarak yer alır (Şekil 3.2). Ağsal doku karakterli cevherleşme, genellikle diyabaz- fliš dokanağında kuvars damarları şeklinde gelişmiştir. Yaklaşık 400 m rakıma sahip cevherleşme bölgesi bir dere kolu ile ayrılmış kuzey ve güney olmak üzere iki sektörden ibarettir. Her iki sektörde kuzey-kuzeydoğu doğrultusunda uzanmasına karşın, kuzey cevherleşme dike yakın doğu yönlü iken güney cevherleşme dike yakın batı dalımlıdır. Maksimum 20 m genişlik gösteren silisifiye zonda yer yer hidrotermal breş şeklinde yapılarda gözlemlenmiştir. MTA çalışmaları kapsamında, damar yüzleklerinde pirit, pirotin, kalkopirit, sfalerit, Fe-Mn oksit mineralleri saptanmıştır (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 Poyrazoğlu Au- Ag- Fe- Mn cevherleşmesi

3.2 Efemçukuru Bölgesi

Yaklaşık 8 km² alanı kapsayan bölgede birbirine görece paralel Kokarpınar ve Kestanebeleni cevherleşmelerinin yanı sıra bölgenin batısında Mezarlık Tepe ve güneybatısında Adille Tepe cevherleşmeleri mevcuttur (Şekil 3.6). Bu cevherleşmelerden Kestanebeleni cevherleşmesi hali hazırda işletilmektedir.



Şekil 3.6 Efemçukuru bölgesi ekonomik damar ve cevherleşme alanları (Lewis Geoscience, (2008)'den değiştirilerek).

3.3.1 Kokarpınar Cevherleşmesi

Cevherleşme bölgesinde yaygın olarak riyolit intrüsyonlarına benzer bir gerilme yönü etkisi mevcuttur (Şekil 3.7). Kokarpınar bölgesindeki riyolit daykları ve kuvars-rodonit damarları benzer yönelim sergilemektedir. Kuzeydoğuya eğimli ve doğudan batıya doğru BKB-KKB uzanımlı olan damar yaklaşık 2000m uzunluğundadır. Damarın orta kısımlarında bulunan Kokarpınar deresine paralel yüzlek veren mostrada iyi gelişmiş Mn-Oksit mineral şeritleri bulunur. Damarlarda gözlenen yeşilimsi kil mineralleri nispeten düşük sıcaklık fazını temsil eden montmorillenit alterasyonuna işaret eder. Kabuksu-bantlı kuvars-rodonit dokusu barındıran cevher damarı yer yer breş ve ağsal dokular da içermektedir (Şekil 3.8A, B ve C; Hedenquist, 2010).



Şekil 3.7 Mineralizasyonun gözle görülebildiği, saçınım halinde sülfid mineralleri barındıran genellikle ağsal damar dokusu sunan Kokarpınar cevherleşmesi

3.3.2 Kestanebeleni Cevherleşmesi

Kokarpınar damarının yaklaşık 500 m güneybatısında yer alan cevherleşme, daha seyrek baz metal barındırmasına karşın Au tenörü daha yüksek ve düzenlidir. Genel olarak KD'ye ($\sim 52^\circ$) eğimli olan damarın geometrisi normal ve doğrultu atımlı/ oblik faylar kontrolünde yaklaşık BKB doğrultusunda 1 km boyunca uzanmaktadır. Cevherleşmenin güney bölümünde Mn-oksit mineral şeritleri bulunur. Damarın KB bölgesinde yüzeyleyen sokulumlar ile yakından ilişkili damarların bulunduğu alan (Mezarlık Tepe) yüksek derecede silisleşmesine karşın hornfels barındırmaz. Ayrıca damarın güneybatısına kadar uzanan bölgede (Adille Tepe) propilitik alterasyon zonu içinde yersel silisifiye ve limonitize zonların çevrili aynı faza bağlı gelişen geç evre hidrotermal breş/ kuvars damar zonu bulunmaktadır (Şekil 3.8D; Hedenquist, 2010). Çalışma alanının doğu sektöründe bulunan Adille Tepe'de KB doğrultusunda uzanan eski galeriler mevcuttur (Şekil 3.9).



Şekil 3.8 A) Saçınım halinde gözle görülebilen sülfid mineralleri B-C)Yığılma halindeki sülfid mineralleri ile beraber kolloform bantlı tarak kuvars-adularya+sülfid mineral birlikteliği barındıran Kokarpınar damarı D) Çamtepe Bölgesi sınırında gözlenen, saçınım halinde sülfid mineralleri içeren, kovuklu yapı sunan Adille Tepe mineralizasyonu

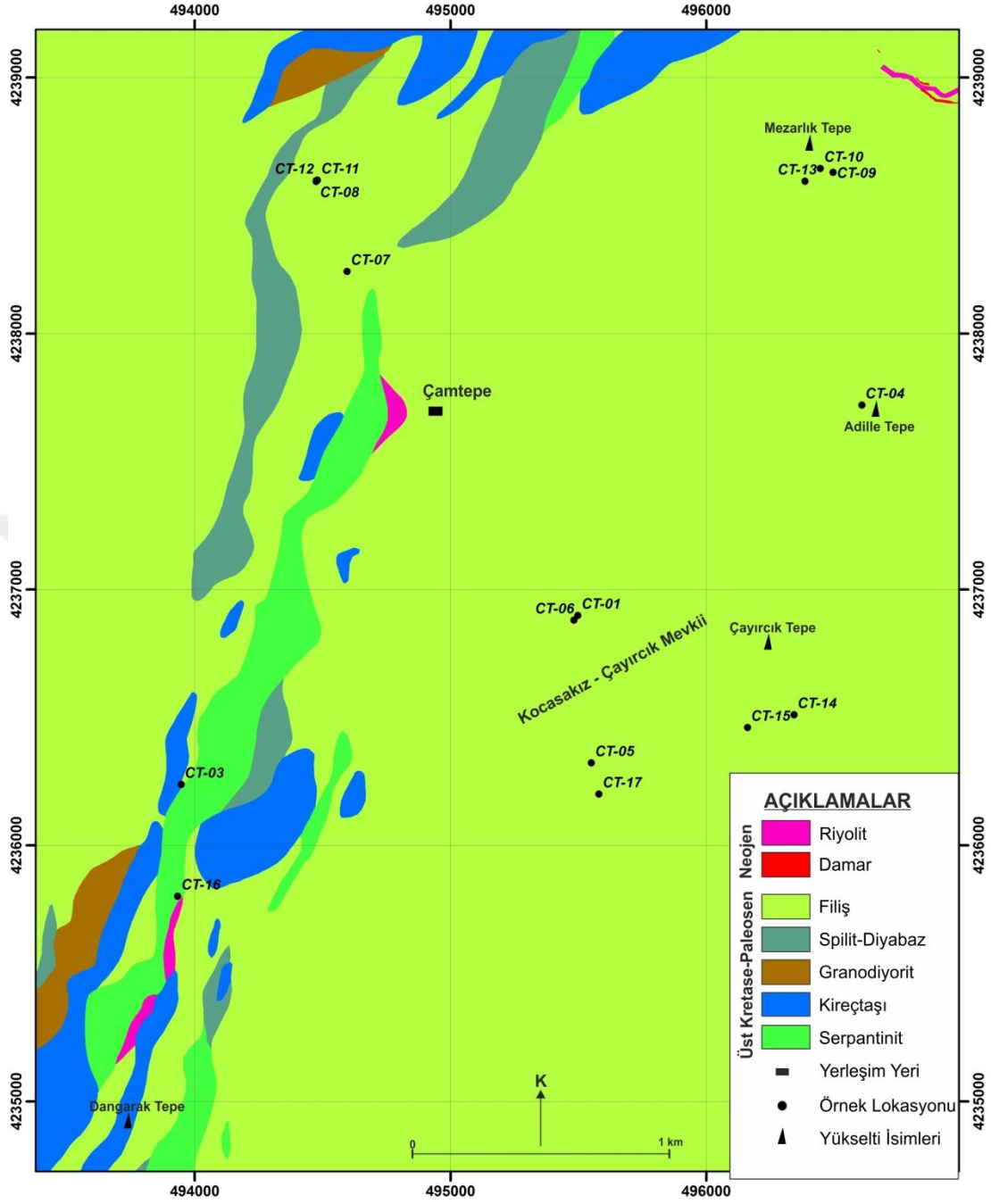


Şekil 3.9 Adille Tepe’de bulunan KB doğrultulu galeri (496608/4237720)

3.3 Çamtepe Bölgesi

Çamtepe Bölgesi’nde yapılan arazi çalışmaları kapsamında 17 adet yüzey örneği alınmıştır (Şekil 3.10). Bölgenin KB alanında bir Fe-oksit mineralizasyonu belirlenmesine rağmen (Şekil 3.11), bölgede 1/25000 ölçekte haritalanabilecek büyüklükte mostra veren bir yüzlek bulunmamaktadır. Ancak bölgedeki arazi çalışmaları kapsamındaki gözlemlerde, sahadaki bozunan kayaların genel olarak kuzeybatı doğrultusunda uzandığı görülmüştür.

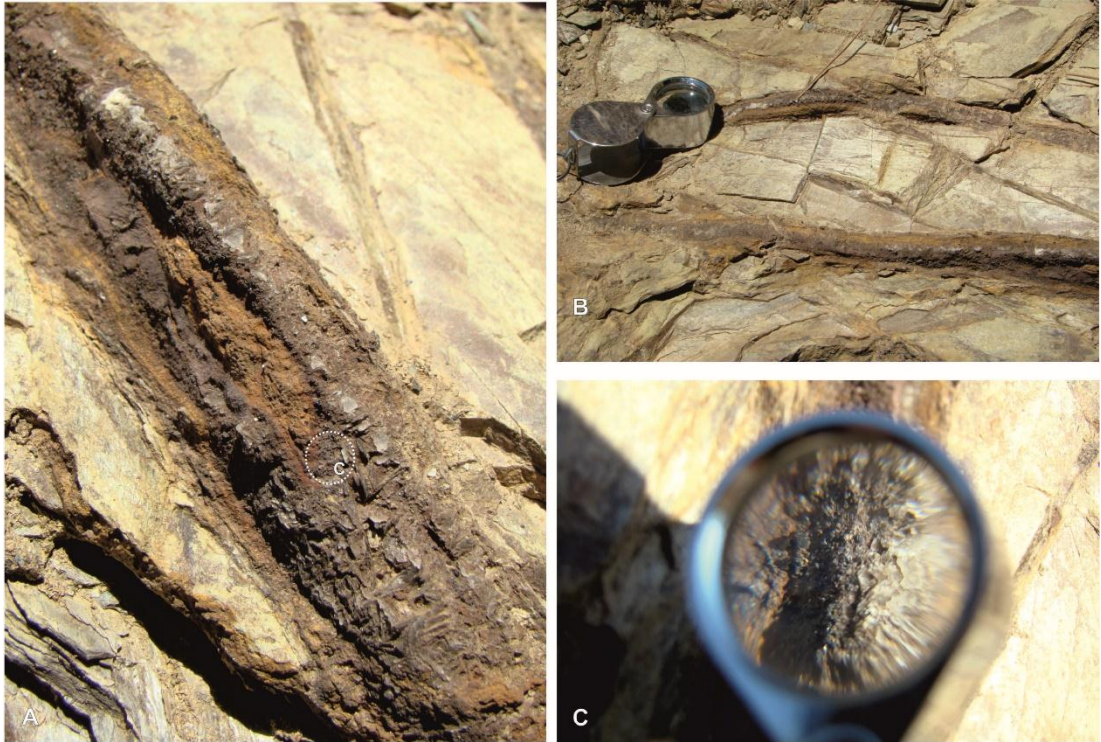
Yaygın olarak Fe-Mn oksit mineralleri barındıran bölgede yer yer saçınım halinde sülfid mineralleri içeren damarcıklarda bulunmaktadır (Şekil 3.12). Bazı yerlerde düşük-ortaç sülfidasyonlu yatakların tanısıl özelliği olan levhamsı kalsit kümeleri ve bantlı doku yapıları göze çarpmaktadır (Şekil 3.13 ve 3.14). Arazi çalışmaları kapsamında sahadan toplanan el örneklerinde epitermal yataklarda sık rastlanan ağsal ve breşik doku örnekleri gözlenmiştir (Şekil 3.15, 3.16 ve 3.17).



Şekil 3.10 Çamtepe Bölgesi'nden alınan örnek lokasyonları (Çalışma alanı jeolojisi MTA, (1996)'dan derlenmiştir).



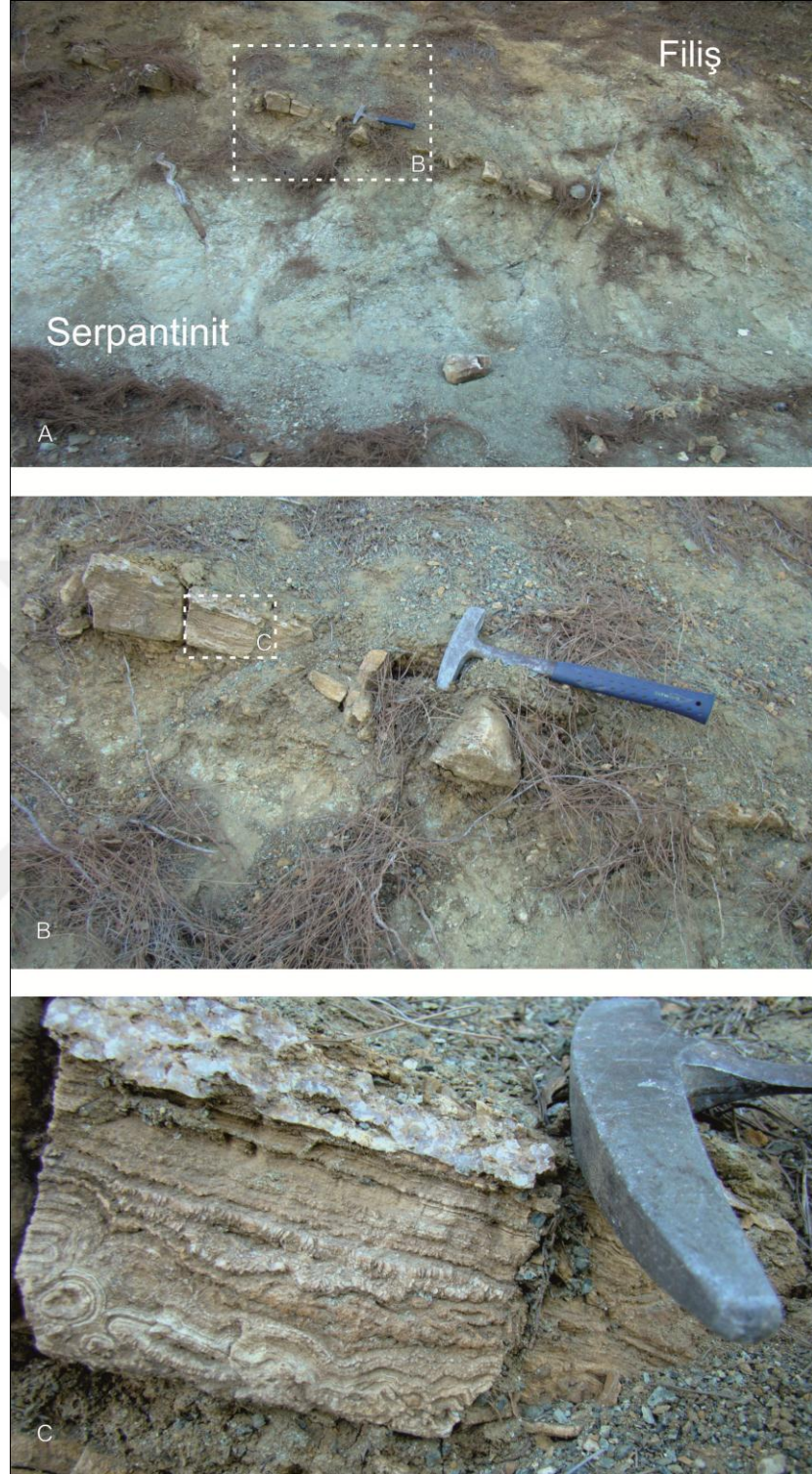
Şekil 3.11 CT-12 örneğinin alındığı Fe- oksit mineralizasyonu (494476/ 4238598)



Şekil 3.12 A-B) Kocasakız- Çayırık Mevkii, KG/ 82B konumunda 525m rakımda bulunan filiş fasiyesine ait filliti kesen, K75B/ 54KD doğrultu-eğimde mostra veren, öz şekilli pirit saçınımları barındıran ve bantlı doku sunan kuvars damarcığı C) Yarı-öz şekilli sülfid mineral saçınımları barındıran CT-6 örneğinin alındığı damarcık (495483/ 4236880)



Şekil 3.13A-B) Kolloform dokunun boşluklarında levhamsı kalsit minerali kümesi (494218/ 4236813)



Şekil 3.14 A-B-C) Serpantinit-filiş dokanağında K20D/ 36KB konumunda gözlenen bantlı kalsit damarı (494650/ 4237771)



Şekil 3.15 Cevher minerallerince zengin ağsal doku sunan CT-1 numaralı örnek (495498/ 4236898)



Şekil 3.16 Breşik doku sunan CT-10 numaralı örnek (495498/ 4236898)

BÖLÜM DÖRT

PETROGRAFİ

Petrografik incelemeler, çalışma alanının Çamtepe Bölgesi sınırları dâhilinde alınan 17 adet yüzey örneğinden elde edilen ince ve parlak kesitler kapsamında gerçekleştirilmiştir. İncelemeler, damar mikro-dokuları, cevher mineralojisi, gang ve alterasyon mineralojisi alt başlıklarında irdelenmiştir. Kuvars dokularının Türkçe adlanmasında, Gümüş (1998) esas alınmıştır.

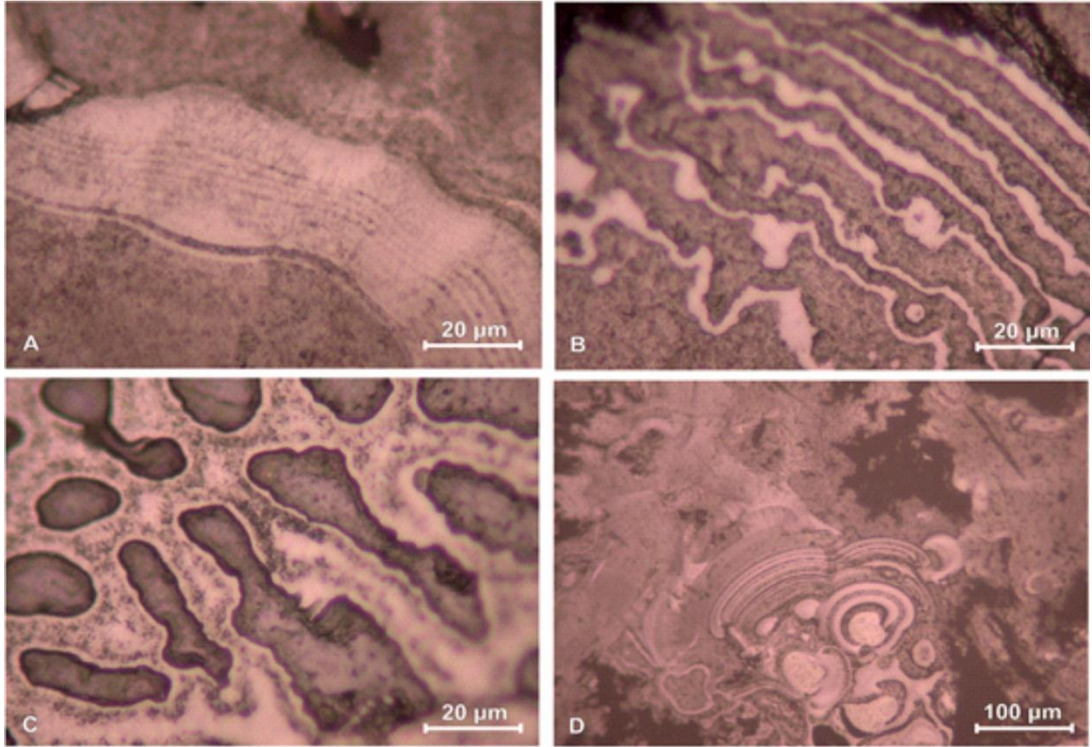
4.1 Damar Mikro-dokuları

Çamtepe Bölgesi ile Efemçukuru Bölgesi sınırında bulunan Adille Tepe’de, yaklaşık 604 metre rakıma sahip orta-yüksek dayanımlı, genel olarak öz şekilli kuvars minerallerince baskın matris içerisinde, Mn ve Fe-Oksit mineralleri barındıran CT-5 numaralı örnekte (Şekil 4.1) yapılan petrografik incelemede çeşitli bantlı ve ornatım doku örneklerine rastlanmıştır (Şekil 4.2). Kuvars dokuları kapsamındaki bantlı dokular üç alt sınıfta toplanır:



Şekil 4.1 Eski galerinin bulunduğu Adille Tepe'den alınan CT-5 numaralı örnek (496608/4237720)

- **Yollu:** Epitermal damarların en karakteristik dokusudur (Buchanan, 1981). Ardışık bantlar, damar duvarına paralel uzanır (Şekil 4.2A).
- **Kolloform:** Özgün silika jelindeki şiddetli yüzeysel gerilmeler sonucu, değişik ölçeklerdeki kıvrımlardan oluşan bantlardır (Şekil 4.2B). Kolloform bantlar, botriyoidal, küresel ve böbrek formlarında olabilir (Şekil 4.2C).
- **Kokart:** Ana kaya parçalarının veya erken evrede oluşmuş kuvars parçalarının etrafını saran konsantrik bantlardır. Değişik bileşimdeki mineraller veya aynı cins mineral çeşitlerinin bir çekirdek etrafında halkalar halinde toplanmasıyla gelişir (Şekil 4.2D).



