

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KORU VE TESBİHDERE
(LAPSEKİ - ÇANAKKALE) EPİTERMAL
Pb-Zn-Cu±Au±Ag YATAKLARINA AİT
HİDROTHERMAL AKIŞKANLARIN
KÖKENİ VE EVRİMİ

Mustafa ÇİÇEK

Ekim, 2013
İZMİR

**KORU VE TESBİHDERE
(LAPSEKİ - ÇANAKKALE) EPİTERMAL
Pb-Zn-Cu±Au±Ag YATAKLARINA AİT
HİDROTHERMAL AKIŞKANLARIN
KÖKENİ VE EVRİMİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı**

Mustafa ÇİÇEK

**Ekim, 2013
İZMİR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MUSTAFA ÇİÇEK tarafından DOÇ. DR. TOLGA OYMAN yönetiminde hazırlanan “KORU VE TESBİHDERE (LAPSEKİ-ÇANAKKALE) EPİTERMAL Pb-Zn-Cu±Au±Ag YATAKLARINA AİT HİDROTERMAL AKIŞKANLARIN KÖKENİ VE EVRİMİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



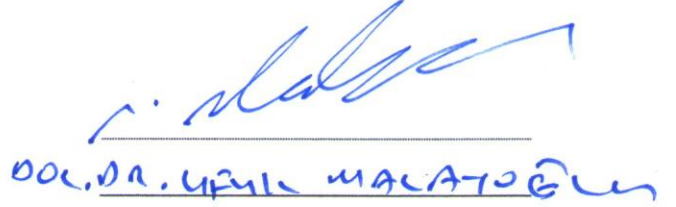
Doç. Dr. Tolga OYMAN

Yönetici



Prof. Dr. Münir GÖLAL

Jüri Üyesi



Doç. Dr. Ayşe OKUR

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

2010-2013 yılları arasında yürütülen bu tez, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Yüksek Lisans çalışmamın tüm aşamalarında yardımlarını esirgemeyen, değerli görüş ve bilgileriyle beni yönlendiren danışman hocam Doç. Dr. Tolga OYMAN'a ve tez çalışmalarımın ilk aşamalarında beni yönlendiren eski danışman hocam Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ'e,

Tez kapsamında çalışmalarımın çeşitli aşamalarında, iş ve normal hayatımda benden desteklerini esirgemeyen ve yardımcı olan hocalarım Yard. Doç. Dr. Mehmet AKBULUT'a, Ar. Gör. Cumhur KOCABAŞ'a, Öğr. Gör. Dr. Melis SOMAY'a, Doç Dr. Yalçın ERSOY'a, Ar. Gör. Dr. Murat TOKÇAER'e ve oda arkadaşım Ar. Gör. Zeynep BÜÇKÜN'e,

Bu çalışmayı 2012 yılından 2013 yılına kadar finansal açıdan destekleyen Dokuz Eylül Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Koordinasyon Birimine (2012.KB.FEN.027 no'lu proje),

Bu çalışmada yer alan Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn-Cu maden yataklarının yer aldığı sahada arazi çalışmalarında ve örnek alımlarımda büyük yardımları olan Çanakkale Madencilik Limited Şirketi ve Okyanus Mineral Madencilik Limited Şirketi yöneticilerine, çalışanlarına, maden sahalarının başmühendisleri sayın Jon WALLINGTON ve sayın Nahide YALÇINKAYA'ya,

Öğrenciliğimden öğretim elemanı olmama kadar beni her konuda destekleyen, yardımcı olan, yönlendiren, yorumları ile büyük katkılar sağlayan Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki tüm hocalarıma,

Tez çalışmalarımın her aşamasında beni yalnız bırakmayan ve her türlü desteğini esirgemeyen arkadaşım Engin GÜNEYDİN'a

Son olarak çalışmalarım süresince maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme, teşekkürü bir borç bilirim.

Mustafa ÇİÇEK

KORU VE TESBİHDERE (LAPSEKİ-ÇANAKKALE) EPİTERMAL PB-ZN-CU±AU±AG YATAKLARINA AİT HİDROTERMAL AKIŞKANLARIN KÖKENİ VE EVRİMİ

ÖZ

Koru bölgesi, Biga Yarımadası (Batı Anadolu, Türkiye) içinde Çanakkale ilinin 46 km kuzeydoğunda yer almakta ve ekonomik kurşun-çinko-bakır (gümüş-altın) cevherleşmeleri ile iyi bilinen bir sahadır.

Koru ve Tesbihdere yataklarındaki cevherleşmeler Oligosen yaşlı bazaltik andezit lavlar, dasitik lavlar-tüfler, riyolitik lavlar-domlar ve tüfler ile temsil edilen karasal, kalk-alkalin Tersiyer yaşlı volkanik kayalarda yer almaktadır. Riyolitik tüfler, Koru Deresi'ni oluşturan KB-GD doğrultulu faylar boyunca yüzlek veren küçük riyolitik domlar tarafından kesilmektedir. Koru bölgesindeki cevherleşmeler masif ile hidrotermal olarak breşleşmiş damarlar ve yan kayaç içinde ise saçınım ve stokvörk şeklinde oluşmaktadır. Galen, sfalerit, kalkopirit ve pirit ile birlikte daha az miktarda gümüş ve altın, Koru ve Tesbihdere yataklarında gözlenen en bol ve yaygın cevher mineralleridir. Fakat bu sülfidlerin içeriği ve dağılımı her bir cevherleşme içinde farklılıklar sunmaktadır.

Koru bölgesindeki sıvı kapanım çalışmaları, cevherleşmelerin geniş bir tuzluluk ve homojenleşme sıcaklık aralığına sahip su - sodyum klorür - kalsiyum klorür - magnezyum klorürce baskın cevher oluşturan akışkanlardan meydana geldiğini göstermektedir. Tuzluluklarda ve homojenleşme sıcaklıklarındaki bu değişim yüksek bir sıcaklık gradyanı ile ilişkili olabilir. Termal gradyana ait bu değişimler sık sokulumlu bir magma odası ile açıklanabilmektedir. Diğer yandan, oksijen-hidrojen izotop değerleri derin dolaşımli meteorik sular ile civarda gözlenen volkanik kayaçlar arasında izotopik bir değişim sonucu, magmatik ve meteorik sular arasında akışkan karışımını desteklemektedir. Ayrıca, kurşun izotop çalışmaları bu yataklardaki çoğu kurşunun Oligosen volkanik kayaçlarından geldiğini ve

muhtemelen Eosen volkanik kayaçlarından da ufak bir katkının varlığına işaret etmektedir.

Koru ve Tesbihdere yatakları yay-ardı havza genişlemesi ile ilişkili bimodal volkanizmanın riyolitik domlarında yer alan ve oluşan örnek bir ortaç sülfidasyon epitermal yatak sistemine uymaktadır.

Anahtar kelimeler: Koru, ortaç sülfidasyon, kurşun-çinko-bakır, epitermal yatak, sıvı kapanım, oksijen-hidrojen izotopları, kurşun izotopları

**ORIGIN AND EVOLUTION OF HYDROTHERMAL FLUIDS IN KORU
AND TESBİHDERE (LAPSEKİ-ÇANAKKALE) EPITHERMAL
Pb-Zn-Cu±Au±Ag DEPOSITS**

ABSTRACT

Koru region is a well known district with its economic lead-zinc-copper (silver-gold) mineralization and it is located 46 km northeast of Çanakkale in the Biga Peninsula, of western Anatolia, Turkey.

Mineralization in Koru and Tesbihdere deposits are hosted by Tertiary subaerial, calc-alkaline volcanic rocks which are represented by Oligocene basaltic andesite lavas, dasitic lavas-tuffs, rhyolitic domes-lavas and tuffs. Rhyolitic tuffs were cut off by small rhyolitic domes and lavas which arranged along NW-SE trending faults that formed the Koru River. Mineralization in Koru region is composed of massive to hydrothermally-brecciated veins, and in the hanging wall as dissemination and stockwork. The most abundant and common ore minerals of the Koru and Tesbihdere deposits are galena, sphalerite, chalcopyrite and pyrite with lesser amount of silver and gold, but the content and distribution of the sulfides vary for each mineralization.

Fluid inclusion studies in Koru region display water - sodium chloride - calcium chloride - magnesium chloride dominant ore-forming fluids with wide range of salinities and homogenization temperatures. This variation in salinities and homogenization temperatures can be related to a high temperature gradient. Changes in thermal gradient can be explained by a shallow level magma chamber. On the other hand, oxygen-hydrogen isotope values support the mixed character of fluids between meteoric and magmatic water as a result of isotopic exchange between the deep circulated meteoric water and surrounding volcanic rocks. Furthermore, lead isotope studies indicate that most of the lead in these deposits is derived from the Oligocene volcanic rocks, possibly with some smaller contribution from the Eocene volcanic rocks.

Koru and Tesbihdere deposits are likely an example of intermediate sulphidation epithermal systems formed and hosted in rhyolitic domes of bimodal volcanism associated with back-arc extension.

Keywords: Koru, intermediate sulphidation, lead-zinc-copper, epithermal deposit, fluid inclusion, oxygen-hydrogen isotope, lead isotope

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	v
ABSTRACT.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	xi
TABLolar LİSTESİ.....	xxi
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Yeri.....	2
1.2 Amaç ve Yöntemler.....	3
1.3 Önceki Çalışmalar	4
BÖLÜM İKİ - İNCELEME ALANININ JEOLojİSİ	7
2.1 Bölgesel Jeoloji	7
2.2 Lokal Jeoloji.....	15
2.2.1 Bazaltik Andezit Lavlar	17
2.2.2 Dasitik Lavlar ve Tüfler.....	21
2.2.3 Riyolitik Tüfler	24
2.2.4 Riyolitik Lav ve Domlar.....	27
2.2.5 Andezitik Dayk.....	33
2.2.6 Alüvyon	36
BÖLÜM ÜÇ - MADEN JEOLojİSİ.....	37
BÖLÜM DÖRT - CEVHERLEŞME.....	43
4.1 Kuyutaşı Ocağı	43
4.2.V. Viraj Cevherleşmesi	54

4.3 Tesbihdere Cevherleşmesi.....	60
4.4 Bakır Zonu Cevherleşmesi	63
4.5 Kuyu Zonu Cevherleşmesi	67
BÖLÜM BEŞ - SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI	71
5.1 Sıvı Kapanım Petrografisi	73
5.2 Kuru Maden Yatağındaki Önceki Sıvı Kapanım Çalışmaları	75
5.3 Sıvı Kapanım Analizleri	76
BÖLÜM ALTI - DURAYLI (O-H) İZOTOP ÇALIŞMALARI	100
6.1 O-H izotop Analiz Sonuçları	101
BÖLÜM YEDİ - KURŞUN (Pb) İZOTOP ÇALIŞMALARI.....	110
7.1 Pb (²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb) İzotop Analiz Sonuçları	114
BÖLÜM SEKİZ - SONUÇLAR.....	119
KAYNAKLAR.....	125
EKLER.....	140

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Kuru Pb-Zn-Cu maden yatağının lokasyonunu gösteren Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası (Ercan ve diğer., 1984; Yılmaz ve diğer., 2010'dan değiştirilerek) ve bölgede bulunan diğer önemli Pb-Zn-Cu epitermal yatakları. Sol üste yer alan Anadolu plaka tektoniğini gösteren harita Aldanmaz (1998)'den alınmıştır.....	3
Şekil 2.1 Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) yer alan çalışma alanı civarının genel jeoloji haritası (MTA, 2008'den değiştirilmiştir).....	8
Şekil 2.2 Genel jeoloji haritasında gösterilen birimlerin korelasyonu (MTA, 2008'den değiştirilmiştir).....	9
Şekil 2.3 Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn-Cu yataklarının yer aldığı çalışma alanının jeoloji haritası (A) ve A-A' hattına ait enine kesit (B).....	16
Şekil 2.4 Çalışma alanında gözlenen volkanik birimlerin kolon kesiti.....	17
Şekil 2.5 Kuru köyü civarında gözlenen bazaltik andezit lavların arazi görünümü	18
Şekil 2.6 A, + nikol görünüm) Porfiritik dokulu bazaltik andezit lavların mikroskop altında genel görünümü. B, + nikol görünüm) Plajiyoklazlarda gözlenen salınlı zonlanma (oscillatory). C, + nikol görünüm) Plajiyoklas kristallerinde değişik kalınlıkta ve düzensiz zonlanma desenleri sunan konvolut (convolute) zonlanma. Plajiyoklazlar yaygın olarak klorite dönüşmekte (D, + nikol görünümü) ve yer yer kılcal kalsit damarcıkları tarafından kesilmektedir (E, + nikol görünümü).....	19
Şekil 2.7 A, + nikol görünüm; B, // nikol görünüm) Amfibol kristalleri yaygın olarak klorit ve karbonata dönüşmüştür. Piroksenler çatlakları boyunca demir oksite dönüşmekte ve matrikste yoğun olarak killeşme gözlenmektedir. C, + nikol görünüm) Biyotitler yaygın olarak opaklaşmıştır. D, // nikol görünüm)Az miktarda gözlenen bol çatlaklı olivin kristali	20
Şekil 2.8 A) Bazaltik andezit lavlar ile dasitik lav ve tüfler uyumlu olarak gözlenmektedir. B) Birim arazide yer yer tuf şeklinde gözlenmektedir	21
Şekil 2.9 A, + nikol görünüm) Porfiritik dokulu dasitik lav ve tüflere ait mikroskop görüntüleri ve plajiyoklazlarda gözlenen serizitleşme. B, + nikol görünüm; C, // nikol	

görünüm) Az miktarda gözlenen kuvars kristallerindeki kemirilme ve plajiyoklazlarda gözlenen salınlı zonlanma	22
Şekil 2.10 A, + nikol görünüm) Dasitik tüflerde gözlenen kaya kırıntıları. B, + nikol görünüm) Plajiyoklaz fenokristalleri yoğun olarak serizite dönüşmüştür. C, + nikol görünüm) Dasitik tüflere ait fenokristaller ve matriks yoğun olarak serizit ve killere dönüşmüştür. D, // nikol görünüm) Fenokristallerde yamalar şeklinde gözlenen karbonatlaşma	23
Şekil 2.11 Tabakalı yapı sunan riyolitik tüflerin genel arazi görünümü.....	24
Şekil 2.12 A) Tüflerin piroklastik breşleri genellikle riyolit klastları ve volkan camlarıdır. B) Riyolit klastlar genellikle akma yapıları olarak gözlenmektedir	25
Şekil 2.13 A ve B, + nikol görünüm) Riyolitik tüfler yaygın olarak kırıntılı bir doku sunmaktadır. C, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristallerinde gözlenen polisentetik ve değişik kalınlıklarda düzensiz zonlanma desenleri sunan konvolut zonlanmalar. D, + nikol görünüm) Plajiyoklazlar gözlenen diğer bir zonlanma türü olan salınlı zonlanma. E, // nikol görünümü) Çubuksu ve özşekilli biyotit kristalleri. F, // nikol görünümü) Yaygın olarak biyotitlerde gözlenen opaklaşmalar ve kloritleşmeler	26
Şekil 2.14 A, + nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen opaklaşmalar ve matrikste gözlenen damarcıklar halinde demir-oksit oluşumları. B, + nikol görünüm) Az miktarda gözlenen sferülit oluşumları. C, + nikol görünüm) Felsik camın bünyesine su alması ile oluşan perlitik doku. D, // nikol görünüm) Riyolitik tüflerin yer yer aglomeratik kayaç olduğunu gösteren fiamme dokusu	27
Şekil 2.15 Çalışma alanındaki cevherleşmeler ile doğrudan ilişkili olan riyolit birimi tabandaki tüm volkanikleri keserek yüzeylemiştir.....	28
Şekil 2.16 Çalışma alanında gözlenen riyolitik lavlar ve akma yapıları.....	29
Şekil 2.17 Çalışma alanındaki riyolitler içinde gözle görülebilen boyutta ve yoğun olarak sferülitler mevcuttur	30
Şekil 2.18 A ve B, + nikol görünüm) Riyolitlerde gözlenen akma yapıları sferülit ve kuvarsdan oluşmaktadır. C, + nikol görünüm) Radyal dokulu sferülit. D, + nikol görünüm) Yelpeze şekilli sferülit kristalleri. E, + nikol görünüm) Benekli dokuya sahip sferülit kristalleri. F, + nikol görünüm) Yer yer kırılmış kristaller halinde gözlenen sferülitler kuvars tarafından çevrelenmektedir	31

Şekil 2.19 A, + nikol görünüm; B, // nikol görünüm) Matrikste ve sferülitlerde yoğun olarak killeşmeler gözlenmektedir. C, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristalleri birbirlerine paralel olacak şekilde eklenerek sinosis dokusunu oluşturmuştur. D ve E, + nikol görünüm) Feldispatlar genel olarak serizite dönüşmüştür. F, + nikol görünüm) Matriks yoğun olarak silisleşmiş ve yer yer kuvars damarları tarafından kesilmiştir.....	32
Şekil 2.20 A, + nikol görünüm; B, // nikol görünüm) Biyotitler belirgin dilinimli ve çubukşu kristaller halinde gözlenmektedir. C, // nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen opaklaşmalar ve reaksiyon haleleri. D, + nikol görünüm) Sferülitin kırık ve çatlaklarında gözlenen alüinitleşmeler	33
Şekil 2.21 Çalışma alanında KB-GD doğrultulu olarak gözlenen andezitik dayk.....	34
Şekil 2.22 A, // nikol görünüm) Andezitik dayklarda gözlenen akma yapısı. B, + nikol görünüm) Plajiyoklazlarda gözlenen konvolut zonlanmalar. C, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristallerinin ard arda birleşerek oluşturduğu sinosis dokusu. D, + nikol görünüm) Feldispat fenokristallerinin bir kısmı tamamen silisleşmiştir. E, + nikol görünüm) Plajiyoklazlarda salınımlı zonlanma ve az miktarda gözlenen serizitleşmeler. F, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristallerinin bir kısmı bir araya gelerek küçük kümeler halinde glomerofirik dokuyu oluşturmaktadır.....	35
Şekil 2.23 A, + nikol görünüm) Az oranda ve sadece kristal sınırları gözlenen amfiboller karbonata dönüşmüştür. B, + nikol görünüm) Matriksi oluşturan plajiyoklaz mikrokristallerinde kırlangıç kuyruğu dokusu gözlenmektedir	36
Şekil 3.1 Kuru Pb-Zn yatağında gözlenen Eskikışla, Tahtalıkuyu, Kuyutaşı ve V. Viraj cevherleşmelerinin arazi görünümü (Bakış yönü kuzeye doğru). KB-GD doğrultulu Kuru Deresi zonu (fay zonu) boyunca cevherleşmelerle ilişkili olan riyolitik dom ve lavlar tüfleri keserek yerleşmiştir	37
Şekil 3.2 Kuru Pb-Zn yatağında gözlenen Eskikışla cevherleşmesi riyolitik tüf ve domların kantağında breşik türde galen ve daha az oranda sfalerit cevherleşmeleri içermektedir.....	38
Şekil 3.3 Kuru Pb-Zn yatağında gözlenen Kuyutaşı cevherleşmesine ait galeri girişi.....	39