Şekil 4.2 A) Hidrotermal akışkanın farklı sıcaklık dönemlerini yansıtan bantlı doku. B) Değişik ölçeklerdeki kıvrımlardan oluşan kolloform doku. C) Kolloform bantların farklı bir formu olan botriyodal doku. D) Mn-oksit içeriğinin yüksek olduğu örnekte gözlenen kokart doku. (A-B-C-D; havada, //N)

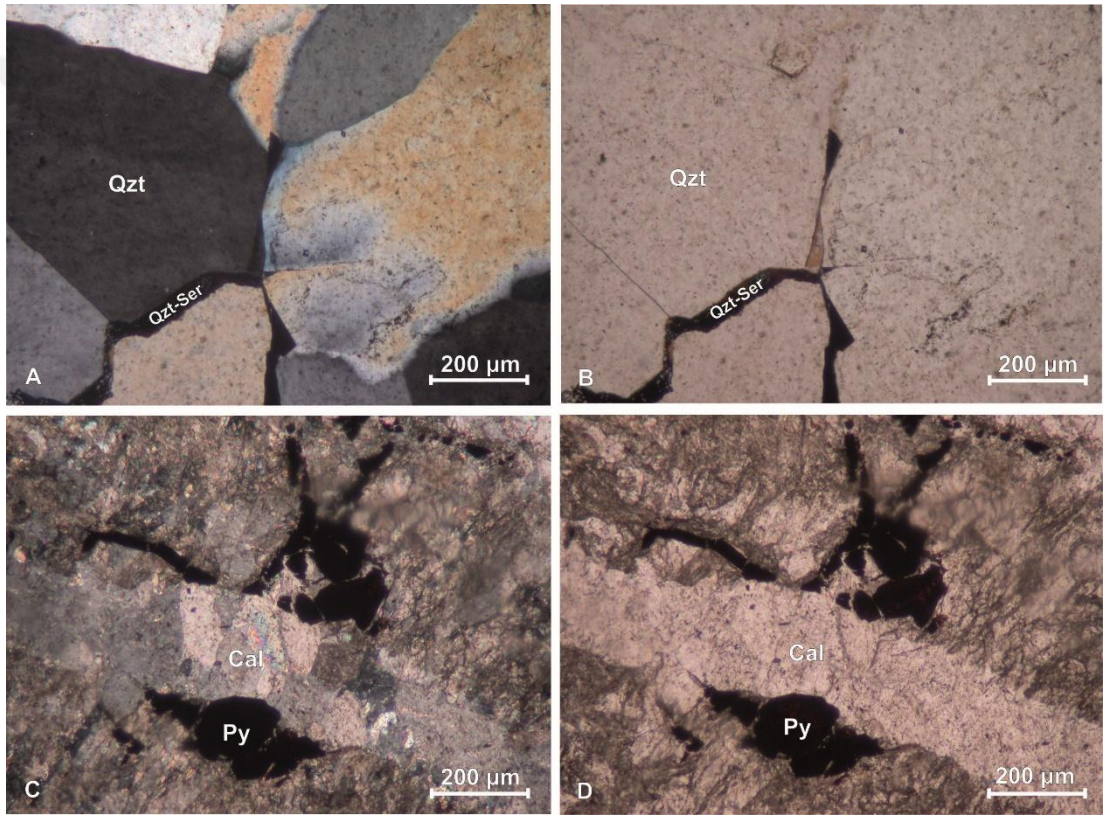
4.2 Gang ve Alterasyon Mineralojisi

Genel olarak filiş fasiyesini oluşturan kumtaşı-çamurtaşı aralanmasının ev sahipliğinde, yüksek derecede bozulan kısımlardan alınan örneklerde gözlenen

yaygın kuvars ve kalsitin yanı sıra muhtemel süperjen evrede meydana gelen serüzit, siderit ve malakit mineralleri mevcuttur. Bununla beraber, ince kesitlerde yaygın olarak kuvars-serizit ve kil alterasyonu (kaolinit, illit, smektit) göze çarpmaktadır.

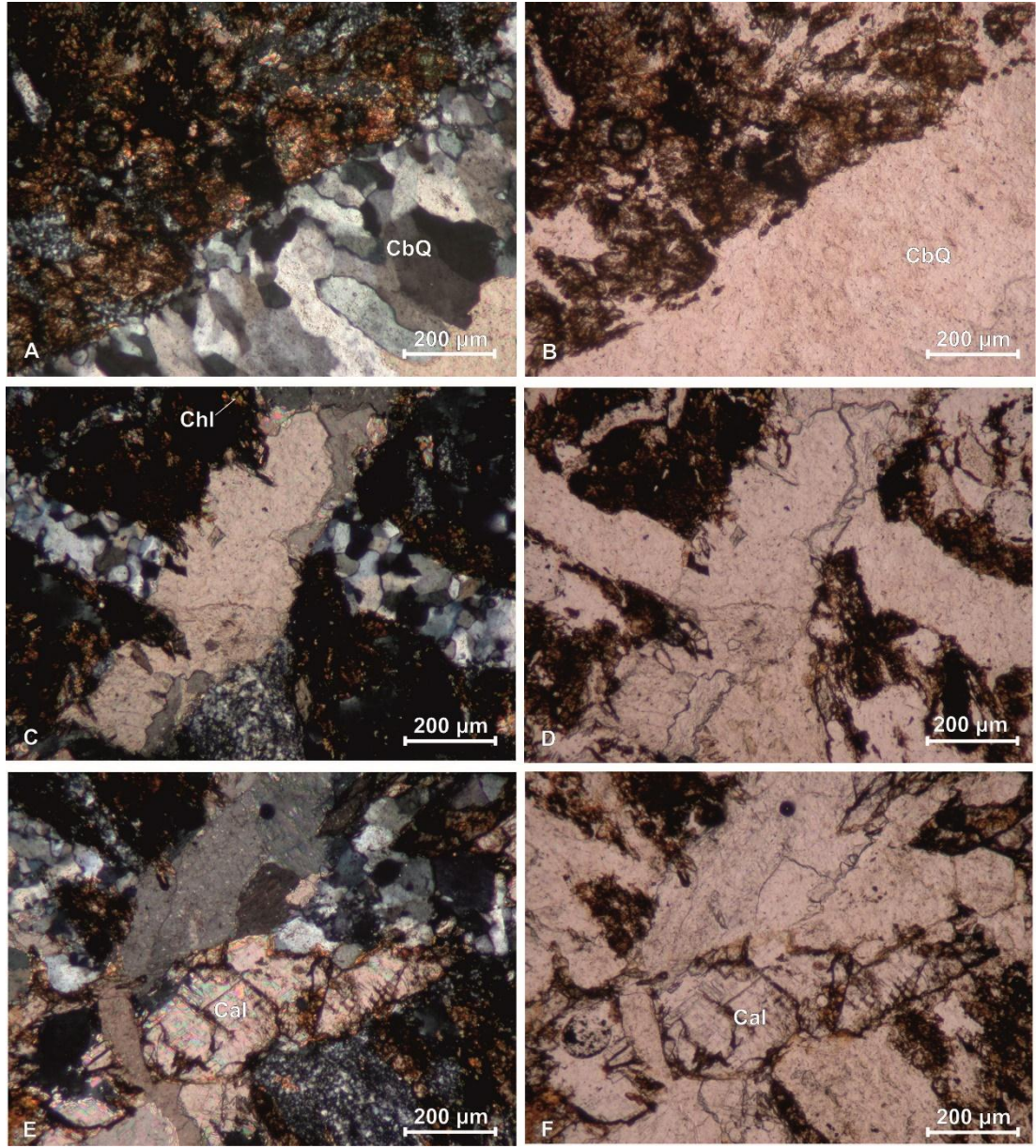
4.2.1 Kuvars

Nadir olarak iri taneli olarak gözlemlense de genelde çok hızlı çökelim sonucu ince tanelidir ve mozaik dokusu sunar (Şekil 4.3A ve B). Yaygın olarak kuvars-serizit alterasyonu gözlemlenen ince kesitlerde, yer yer sülfid mineralleri tarafından ornatılır (Şekil 4.3C ve D).



Şekil 4.3 A-B) Nadir olarak gözlenen iri taneli kuvars (Qzt) minerali, çatlaklarında kuvars-serizit (Qzt-Ser) izleri gözlenmekte. C-D) Kalsit (Cal) damarcığını, muhtemel pirit (Py) minerali topluluğu ornatıyor. (A-C; +N, B-D; //N) (496608/4237720)

Kil alterasyonu (İllit-simektit) izleri taşıyan kesitte, kuvars ve kalsit gangı farklı zaman dilimlerinde gelişerek tekrarlama gösterir (Şekil 4.4).

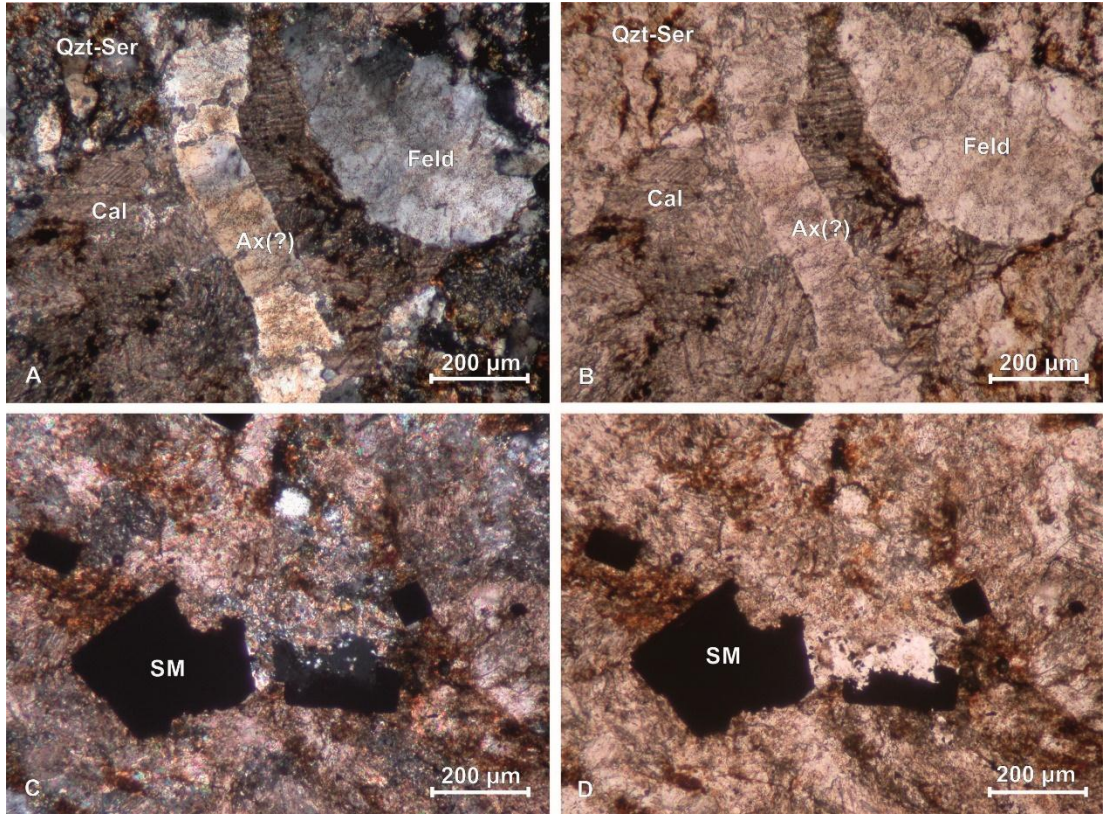


Şekil 4.4 A-B) Farklı zaman aralıklarında gelişmiş tarak yapısı sunan orta-iri taneli kuvars (CbQ), C-D) klorit (Chl) E-F) kalsit (Cal), kalsedon, kuvars ve alterasyon sonucu oluşmuş kil topluluğu (muhtemel illit-simektit-kaolinit) barındıran CT-7 numaralı örnek. (A-C-E; +N, B-D-F; //N) (494596/4238243)

4.2.2 Kalsit

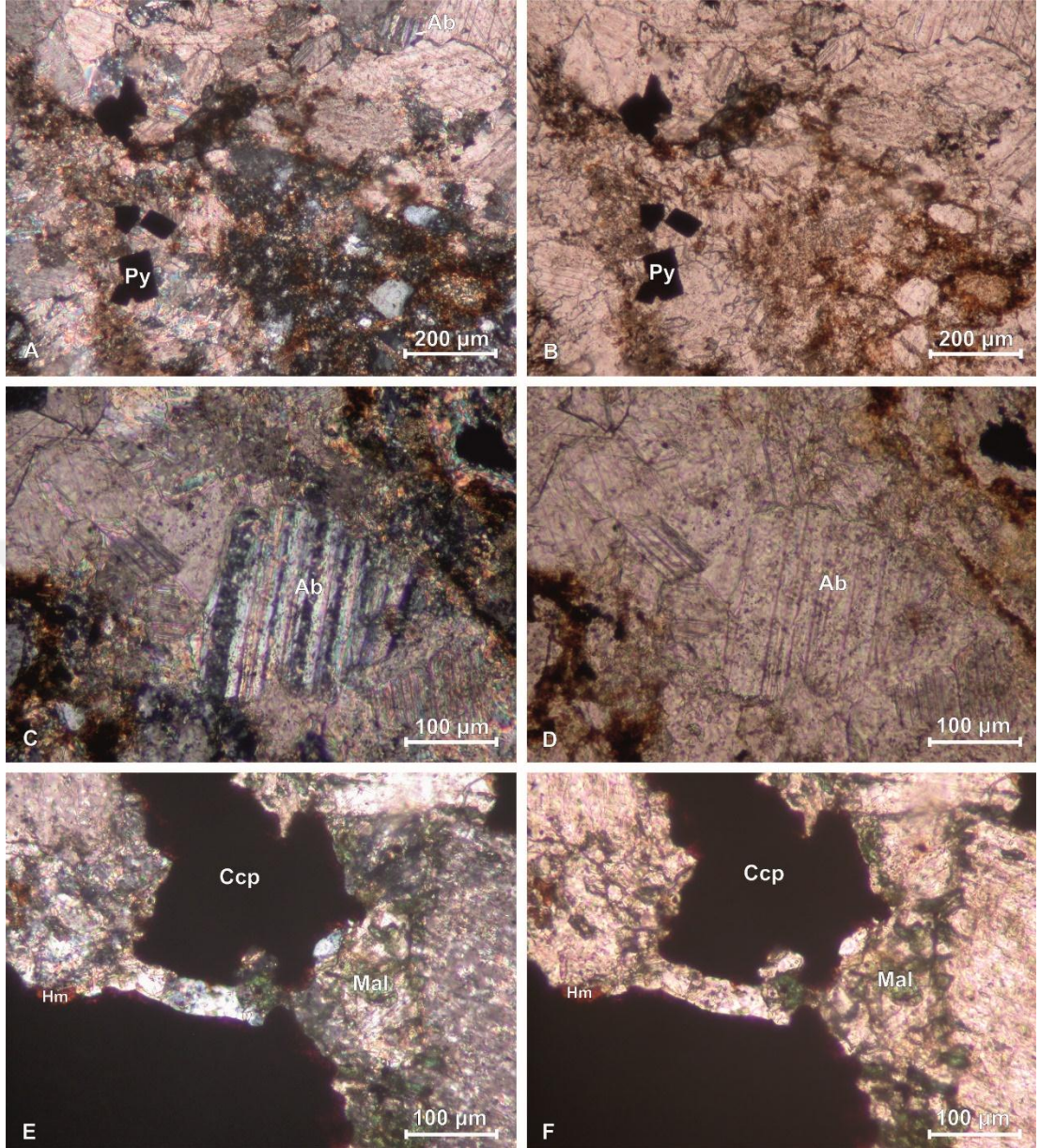
Özellikle düşük-ortaç sülfidasyon epitermal sistemlerde yaygın olarak gözlenen levhamsı kalsit minerali, genel olarak alterasyon ve oksidasyon zonundan alınan

örneklerde yapılan ince kesit çalışmalarında gözlenememektedir. Yüksek pleokroizmaya sahip kalsit gangı aksinit (?) ve K-feldispat minerallerine eşlik etmektedir (Şekil 4.5A ve B). Yüksek floresans özelliği gösteren Aksinit, çalışma alanının doğusunda yer alan Kestanebeleni ve Kokarpınar damarları ve çevresinde de oldukça yaygındır (Oyman ve diğer., 2003). Çamtepe bölgesinde ise cevher mineralleri içeren örneklerden sadece birinde varlığı kısmen tanımlanabilmektedir. Alterasyon izlerinin yaygın olarak gözlemlendiği bölgelerde kimi sülfür minerallerinin kenar ve köşelerinde karbonat ornatım izleri görülmüştür (Şekil 4.5C ve D).



Şekil 4.5 A-B) Kuvars-Serizit (Qzt-Ser) alterasyonun gözlemlendiği kesitte aksinit(?) (Ax(?)) ve K-feldispat (Feld) mineraline kalsit (Cal) gangı eşlik etmektedir. C-D) Sülfid mineralleri (SM) kenar ve köşelerinden karbonat ornatımına maruz kalıyor. (A-C; +N, B-D; //N) (495498/ 4236898)

Bunun yanı sıra, Çamtepe Bölgesi'nden alınan altere olmuş örneklerden elde edilen ince kesitlerde albit minerali gözlenmiştir (Şekil 4.6A, B, C ve D). Kil alterasyonunda sıklıkla gözlemlendiği örneklerdeki sülfid toplulukları etrafında yer yer hematit ve malakit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 4.6E ve F).



Şekil 4.6 A-B) Albit (Ab) mineralleri barındıran altere kayaç içerisinde saçınım halinde öz şekilli muhtemel pirit (Py) minerali topluluğu. C-D) Mükemmel dilinim gösteren albit (Ab) minerali E-F) Kil alterasyonu izleri yanı sıra öz şekilsiz sülfid mineralleri (muhtemel kalkopirit (Ccp)) etrafında hematit (Hm) ve malakit (Mal) mineralleri bulunuyor. (A-C-E; +N, B-D-F; //N) (A-B-C-D; 495498/4236898, E-F; 495551/4236322)

4.3 Cevher Mineralojisi

Genel olarak, filiş fasiyesini oluşturan kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasının yüksek derecede bozulan kısımlarından alınan örneklerde gözlenen cevher ana mineralleri

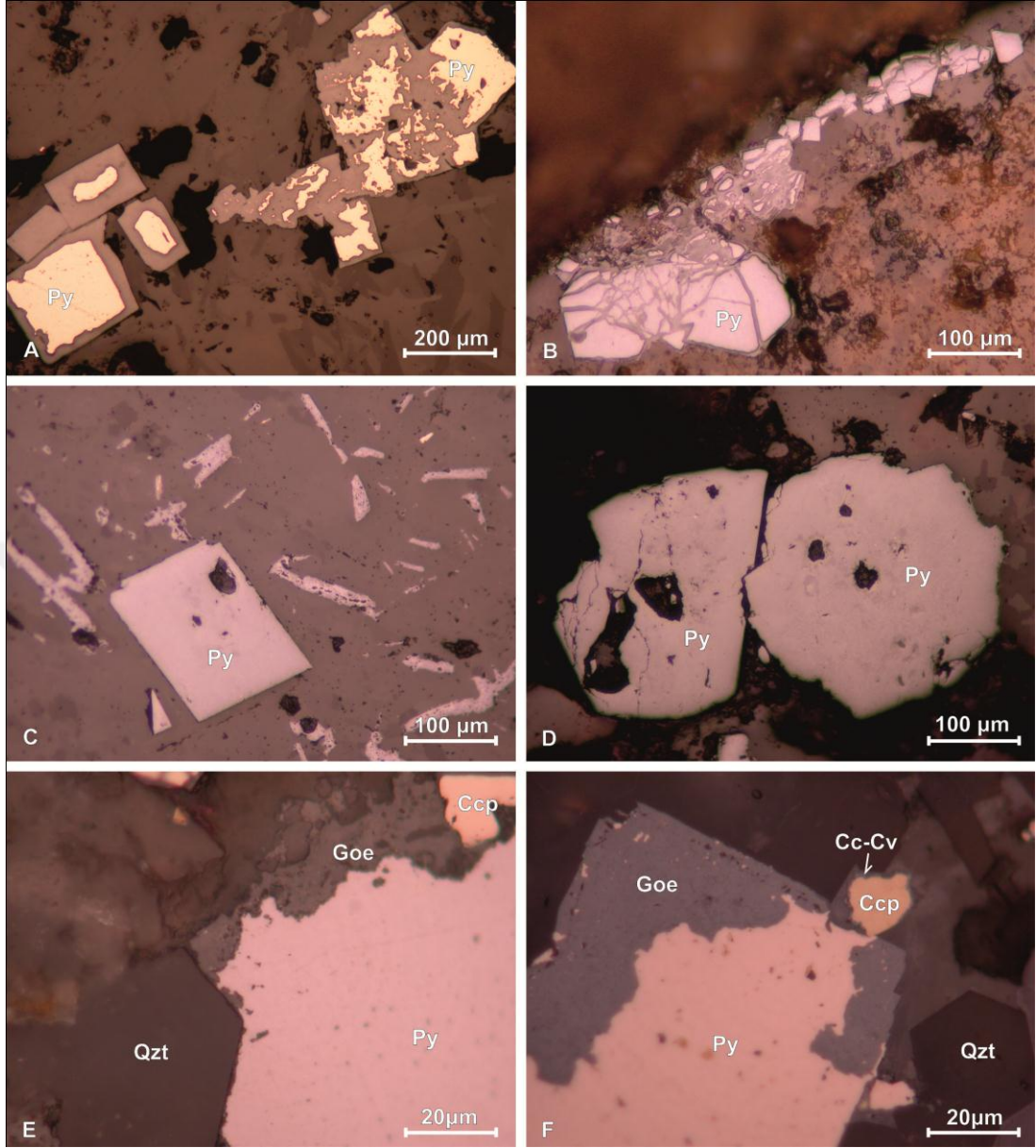
yoğunluk sırasına göre pirit, kalkopirit, sfalerit, galen ve pirotin sülfid mineralleridir. Oksidasyona bağlı olarak ikincil kökenli Fe-oksit (hematit, götit, limonit), Mn-oksit (piroluzit, manganit), serüzit, siderit, malakit ve kovellin-kalkozin mineralleri saptanmıştır.