Şekil 3.4 Kuru Pb-Zn yatağının doğusunda yer alan Tesbihdere cevherleşmesinin galeri girişi. Cevherleşme, dasitik lav ve tüfler ile riyolitik tüflerin dokanağında D-B uzanımlı damar tipi olarak gözlenmektedir.....	40
Şekil 3.5 Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn yatağındaki cevherleşmelerde baskın olarak gözlenen killerin temsili XRD desenleri (ku: kuvars, fld: feldispat, ill: illit, kao: kaolen, dik: dikt ve kl:kloriti temsil etmektedir).....	42
Şekil 4.1 Galenlerde gözlenen tipik üçgen yırtıklar (A, // nikol görünüm) ve deformasyondan kaynaklanan bükülme kıvrımları (B, // nikol görünüm).....	43
Şekil 4.2 Oksidasyon zonunda galenin ayrışması/ornatılması sonucu oluşan serüzit-anglezit ile birlikte kalkozin ve kovellinin oluşturduğu kolloform yapı (A ve C, // nikol görünüm; B ve D, + nikol görünüm)	44
Şekil 4.3 Oksidasyon zonunda galen mineralinin kısmen veya tamamen ayrışması/ornatılması sonucu oluşan kalkozin-kovellin oluşumları (A-C-E, // nikol görünüm; B-D-F + nikol görünüm)	45
Şekil 4.4 Cevherleşmenin yüzey kısımlarında gözlenen Pb-oksitler (A-C, // nikol görünümü; B-D, + nikol görünümü) ve iskeletik doku (E, // nikol görünümü; F, + nikol görünümü).....	46
Şekil 4.5 Cevherleşmenin oksidasyon zonunda galen ile birlikte parajenezde yer alan pirit, kalkopirit ve sfalerit mineralleri (// nikol görünümü).....	47
Şekil 4.6 A, // nikol görünüm) Piritin alterasyon ürünü markasit mineralleri. B, // nikol görünüm) Bornit kalkopiriti ornatmakta; diğer yandan her iki mineral kalkozin-kovellin tarafından ornatılmaktadır. C, // nikol görünüm; D, + nikol görünüm) Sfalerit sınırları boyunca gözlenen kalkozin-kovellin ornatımları. E, // nikol görünüm) Kolloform doku sunan pirolüsit ve manganit (mangan oksitler). F, // nikol görünüm) yer yer az oranda gözlenen speküler hermatit	48
Şekil 4.7 SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen götit (P1-2), sfalerit (P3) ve pirit (P4) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A, // nikol görünüm; B, SEM görünüm).....	49
Şekil 4.8 A, // nikol görünümü) Cevherleşmenin daha derin seviyelerine doğru galen miktarında azalış, bakırca zengin mineraller bakımından ise zenginleşme gözlenmektedir. B, // nikol görünüm) Galen ve kalkopiriti ornatmış bornitte gözlenen lamel ikizleri. C, // nikol) yeşilimsi zeytin renginde gözlenen tetraedrit borniti	

ornatmaktadır. E-F, // nikol) Yeşilimsi gri renklerde ve enarjit kalıntıları içeren tenantit. Yaygın olarak galen ve kalkopiriti ornatmaktadır	50
Şekil 4.9 SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen kalkopirit (P1), tenantit (P2-3), galen (P4) ve enarjit (P5) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A-B, // nikol görünüm; C-D, SEM görünüm)	51
Şekil 4.10 Cevherleşmenin derin seviyelerinde yaygın olarak piersit gümüş sülfotuzu gözlenmektedir. SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen piersit (P1-2) ve sfalerit (P3) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A, // nikol görünüm; B, SEM görünüm).....	52
Şekil 4.11 Kuyutaşı cevherleşmesinin derin seviyelerinde 1 ile 6,5 µm arasında değişen kuvarsa bağlı altın taneleri (// nikol görünüm)	53
Şekil 4.12. V. Viraj cevherleşmesinde yaygın gözlenen sfalerit II ve galen, kalkopirit ve pirit. Cevherleşmedeki tüm sülfid mineralleri sfalerit II tarafından ornatılmaktadır (// nikol görünüm)	54
Şekil 4.13. A, // nikol görünüm) Erken evre sfalerit içinde gözlenen özşekli ve piritohedron şekilli pirit oluşumları. B, // nikol görünüm) Geç evre sfaleritindeki (sfalerit II) kalkopirit eksolüsyonları	55
Şekil 4.14 Özşekli-piritohedron şekilli erken evre piritler ve boşluklarında gözlenen galen (A, // nikol görünümü) ve kuvars (B, // nikol görüntüleri).....	55
Şekil 4.15 A-B, // nikol görünüm) Sfaleritlerin çatlak ve kırıklarına yerleşmiş pirit II ve kalkopirit. C, // nikol görünüm) Erken ve geç evre piritlerinin galen tarafından ornatılması. D, // nikol görünüm) piritin dönüşümü sonucunda oluşan markazit	56
Şekil 4.16 A, // nikol görünüm) Galen ve kalkopiritin geç evre sfalerit (sfalerit II) tarafından ornatılması sonucunda gözlenen kemirilme dokusu. B, // nikol görünüm) Kalkopirit ile eş oluşumlu kübanit. C, // nikol görünüm) Galen içinde gözlenen polibasit kapanımları. D, // nikol görünüm) Tenantit, galen ve kalkopiriti ornatmaktadır. E, // nikol görünüm) Sfaleritin çatlak/kırıklarında gözlenen polibasit.....	57
Şekil 4.17 V. Viraj cevherleşmesinde yaygın olarak polibasit gümüş sülfotuzu gözlenmektedir. SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen polibasit (P1-2-3) ve sfalerit (P4) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A-B, // nikol görünüm; C-D, SEM görünüm)	58

Şekil 4.18 SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen polibasit (P1), sfalerit (P2), pirit (P3) ve galen (P4) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A, // nikol görünüm; B, SEM görünüm).....	59
Şekil 4.19 V. Viraj cevherleşmesindeki pirit içinde gözlenen küçük altın taneleri (// nikol görünümü).....	59
Şekil 4.20 V. Viraj cevherleşmesinde kuvarsın içinde galen ile ilişkili altın tanesi (// nikol görünümü).....	60
Şekil 4.21 A, // nikol görünüm; B, + nikol görünüm) Tesbihdere cevherleşmesinde öz şekilli iri kübik sfalerit kristalleri. C) SEM-EDS analizi sonucunda, galen (P1) ve sfaleritin (P2) SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri. D-E, // nikol görünüm) Sfaleritin kristal sınırları ve dilinimleri boyunca galen tarafından ornatılması.....	61
Şekil 4.22 A, // nikol görünüm) Özşekilli-piritohedron şekilli ilk evre pirit. B, // nikol görünüm)Pirit boşluklarında gözlenen galen ve sfalerit	62
Şekil 4.23 A-B, // nikol görünüm) Tesbihdere cevherleşmesinde gözlenen galenlerde üçgen yırtıklar ve bükülme deformasyonları. C, // nikol görünüm; D, + nikol görünüm) Kalkopiritin kalkozin-kovellin tarafından ornatılması	62
Şekil 4.24 Bakır Zonu cevherleşmesinde yaygın olarak gözlenen kalkopirit, pirit ve kuvars (// nikol görünüm).....	63
Şekil 4.25 A, // nikol görünüm) Cevherleşme de saçınım halde gözlenen erken evre piritler kalkopirit tarafından çevrelenmiştir. B, // nikol görünüm) yer yer konsantrik yapıli küresel toplanımlar halinde gözlenen piritler. C, // nikol görünüm) Cevherleşmenin üst kesimlerindeki piritlerin kalkopirit tarafından ornatılması. D, // nikol görünüm) Cevherleşmenin alt seviyelerindeki piritlerin hematit tarafından ornatılması.....	64
Şekil 4.26 A-C, // nikol görünüm) Kalkopiritin kırık ve çatlakları boyunca bornit ve kalkozin tarafından ornatılması. B-D, + nikol görünüm) Bornit ve kalkozin ise kovellin tarafından ornatılmaktadır.....	65
Şekil 4.27 A, // nikol görünüm; B, SEM görünümü) Piritin boşlukları galen tarafından doldurulmuştur. C, // nikol görünüm; D, SEM görünümü) Gümüşlü galenin bozunması sonucunda oluşan yaprak şekilli gümüş. E, // paralel görünüm; F, SEM görünümü) tanımlanamayan sülfür minerali.....	66

Şekil 4.28 Kuyu Zonu cevherleşmesinde yaygın olarak gözlenen kalkopirit, pirit, galen ve kuvars (// nikol görünüm)	67
Şekil 4.29 A-B-C, // paralel nikol görünüm) Kuyu Zonu cevherleşmesinde öz şekilli iri taneli piritler kalkopirit, galen ve sfalerit kapanımları içermektedir. D-E, // paralel nikol görünüm) Piritlerin galen tarafından ornatılması sonucunda oluşan kemirilme/iskeletik doku.....	68
Şekil 4.30 A-B, // nikol görünüm) Galenin sfalerit (A) ve kalkopirit (B) tarafından ornatılması. C-D, // nikol görünüm) Pirit çatlak/kırıklarında gözlenen arjantitin (C) kalkopiriti ornatması (D).....	69
Şekil 4.31 A, // nikol görünüm; B, SEM görünümü) Pirit çatlak/kırıklarında gözlenen arjantit. C-E, // nikol görünüm; D-F, SEM görünümü) Galen içinde gözlenen nabit gümüş taneleri	70
Şekil 5.1 Kristallerin büyümesi esnasında oluşan birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların şematik gösterimi (Bodnar, 2003).....	72
Şekil 5.2 Bu çalışma kapsamında yapılan sıvı kapanım ölçümleri için seçilen kapanımlar. Ölçülen tüm kapanımlar kristal büyüme zonlarında (A,B ve C) ve içinde (D) gözlenen birincil kapanımlardır.....	73
Şekil 5.3 Kapanımların katı, sıvı ve gaz içeriklerine göre sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri (Sherpherd ve diğer., 1985)	74
Şekil 5.4 Kuyutaşı cevherleşmesine ait sfalerit minerali üzerinde soğutma (A) ve ısıtma (B) evrelerinde gözlenen ötektik sıcaklık (-46,8 °C), son buz ergime sıcaklığı (-7,9 °C) ve homojenleşme sıcaklıklarının (342,6 °C) şematik ölçüm mikrofotografı.....	77
Şekil 5.5 Kuru yatağı cevherleşmelerine ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları. Kesik kırmızı renkli çizgiler tuz çözeltilerinin ötektik sıcaklık noktalarını göstermektedir	79
Şekil 5.6 Tesbihdere yatağı cevherleşmelerine ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları. Kesik kırmızı renkli çizgiler tuz çözeltilerinin ötektik sıcaklık noktalarını göstermektedir	80
Şekil 5.7 A ve B) Eskikışla cevherleşmesinde gözlenen birincil, koyu renkli (B) ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotografılar	81

Şekil 5.8 Eskikişla cevherleşmesine ait sfalerit minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları	81
Şekil 5.9 Tahtalıkuyu cevherleşmesinde barit (A ve B) ve kuvarsa (C ve D) ait birincil, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar. Barite ait kapanımların gaz baloncukları, kuvarsin gaz baloncuklarından daha küçük boyutlarda gözlenmektedir.....	82
Şekil 5.10 Tahtalıkuyu cevherleşmesine ait barit ve kuvars mineralleri üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.....	83
Şekil 5.11 Viraj cevherleşmesinin baritinde gözlenen birincil, açık renkli, gazca (A) ve sıvıca (B) zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar	84
Şekil 5.12 V. Viraj cevherleşmesine ait barit minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları	84
Şekil 5.13 Kuyutaşı cevherleşmesinde benzer petrografik özelliklere sahip barit (A) ve sfalerite (B) ait birincil, açık renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı (V/L) kapanımları temsil eden mikrofotograflar)	85
Şekil 5.14 Kuyutaşı cevherleşmesine ait barit ve sfalerit mineralleri üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.....	86
Şekil 5.15 A ve B Tesbihdere cevherleşmesinde sfalerite ait birincil, gözlemlenmesi zor koyu renkli sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar. C ve D)Tesbihdere cevherleşmesinde kuvarsa ait birincil, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar.....	87
Şekil 5.16 Tesbihdere cevherleşmesine ait kuvars ve sfalerit mineralleri üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.....	88
Şekil 5.17 A ve B Bakır Zonu cevherleşmesinin kuvarsinde gözlenen birincil, açık renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograf. C ve D Bakır Zonu cevherleşmesinin kuvarsinde gözlenen maksimum büyüklükteki (C - 47 µm ve D - 45 µm büyüklüğünde) sıvı kapanımlar	89

Şekil 5.18 Bakır Zonu cevherleşmesine ait kuvars minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.....	90
Şekil 5.19 A ve B) Kuyu Zonu cevherleşmesinin kuvarsında gözlenen birincil, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar	91
Şekil 5.20 Kuyu Zonu cevherleşmesine ait kuvars minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.....	92
Şekil 5.21 Kuru ve Tesbihdere cevherleşmelerinde gözlenen sıvıca ve gazca zengin birincil kapanımlar (A, B ve C). Diğer bir kaynama verisi olan necking-down kapanımlar yaygın olarak gözlenmektedir (C, D ve E).....	93
Şekil 5.22 Wilkinson (2001) modeline (A) göre, Kuru ve Tesbihdere cevherleşmelerinde kaynama ve karışım koşullarını yansıtan homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı	95
Şekil 5.23 Kuru ve Tesbihdere cevherleşmelerinde gözlenen kuvars (A), sfalerit (B) ve barit (C) minerallerine ait ölçümlerin ayrı ayrı gösterildiği homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı.....	96
Şekil 6.1 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerini gösteren çubuk diyagramlar. Çubuk üzerindeki kırmızı halkalar killere ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerini, siyah halkalar kuvarsa ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerini ve gri halkalar her bir cevherleşmeye ait ortalama $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerleri temsil etmektedir	103
Şekil 6.2 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerini gösteren çubuk diyagramlar. Çubuk üzerindeki kırmızı halkalar killere ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{kil}}$ değerlerini, siyah halkalar kuvarsa ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerini ve gri halkalar her bir cevherleşmeye ait ortalama $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri temsil etmektedir.....	104
Şekil 6.3 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerini gösteren çubuk diyagram. Çubuk üzerindeki kırmızı halkalar killere ait $\delta\text{D}_{\text{kil}}$ değerlerini, siyah halkalar kuvarsa ait $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerini ve gri halkalar her bir cevherleşmeye ait ortalama $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri temsil etmektedir	106
Şekil 6.4 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini gösteren diyagram (Taylor, 1979; Sheppard, 1986; Arribas, 1995; Simmons, 1995; Hedenquist ve Arribas, 1998). Kırmızı daire sembolü ile gösterilen	

O ve H değerleri Eskikişla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine aittir (Bozkaya ve diğer., 2011)	107
Şekil 6.5 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini gösteren diyagram (Taylor, 1979; Sheppard, 1986'dan düzenlenmiştir). Kırmızı daire sembolü ile gösterilen O ve H değerleri Eskikişla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine aittir (Bozkaya ve diğer., 2011)	108
Şekil 7.1 Stacey ve Kramers (1975)'in Tablo 3'e göre çizilen iki evreli Pb evrim modeli. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iki evreli Pb evrim diyagramları	112
Şekil 7.2 Soldaki diyagram, Kuru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerinin Stacey ve Kramers (1975)'in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iki evreli Pb evrim model diyagramında (Solda) gösterilmesidir. Sağdaki diyagramda ise Pb izotop değerlerinin düştüğü alan genişletilmiş ve bu çalışma kapsamında yer alan Pb izotop değerleri ile birlikte Bozkaya ve Gökçe (2009) Pb izotop değerleri, Batı Anadolu'da yer alan Eosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalara ait alanlara düşürülmüştür (Marchev ve diğer., 2004; Chakrabarti ve diğer., 2011; Kirchenbaur ve diğer., 2011; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013)	116
Şekil 7.3 Soldaki diyagram, Kuru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerinin Stacey ve Kramers (1975)'in $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iki evreli Pb evrim model diyagramında (Solda) gösterilmesidir. Sağdaki diyagramda ise Pb izotop değerlerinin düştüğü alan genişletilmiş ve bu çalışma kapsamında yer alan Pb izotop değerleri ile birlikte Bozkaya ve Gökçe (2009) Pb izotop değerleri, Batı Anadolu'da yer alan Eosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalara ait alanlara düşürülmüştür (Marchev ve diğer., 2004; Chakrabarti ve diğer., 2011; Kirchenbaur ve diğer., 2011; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013)	117
Şekil 8.1 Kuru ve Tesbihdere bölgesinde gözlenen cevherleşmelerin şematik oluşum modeli. A) Bölgedeki fay zonlarına riyolit domlarının yerleşimi ve meteorik - magmatik suların karışımı. B) Riyolitik tüfler ve domların dokanağında ve bu birimlerin içinde damar - stokvörk tipi cevherleşmelerin oluşumu	124

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 5.1 Kuru maden yatağına ait cevherleşmelerdeki sıvı kapanım analizleri sonucunda elde edilen homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk istatistikleri (<i>N</i> , ölçüm sayısı; Yükseklikler ise deniz seviyesi üzerinde olarak verilmiştir)	78
Tablo 6.1 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelere ait oksijen ve hidrojen izotop değerleri.....	102
Tablo 7.1 Stacey ve Kramers (1975)'in iki evreli Pb izotopik evrim modeli değerleri. Tabloda yer alan <i>Ga</i> , bir milyar yıla karşılık gelmekte ve Steiger ve Jager (1977) belirlediği bozuşma sabitleri esas alınmıştır	111
Tablo 7.2 Kuru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait kurşun izotop sonuçları.....	113

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplayan genç (Neojen) kalk-alkali volkanik kayalar, epitermal ve damar tipi cevherleşmeler için uygun bir ortam yaratmıştır. Bölgede yer alan önemli altın cevherleşmeleri yanında genellikle Pb-Zn provensleri olarak bilinen metalik cevherleşmeler açısından da zengindir (Şekil 1.1). Cu içeren birçok Pb-Zn yatağı uzun yıllardır işletilmektedir. Balya, bölgede gözlenen en büyük ve eski maden olup 2,3 Mton'dan daha fazla metalik Pb-Zn içermektedir (Agdemir, Kirikoglu, Lehmann ve Tietze, 1994; Yiğit, 2012). Bölgede gözlenen diğer önemli maden yatakları olan Yenice-Arapuçan ve Kalkım-Handeresi Pb-Zn cevherleşmeleri yaklaşık %10 Pb-Zn-Cu içerikli birkaç milyon ton rezerv içermektedirler. Diğer Pb-Zn yatakları daha küçük boyutlarda ve genellikle daha büyük yatakların etrafında gözlenmektedirler.

Çalışmanın konusunu oluşturan Kuru ve Tesbihdere yatakları Biga Yarımadası'nda, Tersiyer volkanikleri içinde yer almakta ve cevher içerikleri açısından birbirinden farklı cevherleşmeler içermektedirler. Kuru yatağında yer alan Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmeleri çok eski zamanlardan bu yana işletilmektedir. Kuru Pb-Zn yatağının rezervi yaklaşık olarak 0,5 Mton'dur (Yiğit, 2012). Riyolitler ve riyolitik tüflerin içinde yer alan bu cevherleşmeler %7,61 Pb, %13,64 Zn ve 69,28 g/ton Ag içerikleri ile yüksek tenör ve kalınlıklara sahiptirler. Çanakkale Madencilik A.Ş. tarafından 1977 yılında işletilmeye başlatılan Kuru yatağındaki bu cevherleşmeler dışında arama çalışmaları sonucunda II. Viraj, V. Viraj, Bakırkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmeleri bulunmuştur. Günümüzde ise sadece Kuyutaşı cevherleşmesine ait ocaktan cevher alımına devam edilmektedir. Kuru yatağında en geniş yayılıma sahip olan Tahtalıkuyu cevherleşmesi %30-50 arasında değişen Pb+Zn ve ortalama 100 g/ton Ag cevher içeriğine sahiptir (Yalçınkaya, 2010). Bu cevherleşmede yer yer Ag içeriği 1500 g/ton'a kadar yükselirken, kalkopiritin baskın olarak gözlemlendiği kesimlerde 0,04 ile 3,14 g/ton arasında değişen Au içeriği gözlenmiştir. Aktif olarak işletilen Kuyutaşı cevherleşmesi ise %30-40 Pb

ve %1-2 Zn arasında değişen cevher içeriğine sahiptir. Kuyutaşı cevherleşmesi kıymetli metal açısından ise 7-9 g/ton Ag ve 2 g/ton Au içeriğine sahiptir.

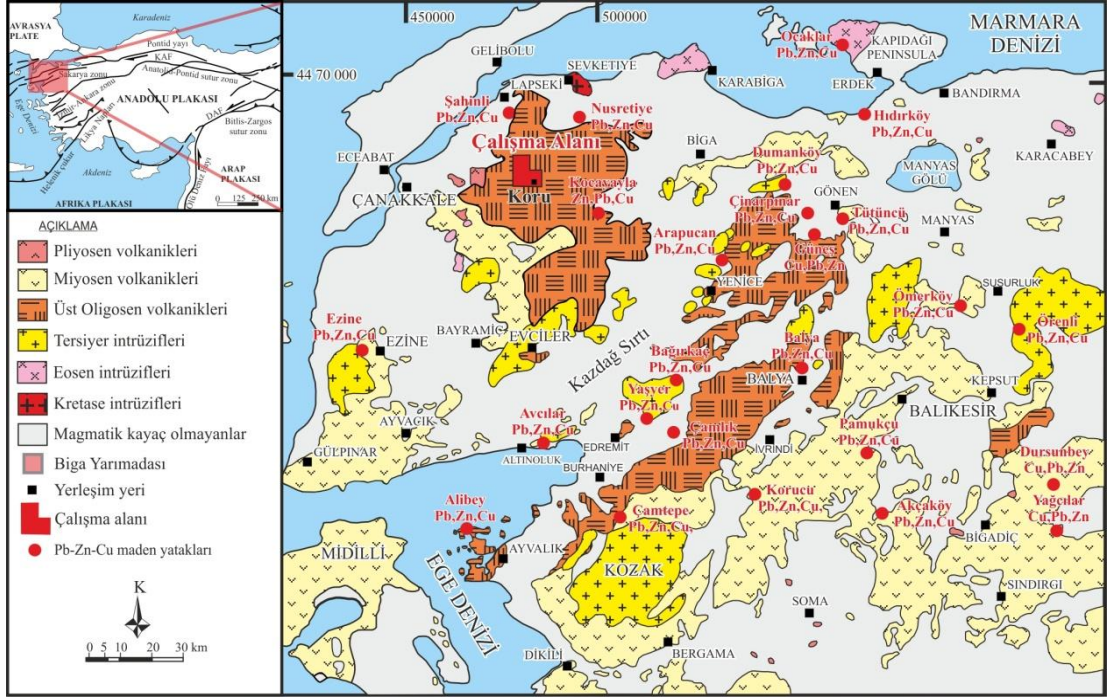
Koru yatağının yaklaşık 2 km doğusunda yeralan Tesbihdere yatağı ise Okyanus Mineral Madencilik A.ř. tarafından 2008 yılından itibaren işletilmektedir. Bgede Tesbihdere, Kuyu Zonu ve Bakır Zonu cevherleşmeleri yer almakta ve ortalama %20'yi aşan Pb+Zn+Cu içeriklerine sahiptirler. Tesbihdere yatağı kıymetli metal olarak ortalama 1,7 ppm Au ve 23 ppm Ag içermektedir (Yılmaz, Oyman, Sönmez, Arehart ve Billor, 2010).

1.1 Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı Türkiye'nin kuzeybatısında, Biga Yarımadası içinde, Çanakkale ili, Lapseki ilçesine bağlı Koru Köyü ve çevresini kapsamaktadır. Çalışma alanı, Çanakkale H17-a3, H17-d2 ve H17-c1 paftaları içerisinde yer almakta ve 22 km²'lik bir alanı kaplamaktadır (şekil 1.1).