4.3.1 Pirit

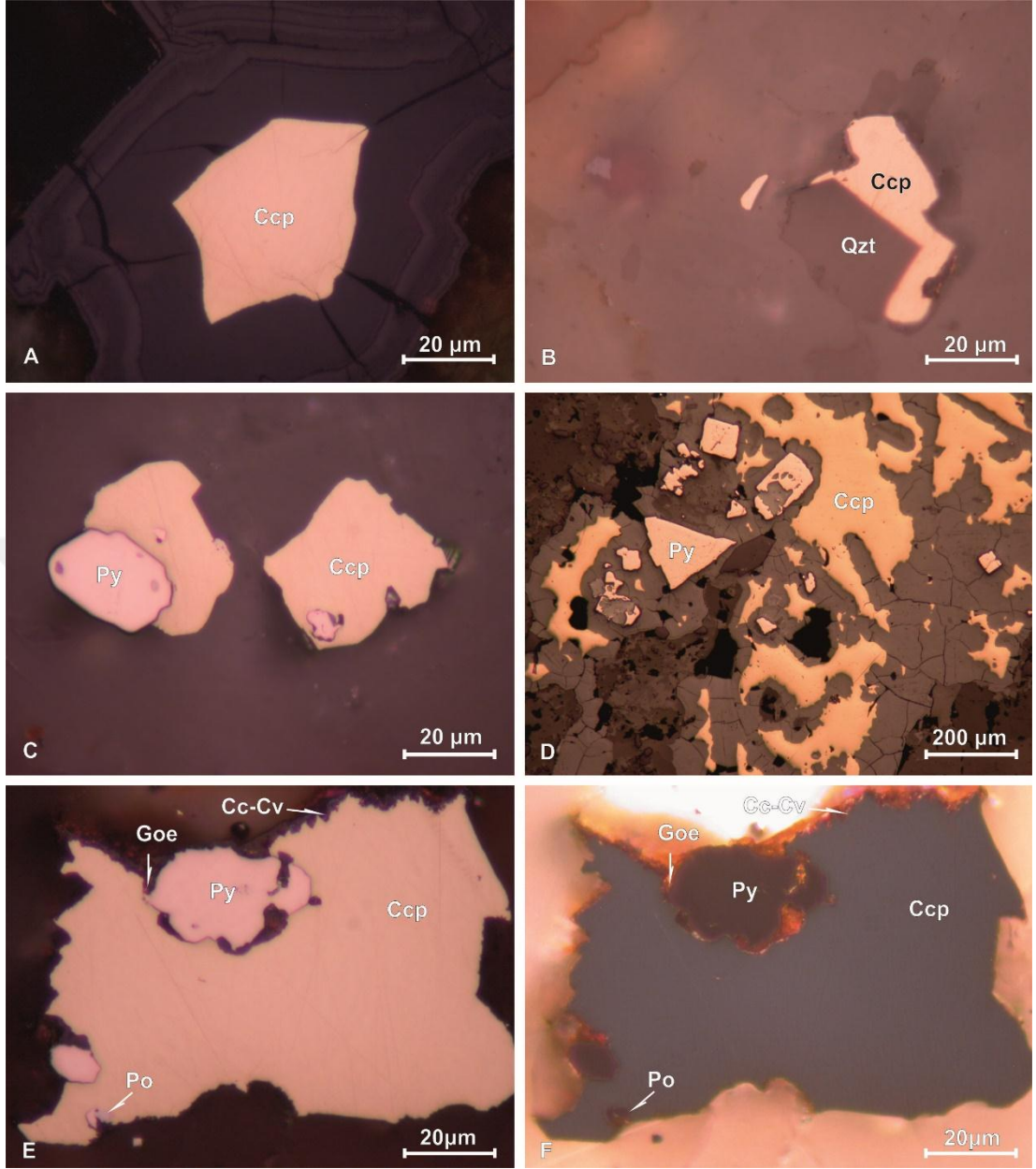
Genel olarak bakıldığında, incelenen örneklerdeki en yaşlı sülfid minerali olarak gözlenmiştir (Şekil 4.7A). Yer yer tamamiyle götite dönen yarı öz şekilli ve/veya öz şekilsiz pirit mineralleri, kimi zaman çok taneli saçınımlı veya kataklastik ve çok kırıklı yapı sunar (Şekil 4.7B, C ve D). Genel olarak kenar ve köşelerinden ornatılan pirit yer yer kuvarşı ornatır şekilde ve kalkopirit mineralleri tarafından da ornatılmış halde gözlenir (Şekil 4.7E ve F).

4.3.2 Kalkopirit ve Sfalerit

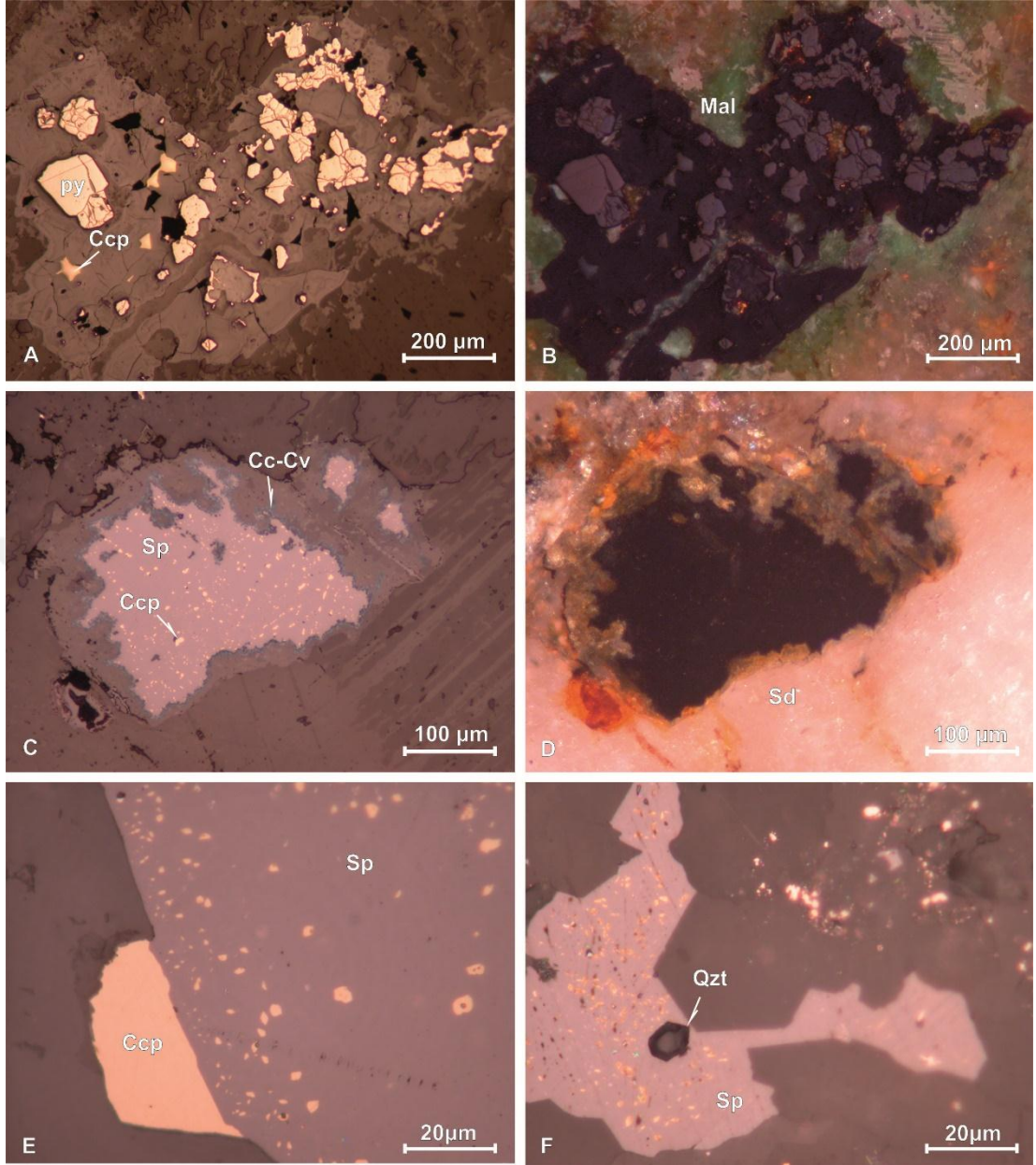
Kalkopirit minerali çoğunlukla saçınım halinde gözlenmektedir (Şekil 4.8A). Kalkopirit minerali öz şekilli kuvarşı ornatmıştır (Şekil 4.8B). Erken faz piritleri ornatmasının yanı sıra ornatım kalıntısı pirit kapanımları barındırır (Şekil 4.8C ve D). Piritin kenar ve köşelerinden götite dönüştüğü bölgede, kalkopiritin kenar ve köşelerinden ise karakteristik tek nikolde menekşe mavisi, analizör devredeyken alev portakalı anizotropi renk sunan kovellin ornatımı gözlemlenmiştir (Şekil 4.8E ve F). Özellikle karbonat minerallerinin matrisi oluşturduğu kısımlarda saçınım halinde bulunan sülfid minerallerinin yanında karakteristik yeşil anizotropi renk sunan malakit minerali bulunmaktadır (Şekil 4.9A ve B). Kalkopirit, sfalerit minerali içerisinde eksolüsyon ve kapanımlar şeklinde de gözlemlenir (“kalkopirit hastalığı”; Şekil 4.9C, D, E ve F). Sfalerit minerali, kenarlarından itibaren kalkozin-kovellin tarafından ornatılmış (Şekil 4.9C), öz şekilli kuvarşı ise ornatmıştır (Şekil 4.9F).



Şekil 4.7 A-B) Yaygın olarak okside olmuş genellikle süksesyonda ilk oluşan pirit (Py) minerali, CT-6 numaralı örnekte yer yer topluluk olarak kataklastik doku sunmakta C-D) CT-1 örneğinde kalıntı doku sunan neredeyse tamamıyla okside olmuş pirit (Py) minerali E) Öz şekilli kuvarşı (Qzt), kenar ve köşelerinden götit (Goe) mineraline dönüşen pirit (Py) minerali, piriti ise öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) minerali ornatıyor F) CT-15 örneğinde kuvars (Qzt) gang mineralinin eşlik ettiği ortamda pirit (Py) mineralini kalkopirit (Ccp) minerali ornatıyor, akabinde sülfid mineralleri kenar ve köşelerinden götit (Goe) ve kalkozin-kovellin (Cc-Cv) dönüşümü gösteriyor. (A-B-C-D-E-F; havada, //N) (A-B; 495483/4236880, C-D; 495498/4236898, E-F; 496161/4236460)



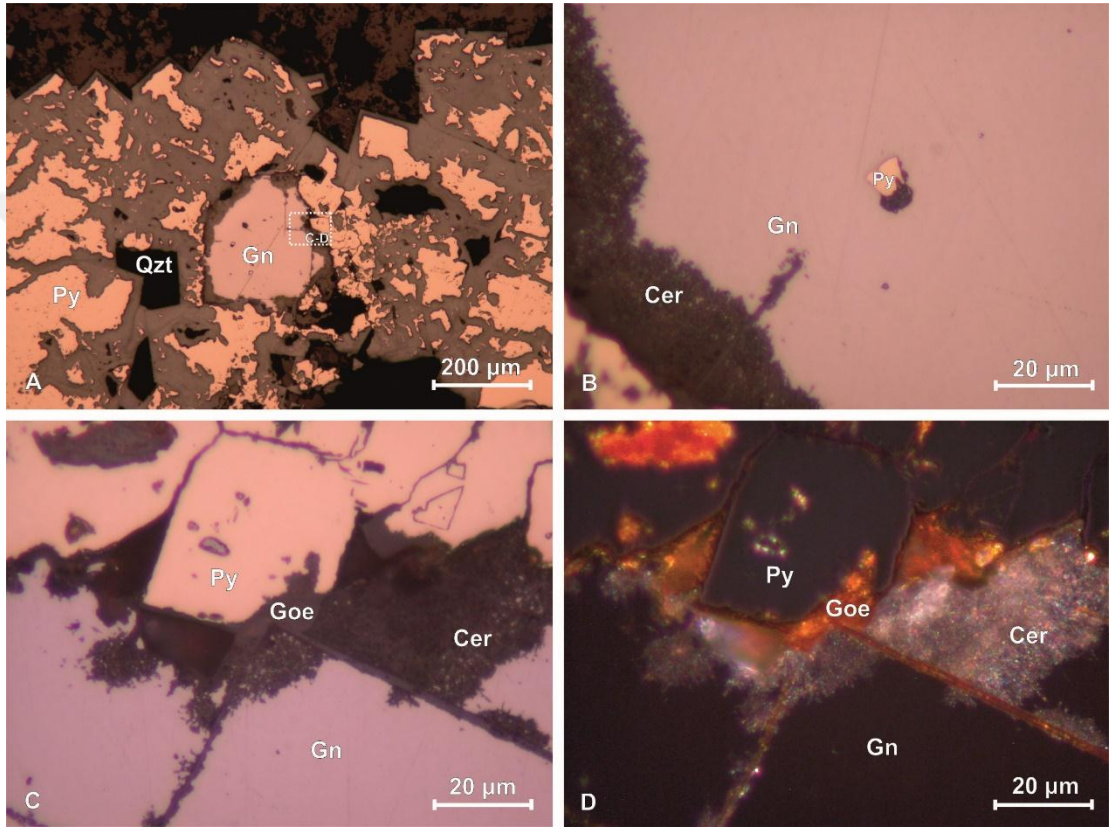
Şekil 4.8 A) CT-3 örneğinde gözlenen Kalkopirit (Ccp) minerali B) Öz şekilli kuvarısı (Qzt) ornatana kalkopirit (Ccp) C) pirit (Py) mineralini ornatana kalkopirit (Ccp) ve ornatım artığı pirit (Py) kapanımları D) Öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) ve saçınım halinde yarı öz şekilli pirit (Py) mineralleri E- F) Kalkopirit (Ccp)- Pirit (Py)- Pirotin (Po) mineral birlikteliği, pirit (Py) kenar ve köşelerinden götit (Goe) dönüşümü gerçekleştirirken kalkopirit (Ccp) minerali ise kalkozin-kovellin (Cc-Cv) ornatımı sergilemektedir. (A-C-E; yağda, //N, B-D; havada, //N, F; yağda, +N) (A-B-C-D-E-F; 495551/4236322)



Şekil 4.9 A-B) CT-3 örneğinde kataklastik doku sunan, saçınım halindeki pirit (Py) mineralleri yanı sıra öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) mineralleri ve sülfid topluluğunu çevreleyen malakit (Mal) minerali C-D) CT-15 örneğinde hidrotermal izlerin görüldüğü Fe-zengin, ağırlıklı karbonat gang minerali eşliğinde siderit (Sd) mineralinin kısmen çevrelediği sfalerit (Sp) minerali, içerisinde kalkopirit (Ccp) eksolüsyonu, kenar ve köşelerinde kalkozin-kovellin (Cc-Cv) E) Sfalerit (Sp) minerali içerisinde kalkopirit (Ccp) eksolüsyonu ve F) Öz şekilli kuvars (Qzt) gang mineralini muhtemel eş oluşumlu sfalerit (Sp) ve kalkopirit (Ccp) mineralleri ornatıyor. (A-C-E-F; havada, //N, B-D; havada, +N) (A-B-F; 495551/4236322, C-D-E; 496161/4236460)

4.3.3 Galen

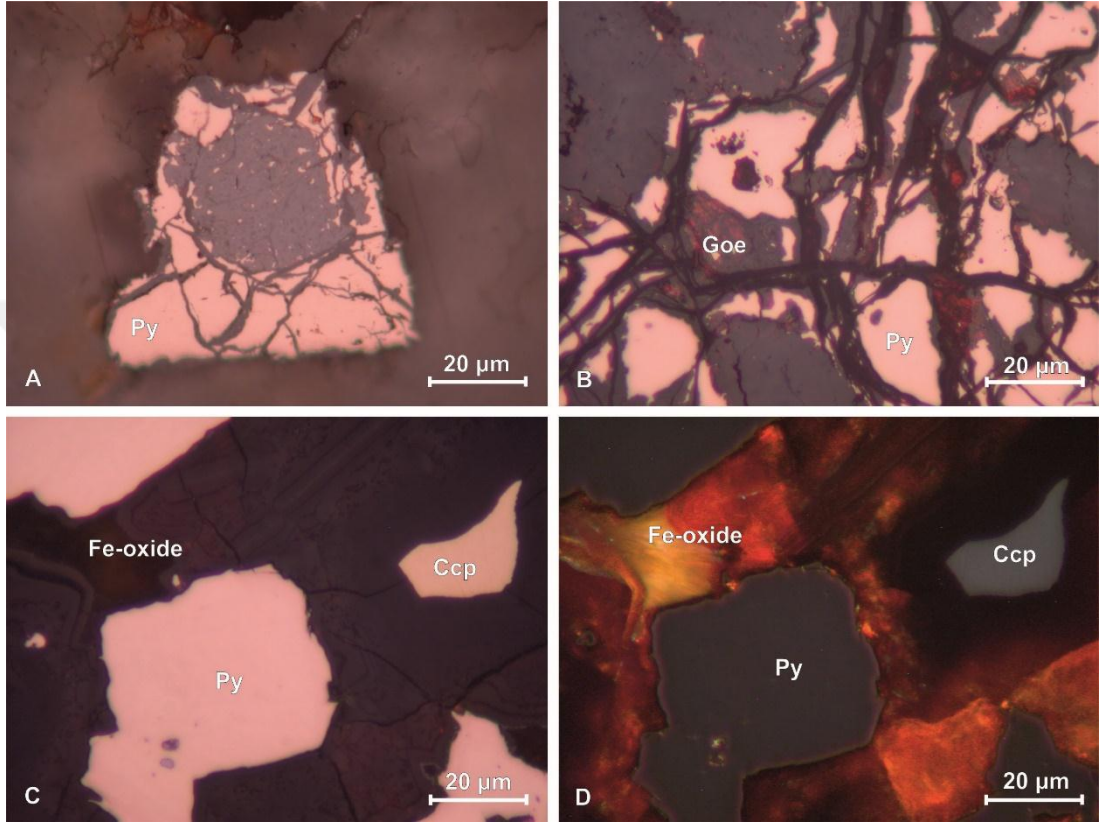
Saçınım halinde gözlenen mineral, genel olarak erken evre yarı öz şekilli pirit mineralini ornatır (Şekil 4.10A). Sülfid minerali yer yer pirit kapanımları içermektedir (Şekil 4.10B). Süperjen evre izlerinin yaygın olarak görüldüğü bölgede mineralin kenar, köşe ve dilinim yüzeyleri boyunca serüzit ornatımı gözlenmiştir (Şekil 4.10C ve D).



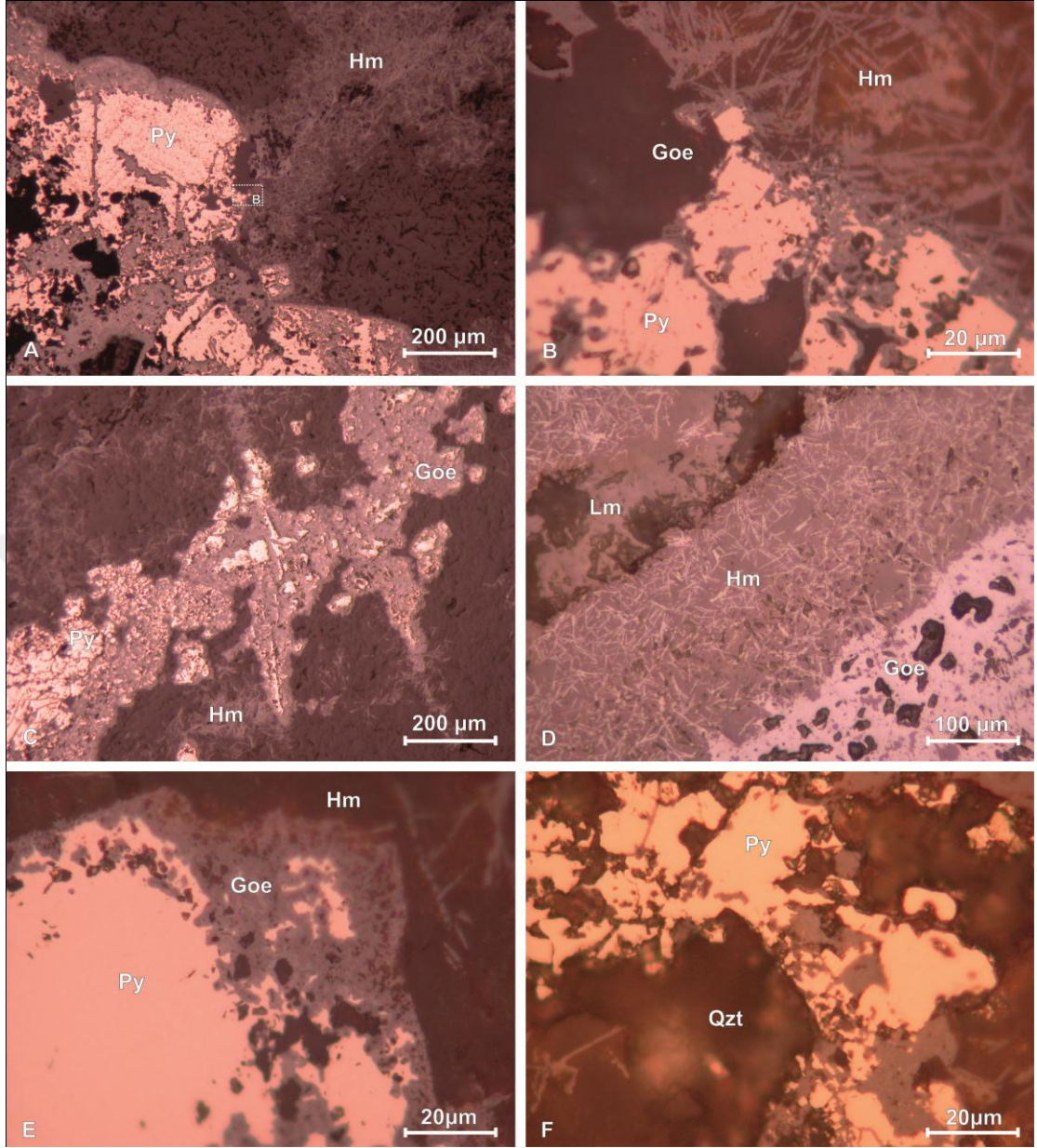
Şekil 4.10 A-B) CT-1 örneğinde, matrisinin kuvars (Qzt) mineralin hâkim olduğu solüsyonda öz şekilsiz pirit (Py) mineralini ornatır ve yer yer kapanım halinde pirit (Py) minerali barındıran galen (Gn) minerali C-D) Yarı öz şekilli pirit (Py) minerali galen (Gn) tarafından ornatımı ve takiben sülfid mineralleri süperjen evrede kenar ve köşelerinden götüt (Goe) ve serüzit (Cer) mineraline dönüşmüş.(A; havada, //N, B-C; yağda, //N, D; yağda, +N) (A-B-C-D; 495498/4236898)

4.3.4 Fe-Mn oksit Mineralleri

Bölgedeki ileri derecede bozunan kayalardan alınan örneklerde yer yer götite dönüşmüş spekülait hematit, limonit, pirit birlikteliği yaygın şekilde gözlenmiştir (Şekil 4.11 ve 4.12).

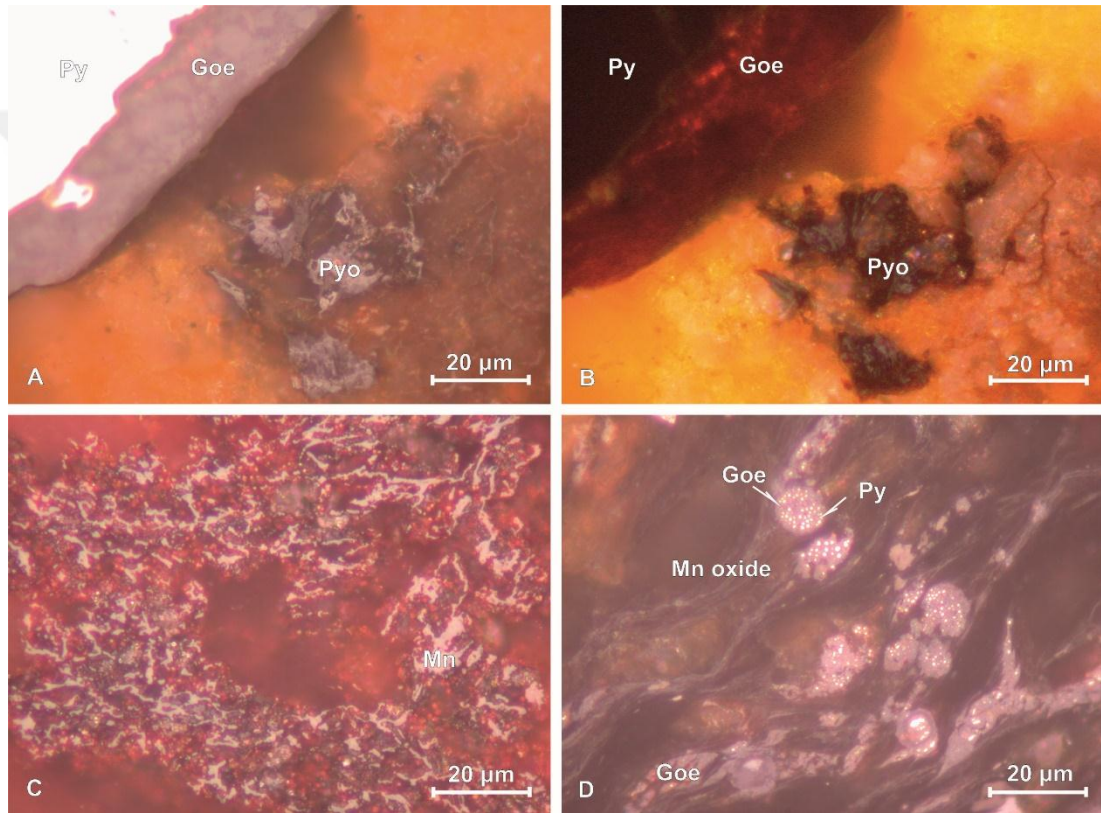


Şekil 4.11 A-B) CT-3 örneğinde genel olarak kataklastik doku sunan pirit (Py) mineralinin kenar, köşe ve çatlaklarında karakteristik kırmızımsı kahverengi iç yansıtmaya sahip süperjen evrede meydana gelen götit (Goe) minerali C-D) Yarı öz şekilli pirit (Py) ve öz şekilsiz kalkopirit (Ccp) sülfid mineralleri sınır ve çevrelerinde Fe-oksit mineralleri. (A-B; havada, //N, C; yağda, //N, D; yağda, +N) (A-B-C-D; 495551/4236322)



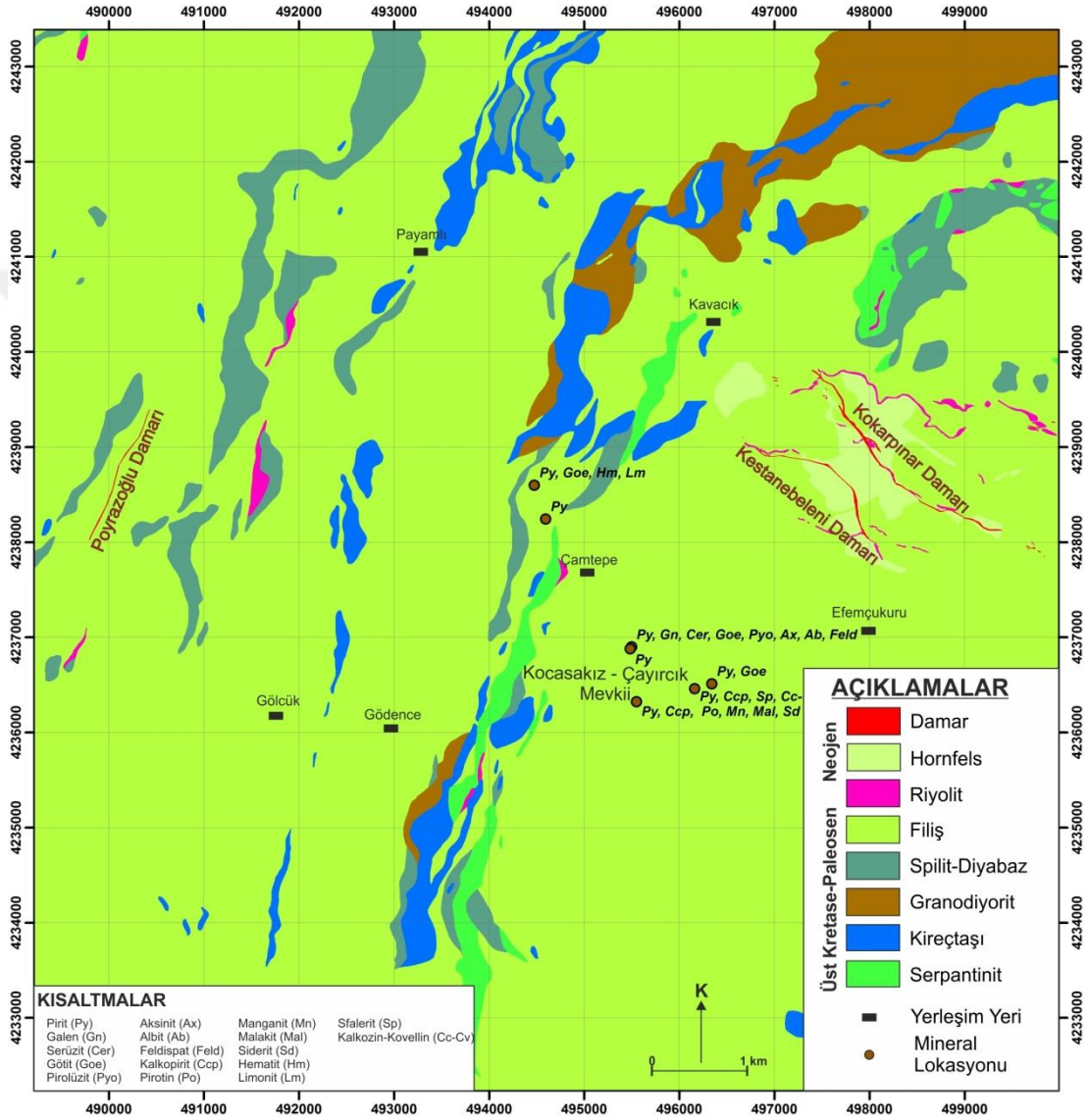
Şekil 4.12 A-B-C) CT-12 örneğinde gözlenen Fe- oksit mineralizasyonunda spekülait hematit (Hm) baskınlığında oksidasyon izlerine sahip öz-yarı öz şekilli pirit (Py) saçınımları D) Fe-zengin ortamda, oksidasyon sonucu gerçekleşen götit (Goe), hematit (Hm) ve limonit (Lm) ardalanması E) Aynı bölgeden alınan örnekte pirit (Py), götit (Goe), spekülait hematit (Hm) mineral birlikteliği F) Yer yer kovuklu yapı sunan kuvars (Qzt) gang minerali pirit (Py) ve götit (Goe) mineralleri tarafından ornatılmakta. (A-B-C-D-E-F; havada, //N) (A-B-C-D-E-F; 494476/4238598)

Kuars ve kalsit minerallerinin oluşturduğu gang içerisinde genel olarak saçınım halinde gözlenen Mn-oksit mineralleri, cevherleşmedeki ikincil köken minerallerini oluşturan bir diğer oksit grubudur. Ortamdaki Fe içeriğinin yanı sıra Mn içeriğinin de yüksek olması Fe ve Mn oksit minerallerini birlikte gözlemlememize sebep olmaktadır (Şekil 4.13A ve B). Piroluzit ve manganit mineralleri başlıca Mn-oksit mineralleridir (Şekil 4.13B ve C). Fe ve Mn oksitlerin birlikte gözleendiği örnekte götite dönüşüm izleri taşıyan kısmen framboyidal yapıda pirit topluluğu gözlemlenir (Şekil 4.13D).



Şekil 4.13 A-B) CT-1 örneğinde, kenarlarından götite (Goe) ornatımı gösteren pirit (Py) minerali ile birbirini kesen düzensiz küçük prizmalardan oluşan yeşilimsi mavi-gri anizotropi renklere sahip piroluzit (Pyo) minerali C) CT-3 örneğinde gözlenen kahvems gri renkte, karakteristik kan kırmızı iç yansıtmaya sahip manganit (Mn) minerali D) Fe ve Mn oksitlerinin birlikte gözleendiği örnekte götite dönüşüm izleri taşıyan kısmen framboyidal yapıda pirit topluluğu. (A-C-D; yağda, //N, B; yağda, +N) (A-B-D; 495498/4236898, C; 495551/4236322)

Çamtepe Bölgesi'nde yapılan arazi çalışmaları kapsamında toplanan kayalardan elde edilen parlak ve ince kesit örneklerinde gözlenen önemli cevher ve gang mineralleri hakkında elde edilen veriler Şekil 4.14'te jeoloji haritası üzerinde verilmiştir. Bu haritada cevher minerallerinin bulunduğu lokasyonların genel olarak Kocasakız-Çayırıcık Mevkii'nde yoğunlaştığı görülmüştür.



Şekil 4.14 Çamtepe Bölgesi'nde yapılan petrografik çalışmalar sonrasında genel olarak gözlenen cevher ve gang mineralleri dağılımı (Çalışma alanının jeolojisi MTA, (2002) ve Lewis Geoscience, (2008)'dan derlenmiştir).

BÖLÜM BEŞ

HİDROTHERMAL ALTERASYON VE JEOKİMYA

5.1 Hidrotermal Alterasyon

İnceleme alanındaki alterasyon mineral gruplarını ortaya koyabilmek adına toplanan 17 adet kaya numunesi üzerinde TerraSpec yöntemi kullanılarak 48 adet ölçüm alınmıştır (Tablo 5.1).

Çalışma alanında geniş yüzlekler veren kil mineral topluluklarını görmek mümkün olmamıştır. Yan kayaç alterasyonu, ancak yapısal ilişkili olarak kontak zonlarındaki bozunmalarda gözlemlenebilmiştir. Öte yandan sahadan alınan örneklerde kısa kızılötesi ışınlarla belirlenemeyecek olan alterasyon mineralleri bulunması ihtimali de göz ardı edilmemelidir.

Yapılan ölçümler sonucu elde edilen mineral topluluklarında baskın olarak görülen karbonat kökenli mineraller, eğer bölgesel metamorfizmaya uğramış filiş fasiyesi kayaçlarının hidrotermal solüsyonlar etkisi altında geçirmiş oldukları bozunma sonucu ortaya çıkmış mineraller olarak tanımlanırlarsa, olası bir cevherleşmenin distal kısımlarını işaret ediyor olabilir.

Hidrotermal alterasyon ibarelerinin eksikliği TerraSpec ölçümleri için zorlayıcı bir faktör olmasına karşın çalışma alanındaki kayaçlarda alterasyon zonlanması ile ilişkili olabilecek ağırlıklı şekilde demir, magnezyum ve klorit mineralleri tespit edilmiştir. Alterasyon zonlanmasını belirlemek için demir, magnezyum ve klorit mineralleride kullanılmaktadır (Merry ve Pontual, 1996; Pontual ve diğer., 2009).

Çalışma alanında, kuzey-kuzeydoğu uzanımlı kireçtaşı ve serpantinitle kontaklarında gelişmiş olan kloritleşmeler, karbonat kökenli bir kayaç ile bazik mineral bakımından zengin bir kayaç arasında hidrotermal solüsyon etkisi altında gerçekleşen mineralojik alışverişi işaret etmektedir. Genellikle bu tip kayaç birimleri klasik bir skarn tipi cevherleşmesinin distal marjınlarında sık sık karşılaşılan klorit alterasyonuna sebep olmaktadır. Çalışma alanının doğusunda yer alan ve ortaç

sülfidasyon cevherleşmesi gösteren Efemçukuru sahasında hornfels birimi içerisinde kalk-silikat minerallerinin varlığı bilinmektedir. Bu bilgi ışığı altında Çamtepe bölgesi dâhilindeki Kretase yaşlı tektonik breşli albit granodiyorit (Yılmaz et al., 1977) ve filiş fasiyesi içerisinde montmorillonit başta olmak üzere yer yer kaolinitinde var olduğu killeşmeye bağlı bir olası arjilik zon belirlenmiştir.

Yapılan tüm ölçümler kapsamında alterasyon mineral çeşitlerine bakıldığında, kireçtaşı ve filiş fasiyesi kayalarlarının birbiri ile olan kontağına yakın yerlerden alınan örneklerde yapılan analiz sonucu elde edilen karbonat minerallerinin magnezyumca zengin olan tiplerinin (örn. siderit, dolomit) çoğunlukta olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.1).

Tablo 5.1 TerraSpec ölçümü sonucu elde edilen kil minerallerinin örneklere göre dağılımı. (KaoP: Zayıf kristallenmiş kaolinit, KaoW: Sağlam kristallenmiş kaolinit).

Örnek No	Min1 sTSAS	Wt1 sTSAS	Min2 sTSAS	Wt2 sTSAS	Error sTSAS
CT-1	Ankerit	1	-	-	381,27
CT-1	Ankerit	0,584	KaoP	0,416	393,17
CT-1	Ankerit	0,692	KaoW	0,308	138,86
CT-1	Kalsit	0,74	KaoP	0,26	204,57
CT-2	FeMgKlorit	1	-	-	53,512
CT-2	FeMgKlorit	1	-	-	44,945
CT-2	FeMgKlorit	1	-	-	40,354
CT-2	FeMgKlorit	1	-	-	45,405
CT-3	FeMgKlorit	1	-	-	156,05
CT-3	Aspektral	1	-	-	1000
CT-3	Aspektral	1	-	-	1000
CT-3	Aspektral	1	-	-	1000
CT-4	Aspektral	1	-	-	1000
CT-4	Aspektral	1	-	-	1000
CT-4	KaoW	1	-	-	428,25
CT-4	KaoW	1	-	-	264,93
CT-5	KaoW	1	-	-	764,01
CT-5	-	-	-	-	-
CT-5	Aspektral	1	-	-	939,62
CT-5	Aspektral	1	-	-	1000
CT-6	Aspektral	1	-	-	1000
CT-6	Aspektral	1	-	-	1000
CT-6	Kalsit	1	-	-	169,86
CT-6	KaoW	0,504	Kalsit	0,496	145,85
CT-7	KaoW	0,512	Kalsit	0,488	114,82
CT-7	Kalsit	0,763	Dikit	0,237	260,72
CT-7	Kalsit	1	-	-	116,87

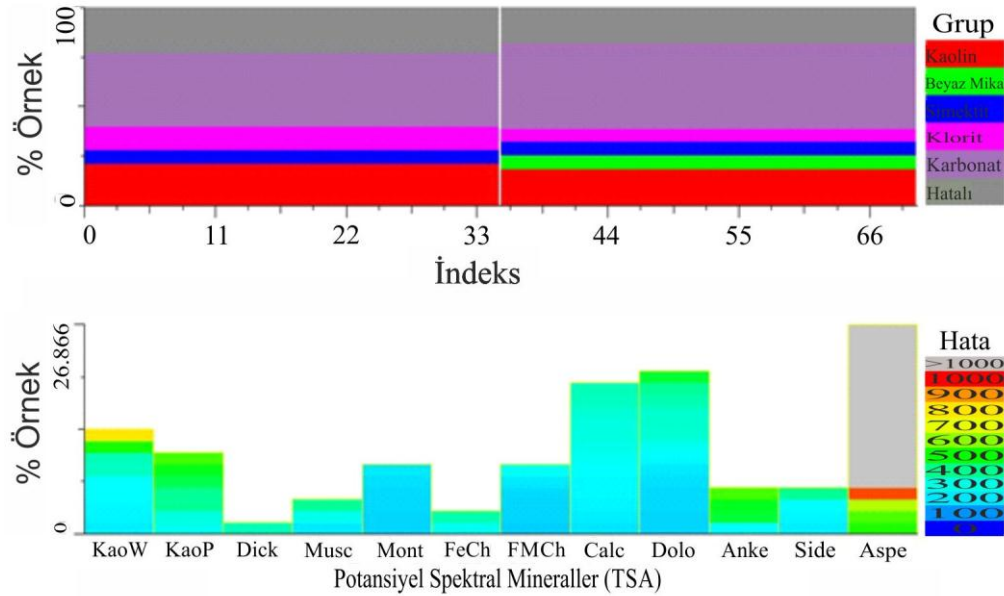
Tablo 5.1 TerraSpec ölçümü sonucu elde edilen kil minerallerinin örneklere göre dağılımı. (KaoP: Zayıf kristallenmiş kaolinit, KaoW: Sağlam kristallenmiş kaolinit). (devam)