Çalışma alanı engebeli bir topoğrafya sunmaktadır. En önemli yükseltiler; amlı Tepe (476 m), Avcı Tepe (471 m), rkkalem Tepe (398 m), Kuyutaşı Tepe (431 m) ve Ağıdağı (442 m)'dir. nemli akarsularından Koru deresi KB-GD ve Tesbih Deresi KD-GB doğrultusunda akarlar. Bölgenin bitki örtüsü am ve meşe ağaçlarından oluşmaktadır.

Koru madenine ulaşım, Çanakkale şehir merkezinden toplam 46 km'lik mesafede olup, Çanakkale-Umurbey yolu 41,2 km'lik asfalt yoldan oluşmakta ve Umurbey'den madene ulaşım ise 5,8 km'lik stabilize ocak yolu ile sağlanabilmektedir.



Şekil 1.1 Kuru Pb-Zn-Cu maden yatağının lokasyonunu gösteren Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası (Ercan ve diğer., 1984; Yılmaz ve diğer., 2010'dan değiştirilerek) ve bölgede bulunan diğer önemli Pb-Zn-Cu epitermal yatakları. Sol üstte yer alan Anadolu plaka tektoniğini gösteren harita Aldanmaz (1998)'den alınmıştır.

1.2 Amaç ve Yöntemler

Biga Yarımadası sınırları içerisinde yer alan ve bölgenin en büyük Pb-Zn-Cu madenlerinden olan Kuru ve Tesbihdere (Lapseki-Çanakkale) cevherleşmelerinin içinde geliştiği volkanik kayalar ile olan ilişkisini, cevherleşmeye neden olan hidrotermal akışkanların kökenini, özelliklerini ve yan kayaçta meydana getirdiği alterasyon tiplerini incelemeyi amaçlamaktadır. Diğer yandan, çalışma alanında yer alan Eskikişla, Tahtalıkuyu, V. Viraj, Kuyutaşı, Tesbihdere, Kuyu Zonu ve Bakır Zonu cevherleşmelerinin cevher mineral parajenezlerini, dokusal özelliklerini ve birbirleriyle olan ilişkilerini belirlemektir. Son olarak, Kuru ve Tesbihdere maden yatakları ile ilgili elde edilen bilgiler ışığında, çeşitli araştırmacılar tarafından oluşturulmuş maden yatakları sınıflamasındaki yerini belirlemek büyük bir öneme sahiptir. Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin tipi, oluşum ortamı ve koşulları hakkındaki eksikleri gidererek bölgedeki diğer olası cevherleşmeler için de anahtar bir çalışma olacaktır.

Çalışma, başlıca arazi ön çalışmaları, arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir:

1. Çalışma alanı ve civarıyla ilgili önceki çalışmalar derlenerek birimler ve cevherleşmeler ile ilgili genel bilgiler derlenmiştir.
2. Çalışma alanını kapsayan 1/25000 ölçekli topoğrafik harita kullanarak, sahanın jeoloji haritası yapılmıştır. Sahada gözlenen volkanik birimleri temsil eden kaya örnekleri; çalışma alanında yer alan farklı cevherleşmelerden ise yüzey ve sondaj örnekleri alınmıştır.
3. Birimlerden ve cevherleşmelerden derlenen örneklerden ince ve parlak kesitler hazırlanarak, üstten aydınlatmalı ve polarizan mikroskopta mineralojik ve petrografik incelemeler gerçekleştirilmiştir. Cevherleşme ile doğrudan ilişkili barit, kuvars ve sfalerit minerallerinden her iki yüzü parlatılmış sıvı kapanım kesitleri hazırlanmıştır. Bu kesitler üzerinde mikrotermometrik incelemeler sonucunda ötektik, son buz ergime ve homojenleşme sıcaklıkları ölçülerek cevherleşmeyi taşıyan akışkanlar hakkında bilgiler edinilmiştir. Ayrıca, hidrotermal akışkanların yan kayaçta alterasyon sonucu oluşan kil türlerini tespit etmek için Yüksek Teknoloji Enstitüsü'nde XRD çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Diğer yandan, cevherleşmenin geliştiği ortam hakkında ayrıntılı bilgiler edinmek amacıyla; kil örnekleri ve cevherleşmelerde gözlenen kuvars mineralleri oksijen ve hidrojen izotop analizleri için Stanford Üniversitesi'ne gönderilmiştir. Son olarak, cevherleşmelerde yoğun olarak gözlenen galen ve pirit mineralleri, kurşun kökenini tespit edebilmek için Southampton Üniversitesi'ne gönderilmiştir. Yöntemler ile ilgili ayrıntılı bilgiler konu başlıkları altında daha ayrıntılı olarak yer almaktadır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Batı Anadolu, Eosen'den günümüze kadar etkin olan yaygın bir magmatik aktivitenin etkisinde kalmıştır. Bu magmatik aktivite ile beraberinde kıymetli metallerin (Au, Ag, Pb, Cu, Zn) işletildiği maden yataklarının oluşumunu sağlamıştır. Kuzeybatı Anadolu'da iki magmatik evre ayırt edilmiştir. İlk olarak Oligosen-Erken Miyosen boyunca yüksek-K kalkalkalen, kısmen de şošonitik

bileşimli ortaç-asidik magmatik aktivite etkin olmuştur. Bu dönemde, granitik plütonlar kabukta sığ seviyelere sokulmuş ve es kökenli volkanik ürünleri geniş yayılımlı piroklastikler ve lav akmaları şeklinde yerleşmiştir. Bu kayaçların jeokimyasal bileşimleri kabuk materyalleri tarafından kirletildiğine (melez olduklarına) işaret eder. İkinci magmatik faz Geç Miyosen-Pliyosen boyunca oluşmuştur. Bu dönemde alkalın bazaltlar yerleşmiştir. Bu kayaçların jeokimyasal özellikleri rift-tipi volkanik kayaçların (alkali bazaltlar) özelliklerine yakınlık göstermektedir. Bu kökensel uzantı yapısal veriler tarafından desteklenmiştir (Yılmaz ve diğer., 2001). Önerilen proje konusu, yukarıda özetlenen ilk evre magmatik aktivitenin ürünleri olan yüksek-K kalkalkalen, kısmen de şoşonitik bileşimli volkanik kayaçlar ile ilişki olarak gelişmiş hidrotermal maden yataklarını (Pb-Zn) kapsar.

Gjelsvik (1956), Dinçer (1958), Tolun ve Baykal (1960), Alpan (1968) ve Yanargiya ve Sato (1989) Kuru madeni ve çevresindeki cevherleşmeleri incelemişler ve cevherleşmelerin tüfler içinde çatlak dolgusu ve breşik tipte oluştuğunu söylemişlerdir. Cevher minerallerinin sfalerit, galen, pirit, kalkopirit, malakit ve gang minerali olarak barit, kuvars ve kalsit minerallerinin olduğunu vurgulamışlardır. Ayrıca yatağın hidrotermal olduğunu belirtmişlerdir.

Velinov ve Petrounov (1993), bölgedeki hidrotermal cevherleşmenin volkanik yerleşimli düşük sülfürlü/adularya-serizit epitermal yataklar olduğunu ve alterasyonun sferülitik riyoitlerin ve piroklastikleri üzerinde geliştiğinden söz etmişlerdir.

Bozkaya (2001), Kuru sahasında Pb-Zn cevherleşmelerini içeren Tahtalıkuyu ve Eskikışla yataklarının değişik kesimlerinden almış oldukları 10 adet barit, sfalerit ve kuvars örnekleri üzerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanım incelemeleri sırasında -55,0 °C ile -49,5 °C (ortalama = -54,64) T_{mf} değerleri; barit kristallerinde T_{mice} %11,09 ile 6,02 arasında değişen NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri, barit kristallerindeki ikincil kapanımlarda ve sfaleritlerde birincil kapanımlarda ölçülen T_{mice} değerlerinde ise daha sonra oluşan sülfürlü minerallerin oluşumu

esnasında tuzluluğun düştüğünden (baritlerde, %9,47 ile 0,88; sfaleritlerde, %9,99 ile 2,07 arasında değişen NaCl eşdeğeri tuzluluk) bahsetmişlerdir. Son olarak ölçülen T_h ilk barit oluşumlarının düşük sıcaklıklarda (54,3 °C ile 79,8 °C) gerçekleştiğini ve sülfürlü minerallerin oluşumu esnasında da 270 °C sıcaklıklara ulaştığını belirtmiştir. Sfaleritler ise 129,7 °C ile 159,3 °C arasında sıcaklıklarda oluştuğunu söylemişlerdir. Kısaca, baritlerin oluşumu esnasında hidrotermal akışkanların tuzluluklarının yüksek, sıcaklıklarının ise düşük olduğunu; sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında ise tuzluluğun düştüğünü ve sıcaklığın arttığı sonucuna varmışlardır.

Beşir (2003), volkanik kayaçları cevherleşme ile ilişkilerine dayanarak Oligosen yaşlı taban volkanitleri ve Alt-Orta Miyosen yaşlı sferülitik riyolitler olmak üzere ikiye ayırmış ve bölgedeki cevherleşmenin bu iki birimin dokanağında yer aldığını belirtmiştir. Yankayada oluşan cevherleşme ile ilişkili silisleşme, serizitleşme ve kaolinleşme gözlemiştir. Kuru madeninde incelediği üç cevherleşmesinde aynı kökenden geldiğini ve bölgesel faylarla kontrol edilen magmatizma sonucu oluşan riyolitlerin çıkışıyla başladığını belirtmiştir. Cevherleşmenin çok düşük ısı (epitermal) olduğunu ve alterasyon mineralojisinde adularia-serizit (düşük sülfidasyon) tipinde olduğunu belirtmiştir.

Son olarak Yalçinkaya (2010), cevherleşme tipinin breşik, ağsal, damar, saçınımlı ve çatlak dolgusu olduğundan bahsetmiş ve bu cevherleşme ile birlikte gelişen alterasyonların kloritleşme, kaolinleşme, serizitleşme ve silisleşme türünde geliştiğini belirtmiştir. Kuru sahasının jeolojisini Eosen yaşlı andezitik lavlar ve tüfler, Oligosen-Miyosen yaşlı riyolitik tüfler ve Miyosen yaşlı riyolitik lavlar olarak ayırtlamıştır. Tahtalıkuyu cevherleşmesinde baritlerde ortalama 323,5 °C sıcaklığı, sfaleritlerde ortalama 228,1 °C ve kuvarslarda ortalama 206,7 °C sıcaklıkları ölçmüştür. Eskikışla cevherleşmesinde ise baritlerde ortalama 273,5 °C sıcaklığı, sfaleritlerde ortalama 200,1 °C sıcaklıkları ölçmüş ve bu yüksek sıcaklıkların epitermal bir yatağın derin bölümlerini karakterize edebileceğini söylemiştir. Ayrıca galen-sfalerit çiftlerinden yapılan kükürt izotop analizlerinde ortalama 295 °C sıcaklık değeri elde etmiş ve kuvars, barit ve sfaleritlerde ölçtüğü sıvı kapanımlara yakın sıcaklık değerini elde etmiştir.

BÖLÜM İKİ

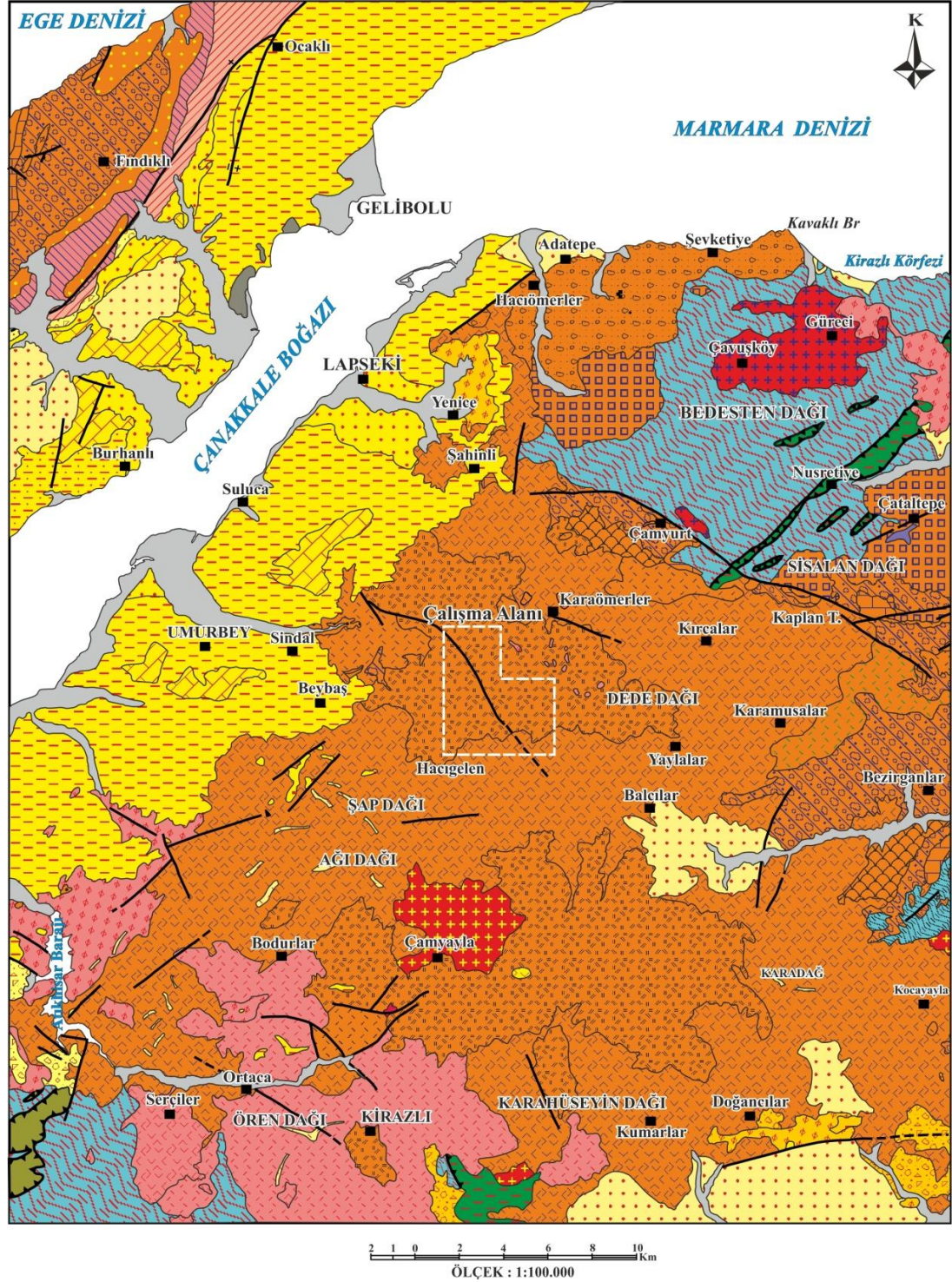
İNCELEME ALANININ JEOLojİSİ

2.1 Bölgesel Jeoloji

Türkiye, Geç Paleozoyik zamanında başlayan ve Tetis okyanus tabanının kapanması boyunca birleşen Gondvana ve Laurasya süper kıtalarına ait birçok kıtasal parçanın karışımından meydana gelmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, Satır ve Akkök, 1984). Gondvana ve Laurasya arasındaki kıtasal çarpışma Geç Kretase – Erken Tersiyer’de gerçekleşmiş ve Neotetis’in kuzey kolunun kapanması ile İzmir-Ankara-Erzincan Sütur (Brinkmann, 1966) zonu meydana gelmiştir (Ketin, 1966; Okay ve Tüysüz, 1999). İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonu, güneyde Sakarya Zonu’nu Anatolid-Torid Platformu’ndan ayırmakta (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, Satır, Maluski, Siyako, Monie, Metzger ve Akyüz, 1996); kuzeye doğru ise, küçük bir okyanus tabanı olan İntra-Pontid Süturu, tektonik açıdan Sakarya ve İstanbul bloklarını birbirinden ayırmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Sakarya bloğu KB Türkiye’de (Biga Yarımadası) yer almakta ve Kazdağ Grubu metamorfikleri ve birçok eş oluşumlu volkanik kayalar ile birlikte magmatik kütlelerin yer aldığı Jurasik Öncesi temel kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.1 ve Şekil 2.2) (Okay, Siyako ve Bürkan, 1990; Bonev ve Beccaletto, 2007; Cavazza, Okay ve Zattin, 2009).

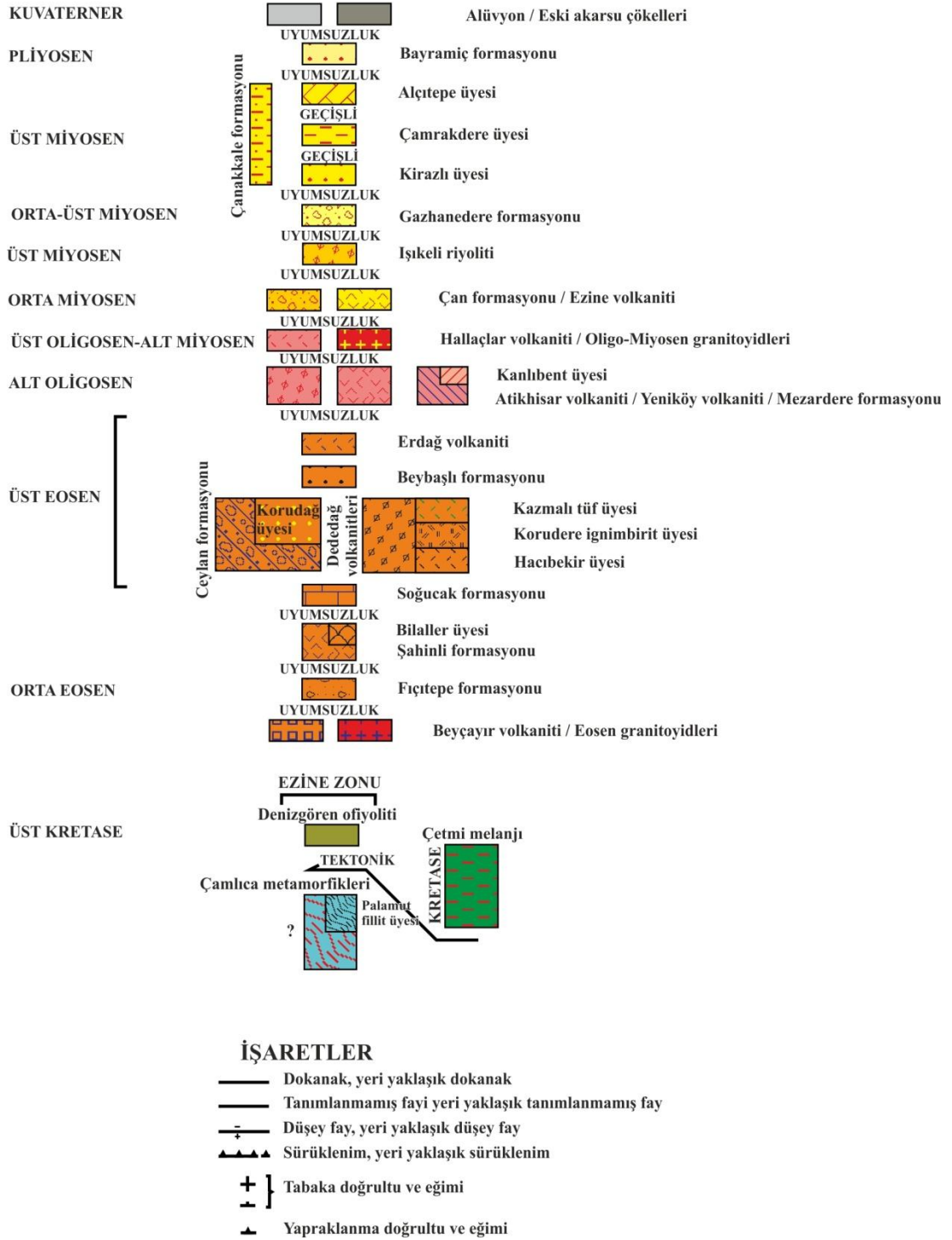
Biga Yarımadası’nın temelindeki Paleo-Triyas yaşlı metamorfik kayalar Bingöl, Akyürek ve Korkmazer (1975) tarafından “Kazdağ Grubu” metamorfikleri olarak adlandırılmıştır. Orta basınç amfibolit ve yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçiren Kazdağ Grubu metamorfikleri başlıca mermer – amfibolit şist ardalanması ile başlar ve bu alt birimin üzerine tektonik dokanaklı olarak metadümit, metapiroksenit, serpantin ve bantlı gabbro-amfibolitlerinden oluşan metaofiyolitik kayalar yerleşir (Bingöl, 1968; Bingöl ve diğer., 1975; Okay ve diğer., 1990; Okay ve Satır, 2000). Temeli gözlenmeyen Kazdağ Grubu metamorfikleri 50 km uzunlukta ve KD-GB doğrultuludur (Okay ve diğer., 1990). Duru, Pehlivan, Okay, Şentürk ve Kar (2012),

Kazdağ Grubu metamorfiklerini alttan üstte doğru Fındıklı ve Tozlu formasyonları, Sarıkız mermeri ve Sutüven formasyonu olarak dört bölüme ayırmıştır.



Şekil 2.1 Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) yer alan çalışma alanı civarının genel jeoloji haritası (MTA, 2008'den değiştirilmiştir).

HARİTA BİRİMLERİNİN KORELASYONU



Şekil 2.2 Genel jeoloji haritasında gösterilen birimlerin korelasyonu (MTA, 2008'den değiştirilmiştir).

Bingöl (1971), Kazdağ Grubu gnayslarından yapmış olduğu Rb/Sr yaşlandırmasında izokron yaşı olarak 233 ± 24 My yaşını elde etmiştir. Okay ve diğer.