CT-7	Kalsit	1	-	-	105,14
CT-8	Kalsit	1	-	-	75,261
CT-8	Kalsit	1	-	-	210,33
CT-8	Dolomit	0,732	Montmorillonit	0,268	76,718
CT-8	Dolomit	0,735	Montmorillonit	0,265	59,414
CT-9	Dolomit	0,741	Montmorillonit	0,259	51,411
CT-9	Dolomit	0,753	Montmorillonit	0,247	46,566
CT-9	Dolomit	0,755	Montmorillonit	0,245	57,606
CT-9	Dolomit	0,729	Montmorillonit	0,271	47,767
CT-10	Siderit	0,719	KaoW	0,281	87,081
CT-10	Siderit	1	-	-	142,87
CT-10	Siderit	0,71	KaoW	0,29	107,76
CT-10	Kalsit	1	-	-	224,81
CT-11	Kalsit	1	-	-	92,23
CT-11	Kalsit	0,52	KaoW	0,48	253,32
CT-11	Dolomit	1	-	-	379,4
CT-11	Dolomit	1	-	-	169,66
CT-12	Dolomit	1	-	-	294,35
CT-12	Dolomit	1	-	-	230,88
CT-12	Aspektral	1	-	-	1000
CT-12	Aspektral	1	-	-	1000
CT-13	Aspektral	1	-	-	1000
CT-13	Aspektral	1	-	-	1000
CT-13	Siderit	0,678	KaoP	0,322	301,75
CT-13	KaoP	1	-	-	363,54
CT-14	Ankerit	0,52	KaoP	0,48	464,3
CT-14	-	-	-	-	-
CT-14	Dolomit	1	-	-	220,9
CT-14	Dolomit	1	-	-	121,59
CT-15	Dolomit	1	-	-	272,81
CT-15	Dolomit	1	-	-	230,87
CT-15	FeKlorit	1	-	-	265,86
CT-15	FeKlorit	1	-	-	183,55
CT-16	Aspektral	1	-	-	563,12
CT-16	Aspektral	1	-	-	1000
CT-16	Muskovit	0,501	KaoP	0,499	294,55
CT-16	-	-	-	-	-
CT-17	FeMgKlorit	0,553	Muskovit	0,447	77,398
CT-17	Muskovit	0,561	KaoP	0,439	177,04
CT-17	Aspektral	1	-	-	477,25
CT-17	Aspektral	1	-	-	441,48

TerraSpec ölçümlerinde toplamda elde edilen kil mineral topluluklarının gruplandırılmasına bakıldığında ise dolomitik ve kalsitik tipte karbonat kayaç kökenine sahip alterasyon mineralleri tespit edilmiştir. Karbonatlı kayaçlarda meydana gelecek herhangi bir alterasyonun dolomitleşme ağırlıklı olması için hidrotermal kökenli olmalıdır (Duke, 1994). Özellikle kontaklara yakın yerlerden alınmış örneklerde görülen alterasyonları irdelediğimizde, hidrotermal solüsyonun kontakları ve kırıklı zonları takip ederek yerleştiğini ve kayaçta bozunmaya sebebiyet verdiğini söylemek mümkündür. Karbonatlı kayaçların içerisinde meydana gelen bu alterasyonların haricinde dikkati çekenler demir, magnezyum ve klorit kaynaklı alterasyon mineralleridir. Bu tip kökene sahip alterasyon mineralleri epidotlaşma, kloritleşme ya da propilitik tipteki alterasyon sıcaklıklarına bağlı olarak oluşabilmektedirler (Gaffrey, 1986). Alterasyon sıcaklıklarını tespit edip ortamın bozunma sıcaklığı hakkında bilgi edinerek hidrotermal solüsyonların gidişat yönü hakkında bilgi verebilmek mümkündür ve bunu öğrenebilmek için TerraSpec ölçümlerinin yanı sıra, ölçümde elde edilen MgOH veya FeOH pik derinliklerinin H₂O pik derinliklerine oranı gereklidir (McLeod ve diğer., 1987). Bu sonuçlara ulaşabilmek için PIMA (Portable infrared mineral analyser) cihazının kullanması gerekmektedir, ancak bu çalışma da mümkün olmamıştır.

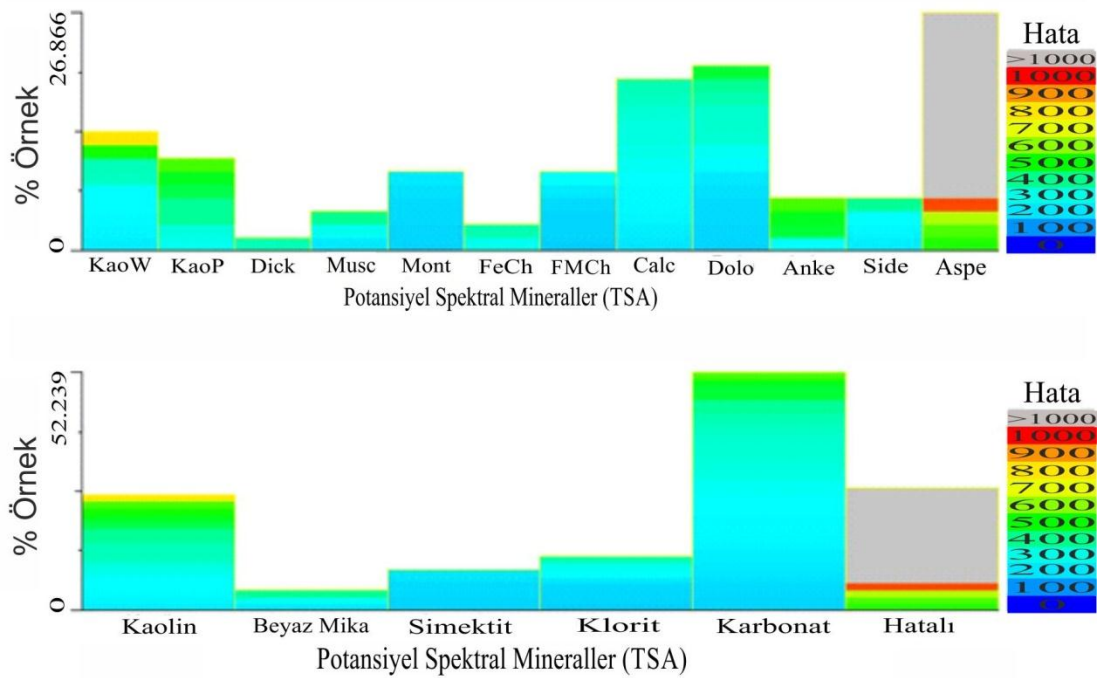
Karbonat grubu, Fe-Mg-Cl ve Fe-Cl grubu minerallere ek olarak ortamda önemli oranda arjilik alterasyonu gösteren kil mineralleri tespit edilmiştir. Bilindiği üzere arjilik alterasyon asiditesi olağandan biraz daha düşük olabilecek bir yağmur suyu etkisiyle bile oluşması muhtemel bir alterasyondur (Crowley ve diğer., 1988). Ancak aynı zamanda epidotlaşma ve kloritleşme gibi arjilik alterasyonda cevher sistemlerinde distal zonları işaret etmektedir (Sillitoe and Hedenquist, 2003). Söz konusu arjilik tipte bir alterasyon mineral topluluğu ise çoğu zaman süperjen etkiler ile hipojen etkileri birbirinden ayırmak el örneğinde göz ile tespit etmek mümkün olmayabilir. Yaklaşık 1400µm ve 2200µm dalga boylarında olmak üzere iki farklı şekilde tanımlanan kaolinit tipinde kil minerali mevcuttur (Hunt, 1970, 1971a, 1973, 1977). Bu kaolinit tipindeki kil mineralleri Hinckley indeksine göre (0,15-1,61) zayıf ve sağlam kristalleşebilen kaolinit olarak tanımlanmaktadır (Zhang ve diğer., 2001). TerraSpec cihazının bir avantajı kaolinit tipindeki kil minerallerinin zayıf kristallenmiş ile sağlam kristallenmiş olduğu iki farklı fazı birbirinden

ayırabilmesidir. Şekil 5.1’de zayıf kristaller KaoP ile gösterilmiş olup, sağlam kristallenmiş olan kaolinitler ise KaoW olarak gösterilmiştir. KaoP, çoğu zaman günlenme ile bile elde edilebilecek kadar kolay meydana gelen bir mineralken, KaoW ancak bir hidrotermal solüsyonun sisteme girmiş olduğu durumlarda oluşmasının yanı sıra cevherleşmeyi takiben en dış zonlarda olduğunu belirtir. Bölgesel olarak bakacak olursak, epitermal tipteki cevherleşmelerin yaygın olduğu bir alanda düşük-ortaç sülfidasyon cevherleşmesindeki yapısal unsurları takip eden solüsyonların birikmiş ve cevherlerini bırakmış olduğu kısımlardan dışa doğru ilerledikçe görülecek alterasyon türü arjilik olacaktır (Şekil 5.2; Corbett, 2009). Çamtepe Bölgesi’ndeki vektör mineralleri gösteren Şekil 5.2’te de buna uygun şekilde arjilik alterasyonu simgeleyen kil minerallerinin (kaolinit ve montmorillonit) varlığı görülmektedir. Ancak bu alterasyonda meydana gelebilecek olan değişim, aynı zamanda ev sahibi kayacın tipine bağlı olarak değişmektedir. Ayrıca, volkanik karakterli bir kayaca doğru ilerlerken arjilik zonu kesen klorit zonlarını görebilmek mümkündür.



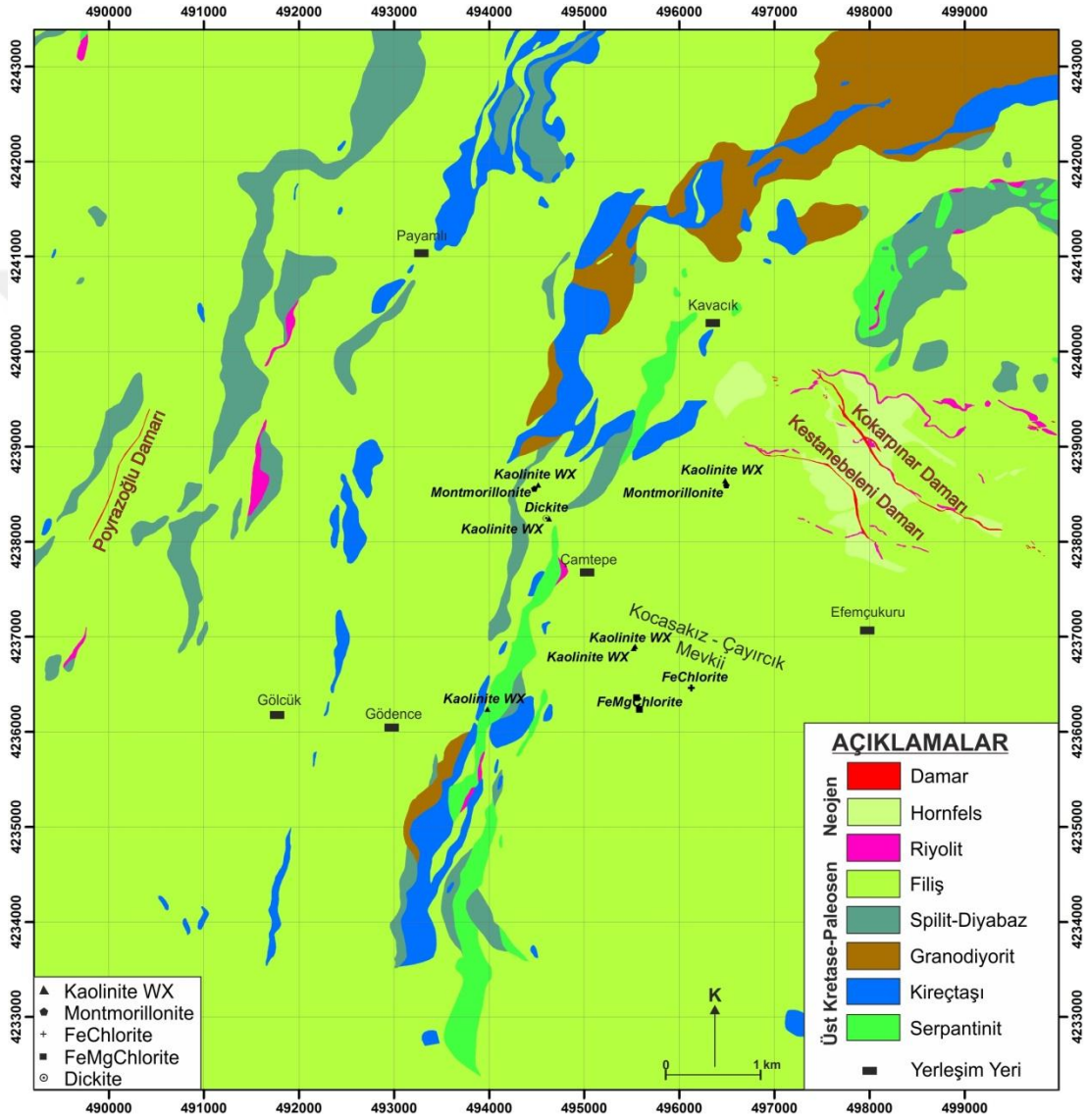
Şekil 5.1 TerraSpec ölçümleri sonucu elde edilen mineral toplulukları yoğunlukları.

Bölgede yaygın olarak görülen fliş fasiyesi kayaçlarda meydana gelen kloritleşme ile yine aynı bölgede görülen volkanik kökenli kayaçlardaki kloritleşmeleri birbirinden ayrı değerlendirmek gerekir. Yapılan çalışma doğrultusunda, hidrotermal solüsyonların etkisi ile volkaniklerde meydana gelen kloritleşme riyoitler ile ilişkilendirilebilir. Çalışma alanının doğu bölgesinde gözlemlenen orta ç sulfidasyon cevherleşmesinde mineral taşıyıcı kaynak riyoit kayasıdır. Bu kloritleşmeyi işaret eden ek mineral topluluklarına bakacak olursak önemli kil minerallerinden diki ve muskovit minerallerini sayabiliriz (Şekil 5.1 ve 5.2). Bu iki mineral, hidrotermal maden yataklarında vektör minerali olarak oldukça yaygın kullanılmaktadır. Mineral formülü içerisinde bulunan alüminyum-oksit ve su oranı ortam analizi yapma konusunda bize ışık tutar (Kruse ve Hauff, 1991).



Şekil 5.2 TerraSpec ölçümleri sonucu elde edilen vektör mineraller.

Çamtepe Bölge'sinde yapılan hidrotermal alterasyon çalışmaları kapsamında TerraSpec cihazı ölçümlerinden elde edilen veriler Şekil 5.3'te jeoloji haritası üzerine aktarılmıştır. Sonuçlar göz önünde bulundurulduğunda, çalışma alanında olası bir arjilik zonu işaret eden kil mineral topluluklarından söz edilebilir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3 Çamtepe Bölgesi'nde yapılan hidrotermal alterasyon çalışmaları sonrasında genel olarak gözlenen kil mineral toplulukları dağılımı (Çalışma alanının jeolojisi MTA, (2002) ve Lewis Geoscience, (2008)'dan derlenmiştir).

5.2 Jeokimya

Yapılan arazi çalışmaları sonucunda toplanmış olan 17 adet kaya numunesi her bölgeden o bölgenin farklı zonlarını tespit etmesine dikkat edilerek seçilmiştir. Bu örnekler üzerinde kimyasal analiz çalışmaları yapılmıştır (Tablo 5.2). Bu çalışmalarda seçilen örneklerin ana elementleri daha önceden açıklanmış olan yöntem ve taşınabilir XRF cihazı ile saptanmıştır. Ek olarak, seçilen iki örnek (CT-1 ve CT-11) kontrol amacıyla ALS Laboratuvarı'nda (İzmir-Sarnıç) atomik absorpsiyon ve ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemleri ile de analiz edilmiştir (Tablo 5.3). Taşınabilir XRF cihazı ve ICP yöntemindeki farklılıklar dolayısıyla veriler arasında doğal olarak birtakım uyumsuzluklar gözlenmektedir. Bununla beraber her iki yöntemde de elde edilen sonuçlar, önemli bir jeokimyasal anomaliye işaret etmemektedir. Ancak çevredeki cevherleşmelerin epitermal tipte olduğu dikkate alınarak bazı elementlerin ilişkileri irdelenmeye çalışılmıştır.

5.2.1 Au-Ag-Se-Sb-Bi İlişkisi

İndirgenmiş ortamlarda immobil özellik gösteren bizmut mineralleri genellikle epitermal sistemlerde altın ve kalkopirit cevherleşmesiyle yakın ilişki içerisinde bulunur. Bu ortam aynı zamanda altın cevherleşmesi için potansiyel teşkil eden bir ortamı ifade eder. Genel bizmut konsantrasyonuna bakıldığında zaman, aikinit tipindeki bizmut mineral birliklerinin sistemde yer alma olasılığı dikkat çekmektedir. Normalin üzerinde ölçülen bizmut değerine bağlı olarak, kalkopirit-pirit mineralizasyonu için potansiyel alanların oluşmuş olması durumu düşünülebilir. Bu zon aynı zamanda yüksek miktarda erozyona uğramış bir sistemin varlığını da belirtir.

Adille Tepe'deki eski galerilerde gözlenen cevherleşme yüksek Fe ve Mn içeriklidir. Bunların ışığında, çalışma alanının doğu-kuzeydoğusunda bulunan Efemçukuru ortaç sülfidasyon tipteki Au-Ag-Pb-Zn mineralizasyonuna yaklaşık olarak 3-4 km uzaklıkta bulunan Çamtepe Bölgesi'nde cevherleşmenin distal kısımlarının temsil edildiğini söylemek mümkündür. Bu tip sistemlerde 5 ppm Bi değerinden küçük değerlerin anomali sayılmayacağı düşünülürse, taşınabilir XRF ve ICP ölçümlerinden elde edilen 24 ve 17 ppm'e kadar olan değerler kısmen bir

anomali olarak düşünülebilir (Prichard ve diğer., 2013). Bu değerler daha önceden anlatılan Çamtepe sektöründeki splitik diabaz-kireçtaşı dokanaklarına yakın olan yerden alınan örneklerde gözlenmiştir.

Se ve Te'de epitermal tip cevherleşmelerde yaygın olarak görülen dominant elementlerdendir. Radka ve Krassen'de saptanan değerlere göre ise bu elementlerin varlığı ortaç sülfidasyondan yüksek sülfidasyona olan sığ geçişleri temsil eder. Çalışma alanından alınan örneklerin taşınabilir XRF analiz sonuçlarına bakıldığı zaman, elde edilen Se değerleri Bi, Hg ve Sb element değerleri ile paralellik gösterdiği görülür. Ga, Ge ve Te elementleri de epitermal sistemlerde cevher taşıyıcı solüsyonun içerisinde yüksek korelasyona sahip olabilmektedir (Voudouris ve diğer., 2011), ancak bu elementlerin içerisinde taşınabilir XRF cihazının okuyabildiği ancak Se elementidir. Bu nedenle diğer değerler test edilememiştir. Özellikle oksidasyon zonları ve asidik ortamlarda bulunan Se elementi jeokimyasal olarak ortamın asiditesi açısından bize bir fikir verebilmektedir. Cevherli solüsyonun yerleşimi esnasında cevher minerallerinin içine işlenecek olan Ga, Ge, Bi, Se ve W gibi elementlerin varlıkları detay jeokimya analiz yöntemleriyle ortaya konabilir.

5.2.2 Au-Ag-As-Zn-Hg İlişkisi

Au ve Ag metallerinin XRF analiz sonuçlarına bakıldığında özellikle düşük sülfidasyona bağlı gelişen epitermal sistemlerin üst seviyelerinde bulunan Sb elementiyle benzer seviyelere sahip olduklarını görebiliriz. Bu benzerlik daha düşük miktarda da olsa hem Au hem de Ag için Mn ve Hg karşısında da görebilmek mümkündür. Öte yandan Hg, Mn ve Sb' den ziyade ortamda bulunan As miktarı da önem teşkil etmektedir. Önceki çeşitli çalışmalarda altının genellikle arsenopiritler içerisinde kümелendiği saptanmıştır. XRF sonuçlarına bakıldığında ise epitermal cevherleşmelerde üst kotları temsil eden Hg elementiyle As elementinin yüksek bir korelasyon içerisinde olduğu ($r=0.648572$) görülmektedir (Hale, 2000).

Tüm bunlar göz önünde bulundurulduğunda, incelenen alandan alınan örneklerin 151 kaynağına uzak bir bölgede gelişen bir cevherleşmeyle benzeştiği söylenebilir. Daha duraysız olan Zn elementinin örneklerdeki değerlerinin kısmen yüksek olması da ortamın asidik bir ortam olduğuna işaret edebilir (Corbett, 2002).