(1996) ise kordiyerit ve kuvarsofeldispatik gnayslardaki zirkondan Pb-Pb buharlaştırma yöntemini kullanarak 292 ± 8 ile 323 ± 14 My (Orta-Üst Karbonifer) yaşlarını elde etmiş ve bu yaşların Kazdağ Grubu metamorfik kayaçlarının geçirmiş olduğu amfibolit fasiyesindeki metamorfizma ve migmatizasyon yaşları olarak yorumlamışlardır. Okay ve Satır (2000) jeokronolojik incelemeler sonucunda, Kazdağ Grubu metamorfiklerinin en son metamorfizma yaşını Oligo-Miyosen olarak tespit etmişlerdir. Kazdağ Grubu metamorfikleri Oligo-Miyosen yaşlı granitler tarafından kesilmekte ve çevresinde mostra veren Paleosen-Neojen yaşlı kayaçlarla tektonik dokanaklar oluşturmaktadır (Bingöl, 1968; Okay ve Satır, 2000; Duru ve diğer., 2012). Kazdağ Grubu bir metamorfik çekirdek kompleks olarak Miyosen sonrasında gelişen sıyrılma ve yanal atımlı faylar sonucunda dom şeklinde yükselmiş ve günümüzdeki konuma gelmiştir (Duru, Pehlivan, Şentürk, Yavaş ve Kar, 2004; Duru ve diğer., 2012).

Biga Yarımadası'nın diğer metamorfikleri ise Ezine – Karabiga arasında geniş alanlar kaplayan ve Çamlıca köyünden ismini alan “Çamlıca Metamorfikleri” dir (Okay ve diğer., 1990; Ercan ve diğer., 1995; Okay ve Satır, 2000). Çamlıca Metamorfikleri Andıktaş Formasyonu, Dedetepe Formasyonu ve Salihler Formasyonu olmak üzere alttan üste doğru üç formasyona ayrılmaktadır (Şengün, Yiğitbaş ve Tunç, 2010). Bu birim büyük oranda kuvars-mika şistlerden ve az oranda bu şistler ile ardalanmalı olarak kalkışist, mermer, kuvarsit ve metabazitlerden oluşmaktadır. Kuvars-mika şistlerden yapılan fengit Rb/Sr yaşları sonucunda 65 ile 69 My. elde edilmiştir (Okay ve Satır, 2000). Duru ve diğerleri (2012) ise Çamlıca metamorfiklerinin ilksel yaşının Kretase ve/veya Kretase öncesi olduğunu öne sürmüştür.

Kazdağ Grubu metamorfiklerinden olan gnaysların üzerinde düşük açılı bir normal fay ile uyumsuz olarak Karakaya Kompleksi yer almaktadır. Bu birim güneydoğuda ise Çamlıca metamorfikleri ile düşey bir tektonik hat boyunca dokanaktadır (Okay ve diğer., 1990). Birim ilk defa Biga Yarımadası'nda Bingöl ve diğer. (1975) tarafından “Karakaya Formasyonu” olarak tanımlanmış ve daha sonra ise Okay ve diğer. (1990) tarafından ‘Karakaya Kompleksi’ olarak adlandırılmıştır.

Kompleks, jeodinamik açıdan hareketli bir ortamda oluşmuş ve sığ-derin denizel sedimanlar içermektedir (Duru ve diğer., 2012). Bu birim başlıca düşük derecede metamorfizma geçirmiş rekristalize kireçtaşı olistolitleri içeren spilitik bazalt, çamurtaşı, radyolarit, feldispatik kumtaşı, kuvarsit ve silttaşından meydana gelmektedir (Okay ve diğer., 1990). Bu sedimanlar içerisinde yer yer volkanik kayalar da gözlenmektedir. Karakaya Kompleksi üzerine gelen Orta Triyas yaşlı kireçtaşlarından ve içerdiği Erken Karbonifer – Geç Permiyen yaşlı kireçtaşı bloklarından dolayı bu birimin yaşı; Okay ve diğer. (1990) tarafından Erken Triyas, Duru ve diğerleri (2012) tarafından ise Geç Permiyen – Orta Triyas olarak belirlenmiştir.

Okay ve diğer. (1990) Karakaya Kompleksini, kendi içerisinde benzer yaşta ama farklı değişik havza koşulları ve tektonik ortamlara sahip dört farklı tektonostratigrafik birime ayırtlamıştır. Okay ve diğer. (1990) tarafından tanımlanan bu birimler; (1) Nilüfer Birimi; en alt Karakaya birimidir ve başlıca yeşil metatüfler ile ardalanmalı olarak mermer ve fillatlardan oluşmaktadır. Kazdağ Grubu gnayslarının üzerinde genellikle doğrudan tektonik bir dokanakla yer alır ve tektonostragrafik açıdan Triyas yaşlı olduğu öne sürülmüştür. (2) Hodul Birimi; en yaygın gözlenen birimdir ve Üst Triyas fosilleri içeren arkozik kumtaşlarından ve ardalanmalı olarak siyah şeyl ve silttaşlarından oluşur. (3) Orhanlar Grovakı; kalın, çok parçalanmış ve seyrek tabakalanma sunan ayrılmış grovaklardan oluşmakta ve Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları gözlenmektedir. (4) Çal Birimi ise; Triyas deformasyonundan ve metamorfizmasından en az etkilenen birimdir. Birim başlıca spilit, grovak, şeyl ve Permiyen kireçtaşı ve spilit blokları içeren olistostromlarından oluşmaktadır. Karakaya Kompleksi düşük derecede metamorfizma geçirmiş ve kendi içerisindeki birimler birbiri üzerine kıvrımlanmalar, yoğun makaslanmalar gibi yitim-yığışım işlevleri sonucunda deformasyon geçirmiştir (Pickett ve Robertson, 1996).

Karakaya Kompleksi, rejyonel metamorfizma ve önemli bir deformasyon göstermeyen Jurasik ve daha genç aktif – kıta kıyı sedimanları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şengör ve diğer., 1984; Okay ve diğer., 1990).

Mesozoyik yaştaki bu istif yaşıdan gence doğru üçe ayrılmaktadır: (1) Bayırköy formasyonu; Üst Liyas yaşlı bu formasyon, başlıca sarımsı kahverengi kumtaşı, silttaşı, marn ve konglomeradan oluşur ve Karakaya karmaşığını uyumsuzlukla üzerler. (2) Bilecik formasyonu; Sakarya zonu içerisinde en yaygın yüzlek veren birimdir. Tabakalı ve yanal yönde değişen kireçtaşlarından oluşur ve Bayırköy Formasyonu'nun üzerine paralel bir uyumsuzlukla gelir. Bilecik formasyonu Geç Jurasik – Erken Kretase yaşlıdır (Duru ve diğer., 2012). (3) Vezirhan formasyonu; en üstte uyumsuz olarak killi pelajik kireçtaşlarından oluşur ve belemnit fosillerinden yaşı Apsiyen – Maastrichtiyen ile Albiyen – Senomaniyen olarak saptanmıştır (Okay ve diğer., 1990; Duru ve diğer., 2012).

Karabiga'nın batısında ise Çamlıca metamorfikleri tektonik dokanaklı olarak Çetmi Ofiyolit Melanjı tarafından üzerlenmektedir. Bu melanj başlıca spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas – Alt Kretase ve Üst Kretase yaşlı kireçtaşları blokları, şeyl ve grovaktan oluşur. Karmaşık ve düzensiz içyapılı melanjın %90'dan fazlasını bu tektonik dilim veya olistostrom şeklindeki litolojiler oluşturmaktadır. Bunların dışında daha az miktarda serpantin ve radyolarlı çört, granatlı mikaşist ve eklojit dilimleri gözlenmektedir (Okay ve diğer., 1990).

Biga Yarımadası'nın değişik kesimlerinde, Çetmi ofiyolitik melanjı ile benzer litolojik ve yapısal özelliklere sahip ofiyolitik kütleler de mevcuttur. Kanlıoba Melanjı ve Denizgören ofiyoliti olarak adlandırılan bu kütleler serpantinleşmiş harzburgit, bazalt ve az miktarda gabrolardan oluşmaktadır (Okay ve diğer., 1990). Denizgören ofiyolitinden alınan amfibolitlerinde Ar/Ar yöntemiyle yapılan jeokronolojik yaşlandırma sonucunda, Okay ve diğer. (1996) 117 My ve Beccaletto ve Jenny (2004) ise 125 My yaşlarını elde etmişlerdir. Biga Yarımadası'nın birçok yerinde, tektonik ilişkili Paleozoyik ve daha yaşlı birimler bu ofiyolitik melanjlar tarafından örtülmektedir.

Biga Yarımadası'nda ve çevresinde Tersiyer döneminde çok sayıda magmatik aktivite meydana gelmiştir. Bu magmatik aktiviteler irili ufaklı granitoid sokulumlar ve bunlarla ilişkili olduğu belirtilen volkanik yüzeylemeler şeklindedir (Genç, 1998;

Yılmaz ve Karacık, 2001; Yılmaz, Genç, Karacık ve Altunkaynak, 2001). Gözlenen bu volkanikler yaş sıralamasına göre üçe ayrılabilir:

Biga Yarımadası'ndaki Tersiyer magmatik aktivitenin ilk ürünleri Orta Eosen yaşlı Karabiga ve Karabağ plütonlarıdır. Petrografik olarak granodiyorit ile granit aralığında değişen bu plütonlar, metamorfik temel kayalarına sığ yerleşimler şeklinde sokulmuşlardır. Biga Yarımadası'nın kuzey kısmında, Lapseki ve Biga ilçe merkezleri arasında yer alan ve bu sokulumlar ile ilişkili volkanik kayalar ise Ercan ve diğerleri (1995) tarafından "Balıklıçeşme volkanikleri" olarak adlandırılmıştır. Bu volkanikler Orta - Geç Eosen boyunca etkinliğini sürdürmüş ve çoğunlukla andezitik, yer yer dasitik lavlar ile tüflerden oluşmaktadır (Ercan ve diğer., 1995). Siyako, Bürkan ve Okay (1989) bu andezitik lav ve tüfleri "Fıçitepe Formasyonu" adlandırmış ve bu birimi delta düzlüğü ve fluviyal çökelleri temsil eden ince kömür arakatkılı çakıltı, kumtaşı ve şeyler ile arakatkılı olarak tanımlamıştır. Volkanik ürünler ve aralara eklenen tortullar denizel bir ortam içinde oluşmuş ve etkinliğini sürdüren Eosen volkanizması ile birlikte sığ denizel kireçtaşları (Soğucak Kireçtaşı) çökelmiştir (Siyako ve diğer., 1989; Akyürek ve Soysal, 1983; Ercan ve diğer., 1995; Karacık ve Yılmaz, 1998; Delaloye ve Bingöl, 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008; Altunkaynak ve diğer., 2012). Balıklıçeşme köyünden alınan ve son evrede oluşan biyotitli andezitik lav örneğinde K/Ar yöntemiyle yapılan bir radyometrik yaş ölçümü sonucunda $37,3 \pm 0,9$ My (En Üst Eosen) değeri elde edilmiştir (Ercan ve diğer., 1995; 1998).

Biga Yarımadası'nda Alt Oligosen'den itibaren önemli bir yükselme başlamış ve bunun sonucu olarak Orta – Geç Eosen volkanik dizilerin büyük bir kısmı aşınmıştır (Ercan ve diğer., 1995). Bu evrenin ardından, Geç Oligosen – Erken Miyosen boyunca yaygın bir kalk-alkalen magmatik aktivite gerçekleşmiştir. Bu evre, sığ yerleşimli Eybek, Kestanbol, Evciler, Ilıca – Şamlı, Çataldağ ve Nevruz – Çakıroba granitoid – granodiyoritik plütonlar tarafından temsil edilmektedir (Okay ve diğer., 1990; Harris, Kelley ve Okay, 1994; Ercan ve diğer., 1995; Altunkaynak, 2007; Karacık, Yılmaz, Pearce ve Ece, 2008; Altunkaynak ve diğer., 2012). Bu plütonik kayalar eş oluşumlu volkanik bir seri tarafından çevrelenmekte ve Ercan ve diğerleri

(1995) tarafından bu volkanikler “Çan Volkanikleri” olarak adlandırılmıştır. Çan volkanikleri başlıca büyük miktarda dasitik-riyolitik ignimbirit, piroklastik ve tüfler ile birlikte andezit, dasit ve trakiandezit türü volkanik kayalardan oluşmaktadır (Ercan ve diğer., 1995). Lapseki-Umurbey köyü yakınlarından alınan andezitik türdeki bir lav örneğinden K/Ar yöntemi ile $29,2 \pm 0,6$ My (Oligosen) radyometrik yaşı elde edilmiştir (Ercan ve diğer., 1995). Ayrıca bu volkanizma bölgedeki metalik maden yatakları açısından büyük önem taşımaktadır. Çünkü, Çan volkanikleri yoğun bir hidrotermal alterasyona uğramış ve bunun sonucunda silisleşmiş zonlarda Au, Ag, Pb, Cu, As, Fe, Mo, Zn, Hg cevherleşmeleri meydana gelmiştir (Ercan ve diğer., 1998). Oligosen volkanizmasının son evresinde niteliği değişmiş, genellikle dayklar ve yer yer lav akıntıları şeklinde trakiandezit ve bazaltik türde küçük yüzlekler meydana gelmiştir (Ercan ve diğer., 1995; 1998; Aldanmaz, Pearce, Thirlwall ve Mitchell, 2000; Yılmaz ve diğer., 2001). “Kirazlı Volkanikleri” olarak adlandırılan bu son evre volkanizmanın trakiandezit lavdan yapılan K/Ar yöntemi ile $31,4 \pm 0,4$ ile $31,1 \pm 0,7$ My; bazaltik türdeki lavdan ise $27 \pm 0,6$ My yaşları saptanmıştır (Ercan ve diğer., 1995).

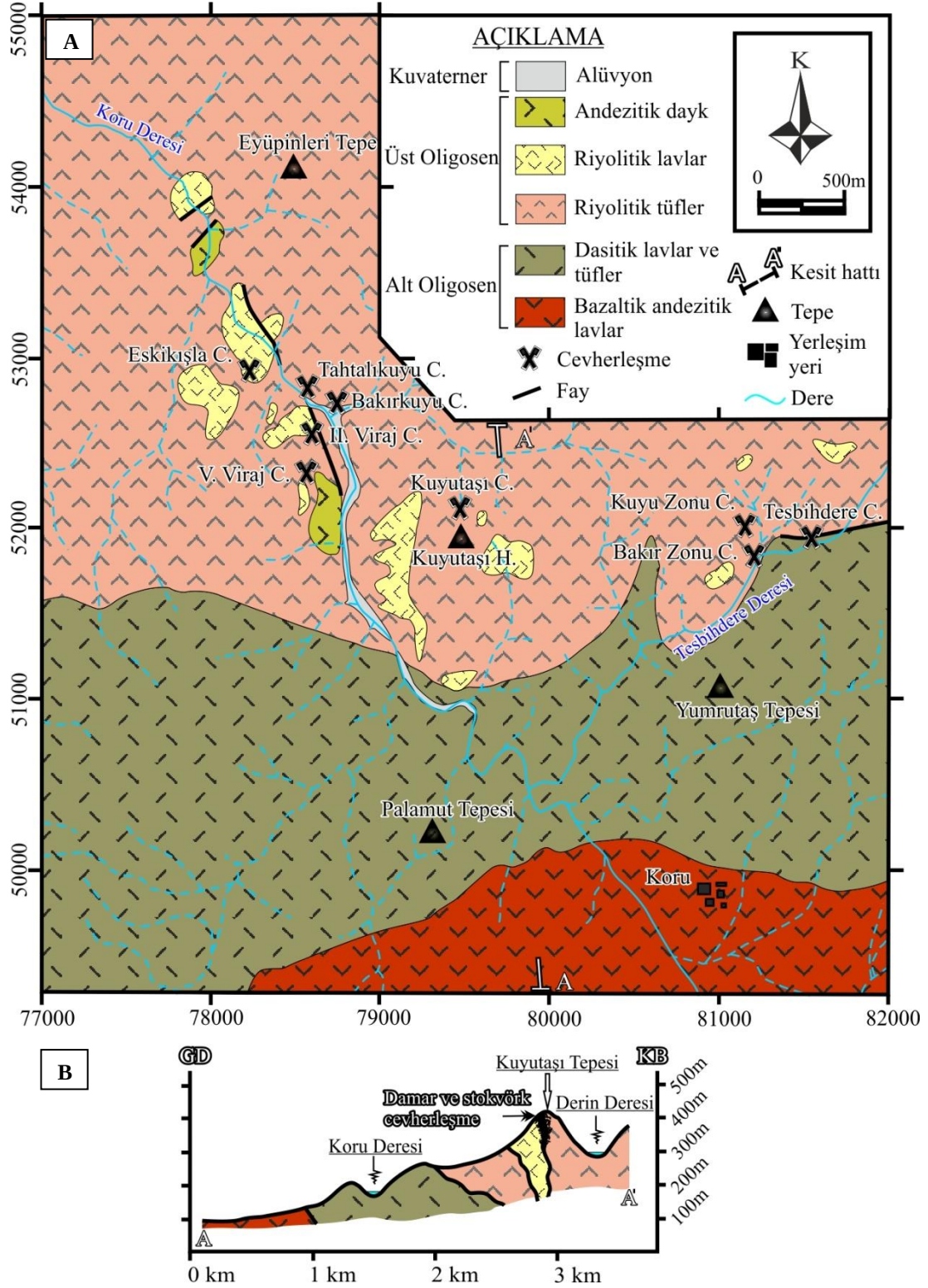
Bölgede Alt – Orta Miyosen boyunca volkanik aktivite azalmış ve baskın olarak bazaltik bileşimde volkanizma yüzlek vermiştir. Bu volkanik kayalar başlıca andezit, trakiandezit, dasit, trakit, aglomera ve ignimbritlerden oluşmaktadır (Ercan ve diğer., 1995; 1998). Alt-Orta Miyosen volkanizması Ercan ve diğer. (1995) tarafından “Behram volkanikleri” olarak; Siyako ve diğerleri (1989) tarafından ise “Ezine Volkanikleri” olarak tanımlanmıştır. Bu volkanik kayalarda yapılan K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş belirlemeleri 21,5-16,8 My. arasında yaşlar vermektedir (Borsi, Ferrara, Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Ercan ve diğer., 1995; 1998). Alt-Orta Miyosen kayaları karasal ortamda yer yer Neojen çökeller ile eş yaşlı olarak volkanik ürünler oluşturmuş, yer yer de çökeltme ortamında sedimantasyona katılarak volkanosedimanter birimler meydana getirmişlerdir (Ercan ve diğer., 1998). Orta-Üst Miyosen'den Kuvaterner'e kadar geçen sürede çökelmiş tortul kayalar, iç kesimlerde karasal, kıyı kesimlerde ise denizel ve geçiş ortamı ürünleridir.

Biga Yarımadası'ndaki tüm magmatik kayalar, Üst Miyosen – Alt Pliyosen sedimanları tarafından üzerlenmektedir. Bu sedimanlar ise fluviyal (kumtaşı, konglomera ve seyl) ve gölssel (karbonatlar) ortamlarda oluşmuş ve “Bayramiç formasyonu” olarak tanımlanmıştır (Siyako ve diğer., 1989; Ercan ve diğer., 1995).

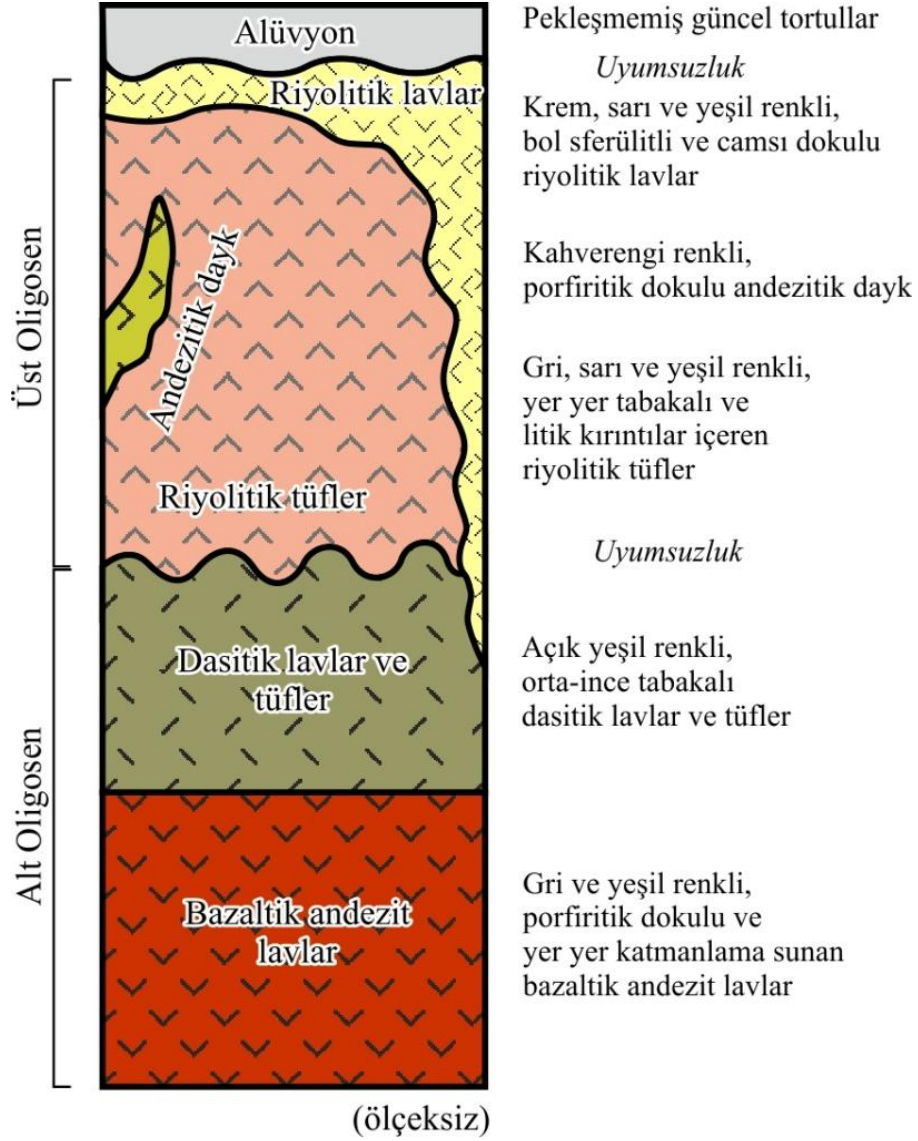
2.2 Lokal Jeoloji

Koru bölgesinde yapılan jeolojik haritalama ve örnek alımı çalışmaları sırasında lavlar ve tüfler ayırtlanmış ve ince kesit çalışmaları ile kayaların mineral içeriği, dokusal özellikleri ve alterasyon zonları tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki volkanik birimler başlıca Oligosen yaşlı bazaltik andezit lavlar, dasitik lavlar-tüfler, riyolitik tüfler-lavlar ve geç evrede oluşmuş andezitik dayklardan oluşmaktadır (Şekil 2.3 ve Şekil 2.4).