Tablo 5.2 Taşınabilir XRF ölçüm aletiyle elde edilen analiz sonuçları (Au ve Ag; ppb, diğer elementler; ppm)

ÖRNEK NO	Au +/-	Ag +/-	As +/-	Cd +/-	Co +/-	Cr +/-	Cu +/-	Fe +/-	Mn +/-	Mo +/-	Ni +/-	Pb +/-	S +/-	P +/-	Zn +/-	Cl +/-
CT1	113,00	18,00	2,00	22,00	59,00	12,00	14,00	452,00	305,00	3,90	14,00	7,00	5373,00	52079,00	4,00	740,00
CT1	128,00	20,00	7,00	24,00	206,00	36,00	17,00	566,00	673,00	3,90	16,00	8,00	22902,00	91820,00	4,00	1199,00
CT2	111,00	18,00	2,00	22,00	77,00	13,00	6,00	720,00	136,00	3,90	44,00	8,00	9222,00	29131,00	5,00	586,00
CT2	124,00	19,00	2,00	23,00	82,00	15,00	6,00	789,00	127,00	4,50	46,00	8,00	10475,00	33696,00	5,00	666,00
CT3	143,00	20,00	3,00	24,00	84,00	7,00	13,00	113,00	409,00	3,80	14,00	3,00	27053,00	115540,00	8,00	1456,00
CT3	137,00	19,00	2,00	24,00	98,00	8,00	15,00	147,00	349,00	3,90	13,00	7,00	23366,00	96685,00	10,00	1214,00
CT4	248,00	21,00	12,00	25,00	44,00	10,00	48,00	228,00	536,00	4,00	19,00	10,00	11814,00	115423,00	16,00	1522,00
CT5	145,00	20,00	3,00	25,00	152,00	14,00	6,00	333,00	735,00	4,20	14,00	8,00	27853,00	113128,00	19,00	1473,00
CT5	112,00	17,00	3,00	21,00	61,00	15,00	14,00	479,00	287,00	4,30	14,00	3,00	12353,00	45976,00	4,00	681,00
CT6	109,00	18,00	2,00	22,00	65,00	12,00	15,00	536,00	349,00	3,90	15,00	8,00	6131,00	61308,00	4,00	862,00
CT6	122,00	18,00	2,00	22,00	69,00	14,00	5,00	586,00	123,00	4,30	42,00	7,00	8957,00	32797,00	4,00	632,00
CT7	122,00	18,00	2,00	22,00	80,00	14,00	6,00	774,00	211,00	4,20	46,00	8,00	10172,00	33370,00	5,00	633,00
CT7	118,00	18,00	1,90	22,00	60,00	25,00	7,00	455,00	119,00	3,40	28,00	7,00	15497,00	62828,00	4,00	817,00
CT7	121,00	19,00	11,00	24,00	3,00	128,00	24,00	1053,00	61,00	3,90	55,00	3,00	0,00	0,00	11,00	0,00
CT8	116,00	17,00	5,20	21,00	48,00	22,00	19,00	311,00	112,00	3,40	24,00	6,00	13352,00	54619,00	3,00	709,00
CT9	111,00	18,00	5,50	22,00	59,00	43,00	7,00	442,00	119,00	3,40	30,00	7,00	13585,00	55085,00	4,00	751,00
CT9	110,00	18,00	2,00	22,00	59,00	68,00	9,00	440,00	145,00	3,60	34,00	7,00	19710,00	78407,00	4,00	1043,00
CT10	250,00	26,00	6,00	31,00	184,00	135,00	30,00	544,00	45678,00	5,50	21,00	6,00	27140,00	26472,00	81,00	1776,00
CT10	241,00	25,00	6,00	30,00	192,00	125,00	26,00	626,00	39881,00	5,50	20,00	7,00	25112,00	23430,00	55,00	1601,00
CT11	296,00	28,00	16,00	34,00	240,00	158,00	30,00	923,00	56936,00	6,00	23,00	21,00	34054,00	85162,00	88,00	2011,00
CT11	328,00	23,00	27,00	28,00	201,00	115,00	11,00	681,00	35411,00	4,90	22,00	53,00	27875,00	21836,00	57,00	1532,00
CT12	90,00	15,00	1,70	18,00	95,00	6,00	11,00	164,00	212,00	3,10	10,00	2,00	4649,00	5142,00	9,00	292,00
CT12	85,00	14,00	1,70	18,00	109,00	7,00	4,00	217,00	332,00	3,20	10,00	5,70	4869,00	15470,00	9,00	312,00
CT12	90,00	15,00	1,70	19,00	132,00	8,00	5,00	290,00	256,00	3,40	11,00	5,80	5380,00	16639,00	9,00	332,00
CT13	151,00	21,00	4,00	26,00	405,00	18,00	13,00	1975,00	1213,00	4,90	23,00	5,00	14717,00	14120,00	20,00	856,00
CT14	87,00	15,00	1,50	19,00	50,00	33,00	16,00	353,00	79,00	2,90	22,00	5,30	6256,00	22021,00	3,00	408,00
CT14	87,00	15,00	4,70	18,00	51,00	25,00	16,00	368,00	76,00	2,70	21,00	6,00	5254,00	19231,00	3,00	355,00
CT14	85,00	15,00	4,50	18,00	50,00	40,00	15,00	359,00	82,00	2,90	20,00	5,70	6324,00	19791,00	3,00	373,00
CT14	95,00	15,00	4,40	18,00	51,00	21,00	16,00	354,00	75,00	2,70	23,00	5,70	5929,00	19457,00	3,00	365,00
CT15	131,00	18,00	3,00	22,00	83,00	14,00	7,00	827,00	337,00	5,40	16,00	3,00	8441,00	8800,00	6,00	551,00
CT15	103,00	16,00	1,80	20,00	43,00	10,00	5,00	254,00	90,00	5,20	11,00	6,00	6862,00	22441,00	4,00	497,00
CT15	106,00	16,00	1,90	19,00	41,00	9,00	5,00	234,00	67,00	5,40	11,00	7,00	6739,00	7212,00	4,00	503,00
CT16	99,00	16,00	5,20	19,00	40,00	9,00	5,00	227,00	112,00	5,10	11,00	6,00	6659,00	7116,00	5,00	479,00
CT16	129,00	18,00	4,00	21,00	77,00	32,00	7,00	737,00	140,00	4,50	44,00	3,00	8697,00	23323,00	5,00	500,00
CT16	90,00	15,00	2,00	18,00	44,00	22,00	5,00	274,00	81,00	3,80	11,00	2,00	5958,00	17040,00	3,00	392,00
CT17	110,00	15,00	3,00	18,00	30,00	7,00	4,00	147,00	84,00	3,90	9,00	2,00	5380,00	17669,00	3,00	336,00
CT17	87,00	14,00	2,00	17,00	23,00	5,00	4,00	100,00	67,00	2,90	9,00	2,00	4494,00	14581,00	3,00	278,00
CT17	134,00	17,00	4,00	21,00	59,00	10,00	5,00	469,00	253,00	4,10	38,00	2,00	9238,00	35234,00	4,00	562,00
CT17	105,00	16,00	2,00	19,00	30,00	6,00	12,00	140,00	74,00	3,70	30,00	2,00	8409,00	32956,00	3,00	497,00
CT17	105,00	16,00	2,00	19,00	33,00	7,00	4,00	164,00	82,00	3,70	10,00	2,00	8460,00	33015,00	3,00	498,00
CT15	114,00	16,00	4,00	20,00	55,00	10,00	5,00	404,00	128,00	4,20	36,00	3,00	6277,00	20970,00	3,00	404,00
CT15	81,00	15,00	4,90	18,00	22,00	6,00	4,00	89,00	37,00	3,30	10,00	2,00	4702,00	15115,00	3,00	314,00
CT15	104,00	16,00	3,00	19,00	116,00	9,00	6,00	227,00	93,00	3,60	12,00	3,00	6796,00	20183,00	4,00	472,00
CT15	101,00	16,00	5,70	20,00	42,00	9,00	5,00	251,00	60,00	4,30	12,00	2,00	5463,00	17758,00	3,00	399,00
CT14	85,00	14,00	4,60	17,00	20,00	5,00	4,00	76,00	35,00	3,20	9,00	1,90	3511,00	12882,00	4,00	231,00
CT14	116,00	19,00	9,00	23,00	134,00	39,00	7,00	1980,00	149,00	4,60	62,00	13,00	9330,00	24337,00	5,00	550,00
CT14	102,00	16,00	2,00	19,00	66,00	24,00	4,00	579,00	44,00	1,10	37,00	7,00	5014,00	17415,00	8,00	357,00
CT13	162,00	24,00	15,00	29,00	216,00	53,00	9,00	4311,00	123,00	5,40	88,00	24,00	4680,00	31136,00	6,00	768,00
CT14	137,00	21,00	9,00	25,00	126,00	16,00	7,00	1681,00	103,00	4,60	60,00	12,00	6361,00	16101,00	5,00	715,00
CT13	133,00	16,00	5,00	19,00	32,00	8,00	5,00	162,00	88,00	3,70	10,00	3,00	5807,00	18143,00	4,00	407,00
CT13	135,00	16,00	5,00	19,00	108,00	8,00	5,00	196,00	157,00	3,60	11,00	4,00	6775,00	6998,00	5,00	476,00
CT13	136,00	15,00	5,00	19,00	36,00	8,00	4,00	189,00	99,00	3,90	11,00	3,00	6369,00	18836,00	5,00	454,00
CT12	137,00	15,00	6,00	19,00	39,00	8,00	4,00	226,00	185,00	4,00	11,00	4,00	5508,00	17607,00	4,00	380,00
CT12	144,00	20,00	3,00	24,00	169,00	27,00	16,00	384,00	198,00	4,20	15,00	8,00	26655,00	112541,00	4,00	1443,00
CT11	143,00	20,00	3,00	24,00	217,00	29,00	17,00	605,00	217,00	4,10	16,00	3,00	29108,00	118248,00	4,00	1482,00
CT11	136,00	20,00	3,00	24,00	196,00	28,00	17,00	504,00	160,00	3,90	15,00	3,00	26488,00	108643,00	4,00	1363,00
CT10	151,00	20,00	4,00	24,00	58,00	10,00	16,00	396,00	139,00	4,40	15,00	3,00	26842,00	107502,00	4,00	1359,00
CT10	143,00	20,00	12,00	24,00	52,00	20,00	16,00	61,00	838,00	4,00	13,00	5,00	28068,00	114971,00	8,00	1452,00
CT10	142,00	19,00	16,00	8,00	61,00	18,00	8,00	72,00	585,00	3,70	12,00	6,00	20438,00	87811,00	16,00	1134,00
CT10	130,00	19,00	2,00	24,00	50,00	16,00	6,00	58,00	551,00	3,80	12,00	3,00	23362,00	97688,00	12,00	1231,00
CT9	135,00	20,00	8,00	24,00	48,00	19,00	6,00	56,00	781,00	3,80	12,00	3,00	26284,00	109103,00	13,00	1378,00
CT9	98,00	16,00	4,90	20,00	21,00	11,00	14,00	77,00	37,00	3,10	15,00	5,90	16692,00	69170,00	3,00	881,00
CT9	99,00	16,00	4,70	19,00	26,00	7,00	15,00	106,00	59,00	3,00	19,00	5,70	15733,00	64106,00	8,00	810,00
CT13	182,00	27,00	14,00	34,00	4,60	191,00	80,00	230,00	41,00	5,40	39,00	12,00	0,00	0,00	44,00	0,00
CT17	101,00	16,00	4,70	20,00	59,00	10,00	14,00	72,00	35,00	3,10	15,00	5,60	16101,00	67222,00	3,00	862,00
CT17	105,00	16,00	4,80	20,00	19,00	15,00	15,00	65,00	37,00	3,10	15,00	6,00	17464,00	73202,00	3,00	924,00
CT13	138,00	21,00	7,00	25,00	182,00	10,00	17,00	440,00	223,00	4,10	16,00	8,00	28667,00	118861,00	4,00	1508,00
CT13	149,00	20,00	3,00	24,00	61,00	11,00	17,00	436,00	132,00	4,70	15,00	3,00	24389,00	99970,00	4,00	1308,00
CT7	134,00	20,00	3,00	25,00	183,00	11,00	17,00									

Tablo 5.2 Taşınabilir XRF ölçüm aletiyle elde edilen analiz sonuçları (Au ve Ag; ppb, diğer elementler; ppm) (devam)

ÖRNEK NO	K +/-	Ca +/-	Ti +/-	V +/-	Se +/-	Rb +/-	Sr +/-	Zr +/-	Pd +/-	Sn +/-	Sb +/-	W +/-	Pt +/-	Hg +/-	Bi +/-	Th +/-
CT1	266,00	3103,00	72,00	7,00	3,20	1,40	4,00	1,90	566,00	36,00	42,00	23,00	140,00	4,00	7,00	4,00
CT1	233,00	9414,00	36,00	18,00	1,20	2,70	7,00	1,70	635,00	41,00	47,00	26,00	160,00	4,00	7,00	13,00
CT2	112,00	630,00	120,00	9,00	3,10	2,60	6,00	2,00	563,00	36,00	42,00	27,00	142,00	12,00	6,00	11,00
CT2	128,00	823,00	210,00	12,00	3,20	2,70	6,00	3,00	595,00	38,00	44,00	26,00	156,00	12,00	7,00	12,00
CT3	824,00	16165,00	18,00	4,00	3,40	2,50	3,00	1,20	625,00	40,00	47,00	28,00	166,00	12,00	7,00	11,00
CT3	303,00	11787,00	26,00	4,00	3,50	1,30	3,00	1,50	628,00	40,00	46,00	27,00	145,00	4,00	2,00	10,00
CT4	286,00	15281,00	25,00	5,00	4,60	1,00	4,00	1,40	656,00	42,00	49,00	40,00	241,00	16,00	3,00	11,00
CT5	311,00	14215,00	41,00	8,00	3,50	1,10	4,00	1,60	657,00	42,00	49,00	43,00	273,00	5,00	7,00	12,00
CT5	242,00	2398,00	91,00	7,00	3,10	1,40	3,00	3,00	559,00	35,00	40,00	23,00	133,00	4,00	2,00	4,00
CT6	253,00	4384,00	58,00	6,00	3,20	1,40	4,00	2,00	580,00	36,00	42,00	26,00	135,00	4,00	7,00	4,00
CT6	109,00	837,00	165,00	10,00	3,10	2,50	6,00	3,00	574,00	37,00	42,00	25,00	147,00	4,00	6,00	11,00
CT7	120,00	812,00	154,00	11,00	3,20	2,70	7,00	3,00	583,00	38,00	44,00	26,00	52,00	12,00	7,00	12,00
CT7	456,00	4978,00	75,00	4,00	3,10	2,50	10,00	1,80	576,00	37,00	42,00	26,00	132,00	4,00	5,90	13,00
CT7	0,00	0,00	666,00	366,00	11,00	2,70	12,00	2,00	625,00	40,00	47,00	58,00	142,00	19,00	21,00	5,00
CT8	402,00	3870,00	67,00	4,00	3,00	2,40	12,00	2,00	558,00	35,00	41,00	23,00	129,00	4,00	5,70	5,00
CT9	414,00	3739,00	28,00	5,00	3,10	2,50	9,00	1,70	560,00	36,00	42,00	23,00	134,00	4,00	6,00	12,00
CT9	577,00	7485,00	90,00	5,00	3,30	2,40	8,00	1,70	584,00	37,00	43,00	26,00	141,00	4,00	5,80	12,00
CT10	544,00	805,00	233,00	61,00	7,00	5,30	52,00	5,00	820,00	52,00	61,00	37,00	598,00	29,00	12,00	11,00
CT10	445,00	645,00	216,00	57,00	6,00	4,80	44,00	5,00	808,00	50,00	59,00	30,00	486,00	26,00	13,00	10,00
CT11	533,00	951,00	280,00	74,00	8,00	5,60	54,00	5,00	873,00	56,00	66,00	118,00	613,00	31,00	7,00	12,00
CT11	388,00	473,00	208,00	53,00	10,00	5,30	25,00	3,00	738,00	46,00	54,00	31,00	495,00	29,00	9,00	7,00
CT12	159,00	79,00	30,00	3,00	2,50	1,30	0,80	1,50	471,00	30,00	35,00	25,00	143,00	9,00	5,50	7,00
CT12	153,00	84,00	35,00	4,00	2,60	1,20	0,80	1,60	467,00	29,00	34,00	25,00	138,00	8,00	5,30	7,00
CT12	162,00	78,00	40,00	4,00	2,80	1,20	0,70	1,70	486,00	31,00	36,00	26,00	143,00	10,00	5,50	7,00
CT13	279,00	233,00	69,00	9,00	4,10	1,90	1,40	3,00	677,00	43,00	50,00	47,00	264,00	15,00	11,00	11,00
CT14	192,00	423,00	71,00	4,00	2,50	2,00	1,80	2,30	490,00	31,00	36,00	22,00	111,00	9,00	5,00	7,00
CT14	189,00	314,00	68,00	4,00	2,50	1,90	1,50	2,10	468,00	30,00	35,00	21,00	110,00	9,00	5,10	7,00
CT14	182,00	327,00	26,00	5,00	2,40	2,00	1,40	2,00	474,00	30,00	35,00	19,00	106,00	8,00	4,80	7,00
CT14	166,00	332,00	22,00	4,00	2,50	2,00	3,00	2,80	470,00	30,00	34,00	20,00	103,00	9,00	5,00	8,00
CT15	557,00	181,00	117,00	10,00	3,30	2,00	5,00	5,00	578,00	37,00	43,00	10,00	55,00	11,00	8,00	5,00
CT15	432,00	231,00	158,00	9,00	2,90	1,70	5,00	6,00	522,00	33,00	38,00	22,00	133,00	9,00	2,00	5,00
CT15	684,00	193,00	167,00	9,00	3,00	1,90	5,00	6,00	511,00	33,00	38,00	24,00	43,00	10,00	2,00	5,00
CT16	543,00	186,00	151,00	9,00	2,80	1,60	5,00	5,00	515,00	32,00	38,00	22,00	45,00	9,00	2,00	4,00
CT16	604,00	146,00	50,00	6,00	3,20	3,00	1,30	3,00	561,00	36,00	42,00	26,00	50,00	11,00	8,00	3,00
CT16	473,00	108,00	38,00	5,00	2,70	2,00	1,00	3,00	485,00	31,00	36,00	20,00	115,00	9,00	6,00	3,00
CT17	226,00	127,00	36,00	4,00	2,50	1,10	1,00	3,00	472,00	30,00	35,00	19,00	111,00	8,00	5,00	3,00
CT17	280,00	130,00	26,00	3,00	2,40	1,30	1,00	1,30	448,00	29,00	33,00	18,00	100,00	7,00	5,20	7,00
CT17	204,00	1375,00	49,00	6,00	3,20	1,40	4,00	3,00	549,00	35,00	40,00	23,00	135,00	10,00	2,00	4,00
CT17	362,00	1330,00	38,00	4,00	2,70	1,80	5,00	2,00	509,00	32,00	37,00	20,00	115,00	8,00	6,00	4,00
CT17	319,00	1376,00	34,00	4,00	2,90	1,80	4,00	2,00	514,00	33,00	38,00	20,00	118,00	9,00	6,00	4,00
CT15	260,00	190,00	47,00	5,00	2,90	1,50	1,60	3,00	521,00	33,00	38,00	21,00	119,00	9,00	2,00	3,00
CT15	552,00	86,00	40,00	4,00	2,40	1,80	1,10	1,80	464,00	30,00	34,00	19,00	104,00	8,00	5,90	8,00
CT15	923,00	121,00	45,00	5,00	3,00	3,00	1,30	2,00	507,00	32,00	37,00	22,00	44,00	9,00	7,00	3,00
CT15	591,00	91,00	66,00	6,00	2,80	2,00	1,50	4,00	524,00	33,00	39,00	22,00	44,00	9,00	2,00	3,00
CT14	187,00	71,00	31,00	3,00	2,30	1,20	0,90	1,70	455,00	29,00	33,00	18,00	100,00	8,00	1,80	3,00
CT14	122,00	92,00	54,00	7,00	3,70	1,30	1,20	2,00	617,00	38,00	44,00	29,00	153,00	13,00	10,00	11,00
CT14	59,00	52,00	24,00	4,00	2,80	2,30	0,70	0,80	509,00	32,00	37,00	22,00	109,00	9,00	5,90	8,00
CT13	145,00	99,00	67,00	10,00	4,80	6,00	1,70	3,00	768,00	48,00	56,00	35,00	208,00	16,00	17,00	14,00
CT14	160,00	1154,00	54,00	9,00	3,90	1,40	6,00	2,00	662,00	41,00	47,00	30,00	170,00	5,00	10,00	5,00
CT13	795,00	114,00	47,00	5,00	2,90	4,00	1,60	2,00	503,00	32,00	37,00	22,00	42,00	9,00	8,00	3,00
CT13	1161,00	133,00	46,00	5,00	3,00	4,00	1,60	2,00	508,00	32,00	38,00	23,00	128,00	10,00	9,00	3,00
CT13	964,00	126,00	62,00	5,00	3,00	4,00	1,60	3,00	495,00	31,00	36,00	23,00	43,00	10,00	8,00	3,00
CT12	352,00	116,00	55,00	5,00	3,10	1,90	1,20	3,00	499,00	31,00	36,00	21,00	124,00	9,00	7,00	3,00
CT12	336,00	14564,00	33,00	14,00	3,50	1,20	4,00	1,40	651,00	41,00	47,00	27,00	165,00	5,00	6,00	11,00
CT11	320,00	15536,00	34,00	16,00	3,50	1,00	4,00	1,40	638,00	41,00	48,00	28,00	153,00	5,00	7,00	11,00
CT11	326,00	13512,00	32,00	15,00	3,40	1,20	3,00	1,30	635,00	40,00	47,00	28,00	150,00	5,00	7,00	11,00
CT10	410,00	13299,00	44,00	5,00	3,70	1,60	4,00	2,00	635,00	41,00	47,00	29,00	159,00	5,00	7,00	4,00
CT10	278,00	16126,00	45,00	10,00	3,80	2,60	13,00	2,00	634,00	41,00	48,00	10,00	180,00	12,00	7,00	5,00
CT10	378,00	9871,00	18,00	3,00	3,60	1,70	8,00	1,90	600,00	38,00	45,00	13,00	222,00	13,00	8,00	5,00
CT10	374,00	12518,00	14,00	3,00	3,50	1,70	13,00	2,00	612,00	39,00	45,00	35,00	191,00	12,00	7,00	5,00
CT9	293,00	15139,00	40,00	9,00	3,30	1,10	9,00	1,90	625,00	40,00	47,00	34,00	203,00	12,00	7,00	5,00
CT9	507,00	6975,00	34,00	6,00	2,60	2,10	5,00	3,80	520,00	33,00	38,00	20,00	119,00	9,00	5,20	3,00
CT9	464,00	5993,00	36,00	2,00	2,70	2,10	5,00	3,60	517,00	32,00	38,00	20,00	116,00	9,00	5,10	10,00
CT13	0,00	0,00	780,00	424,00	16,00	3,80	9,00	6,00	891,00	57,00	67,00	88,00	198,00	25,00	24,00	16,00
CT17	483,00	6567,00	12,00	6,00	2,70	2,10	5,00	3,80	514,00	33,00	38,00	19,00	116,00	9,00	5,30	10,00
CT17	507,00	7562,00	34,00	6,00	2,90	2,10	5,00	1,30	531,00	34,00	40,00	22,00	122,00	10,00	5,50	10,00
CT13	293,00	15792,00	91,00	5,00	1,30	0,90	3,00	3,40	659,00	43,00	49,00	28,00	168,00	5,00	7,00	11,00
CT13	627,00	11275,00	55,00	6,00	3,70	3,00	4,00	3,00	636,00	40,00	47,00	28,00	54,00	5,00	8,00	12,00
CT7	364,00	15174,00	34,00	5,00	3,60	1,90	3,00	1,20	661,00	42,00	49,00	28,00	160,00	4,00	7,00	11,00
CT6	841,00	5209,00	49,00	6,00	3,40	4,00	4,00	3,00	620,00	39,00	45,00	26,00	153,00	4,00	9,00	4,00