Çalışma alanında yer alan birimler, Siyako ve diğer. (1989) ‘Doyran volkanitleri’, Ercan ve diğer. (1995) ‘Çan volkanitleri’, Bozkaya (2001) ‘Adadağı piroklastikleri’ ve Beşir (2003) ‘Taban Volkanitleri’ ve “Sferülitik Riyolitler” olarak adlandırmıştır. Siyako ve diğerleri (1989) Oligosen volkanizmasını birbirinden ayırmayarak Miyosen yaşlı olarak düşünmüştür. Bunun sonucunda tüfleri Alt Miyosen yaşta olduğunu belirtmişlerdir. Ancak, Ercan ve diğerleri (1995) ise Umurbey köyü yakınlarından aldıkları andezit örneğinden yaptıkları radyometrik ölçümler sonucunda $34,3 \pm 1,2$ ile $30,4 \pm 0,7$ My yaşta olduğunu bulmuşlardır. Bu nedenle, Alt Oligosen sonlarından itibaren etkin olan ve Üst Oligosen sonlarına kadar devam eden bir volkanizmanın ürünleri olduklarını belirtmişlerdir.



Şekil 2.3 Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn-Cu yataklarının yer aldığı çalışma alanının jeoloji haritası (A) ve A-A' hattına ait enine kesit (B).



Şekil 2.4 Çalışma alanında gözlenen volkanik birimlerin kolon kesiti.

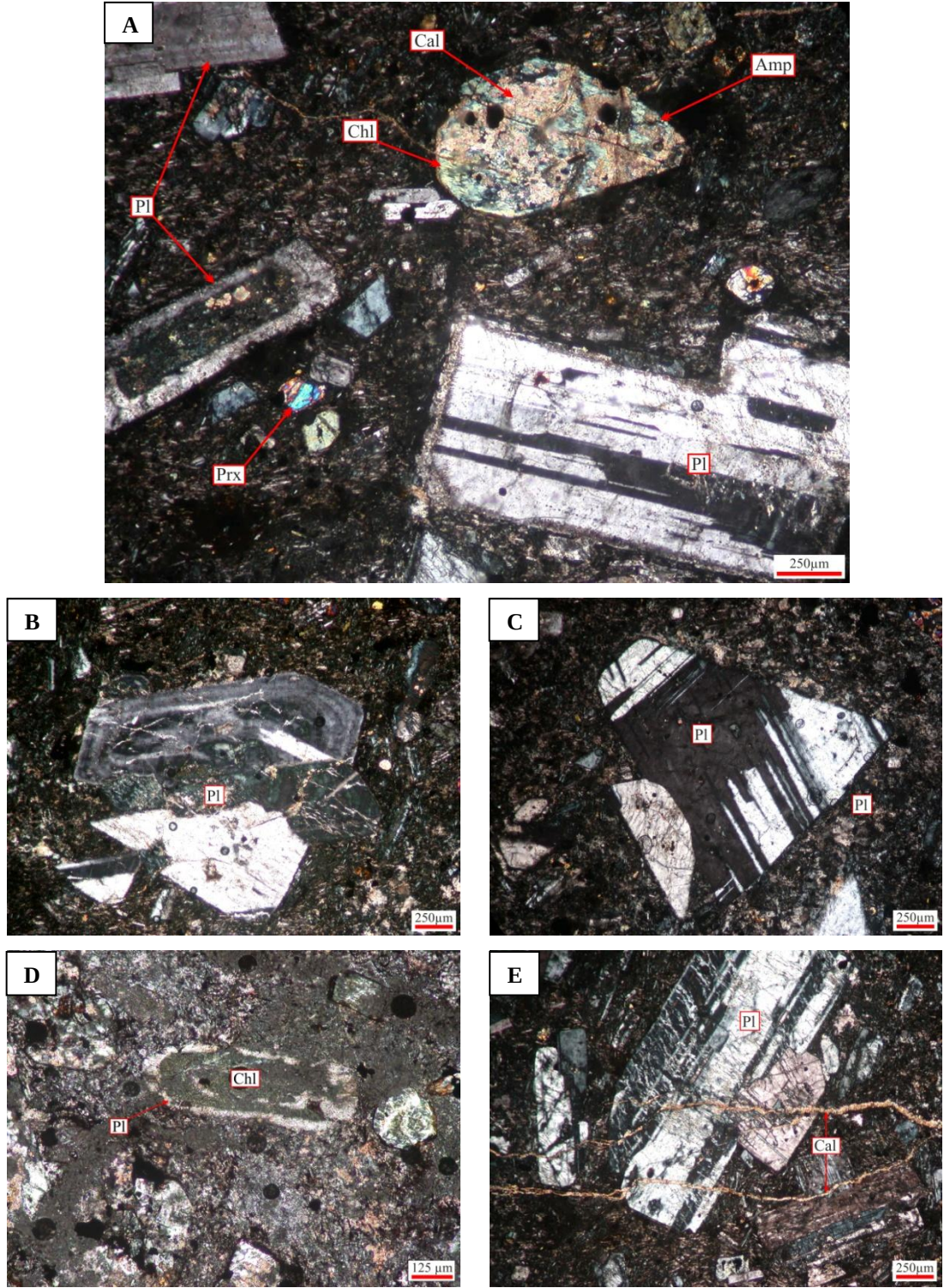
2.2.1 Bazaltik Andezit Lavlar

Çalışma alanının güneyinde, Kuru Köyü civarında yüzlek veren bazaltik andezit lavlar ve dasitik lavlar ve tüfler, sahada gözlenen en yaşlı taban volkanikleridir (Şekil 2.5). Birim, bölgede yapılmış önceki çalışmalar ve birimler arasındaki stratigrafik ilişki göz önüne alınarak Alt Oligosen olarak yaşlandırılmıştır.



Şekil 2.5 Kuru köyü civarında gözlenen bazaltik andezit lavların arazi görünümü.

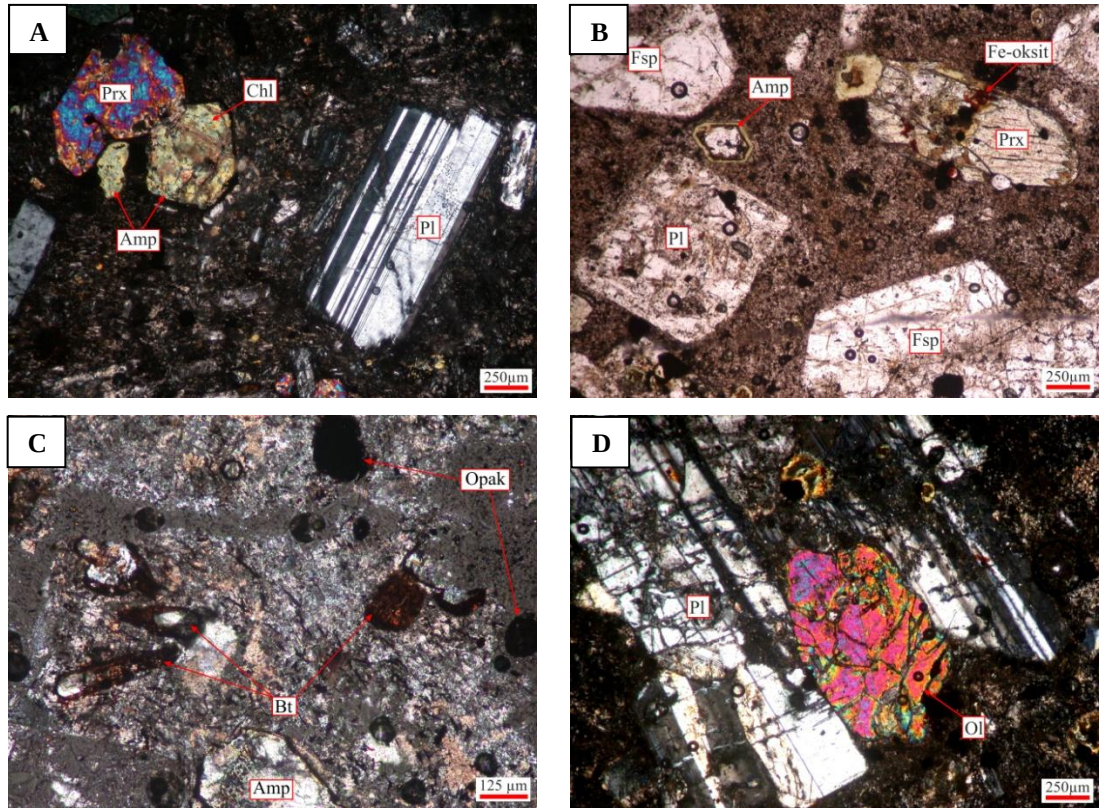
Bazaltik andezit lavlar sahada gri, yer yer yeşil renklerde gözlenmekte ve porfiritik dokuya sahiptir. Mikroskobik incelemeler sonucunda, bazaltik andezitik lavlar başlıca bolluk sırasına göre plajiyoklaz, sanidin, amfibol ve biyotit fenokristallerinden oluşmaktadır. Daha az miktarda ise klinopiroksen, olivin, kuvars ve opak minerallerini içermektedir (Şekil 2.6A). Plajiyoklazlar yaklaşık olarak 5 mm boyutunda ve özşekilli kristaller halinde gözlenmektedir. Plajiyoklazlarda yaygın olarak gözlenen polisentetik ikizlenmeler dışında yer yer salınımlı (oscillatory) (Şekil 2.6B) ve konvolut (convolute) (Şekil 2.6C) zonlanmalar da gözlenmektedir. Konvolut zonlanmalar genel olarak değişik kalınlıklara sahip ve düzensiz zonlanma desenleri sunmaktadır. Salınımlı ve konvolut zonlanmalar genellikle bir magma odasında konveksiyon akım içerisinde kristallerin büyümesi nedeniyle oluşmaktadır (Mackenzie, Donalson ve Guilford, 1988; Shelly, 1993). Plajiyoklaz ve sanidin kristalleri alterasyon sonucu kısmen klorit, serizit, kalsite dönüşmekte ve yer yer kılcal kalsit damarcıkları tarafından kesilmektedirler (Şekil 2.6D-E).



Şekil 2.6 A, + nikol görünüm) Porfiritik dokulu bazaltik andezit lavların mikroskop altında genel görünümü. B, + nikol görünüm) Plajiyoklazlarda gözlenen salınımlı zonlanma (oscillatory). C, + nikol görünüm) Plajiyoklas kristallerinde değişik kalınlıkta ve düzensiz zonlanma desenleri sunan konvolut (convolute) zonlanma. Plajiyoklazlar yaygın olarak klorite dönüşmekte (D, + nikol görünümü) ve yer yer kılcal kalsit damarcıkları tarafından kesilmektedir (E, + nikol görünümü).

Amfiboller, feldispatlara oranla daha az miktarda gözlenmekte ve sadece özşekilli kristallerinin sınırları gözlenmektedir (Şekil 2.7A). Amfibollerde yoğun ve yaygın olarak kloritleşme ve karbonatlaşma, yer yer killeşmeler görülmektedir (Şekil 2.7B). Biyotitler amfiboller kadar yaygın olmasa da diğer bir önemli ferro-magnezyen minerallerdir (Şekil 2.7C). Biyotitlerde genellikle kloritleşmeler ve opaklaşmalar gözlenmektedir. Yarı özşekilli klinopiroksen (Şekil 2.7A) ve olivin az miktarda gözlenmekte ve piroksenler çatlakları boyunca demir oksit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 2.7D).

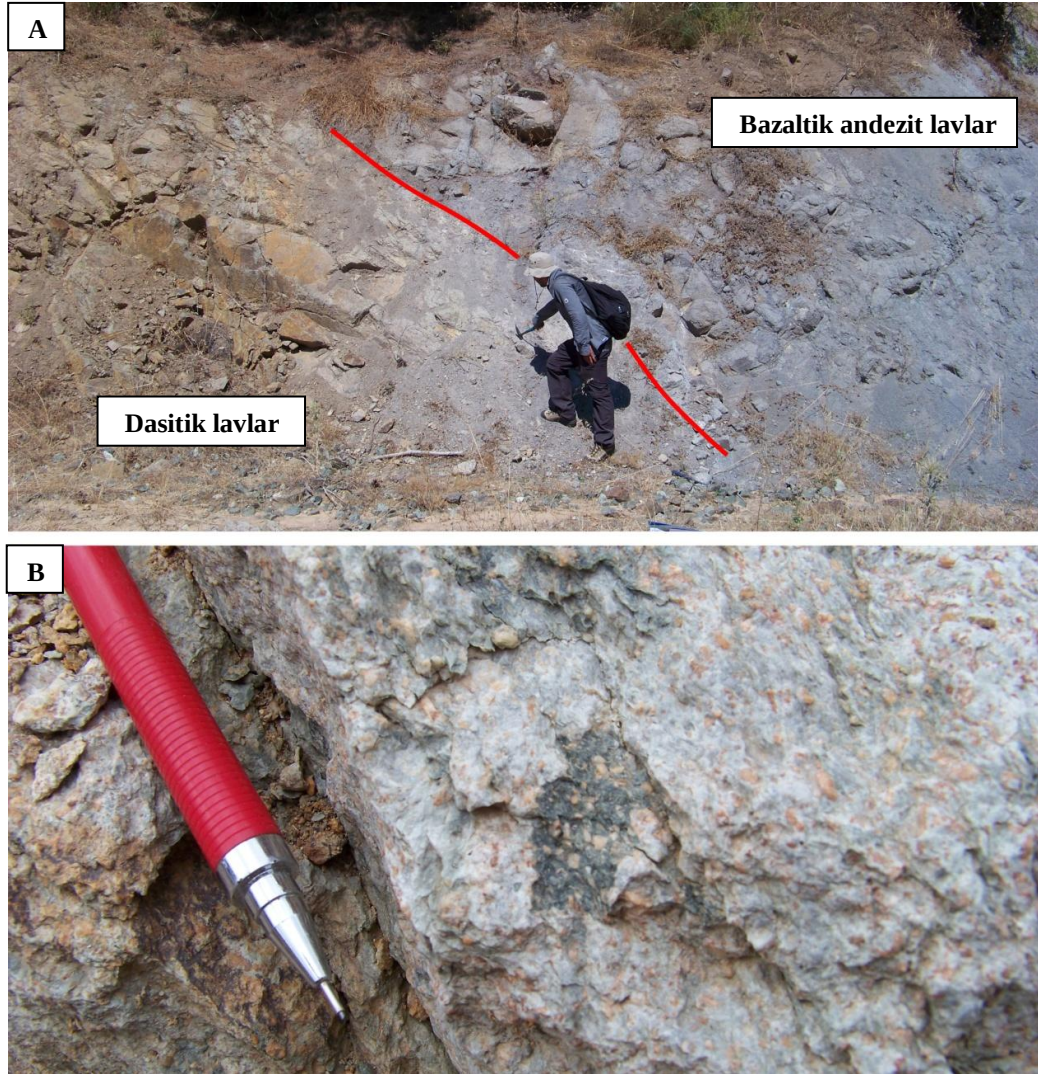
Matriks ise kayacı oluşturan minerallerin mikrokristallerinden oluşmakta ve yoğun olarak killeşmeler ve daha az oranda serizitleşmeler, kloritleşmeler ve karbonatlaşmalar gözlenmektedir.



Şekil 2.7 A, + nikol görünüm; B, // nikol görünüm) Amfibol kristalleri yaygın olarak klorit ve karbonata dönüşmüştür. Piroksenler çatlakları boyunca demir oksite dönüşmekte ve matrikste yoğun olarak killeşme gözlenmektedir. C, + nikol görünüm) Biyotitler yaygın olarak opaklaşmıştır. D, // nikol görünüm) Az miktarda gözlenen bol çatlaklı olivin kristali.

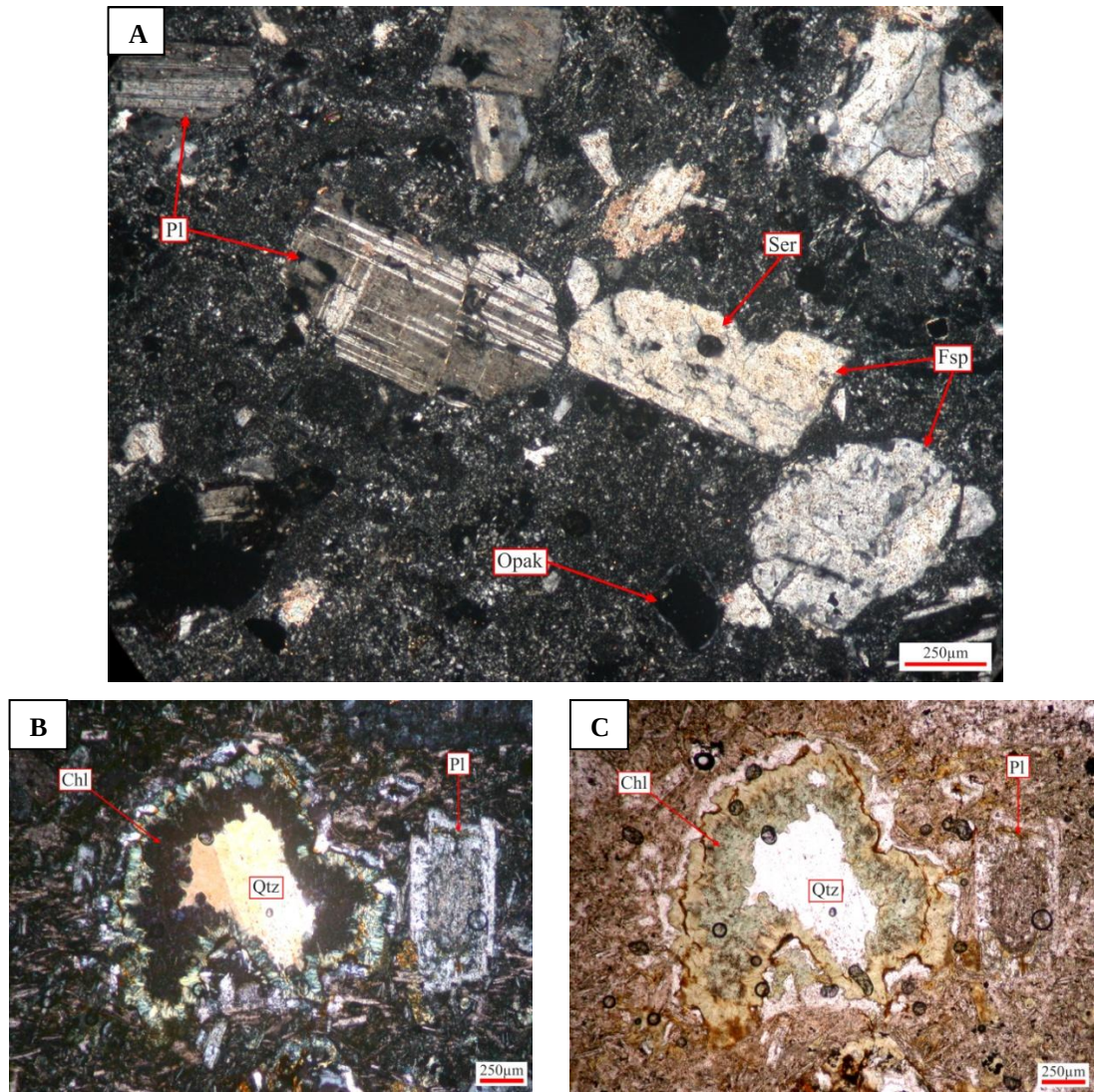
2.2.2 Dasitik Lavlar ve Tüfler

Dasitik lavlar ve tüfler, çalışma alanının güneyinde bazaltik andezit lavlar ile uyumlu bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 2.8A). Bu nedenle, Oligosen volkanizmanın ilk ürünleri olan Alt Oligosen yaşlı volkaniklerin içinde yer almaktadır. Bu birim arazide genel olarak lav fakat yer yer tuf şeklinde ve açık gri-yeşil renkte gözlenmektedir (Şekil 2.8B). Genel olarak ince tabakalı yapı sunmaktadırlar. Dasitik tüfler, mikroskopik incelemelerde kristalce daha zengin olduğu gözlenmiştir. Tüflerin içerdikleri bileşen türüne göre kristalen tuf oldukları saptanmıştır.



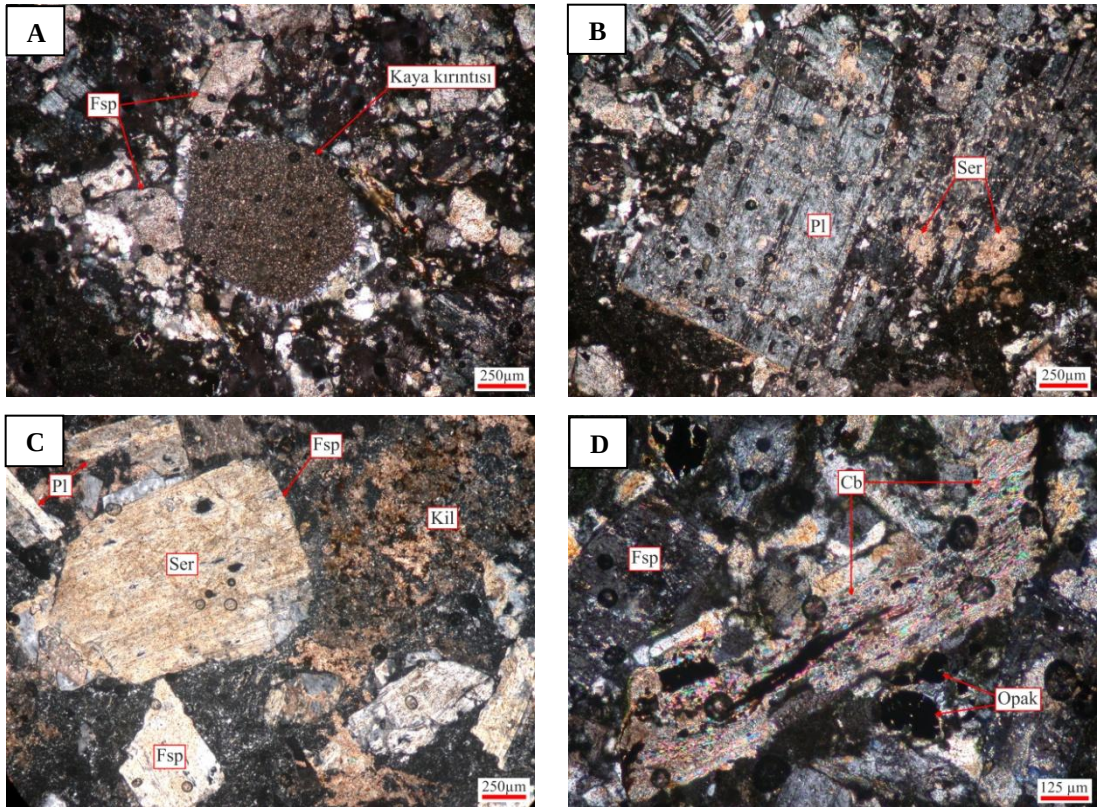
Şekil 2.8 A) Bazaltik andezit lavlar ile dasitik lav ve tüfler uyumlu olarak gözlenmektedir. B) Birim arazide yer yer tuf şeklinde gözlenmektedir.

İnce kesit incelemelerinde, özşekli feldispatlar en yaygın olarak gözlenen kayaç oluşturan mineral grubudur (Şekil 2.9A). Feldispatlar içinde plajiyoklaz fenokristalleri baskın olarak gözlenmektedir. Plajiyoklazlarda yaygın olarak polisentetik zonlanma ve yer yer salınımlı ve konvolut zonlanmalar gözlenmektedir. Bazaltik andezit lavlarda da gözlenen bu zonlanmalar, kristallenmenin tam denge koşulları altında gerçekleşmediğine işaret etmektedir (Mackenzie ve diğer., 1988; Shelly, 1993). Sanidin plajiyoklaza oranla daha az miktarda gözlenmektedir. Az miktarda gözlenen kuvars kristalleri genel olarak kemirilmiştir (Şekil 2.9B-C).



Şekil 2.9. A, + nikol görünüm) Porfiritik dokulu dasitik lav ve tüflere ait mikroskop görüntüleri ve plajiyoklazlarda gözlenen serizitleşme. B, + nikol görünüm; C, // nikol görünüm) Az miktarda gözlenen kuvars kristallerindeki kemirilme ve plajiyoklazlarda gözlenen salınımlı zonlanma.

Dasitik tüflerde ise yaygın olarak dasitik lavlara ait kaya kırıntıları görülmektedir (Şekil 2.10A). Ferro-magnezyen mineral olarak eser oranda çubuksu biyotit kristalleri gözlenmektedir. Dasitik lavlar ve tüflerde gerek matriks gerekse fenokristaller oldukça alteredir (Şekil 2.10B-C). Karbonatlaşma özşekilli fenokristallerde farklı boyutlarda yamalar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2.10D). Karbonatlaşma aynı zamanda matrikste de yaygın olarak gözlenmektedir. Yapılan asit testinde de karbonatların varlığı doğrulanmıştır. Karbonatlaşmanın dışında özellikle matrikste akma yapılarının gözlendiği kısımlarda yoğun olarak killeşmeler ve kloritleşmeler gözlenmektedir. Ayrıca bu akma dokularında mercek görünümlü kuvars kristalleri yerleşmiştir. Yine bazaltik andezit lavlarda da gözlendiği gibi opak mineraller içermektedir fakat oranı daha azdır.



Şekil 2.10 A, + nikol görünüm) Dasitik tüflerde gözlenen kaya kırıntıları. B, + nikol görünüm) Plajiyoklaz fenokristalleri yoğun olarak serizite dönüşmüştür. C, + nikol görünüm) Dasitik tüflere ait fenokristaller ve matriks yoğun olarak serizit ve killere dönüşmüştür. D, // nikol görünüm) Fenokristallerde yamalar şeklinde gözlenen karbonatlaşma.

Bazaltik andezit lavlarda ve dasitik lav ve tüflerde gelişen klorit, karbonat, serisit ve sülfür minerallerinin (pirit) oluşumu ve kayacın yeşil bir renk alması hidrotermal kökenli bir değişimi ifade eder. Bu değişim propilitik alterasyon olarak tanımlanmıştır.

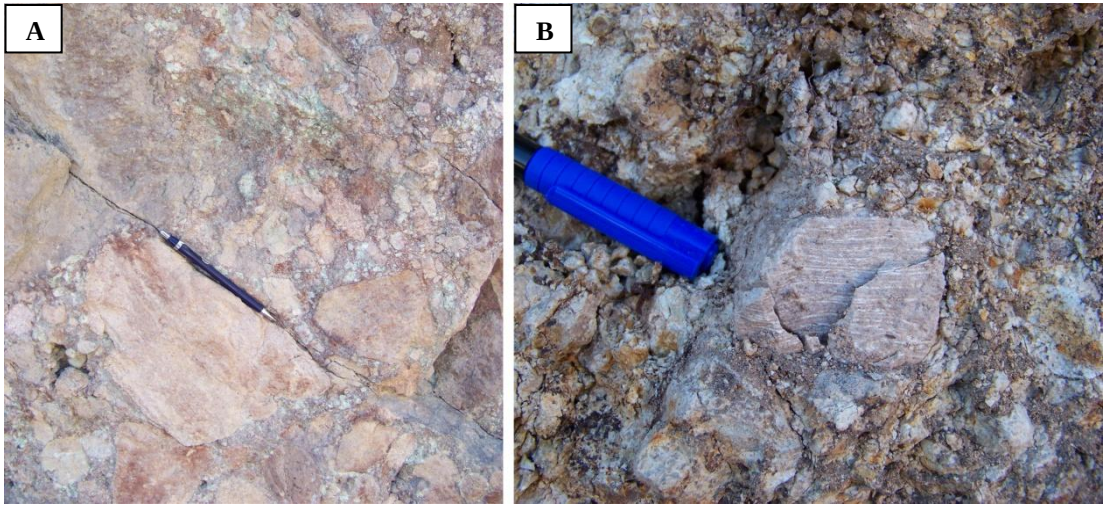
2.2.3 Riyolitik Tüfler

Çalışma alanında cevherleşme ile doğrudan ilişki olan riyolitik tüfler ve lavlar, cevherleşmenin kuzey ve güney kesimlerinde geniş bir yayılıma sahiptir (şekil 2.11). Riyolitik tüfler, çalışma alanının güneyinde yer alan Alt Oligosen yaşlı andezitik ve dasitik lav ve tüfleri uyumsuzlukla örtmektedir. Beşir (2003), riyolitik tüfleri “Taban Volkanitleri” olarak adlandırmış ve önceki çalışmaları esas alarak Oligosen yaşını kabul etmiştir. Yal nkaya (2010) bu riyolitik tüfleri üç ayrı birim olarak belirtmiş ve yaşlarını Oligosen-Miyosen olarak kabul etmiştir. Bu çalışmada ise riyolitik tüfler bölgede yapılmış önceki  alışmalar (Ercan ve diğer., 1995; 1998) ve birimler arasındaki stratigrafik ilişki göz önüne alınarak  st Oligosen olarak kabul edilmiştir.



şekil 2.11 Tabakalı yapı sunan riyolitik tüflerin genel arazi görünümü.

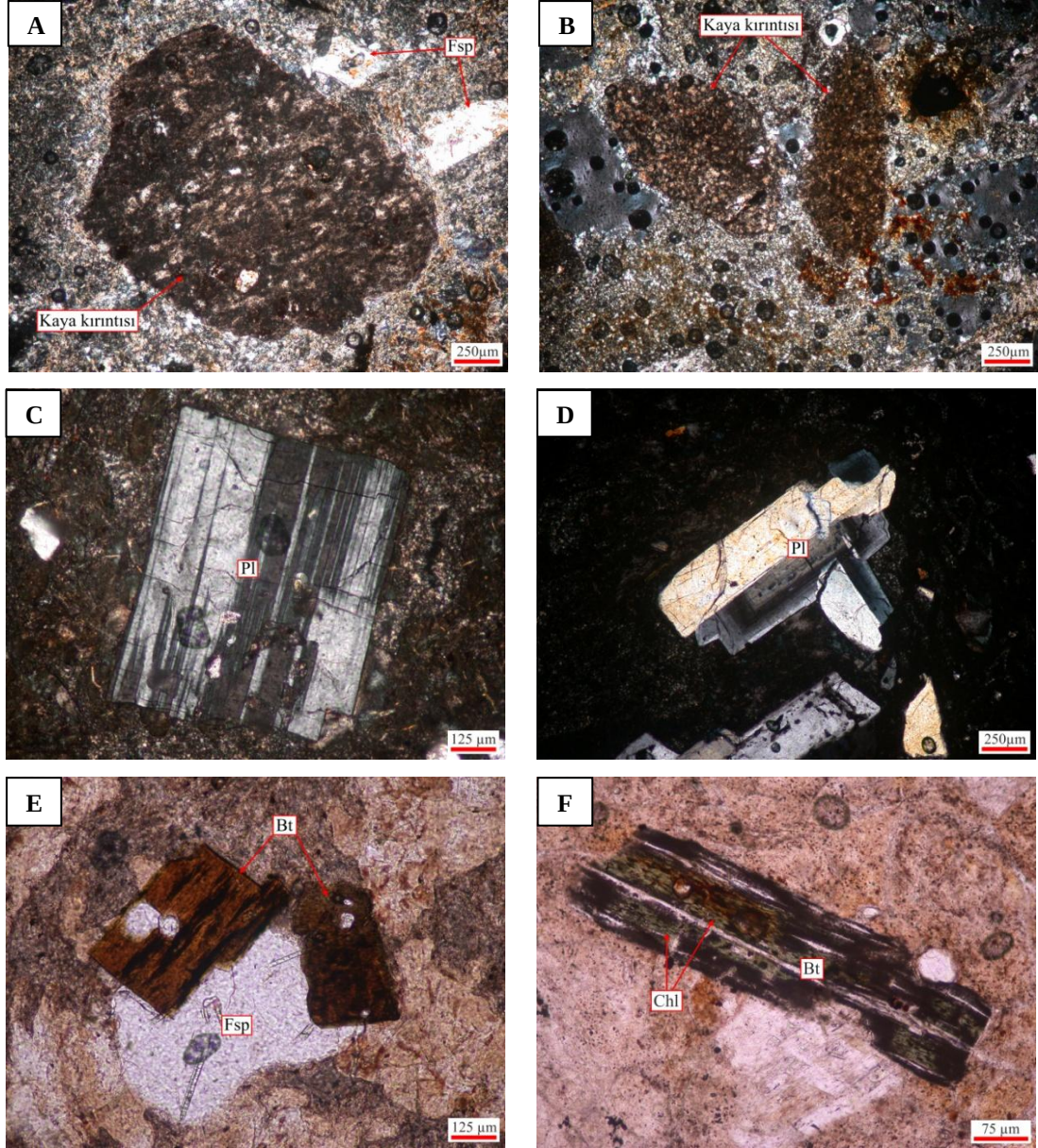
Riyolitik tüfler genellikle sarı, krem renkli yer yer açık-koyu gri ve yeşil renklidir. Tüflerin üst kesimlerinde ince ve orta tabakalanmalar gözlenmektedir (Şekil 2.11). Riyolitik tüflerin taneleri göz önüne alındığında, kuzeyde ve yer yer cevherleşmelerin olduğu kısımlarda piroklastik breş olarak, cevherleşmelerin ve riyolit lav domlarının olduğu kesimlerde ise aglomera olarak gözlenmektedir. Tüflerin piroklastik breşleri genellikle blok niteliğinde riyolit klastları ve volkan camları içermekte (Şekil 2.12A), yer yer bu riyolit klastlar köşeli ve akma yapılı olarak gözlenmektedir (Şekil 2.12B).



Şekil 2.12 A) Tüflerin piroklastik breşleri genellikle riyolit klastları ve volkan camlarıdır. B) Riyolit klastlar genellikle akma yapılı olarak gözlenmektedir

Riyolitik tüfler mikroskop altında incelendiğinde genel olarak kırıntılı bir doku gözlenmiştir (Şekil 2.13A-B). Genel olarak bol miktarda kaya kırıntısı içermekte ve bunun yanı sıra başlıca sanidin, plajiyoklaz, kuvars kristallerinden oluşmaktadır. Sanidinlerde yaygın olarak karlspat ikizlenmesi görülmektedir. Plajiyoklazlar ise zonlu, polisentetik ikizlenmeli (Şekil 2.13C) ve yer yer düzensiz zonlanmalara neden olan konvolut ve salınımlı zonlanmalar gözlenmektedir (Şekil 2.13D). Bazı plajiyoklaz kristalleri ise birbirine paralel ve ikizlenmeleri boyunca yönelimli olarak tek bir kristal olarak büyümüş ve sinosis dokusunu oluşturmuştur. Feldispatlar yoğun olarak serizitleşmiş, killeşmiş ve opaklaşmıştır. Ferro-magnezyen mineral olarak özşekli, belirgin dilinimleri olan ve koyu ile açık kahverengi arasında değişen

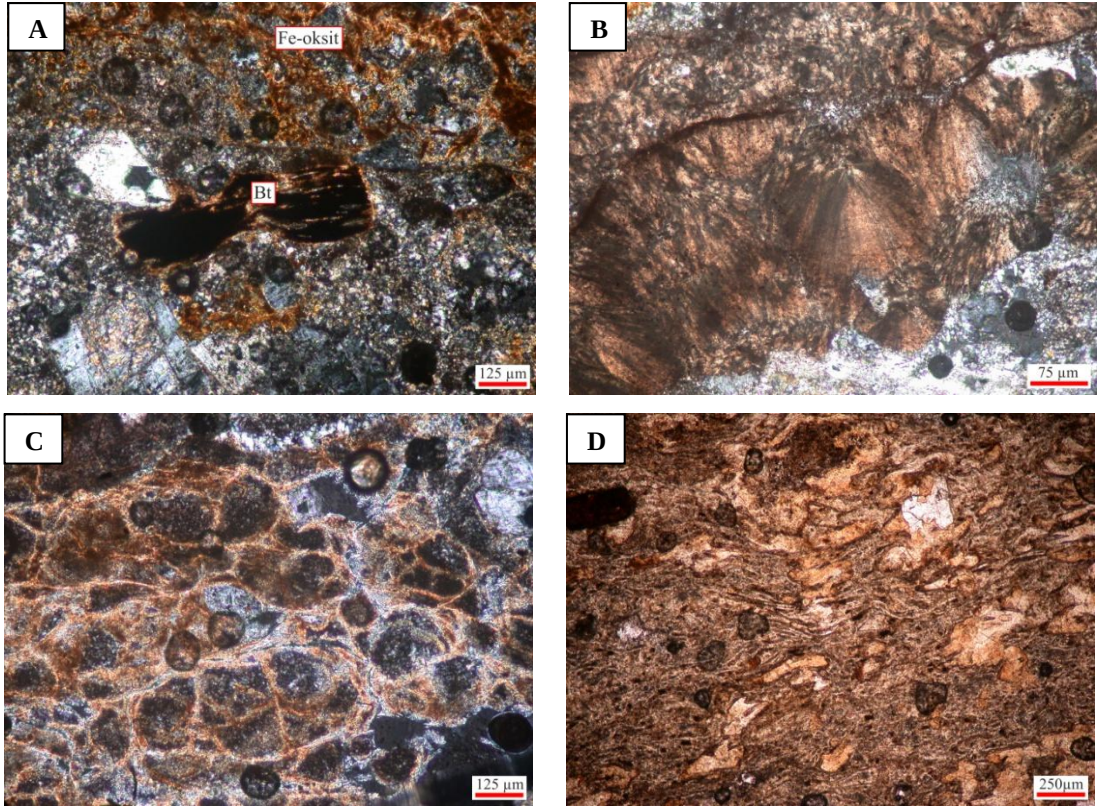
renklere sahip olan biyotit kristalleri gözlenmektedir (Şekil 2.13E). Biyotit kristallerinde yaygın olarak opaklaşmalar gözlenmektedir (Şekil 2.13F).



Şekil 2.13 A ve B, + nikol görünüm) Riyolitik tüfler yaygın olarak kırıntılı bir doku sunmaktadır. C, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristallerinde gözlenen polisentetik ve değişik kalınlıklarda düzensiz zonlanma desenleri sunan konvolut zonlanmalar. D, + nikol görünüm) Plajiyoklazlar gözlenen diğer bir zonlanma türü olan salınımlı zonlanma. E, // nikol görünümü) Çubuksu ve özşekilli biyotit kristalleri. F, // nikol görünümü) Yaygın olarak biyotitlerde gözlenen opaklaşmalar ve kloritleşmeler.

Hematitin egemen olduğu demir-oksitler, damarcıklar ve saçınımlar halinde tüm kayacı katetmektedir (Şekil 2.14A). Ferro-magnezyen mineraller genellikle altere

olmuş ve özellikle demir-oksitlere dönüşmüştür. Bu şekilde ortam koşullarının değişmesi ile demir-oksitler dışarı atılmış ve biyotitlerde opasitleşmeler oluşmuştur. Matriksde genel olarak killeşmeler, az oranda sferülitleşmeler (Şekil 2.14B) ve kesitin bazı kısımlarında felsik camın bünyesine su alması ile oluşan, birbirini kesen, küresel görünümlü sınırları olan perlitik dokular bulunmaktadır (Şekil 2.14C) (McPhie, Doyle ve Allen, 1993). Ayrıca aglomeritik dokuya işaret eden çubuksu, yassı şekilli ve Y şekilli cam parçacıkları (Fiamme) gözlenmektedir (Şekil 2.14D).



Şekil 2.14 A, + nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen opaklaşmalar ve matrikste gözlenen damarcıklar halinde demir-oksit oluşumları. B, + nikol görünüm) Az miktarda gözlenen sferülit oluşumları. C, + nikol görünüm) Felsik camın bünyesine su alması ile oluşan perlitik doku. D, // nikol görünüm) Riyolitik tüflerin yer yer aglomeratik kayaç olduğunu gösteren fiamme dokusu.

2.2.4 Riyolitik Lav ve Domlar

Çalışma alanında, KB-GD uzanımlı Kuru Deresi hattı boyunca riyolitik lav ve domlar halinde gözlenmektedir (Şekil 2.15). Riyolitik tüfleri keserek yerleşmiş olan bu lav ve domlar Oligosen volkanizmanın son ürünlerini temsil etmektedir. Bölgede

gözlenen cevherleşme riyoitik lav ve tüfler ile ilişkili olarak çatlak dolgulu, saçınımlı, damar ve damarcıklar şeklinde yer almaktadır.



şekil 2.15 çalışma alanındaki cevherleşmeler ile doğrudan ilişkili olan riyoitik birimi tabandaki tüm volkanikleri keserek yüzeylemiştir.

Riyoitik lav ve domlar, tüfler içerisinde genellikle dom şeklinde yüzlekler vermektedir. Riyoitik lav ve domlar krem, bej, sarımsı, açık pembe renklerde ve yaygın olarak akma bantları gözlenmektedir (şekil 2.16). Riyoitik lavlar, domun merkezine yakın kesimlerde dik ve dike yakın eēimlidir. Domun merkezinden uzaklařtıķa lavların akıntılarının eēimi azalmaktadır (Yalçınkaya, 2010). Ayrıca breşik tipteki cevherleşme riyoitler ile riyoitik tüfler arasındaki kontaklarda yer almaktadır. Porfiritik dokulu bu riyoitlerin içerisinde cevher Pb, Zn ve Cu cevherleşmeleri dissemine (saçınım), stokvörk (aēsal), breşik ve masif damar tipi olarak gözlenmektedir.



Şekil 2.16 Çalışma alanında gözlenen riyolitik lavlar ve akma yapıları.