Tablo 5.3 CT-1 ve CT-11 örnekleri için yapılan atomik absorpsiyon ve ICP analizleri sonuçları

ÖRNEK	Au-AA23	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61	ICP61
NO	Au	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	La	Mg
	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	%	ppm	%
CT-1	<0.005	<0.5	3,71	17	50	0,7	17	13,2	<0.5	9	141	7	7,03	<10	0,66	10	2,18
	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	S	Sb	Sc	Sr	Th	Ti	Tl	U	V	W	Zn
	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CT-1	5670	2	0,01	107	300	34	0,47	6	9	194	<20	0,18	<10	<10	65	10	48
	Au	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	La	Mg
	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	%	ppm	%
CT-11	<0.005	<0.5	5,31	8	630	1	<2	0,08	<0.5	9	160	54	2,57	10	3,89	20	0,73
	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	S	Sb	Sc	Sr	Th	Ti	Tl	U	V	W	Zn
	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CT-11	424	2	0,52	85	110	29	0,01	11	8	28	<20	0,3	<10	<10	59	<10	73

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR, TARTIŞMA VE ÖNERİLER

Çalışma kapsamında Çamtepe Köyü ve çevresindeki cevherleşmeler genel jeoloji, parajenez, hidrotermal altereasyon ve jeokimya açısından incelenmiştir. Bu kısımda, çalışma sonucu elde edilen petrografik ve hidrotermal alterasyon verileri derlenmiş, gelişmiş olması muhtemel bir alterasyon zonu B-B' kesit hattı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 6.1 ve Şekil 6.2). Ayrıca genelleştirilmiş bir blok diyagramda sunulmuştur (Şekil 6.3). Çalışma neticesinde varılan sonuçların özeti ise aşağıda verilmiştir.

Batı Tetis Metalojenik Kuşağı tektonik kompleksinde yer alan Batı Anadolu'nun batısındaki sedimanter-tektonik kökenli rejonel bir olistostrom-melanj kuşağını temsil eden Bornova-Filiş Zonu içindeki Seferihisar yükseliminde bulunan Çamtepe Köyü çevresinde gerçekleştirilen çalışmalarda, Üst Kretase-Paleosen yaşlı İzmir-Ankara zonu kayaçları ve Neojen yaşlı volkanitler gözlenmiş ve ayırtlanmıştır.

Çalışma alanındaki İzmir-Ankara zonu kayaçları başta filiş fasiyesi kumtaşı-şeyl ar dalanması olmak üzere spilit-diyabaz, granodiyorit, kireçtaşı ve serpantinlit kayaçlarından oluşmaktadır. Düzensiz sokulum yapan, dolayısıyla farklı doğrultularda yüzlek veren Geç Miyosen yaşlı subvolkanik riolit daykları ve kırılğan hornfels fasiyesi, Neojen istifini oluşturmaktadır. KKB-BKB ve KKD doğrultularında uzanan riolit daykları bu bölgede saptanmış cevherleşmeler ve zuhurlarla yakından ilişkilidir.

Çamtepe Bölgesi batısında diyabaz-filiş dokanağında genel olarak ağsal doku sunan Fettahdallığı Cevherleşmesi, doğusunda riolit-hornfels dokanağında kabuksu-kolloform, kokart ve tarak dokuları sunan Efemçukuru Yatağı mevcuttur. Çamtepe Bölgesi, Kocasakız-Çayırıcık Mevkii'de ise filiş fasiyesi ev sahipliğinde bantlı kalsit damar dokuları ve levhamsı kalsit kümeleri mevcuttur. Bunun yanı sıra sahadan alınan örneklerden yapılan petrografik çalışmalar kapsamında mikro ölçekte kolloform, kokart ve kafes dokuları gözlenmiştir.

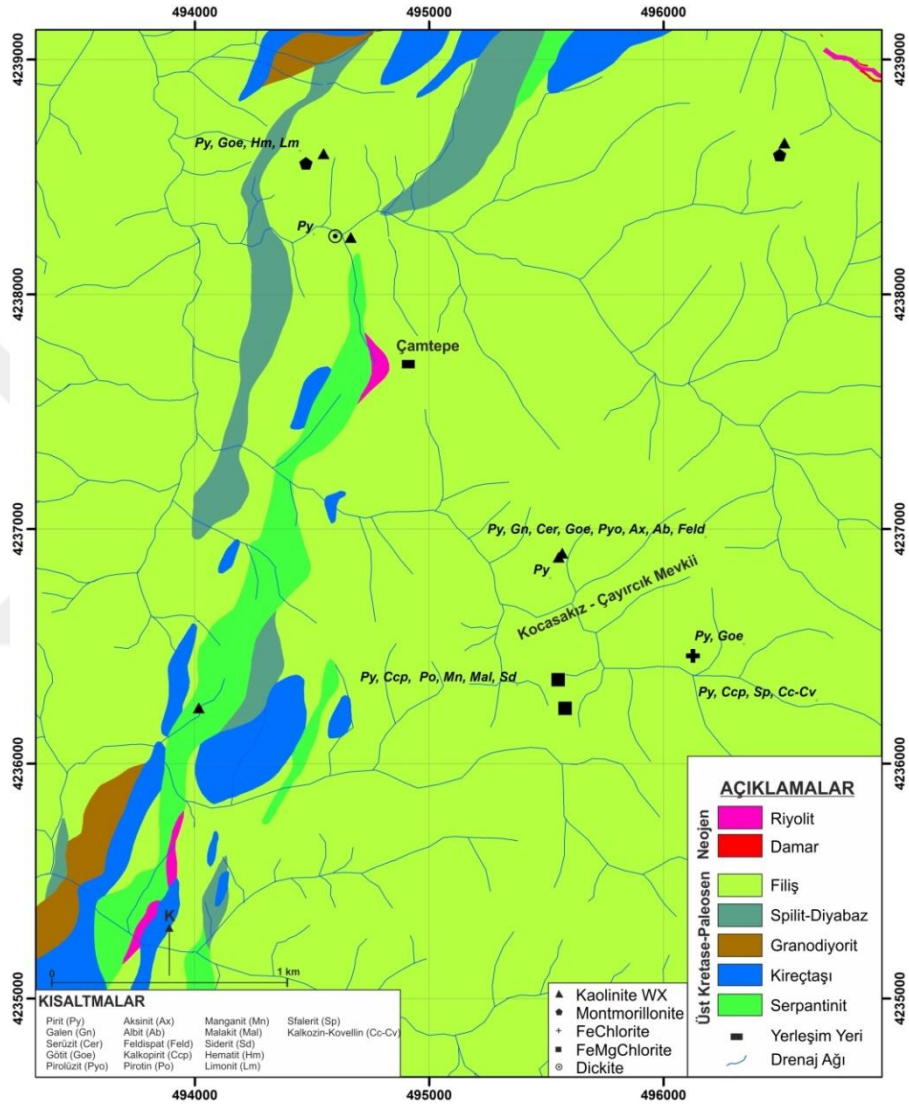
Genel olarak yüksek derecede bozulan kayaçlardan alınan örneklerde gözlenen ana sülfid cevher mineralleri bolluk sırasına göre, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen

olup, yaygın gang mineralleri kuvars ve kalsittir. Bunların yanı sıra muhtemel süperjen evrede meydana gelen serüzit, siderit ve malakit gibi mineraller gözlenmektedir. Ayrıca, oksidasyon zonuna bağlı olarak ikincil kökenli kalkozin-kovellin, Fe-oksit (hematit, götit, limonit) ve Mn-oksit (pirolüsit, manganit) mineralizasyonu gözlenmektedir. Arazide geniş yüzlekler veren kil mineral topluluklarını görmek mümkün olmamıştır. Bununla beraber, ince kesitlerde kuvars-serizit ve kil alterasyonları (kaolinit, illit-simektit) göze çarpmaktadır. Bu gözlemler ve veriler hidrotermal süreçlerle oluşmuş cevherleşmeleri ifade edebileceği gibi, küçük ölçekli gözlenmeleri sebebiyle yüzeysel oluşuklar olarak yorumlanabilirler.

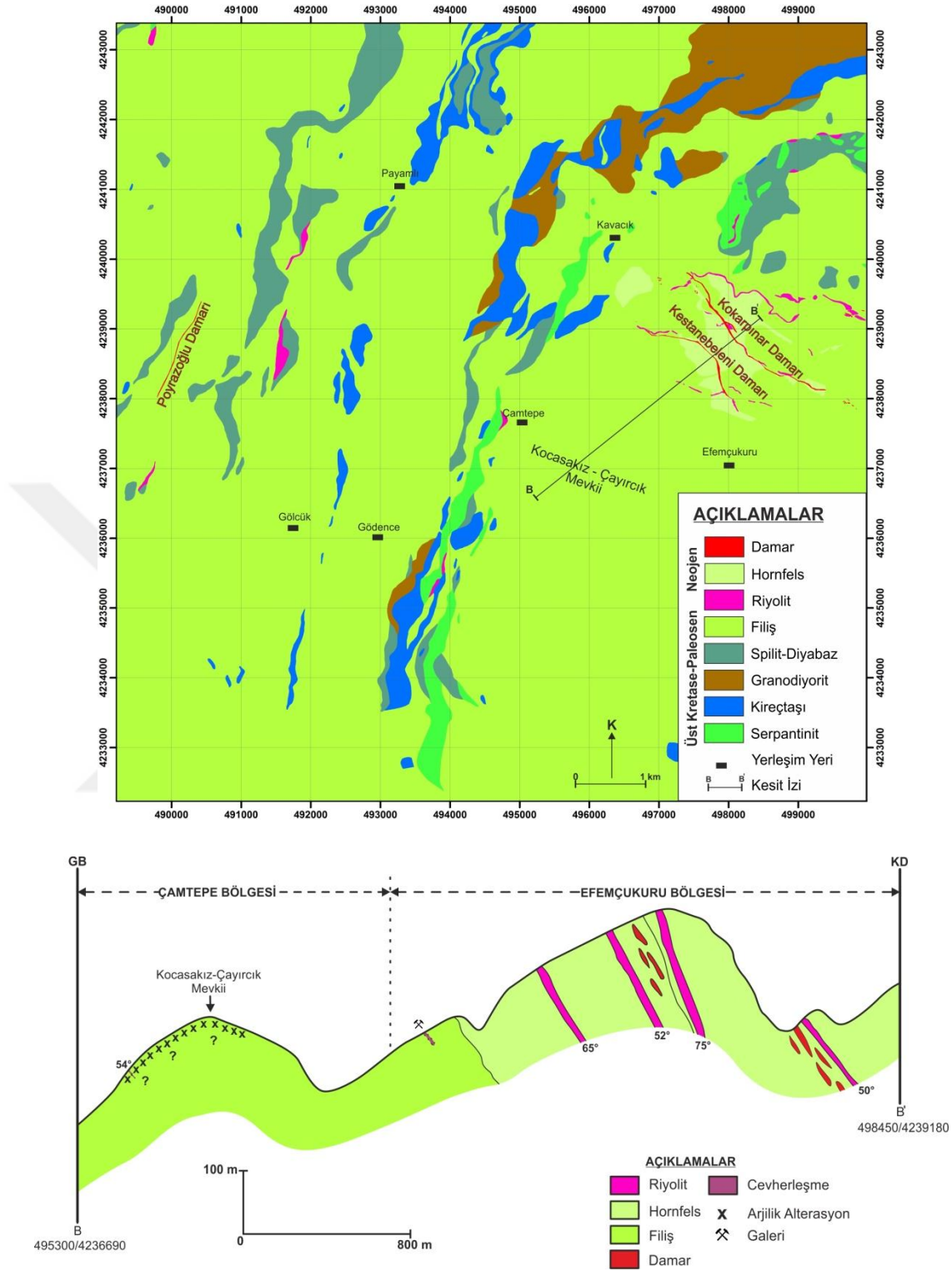
Ancak, araziden alınan örneklerden taşınabilir X-ışını flüoresans (XRF) cihazı kullanılarak kimyasal analiz ve TerraSpec cihazı kullanılarakta spektral analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Hidrotermal alterasyon çalışmaları (TerraSpec) kapsamında nispeten daha düşük sıcaklık değerlerinde meydana gelen montmorillonit başta olmak üzere yer yer kaolinitinde bulunduğu olası arjilik alterasyon zonu belirlenmiştir. Burada, TerraSpec verilerinde ayırtlanmış olan zayıf ve sağlam kristallenmiş kaolinit minerallerinin (KaoP, KaoW) varlığı önemli görülmektedir. Zayıf kristalleşen kaolinit mineralleri (KaoP) çoğu zaman günlenme ile bile oluşabilmekte, sağlam kristalleşen kaolinit mineralleri (KaoW) ise ancak bir hidrotermal solüsyonun sisteme girmiş olduğu durumlarda oluşmakta ve genelde cevherleşmeyi takiben en dış zonlarda gelişmektedir. Bu nedenle alınan örneklerde yapılan çalışmalarla saptanmış olan sağlam kristallenmiş kaolinit minerallerinin (KaoW) gözlenmesi bu ikinci durumun varlığını işaret ediyor olabilir.

Bununla beraber, portatif XRF cihazı jeokimya analiz sonuçları önemli bir jeokimyasal anomaliye işaret etmemesine karşın çevredeki cevherleşmelerin epitermal tipte olduğu dikkate alınarak bazı elementlerin ilişkileri irdelenmeye çalışılmıştır. Normalin üzerinde ölçülen bizmut değerine bağlı olarak, kalkopirit-pirit mineralizasyonu için potansiyel alanların oluşmuş olması durumu düşünülebilir. Daha duraysız olan Zn elementinin örneklerdeki değerlerinin kısmen yüksek olması da ortamın asidik olduğuna işaret edebilir. Tüm bunlar göz önünde bulundurulduğunda, incelenen alandan alınan örneklerin ısı kaynağına uzak bir bölgede gelişen bir cevherleşmeyle benzeştiği söylenebilir.

Sonuç olarak, Çamtepe Bölgesi'ne dair yüzeyde yapılan örneklemelerde dikkat çekici bir cevherleşmeye rastlanmamıştır. Ancak, gerçekleştirilen petrografik çalışmalar, taşınabilir XRF ve TerraSpec cihazlarıyla gerçekleştirilen jeokimyasal ve spektral analiz çalışmaları, düşük-ortaç sülfidasyonlu epitermal sistemlerin üst kotlarında gözlemlenen olası veriler ile örtüşebilecek bir yapıya işaret ediyor olabilir.



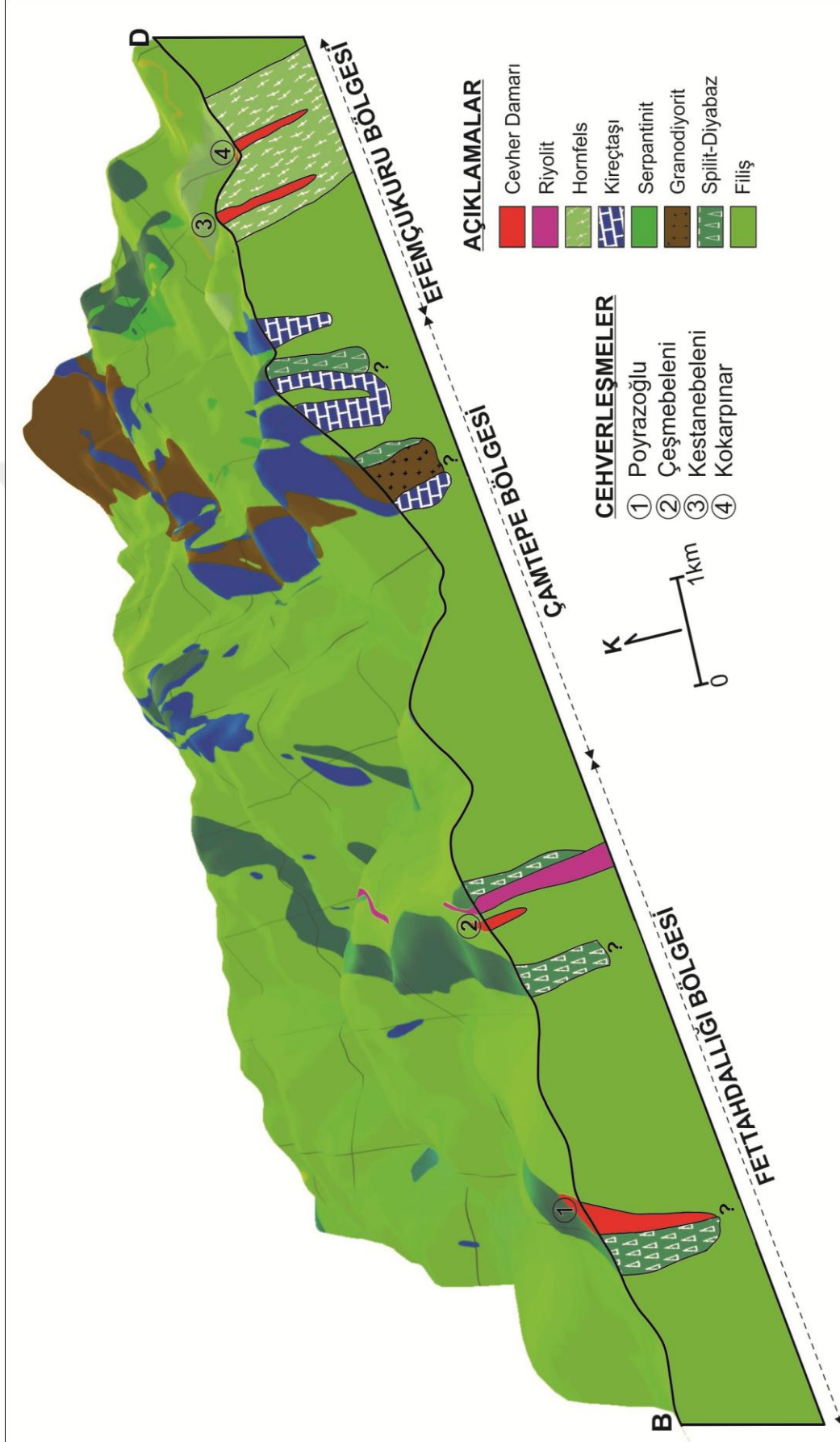
Şekil 6.1 Çamtepe Bölgesi'nde gözlenen petrografik ve hidrotermal alterasyon verilerinin dağılımı (Çalışma alanının jeolojisi MTA, (2002) ve Lewis Geoscience, (2008)'den derlenmiştir).



Şekil 6.2 Çamtepe ve Efemçukuru Bölgeleri'nin cevherleşmesini gösteren enine jeolojik kesit (Çalışma alanının jeolojisi MTA, (2002) ve Lewis Geoscience, (2008)'den derlenmiştir).