Riyolitler içerisinde yoğun olarak gözle de görülebilen sferülitik oluşumlar mevcuttur. Beşir (2003), bu riyolitik lavların yer altı suyu veya yankaya ile karşılaştığı yerlerde ani soğuma sonucunda oluştuğunu belirtmiştir. Böylelikle riyolitik lavların, volkanik cam şeklinde dokanak kayası olarak oluştuğunu ve volkanik aktivitenin sonuna doğru fümerollerin çıkışıyla %60-85 oranında bu volkanik camların devitrifiye olarak sferülitleştiğini belirtmiştir.

Genel anlamda sferülitik doku: Magmadan ani soğuma ile oluşan ve metaduraylı olan cam özellikle ısı ve alkali elementlerin (K, Na) etkisi ile zaman içinde devitrifiye olur. Özellikle silisçe zengin lavlarda akmanın durduğu sıcaklıkta ve bunu izleyen soğuma evresinde lavın devitrifikasyonu ile oluşan ışınal kürelere sferülit adı verilmektedir (Şekil 2.17). Sferülitler püskürmeli ve patlamalı volkanizma sonucu oluşan felsik bileşimli volkan camlarında gelişir. Lifsi (fibröz) veya ince-uzun kristalli, değişik büyüklükte küresel, benekli ve yelpaze şekle sahip formlarla karakterize edilirler. Sferülitik doku camda oluşan çatlaklardan veya fenokristallerin

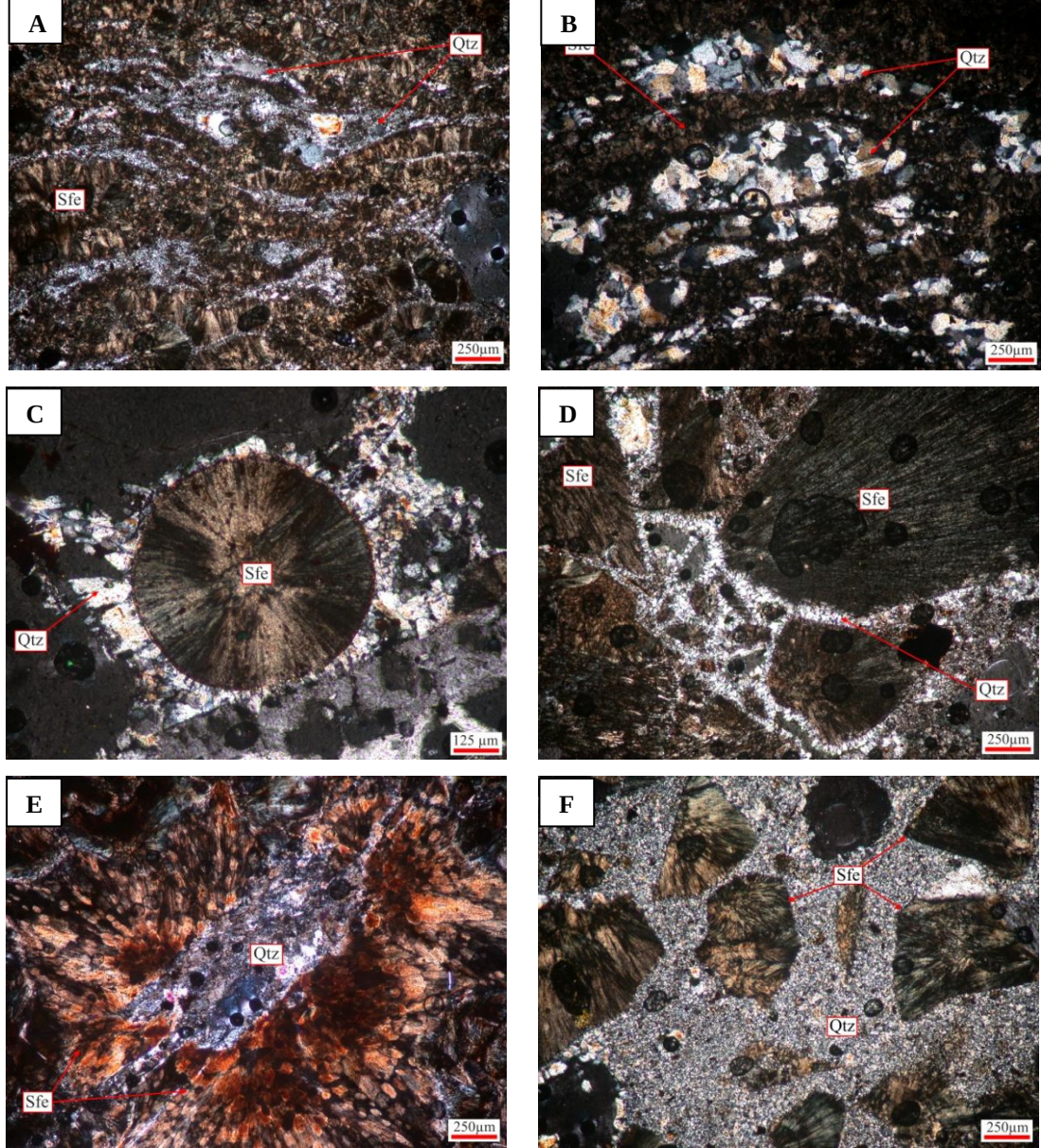
kenarlarından dışarı doğru sferik, radyal veya ışınsal kristaller halinde büyüyebilir; kristaller genelde feldspat ve silika mineralleridir (Mackenzie ve diğer., 1988; Bowes, 1989; Shelley, 1993).



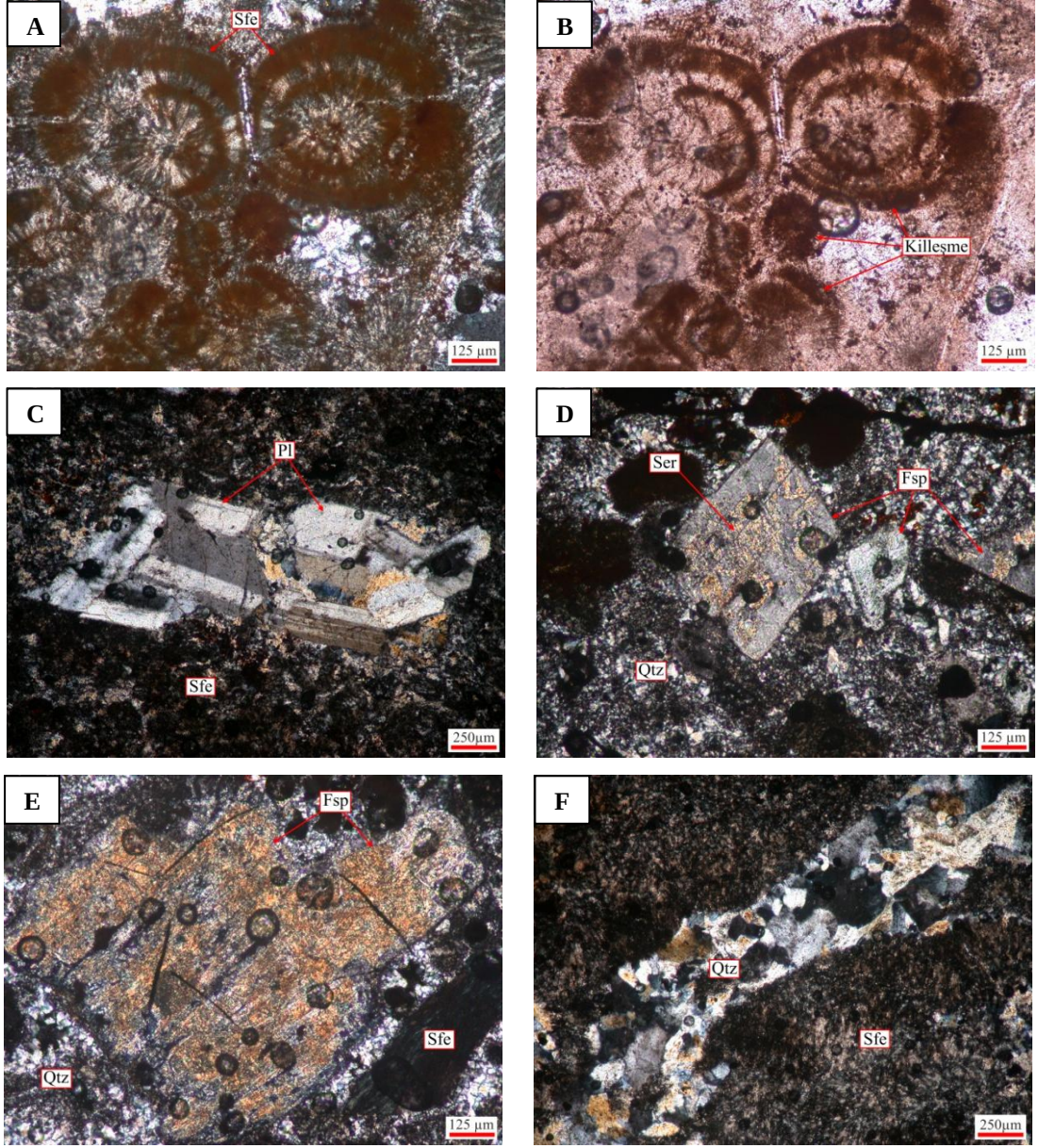
Şekil 2.17 Çalışma alanındaki riyoitler içinde gözle görülebilen boyutta ve yoğun olarak sferülitler mevcuttur.

İnce kesit incelemelerinde, riyoitik lav ve domlar porfiritik dokulu olup, yoğun olarak akma yapıları sunmaktadır (Şekil 2.18A-B). Genel olarak yaygın olarak ışınsal kuvars ve feldspattan oluşan sferülitler gözlenmektedir. Bu sferülitler radyal, yelpaze ve benekli dokuda olup (sırasıyla Şekil 2.18C-D-E), yer yer parçalanmış/kırılmış olarak bulunmakta ve etrafı ikincil kuvarslar tarafından sarılmıştır (Şekil 2.18F). Diğer kayaç yapıcı mineraller ise kuvars ve feldspat fenokristalleridir. Plajiyoklazlar genellikle özşekli ve polisentetik ikizlenmeler sunmakta ve tüflerde de gözlendiği gibi bazı plajiyoklazlarda sinosis dokusu gözlenmektedir (Şekil 2.19C). Sanidinlerde ise zonlanmalar ve karlspat ikizlenmeleri gözlenmektedir. Feldspatların büyük bir kısmı altere olmuştur. Killeşme ve serizitleşme sonucu dayanımını kaybeden feldspat fenokristallerinin bir bölümü parlatma esnasında aşınarak yerlerinde boşluklar bırakmıştır. Bunun yanında geriye

kalan feldispat fenokristallerinde yoğun olarak serizitleşme, killeşme, az miktarda kloritleşme ve yer yer opaklaşma görülmektedir (Şekil 2.19). Genel olarak, riolitik lav ve domlarda yer alan minerallerin çevresinde ve kırık/çatlaklarında yoğun bir silisleşme gözlenmektedir (Şekil 2.19F).



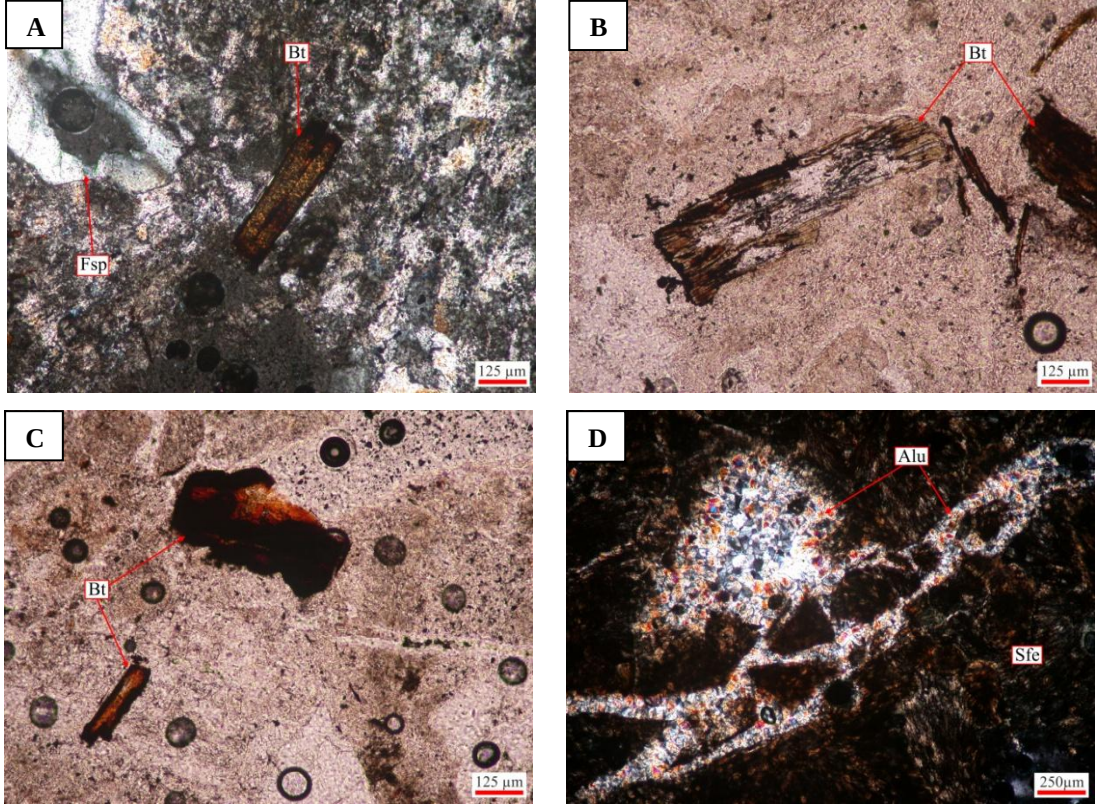
Şekil 2.18 A ve B, + nikol görünüm) Riyoitlerde gözlenen akma yapıları sferülit ve kuvarsdan oluşmaktadır. C, + nikol görünüm) Radyal dokulu sferülit. D, + nikol görünüm) Yelpaze şekilli sferülit kristalleri. E, + nikol görünüm) Benekli dokuya sahip sferülit kristalleri. F, + nikol görünüm) Yer yer kırılmış kristaller halinde gözlenen sferülitler kuvars tarafından çevrenmektedir.



Şekil 2.19 A, + nikol görünüm; B, // nikol görünüm) Matrikste ve sferülitlerde yoğun olarak killeşmeler gözlenmektedir. C, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristalleri birbirlerine paralel olacak şekilde eklenerek sinosis dokusunu oluşturmuştur. D ve E, + nikol görünüm) Feldispatlar genel olarak serizite dönüşmüştür. F, + nikol görünüm) Matriks yoğun olarak silisleşmiş ve yer yer kuvars damarları tarafından kesilmiştir.

Ferromagnezyen mineral olarak biyotit, kayaç bileşiminde eser oranda yer almaktadır (Şekil 2.20A). Biyotitler genellikle çubuksu ve tek yönde belirgin dilinimlidir. Alterasyon olarak, genellikle opaklaşmalar ile birlikte demir-oksit oluşumları ve az oranda kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 2.20B-C). Ayrıca biyotit kristallerinin çevresinde magma ile reaksiyonu sırasında gelişen reaksiyon

haleleri görülmektedir (Şekil 2.20C). Opak mineraller örnek içinde yaygın olarak gözlenmekle beraber başlıca ferromagnezyen (biyotit) mineraller ve feldispatlarla birlikte gözlenmektedir. Matriks yaygın olarak killeşmiş, kısmen serizitleşmiştir. Özellikle sferülitlerin kırık ve çatlak olduğu kesimlerde ikincil kuvars ile birlikte alüntleşmeler gözlenmektedir (Şekil 2.20D).



Şekil 2.20 A, + nikol görünüm; B, // nikol görünüm) Biyotitler belirgin dilinimli ve çubukşu kristaller halinde gözlenmektedir. C, // nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen opaklaşmalar ve reaksiyon haleleri. D, + nikol görünüm) Sferülitin kırık ve çatlaklarında gözlenen alüntleşmeler.

2.2.5 Andezitik Dayk

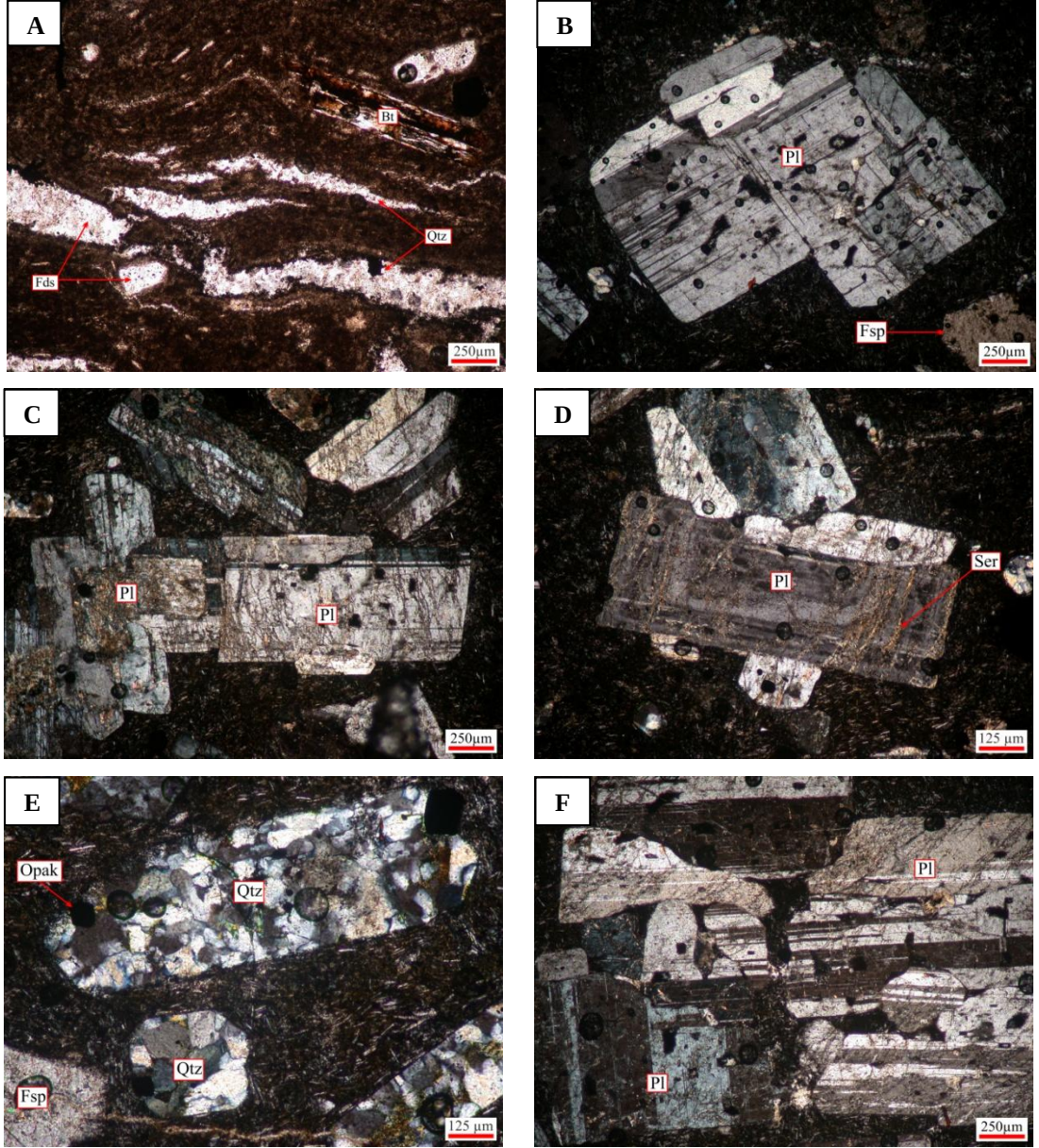
Andezitik dayk, Tahtalıkuyu ile Eskikışla ocaklarının arasında ve Tahtalıkuyu ocağının yaklaşık 600 metre güneyinde; Koru deresinin batısında KB-GD doğrultulu olarak yüzlek vermektedir (Şekil 2.21). Çalışma alanında gözlenen Üst Oligosen volkanizmasının son ürünleridir. Tahtalıkuyu ocağının kuzey sınırında alt kotlara doğru devam edilen tüm üretim galerilerinde cevherleşme andezit daykı ile

kesilmiştir (Yalçinkaya, 2010). Birim, gri ile kahverengi renkleri arasında değişmekte ve yer yer mangan sıvımaları ile hematitleşmeler içermektedir.



Şekil 2.21 Çalışma alanında KB-GD doğrultulu olarak gözlenen andezitik dayk.