Sığ seviyedeki epitermal sistemler daha silisik olma eğilimindedir, ince taneli damar malzemesine sahiptir ve kil taşıyan topluluklar (illit ve simektit) ile ilişkilidirler. Başlangıçta sığ yeraltı su tablası derinliklerinde kaynayan klorür sularından ayrılan gazlara bağlı oluşan (ileri) arjilik alterasyonun süperjen örtüleri bazı düşük-ortaç sülfidasyonlu sistemlerin üzerinde de oluşur (örn. Pachuca, Meksika). Bazı genetik durumlarda yüksek ve ortaç sülfidasyonlu yataklar arasında bir ilişki olduğuna dair mekânsal deliller bulunmaktadır (Hedenquist ve diğer., 2000), dolayısıyla farklı iki cevherleşme modeli arasında geçişler olabilir (Einaudi ve diğer., 2003).

Epitermal bölgeler yaygın olarak cevherleşme bakımından benzer yükseklik aralıklarına sahip olmasına rağmen bu aralıklar mineralleşme sonrası faylanma tarafından değişikliğe uğratılabilir. Çalışma alanına benzer bir fay kinematiğine sahip olan Caylloma (Peru) epitermal damar bölgesine baktığımızda II. ve III. Derecedeki damarlar baskın olarak doğrultu atımlı fayların hareketine bağlı olarak domino etkisi (bookshelf sliding) altında meydana geldiği görülmektedir. Çalışma alanındaki tektonizma da, Güney Peru'daki Erken-Orta Miyosen'de ağırlıklı gözlenen bu gerilme alanı verileri ile uyumludur (Echavarria ve diğer., 2006). Dolayısıyla, Efemçukuru Cevherleşme Bölgesi'ndeki ekonomik Kestanebeleni ve Kokarpınar damarlarına görece paralel, damarların GB (Çamtepe Köyü ve çevresi) ve KD (Kavacık Köyü ve çevresi) alanlarının sığ seviyelerinde, yaklaşık KB doğrultusunda olası cevherleşmelerin bulunması muhtemeldir. Bu sebepten, çalışma sahasının jeolojik evrimini tam anlamıyla anlamak adına detaylı fay kinematiği analizi, toprak örnekleme ve detay alterasyon haritası yapılmalıdır. Özellikle damar tipi yataklarda bulunan cevher zonundaki alterasyon halelerinin, paleo-sıvı akış yerini göstermeye yardımcı olabilecek, sıcaklığa duyarlı çeşitli kil mineralleri içerdiği unutulmamalıdır (Hedenquist ve diğer., 2000). Bunun yanı sıra, ortaç sülfidasyon cevherleşmesinin 600-1000m dikey aralığına kadar oluşabilmesinden ve ev sahibi kayacın düzensiz istif sergilemesinden dolayı hidrotermal sistemin ileri düzeyde anlaşılabilmesi güçtür. Bu nedenle çalışma alanının potansiyelinin net olarak tespiti için yukarıda bahsedilen detay araştırmalar gerçekleştirilmeli ve bulgular konvansiyonel jeokimyasal yöntemlerle desteklenmelidir.



Şekil 6.3 Çamtepe Bölgesi ve çevresindeki düşük-ortaç sülfidasyon cevherleşmelerini gösteren genelleştirilmiş blok diyagram.

KAYNAKLAR

- Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla bölgesinin jeolojik etüdü. *MTA. Raporu*, 2624 Ankara.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. ve Chomiak, B. (2001). Controls on formation of low sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotop data. *Society of Economic Geologists Special Publication 8*, 1-32.
- Ağdemir, N., Kirikoglu, M.S., Lehmann, B. ve Tietze, J. (1994). Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb– Zn–Ag deposit NW Turkey. *Mineralium Deposita*, 29, 366–371.
- Andiç, T. (1981). Urla Yarımadası genel jeokimya etütleri. *MTA. Bölge*, 3 İzmir.
- Barka, A.A. (1999). The 17 August 1999 İzmit earthquake. *Science*, 285, 1858-1859.
- Becker-Platen, J.D. (1970). Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwed-Anatoliens (Turkei). *Beihefte zum geologischen Jahrbuch*, 97, 1-243.
- Begbie, M.J., Sproli, K.B. ve Mauk, J.L. (2007). Structural evolution of the Golden Cross Epithermal Au-Ag deposit, New Zeland. *Economic Geology*, 102:873-892.
- Brinkmann, R. (1966). Geotektonische Gliederung Van West-Anatolien. *Geology Paleontology*, 10,603-608.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the Eastern Aegean sea (West Anatolia and Leovos Island). *Bulluten Volcano*, 36, 473-496.

- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications. Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Geological Society Special Publication no. 173. Geological Society of London*, 385–403.
- Bozkurt, E. (2001a). Neotectonics of Turkey – a synthesis *Geodinamica Acta*. 14, 3-30.
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E., ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Bunchanan, L.J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environment in the southwest: in W.R. Dickions ve W.D. Payne.(Eds.), Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, 237-262.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G. ve Vergo, N. (1990a). High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals. *Journal of Geophysical Research*, 12653-12680.
- Cooke, D.R. ve Simmons, S.F. (2000). Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Economic Geology*, 13, 221-244.
- Corbett, G.J. (2002). Epithermal gold for explorations. *The Australian Institute of Geoscientists, Applied geoscientific practice and research in Australia*, www.corbettgeology.com.

- Corbett, G.J. (2009). Anatomy of porphyry-related Au-Cu-Ag-Mo mineralised systems. Some exploration implications. *Australian Institute of Geoscientists North Queensland Exploration Conference* June 2009.
- Crowley, J.K. ve Vergo, N. (1988). Near-Infrared reflectance spectra of mixtures of kaolin-group minerals; Use in clay mineral studies. *Clays and Clay Minerals*.36, 4310-316.
- Crowley, J.K. ve Vergo, N. (1988). Visible and near-infrared (0.4-2.5 microns) reflectance spectra of selected mixed-layer clays and related minerals, in *Proceedings of the 6th ERIM thematic Conference*, 5970-5980.
- Çolakoglu, A.R. (2000). The characteristics of Kucukdere epithermal (Havran–Balıkesir) gold vein. *Geological Bulletin of Turkey* 43 (2), 99– 110.
- Davis, J.C. (1986). Statics and data analysis in geology. 2nd edition John Wiley & Sons, New York, 646.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review* 42, 241– 268.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84–92.
- Duke, E.F. (1994). NIR spectra of muscovite, Tschermak substitution and metamorphic reaction progress. *Implications for remote sensing. Geology*,22, 621-624.

- Echavarria, L., Nelson, E. ve Humphrey, J. (2006). Geologic Evolution of the Caylloma Epithermal Vein District, Southern Perú. *Society of Economic Geologists, Economic Geology*, 101, 843–863.
- Einaudi, M.T., Hedenquists, J.W. ve Inan, E.E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, 285-313.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği (TPJD) Bülteni* 2, 1–20.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J. A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1969,1970 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 81, 569-607.
- Farmer, V.C. (1968). Infrared spectroscopy in clay mineral studies. *Clay Minerals*, 7, 373-387.
- Farmer, V.C. ve Russell, J.D. (1964). The infrared spectra of layer silicates. *Spectrochimica Acta*, 20, 1149-1173.
- Fraser, S. J., Camuti, K., Huntington, J. F.ve Cuff, C. (1990). A study of the superficialclay distribution at Mount Leyshon: a comparison between XRD and spectral reflectance methods. *Proceedings of the Fifth Australasian Remote sensing Conference*, 906-914.
- Gaffrey, S. (1986). Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 microns) : calcite, aragonite and dolomite. *American Mineralogist*, 71, 151-162.

- Gemmell, J.B., Simmons, S.F. ve Zantop, H. (1988). The Santo Niho silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Mexico: Part I. Structure, vein stratigraphy, and mineralogy. *Economic Geology*, 83, 1597-1618.
- Gemmell, J.B., Zantop, H. ve Birnie, R.W. (1989). Silver-sulfosalts of the Santo Nino vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico. *Canadian Mineralogist*, 27, 3, 401-418.
- Genç, S.C., Altunyanak, Ş., Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ Graben, Karaburun peninsula: it's tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta* 14, 45–55.
- Giggenbach, W.F. (1995). Variations in the chemical isotopic compositions of fluids discharged from the Taupo volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68, 89-116.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbas, E. ve diğer., (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132, 637–650.
- Gümüş, A. (1998). *İç olaylara bağlı maden yatakları*. İzmir: Bilim Ofset
- Hale, M. (2000). Geochemical remote sensing of the sub-surface. *Handbook of Exploration Geochemistry*, 7, 1-549
- Hannington, M., Poulsen, H., Thompson, J. ve Sillitoe, R. (1999). Volcanogenic gold and epithermal-style mineralization in the VMS environment. *Reviews in Economic Geology*, 8, 325-356.

- Heald, P., Filey, N.K. ve Hayba, D.O. (1987). Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82, 1-26.
- Hedenquist, J.W. (1987). Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. *Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore*, 513-524.
- Hedenquist, J.W. (2010). Efemçukuru Au-Ag-(Pb-Zn) vein district, Izmir: Multiple episodes of mineralization, and district potential. 2013, *Tüprag Metal Madencilik A.Ş.*
- Hedenquist, J.W. ve Lowenstern, J.B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519-527.
- Hedenquist, J.W.ve Henley, R.W. (1985). Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal systems, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, 80, 1640-1668.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. ve Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Economic Geology*, 13, 245-278.
- Hedenquist, J.W., Sillite, R.H. ve Arribas, A. (2004). Characteristics of and exploration for high-sulfidation epithermal Au-Cu deposits, in Cooke, D.R., Deyell, C.L., and Pongratz, J.(Eds.), 24 Carat Gold Workshop: Centre for Ore Deposit Research. *Special Publication 5*.
- Henley, R.W. (1985). The geothermal framework of epithermal deposits. *Economic Geology*, 2:1-24.

Helvacı, C., Gündoğan, İ., Oyman, T., Sözbilir, H. ve Parlak, O. (2013). Çaldağ Turgutlu-Manisa) Lateritik Ni-Co Yatağının Jeolojisi, Mineralojisi ve Jeokimyasal Özellikleri. *Yerbilimleri*, 34 (2), 101-132.

Henley, R.W.ve Ellis, A.J. (1983). Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews*, 19, 1-50.

Hermann, W., Blake, M., Doyle, M., Huston, D., Kamprad, J., Merry, N. ve Pontual, S. (2001). PIMA Infrared spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulfide deposits at Roseberry and Western Tharsis, Tamania, and Highway-Reaward, Queensland. *Economic Geology*.

Herzig, P.M. ve Hannington, M.D. (1995). Hydrothermal activity, vent fauna, and submarine gold mineralization at alkaline fore-arc seamounts near Lihir Island, Papua New Guinea: in J.L. Mauk and J.D. St. George (Eds.), PACRIM Congress—*Exploring the Pacific: Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne*, 9/95, 299-304.

Herzig, P.M., Hannington, M.D. ve Stoffers, P. (1998). Petrology, gold mineralization, and biological communities at shallow submarine volcanoes of the New Ireland fore-arc (Papua New Guinea): preliminary results of R/V Sonne cruise SO-133. *InterRidge News*, 7(2), 34-38.

Herzig, P.M., Petersen, S. ve Hannington, M.D. (1999). Epithermal-type gold mineralization at Conical seamount: a shallow submarine volcano south of Lihir Island, Papua New Guinea: in C.J. Stanley, (Eds), Mineral Deposits. *Processes to Processing, Proceedings of the 5th Biennial SGA Meeting and the 10th Quadrennial IAGOD Symposium, London, Balkema*, 527-530.

Hunt, G.R. (1977). Spectral signatures of particulate silicates in the visible and NIR. *Geophysics*, 42, 510-513.

- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. ve Lenhoff C.J. (1973). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. VI. Additional silicates. *Modern Geology*, 4, 85
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. ve Lenhoff C.J. (1971a). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.
- Hunt, G.R. ve Salisbury, J.W. (1970). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals. *Modern Geology*, 1, 283-300.
- Işık, V. ve Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 757-765.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Jackson, J. ve D. McKenzie (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 93(1): 45-73.
- Jensen, E.P. ve Barton, M.D. (2000). Gold deposits related to alkaline magmatism: Society of Economic Geologists. *Economic Geology*, 13, 279-314.
- Kaya, O. (1972). Tavşanlı Yöresi Ofiyolit sorununun ana çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu (TJK) Bülteni*, 15, 1, 26-1081.
- Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün Neojen stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu(TJK) Bülteni*, 22,35-58.

- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of Geological Society of London*, 156, 605–616.
- Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18/3, 167–208.
- Kovenko, V. (1940). Balya kurşun madeni. *MTA Dergisi* 4 21, 580– 593.
- Kruse, F. ve Hauff, P. (1991). Illite crystallinity-case histories using x-ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments. *Proceedings of the Eighth ERIM Thematic Conference on Geologic Remote Sensing*, 447-458.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1–42.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. ve Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics. Developments in Geotectonics 6, *Elviser, Amsterdam*, 300.
- Lewis Geoscience A.Ş. (2008). Efemçukuru raporu, 2013, *Tüprag Metal Madencilik A.Ş.* (604)531-4604.
- Lips, A. L. W., Cassard, D., Sözbilir, H. ve Yılmaz, H. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-92.
- Markowicz, A. (2011). An overview of quantification methods in energy-dispersive X-ray fluorescence analysis. *Indian Academy of Sciences*, 76, 2 *Journal of physics*, 321–329.

- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 55, 217–254.
- McLeod, R.L., Gabell, A. R., Green, A. A. ve Gardavsky, V. (1987). Chlorite infrared spectral data as proximity indicators of volcanogenic massive sulfide mineralization. *Proceedings of the Pacific Rim Congress*, 321-324.
- Melquiades, F. L. (2004). Application of XRF and field portable XRF for environmental analysis. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 262, 2533–541.
- Merry, N. ve Pontual, S. (1996). New techniques for alteration mineral mapping in Victoria: a case study from Fosterville gold mine. In Hughes, M.J., Ho, S.E. ve Huhes, C.E. (Eds.), Recent developments in Victorian Geology and Mineralization. *Australian Institute of Geoscientists Bulletin* 20, 91-95.
- Meulenkamp, J. E., Van Der Zwaan, G. J. ve Van Wamel, W.A. (1994). On Late Miocene to recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, 53-72.
- Maden Tetkik Arama (1996). Maden Jeolojisi Raporu: Seferihisar-Gödençe Köyü ve Menderes yöresi altın yatağı arama raporları. II.
- Maden Tetkik Arama (2002). 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, 7, MTA Yayınları.
- Mueller, A. G., Hall, G. C., Nemchin, A. A. ve O’Brien, D. (2008). Chronology of the Pueblo Viejo epithermal gold–silver deposit, Dominican Republic: formation in an Early Cretaceous intra-oceanic island arc and burial under ophiolite. *Mineral Deposita* 43: 873–889.

Newmont (2002). Ovacik epithermal gold deposit. *Unpublished internal report*. 7.

Okay, A. I. ve Siyako, M. (1992). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği(TPJD)*. 4/2.

Okay, I. A. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications 1999, 156*, 475-515.

Okay, A. İ. ve Satır, M. (2000). Coeval Plutonism and Metamorphism Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.

Okay, A.I. (2008). Geology of Turkey: A Synopsis: *Anschnitt 21*, 19-42.

Okay, A.I., İşintek, İ., Altınır, D., Özkan-Altınır, S. ve Okay, N. (2012). An olistostrome- mélangé belt formed along a major suture: Bornova Flysch Zone, western Turkey. *Tectonophysics*, 568-569, 282-295.

Olympus cihazı (b.t). *XRF cihazı fotoğrafı*. 10 Eylül 2015, <http://www.olympus-ims.com/>.

Oyman, T., Minareci, F. ve Piskin, O. (2003). Efemcukuru B-rich epithermal gold deposit (Izmir Turkey). *Ore Geology Reviews* 23, 35– 53.

Petersen, S., Herzig, P.M., Hannington, M.D. ve Jonasson, I.R. (2002). Submarine gold mineralization near Lihir Island, New Ireland fore-arc, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 97, 1795-1813.

Pontual, S., Merry, N.J. ve Gamson, P. (2009). GMEX Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration. *Ausspec international internal publications*.

- Post, J. L. ve Noble, P.N. (1993). The near infrared combination band frequencies of dioctahedral smectites, micas and illites. *Clays and Clay Minerals*, 41, 639-644.
- Prichard, M. H., Knight, D. R., Fisher, C. P., McDonald, I., Zhou, M. ve Wang, Y. C. (2013). Distribution of platinum-group elements in magmatic and altered ores in the Jinchuan intrusion, China: an example of selenium remobilization by postmagmatic fluids. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Miner Deposita*, 48, 767–786.
- Reyes, A.G. (1990). Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 279-309.
- Richards, J.P. (1995). Alkaline-type epithermal gold deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 23, 367-400.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 15-166.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1992). Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. ve Rundle, C.C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 533-538.
- Sharp, I.R. ve Robertson, A.H.F. (2006). Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece. Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. *Geological Society, London, Special Publications*, 260, 373-412.

- Sibson, R. H. (1987). Earthquake reupture as a mineralising agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15, 701-704.
- Sillitoe, R.H. (1993). Epithermal models: genetic types, geometric controls and shallow features, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., ve Duke, J.M.(Eds.), Mineral exploration modelling. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40, 403-417.
- Sillitoe, R.H. (1997). Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Science*, 44, 373-388.
- Sillitoe, R.H. ve Hedequist, J.W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists, Special Publication 10*, 315-343.
- Simmons, S.F. (1991). Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo district, Mexico: Evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn ore bodies. *Economic Geology*, 86, 1579-1601.
- Simmons, S.F. (1995). Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 23, 455-477.
- Simmons, S.F. ve White, N.C. (2005). Epithermal precious and base metal deposits, *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. and Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an

extension-parallel transfer zone: the Kocacay Basin, western Anatolia,Turkey, *basin research*, 423-448.

Sözbilir, H.ve Emre, T. (1996). Supra-detachment basin and rift basin developed during the neotectonic evolution of the Menderes Massif. *The Geological Congress of Turkey*, 30–31.

Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 10, 51–67.

Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277, 88.

Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 269–282.

Şengör, A.M.C. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*,2, 40.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Şengör, A.M.C. (1982). Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli. *Congress of the Geological Society of Turkey*, 59.72.

Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K. ve Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications* 37, 227, 64.

- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication*, 28, 575-589.
- Thomsen, V. ve Schatzlein, D. (2002). Advances in field-portable XRF. *Spectroscopy* 17(7), 14-21.
- Urashima, Y.ve Izawa, E. (1982). Hydrothermal alteration of drill hole of Hishikari gold deposits. *Annual Meeting Report of Chika-Shingengaku Kyokai*. G, P. 13-16.
- Uzel, B. (2007). *Cumaovası (Menderes) havzasının kuvaterner jeolojisi ve aktif tektoniği*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovasi Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559-591.
- Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N. ve Langereis, C. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the Izmir–Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Van Hinsbergen, D.J.J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: The Menderes Massif of western Turkey. *Earth-Science Reviews*, 102,60-76.

- Voudouris, P.C., Melfos, V., Spry, P.G., Moritz, R., Papavassiliou, C. ve Falalakis, G. (2011). Mineralogy and geochemical environment of formation of the Perama Hill high-sulfidation epithermal Au–Ag–Te–Se deposit, Petrota graben, NE Greece. *Mineralogy and Petrology*, 103, 79–100.
- Voudouris, P. ve Melfos, V. (2014). Intrusion related polymetallic ore system of Lavrion, Southern Attica, Greece: A. Miskovic (Eds.), Field Guide: MDRU Short Course 80, Athens, Greece: MDRU. *The University of British Columbia*.
- White, N.C. ve Hedenquist, J.W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 35, 445-474.
- White, N.C. ve Hedequist, J.W. (1995). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 23, 1, 9-13.
- White, N.C. ve Poziat, V. (1995). Epithermal deposits: diverse styles, diverse origins?: in J.L. Mauk ve J.D. St. George (Eds.), PACRIM Congress – *Exploring the Pacific: Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne*, 9/95, 299-304.
- White, N.C., Lake, M.J., McCaughey, S.N.ve Parris, B.W. (1995). Epithermal deposits of the southwest Pacific: *Journal of Geochemical Exploration*, 54, 87-136.
- Yiğit, O. (2006). Gold in Turkey—a missing link in Tethyan metallogeny. *Ore Geology*, 28, 147–179.
- Yigit, O. (2009). Mineral Deposits of Turkey in Relation to Tethyan Metallogeny: Implications for Future Mineral Exploration. *Economic Geology*, 104, 19-51.

- Yilmaz, H. (2002). Ovacik gold deposit: an example of quartz– adularia-type gold mineralization in Turkey. *Economic Geology*, 97, 1829– 1839.
- Yilmaz, Y. (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69– 87.
- Yılmaz, S., Şimşek, Ş. ve Gümüş, H. (1977). İzmir Agamemnon çevresinin jeolojisi ve jeotermal enerji kaynakları. *MTA Raporu*, 6133. Ankara.
- Zhang, G., Wasyliuk, K. ve Pan, Y. (2001). The characterization and quantitative analysis of clay minerals in the Athabasca Basin, Saskatchewan: Application of shortwave infrared reflectance spectroscopy. *The Canadian Mineralogist*, 39, 1347-1363.
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B.J. ve Sözbilir, H. (2006). Seismotectonics of eastern Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters*, 33.