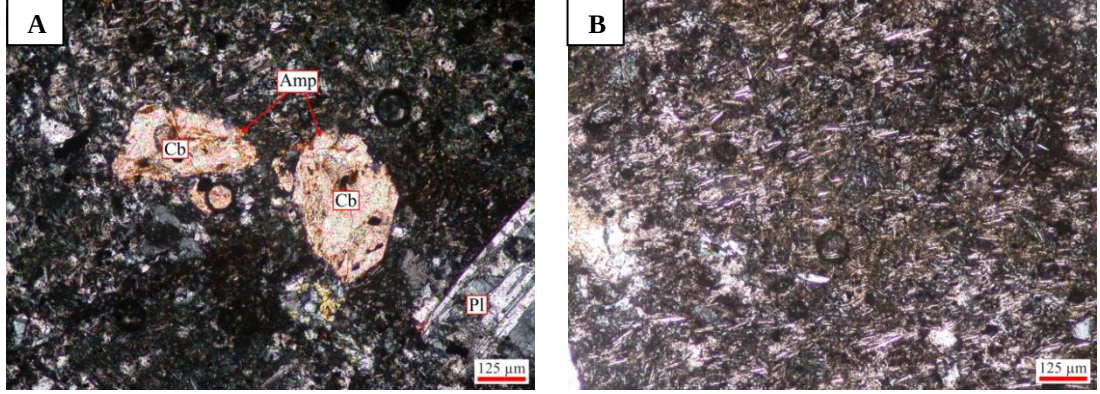
Bu birim üzerinde yapılan mikroskobik incelemeler sonucunda porfiritik dokulu olduğu ve yer yer akma yapıları gözlenmektedir (Şekil 2.22A). Ancak yer yer feldispat mikrokristalleri akma doğrultusunda yarı paralel bir dizilim sunarak trakitik dokuyu oluşturmuştur. Daykın kenar zonlarından alınan örneklerde ise kaya parçaları içeren kırıntılı doku gözlenmektedir. Feldispatlar en yaygın olarak gözlenen kaya oluşturan mineral grubudur. Feldispatlar içinde plajiyoklaz minerali baskın olarak gözlenmekte ve polisentetik ile konvolut zonlanma (Şekil 2.22B) dışında sinosis dokusunda sunmaktadır (Şekil 2.22C). Feldispatlarda aterasyon sonucu az oranda serizitleşme+killeşme+silisleşme gözlenmektedir (Şekil 23D). Yer yer feldispat fenokristalleri tamamen silisleşmiştir (Şekil 2.22E). Diğer yandan, plajiyoklaz fenokristallerinin bir kısmı bir araya gelerek küçük kümeler oluşturmuştur (Şekil 2.22F). Böylelikle glomerofirik adı verilen doku gözlenmiştir.



Şekil 2.22 A, // nikol görünüm) Andezitik dayklarda gözlenen akma yapısı. B, + nikol görünüm) Plajiyoklazlarda gözlenen konvolut zonlanmalar. C, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristallerinin ard arda birleşerek oluşturduğu sinosis dokusu. D, + nikol görünüm) Feldispat fenokristallerinin bir kısmı tamamen silisleşmiştir. E, + nikol görünüm) Plajiyoklazlarda salınlımlı zonlanma ve az miktarda gözlenen serizitleşmeler. F, + nikol görünüm) Plajiyoklaz kristallerinin bir kısmı bir araya gelerek küçük kümeler halinde glomerofirik dokuyu oluşturmaktadır.

Amfibol grubu mineraller, feldispat grubu minerallerinden daha düşük oranda gözlenmektedir. Amfiboller kristallerinin sadece özşekli sınırları gözlenmekte ve bu mineraller tamamen karbonata dönüşmüştür (Şekil 2.23A). Biyotit ise en az oranda gözlenen ferromagnezyen mineraldir.

Matriks ise taze ve taneler rahatlıkla gözle ayırt edilebilmektedir. Matriksi plajiyoklaz minerallerinin mikrokristalleri oluşturmaktadır. Bu plajiyoklaz mikrokristallerinde kırılma kuyruğu adı verilen bir doku gözlenmiştir (Şekil 2.23B). Bu doku volkanik kayacın ani soğuması sonucunda oluşmaktadır (Cox, Bell ve Pankhurst, 1979). Ayrıca yer yer özşekli opak mineraller gözlenmektedir.



Şekil 2.23 A, + nikol görünüm) Az oranda ve sadece kristal sınırları gözlenen amfiboller karbonata dönüşmüştür. B, + nikol görünüm) Matriksi oluşturan plajiyoklaz mikrokristallerinde kırılma kuyruğu dokusu gözlenmektedir.

2.2.6 Alüvyon

Derin bir vadi oluşturan Kuru deresi ve kolları boyunca tutturulmamış blok, çakıl, kum, silt ve kil boyutunda malzemelerden ve bölgedeki diğer kayaç parçalarından oluşmaktadır.

BÖLÜM ÜÇ

MADEN JEOLJİSİ

Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmeleri, bölgede uzun yıllar boyunca işletilmiş ve cevherleşmelerin ekonomikliğini yitirmesinden dolayı kapatılmıştır. Bu iki cevherleşme riyolitik tüf ve domların kontak zonlarında KB-GD doğrultulu damar tipi şeklinde gözlenmektedir. Ayrıca yer yer riylolitik tüf ve lavların içinde stokvörk tipinde cevherleşmelerde gözlenmektedir (Şekil 3.1). Her iki cevherleşme yoğun olarak galen ve daha az oranda sfalerit ve kalkopirit içermektedir. Tahtalıkuyu cevherleşmesi baz metaller dışında gümüş ve altın içeriğine de sahiptir. Cevherleşmelerin üst kotlarında barit baskın gang mineralidir. Ancak cevherleşmelerin alt seviyelerine doğru kuvars baskın gang mineralidir. Tahtalıkuyu cevherleşmesinin 117 metresinden alınan örnek yapılan XRD incelemeleri sonucunda illit ve klorit türü kil mineralleri gözlenmiştir. Eskikışla cevherleşmesine ait ocak kapalı işletme şeklinde işletilirken (Şekil 3.2); Tahtalıkuyu cevherleşmesi açık ocak ve galeri şeklinde işletilmiştir (Yalçınkaya, 2010).



Şekil 3.1 Kuru Pb-Zn yatağında gözlenen Eskikışla, Tahtalıkuyu, Kuyutaşı ve V. Viraj cevherleşmelerinin arazi görünümü (Bakış yönü kuzeye doğru). KB-GD doğrultulu Kuru Deresi zonu (fay zonu) boyunca cevherleşmelerle ilişkili olan riylolitik dom ve lavlar tüfleri keserek yerleşmiştir.



Şekil 3.2 Kuru Pb-Zn yatağında gözlenen Eskikışla cevherleşmesi riyoitik tuf ve domların kontağında breşik türde galen ve daha az oranda sfalerit cevherleşmeleri içermektedir.

Kuyutaşı cevherleşmesi, işletmenin güneydoğusunda Kuyutaşı Tepesi (412 m.)’nde yer almaktadır. Bu ocak önceki yıllarda işletilmiş fakat daha sonra ekonomikliğini yitirdiği için çalışma durdurulmuştur. Arama ve üretim çalışmalarının yeniden yapılmasının ardından cevherleşmenin ekonomik olduğuna karar verilmiş ve 2012 tarihinden bu yana işletilmeye devam edilmektedir (Şekil 3.3). Kuyutaşı cevherleşmesi K-G doğrultulu olup, riyoitik tuf ve lavların dokanağında damar tipi yataklanma şeklinde yer almaktadır. Damar, masif ile breşik arasında değişen bir dokuya sahiptir. Kuyutaşı cevherleşmesinin üst kesimlerinde galen ve kurşun oksitlerin baskın olduğu bir oksidasyon zonu gözlenmektedir. Bu zon yaklaşık 55 metre uzunluğa sahiptir. Bu oksidasyon zonunun farklı seviyelerine ait sondaj örnekleri üzerinde yapılan XRD çalışmaları sonucunda baskın olarak kaolin ve diki killerin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 3.5). Daha az oranda ise illit ve klorit türü kil mineralleri gözlenmektedir. Oksidasyon zonunun alt kotlarında dereceli olarak kalkopiritin baskın olduğu bakırca zengin bir zona geçilmektedir.



Şekil 3.3 Kuru Pb-Zn yatağında gözlenen Kuyutaşı cevherleşmesine ait galeri girişi.

V. Viraj cevherleşmesi, maden geliş yolu üzerinde bulunmuştur. Bu cevherleşmenin diğer cevherleşmelere oranla daha küçük boyutta cevher içerdiği sondaj verileri ile saptanmıştır. Bu cevherleşme riyolitik tüfler içinde ve riyolitik lavlar ile tüflerin kontağında oluşmuştur. Cevherleşme genel olarak damar tipi olup, yer yer barit ve kuvars damarları da gözlenmektedir. V. Viraj cevherleşmesi, diğer cevherleşmelere oranla daha yüksek miktarda sfalerit içermesi ile karakterize olmaktadır. Cevherleşmenin deniz seviyesi üzerinde 150 ile 160 metreleri arasından alınan sondaj örneklerinde kaolen, klorit ve $\pm$ illit türü kil mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.5). V. Viraj cevherleşmesinde işletme planlarının düzenlemesine devam edilmesinden dolayı üretim çalışmalarına başlanmamıştır.

Tesbihdere cevherleşmesi, çalışma alanının doğusunda Oligosen yaşlı dasitik lav ve tüfler ile riyolitik tüflerin dokanağında D-B doğrultulu damarlar/faylar ile ilişkilidir (Şekil 3.4). Cevherleşme başlıca sfalerit ve daha az oranda galen ve kalkopirit minerallerinden oluşmaktadır. Baskın gang minerali olan kuvars, 2 mm'yi aşan boyutlarda orta-iri taneler halinde gözlenmektedir. Cevherleşmeye ait damar ortalama 5 metre kalınlığında (maksimum 10 metre) ve GB'ya doğru 50 ile 75 derece arasında değişen dalıma sahiptir. Ocağa ait galerinin uzunluğu 250 metreyi aşmaktadır. Bu ocakta bölgedeki diğer ocaklar gibi uzun yıllar boyunca işletilmiştir.

Günümüzde, cevherleşmeye ait ocağın tehlikeli olmasından dolayı kapatılmıştır. Bu nedenle bu cevherleşmeye ait çalışmalar, ocak girişinden (deniz seviyesi üzerinde 375 metre) alınan cevher örnekleri üzerinde yapılmıştır.

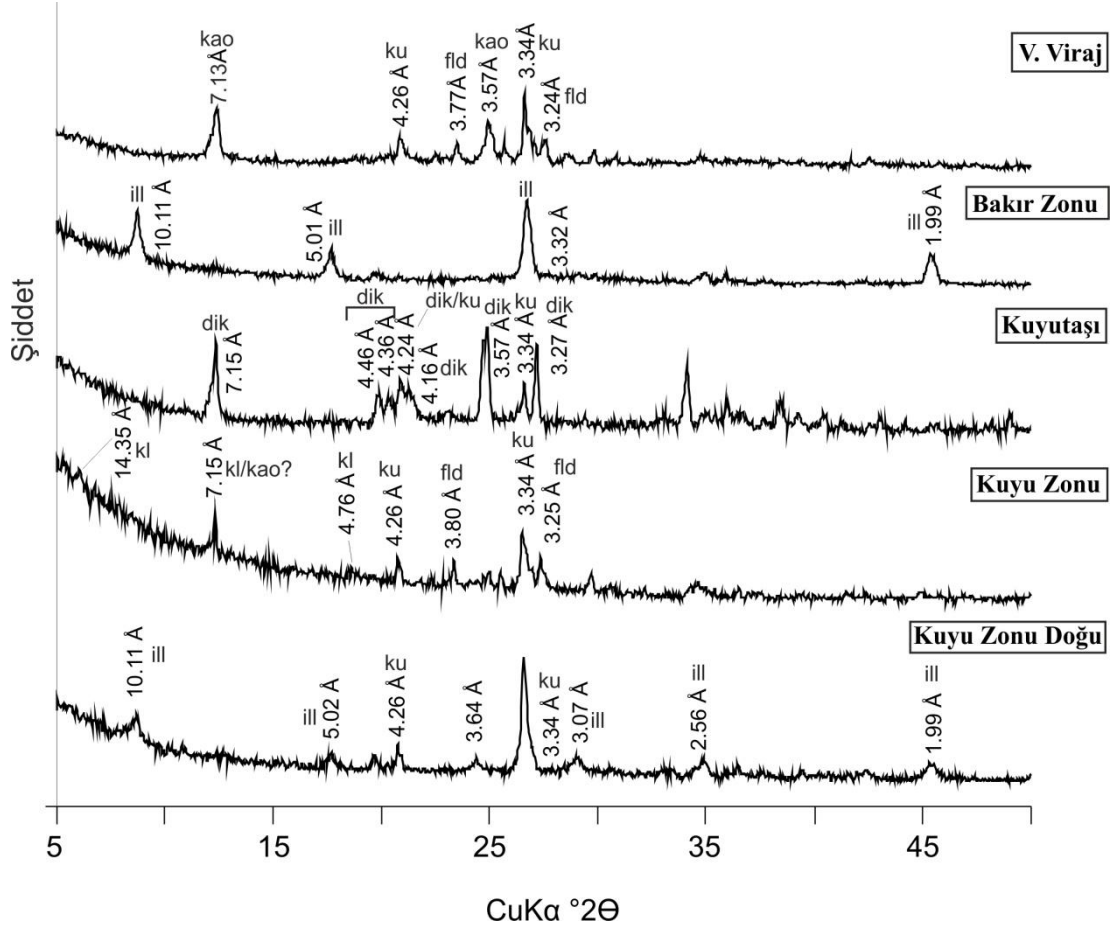


Şekil 3.4 Kuru Pb-Zn yatağının doğusunda yer alan Tesbihdere cevherleşmesinin galeri girişi. Cevherleşme, dasitik lav ve tüfler ile riyolitik tüflerin dokanağında D-B uzanımlı damar tipi olarak gözlenmektedir.

Bakır Zonu cevherleşmesi, çalışma alanının doğusundaki Tesbih Dere'nin yanında ve Tesbihdere cevherleşmesinin güneybatısında Alt Oligosen yaşlı dasitik tüf ve lavların içinde, damar tipi cevherleşme olarak yerleşmiştir. Diğer cevherleşmeler kurşun ve çinko minerallerince baskın iken, Bakır Zonu cevherleşmesi adından da belli olduğu üzere bakırca zengin minerallerden meydana gelmektedir. Yüksek pirit içeriğine sahip cevher damarı D-KD'ya doğru 80-85 derece dalımlıdır. Damar kalınlığı genel olarak ortalama 0,6 metre genişliğinde, ancak yer yer maksimum 1,5 metreye varan damar kalınlıklarda da gözlenmektedir. Bakır Zonu cevherleşmesi başlıca kalkopirit ve daha az oranda malakit, azurit, kovellit ve bornitten oluşmaktadır. Ayrıca, maden ocağının en alt kesimlerinde nabit bakır gözlenmektedir. Bakır Zonu cevherleşmesinin farklı seviyelerine (deniz seviyesi üzerinde 273,4 ile 208,4 metreleri arasında) ait sondaj örneklerindeki XRD incelemeleri sonucunda illit ve klorit türü kil mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.5). Bu

cevherleşmeye ait galeri günümüze kadar yaklaşık 100 metre boyunca işletilmiştir. Ocaktan cevher alımı aktif olarak devam etmektedir.

Kuyu Zonu cevherleşmesi, Bakır Zonu cevherleşmesinin 175 metre kuzeyinde ve D-B doğrultulu Üst Oligosen yaşlı geç evre andezitik daykın içinde yer almaktadır. Riyolitik tüflerin içinde yer alan andezitik dayk yaklaşık 50 metre genişliğindedir. Bu cevherleşme maden işletme açısından “Kuyu Zonu Batı”, “Kuyu Zonu Merkez” ve “Kuyu Zonu Doğu” olmak üzere üç bölüme ayrılmaktadır. Cevherleşme yüzeyden iki dere tarafından (faylı) ayrılmakta ve silisleşmenin daha baskın olduğu doğu kesimi aşınmadan etkilenmemiştir. Bu nedenle, cevherleşmenin doğu kısmı topoğrafik olarak daha yüksekte bulunmaktadır. Kuyu Zonu cevherleşmesi başlıca kalkopirit ve daha az oranda sfalerit ve galen minerallerinden oluşmaktadır. Fakat yer yer galen ve sfalerit miktarı kalkopiritten daha fazla gözlenmektedir. Cevherleşmenin “Kuyu Zonu Doğu” kolundan alınan yüzey örneğinde illit killeri; sondaj karotlarının 309 ile 308 metresinden (deniz seviyesi üstünde) alınan örneklerde ise illit, klorit ve kaolen türü kil mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.5). Cevherleşme damar tipi şeklinde ve damarın dalımı kuzeye doğru 60 ile 80 derece arasında değişmektedir. Baskın gang minerali olan kuvars, cevherleşme damarının içinde yaklaşık 2 metre genişliğe sahip ve 150 metre aşağıya doğru takip edilebilmektedir. Daha düşük oranda saçınım ve stokvörk tipinde kalkopirit, galen ve sfalerit yan kayaçta yaklaşık 1,5 metre genişliğinde haleler oluşturmaktadır. Ayrıca, maden ocağında fayların kesiştiği kesimlerde daha yüksek oranda kalkopirit ve galen bulunmaktadır. Günümüzde aktif olarak işletilen ocağa ait galerinin uzunluğu 100 metredir. Ancak, damarın daha da derinlerde de devam ettiği düşünülmektedir.



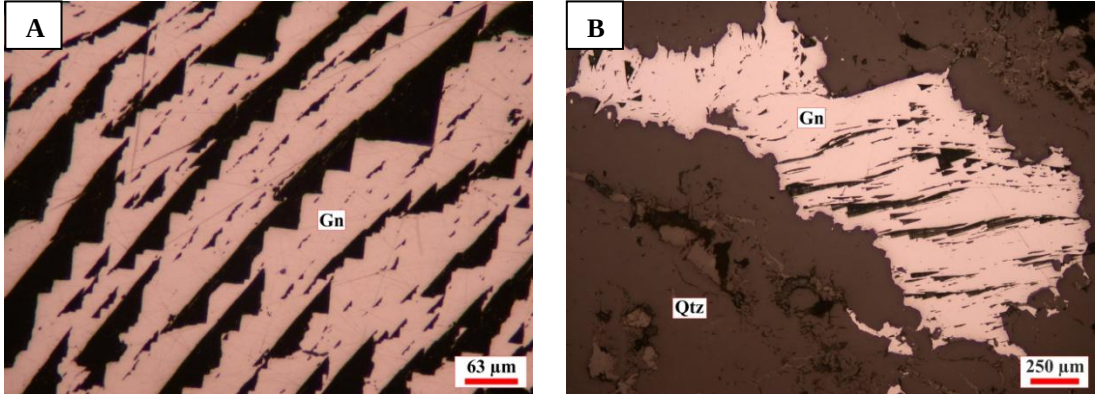
Şekil 3.5 Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn yatağındaki cevherleşmelerde baskın olarak gözlenen killerin temsili XRD desenleri (ku: kuvars, fld: feldispat, ill: illit, kao: kaolen, dik: dikit ve kl: kloriti temsil etmektedir).

BÖLÜM DÖRT

CEVHERLEŞME

4.1 Kuyutaşı Ocağı

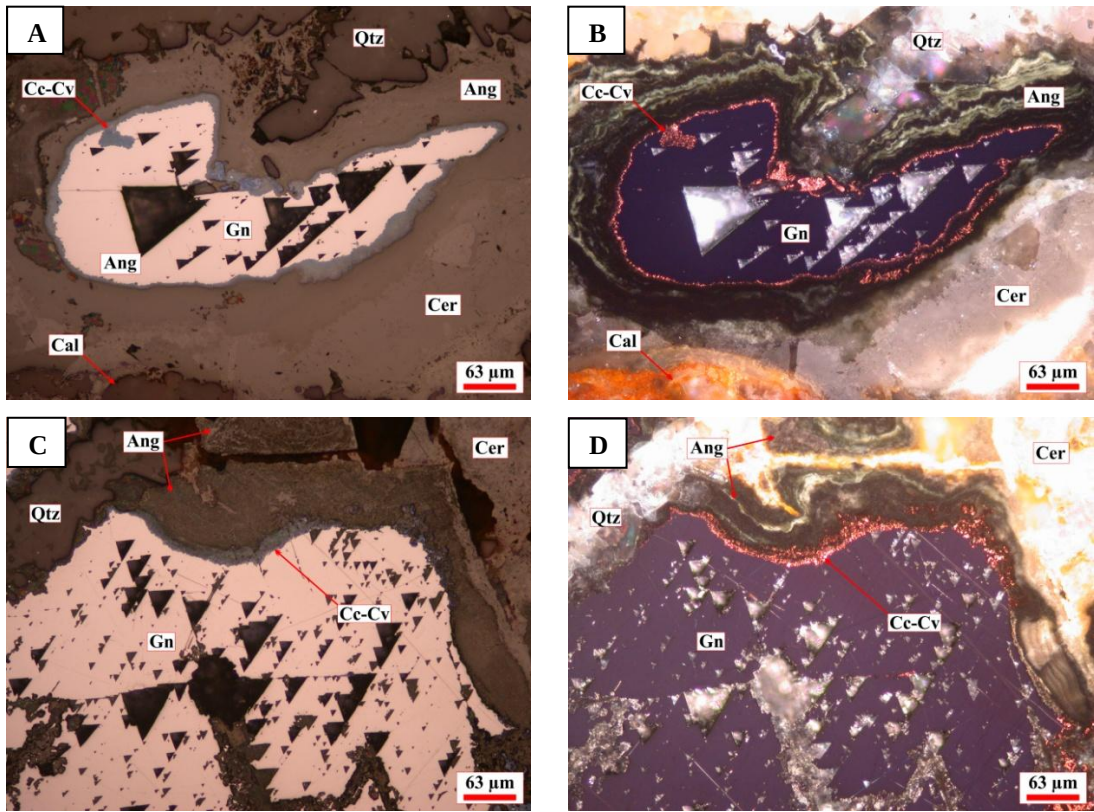
Kuyutaşı cevherleşmesinde makroskobik olarak da gözlenen en yaygın birincil cevher minerali galendir. Cevherleşme bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, pirit ve daha az miktarda sfalerit, markazit, bornit, mangan oksitler ve speküler hematit minerallerinden oluşmaktadır. Kuvars cevherleşmede yaygın olarak gözlenirken, barit ve kalsit az miktarda gözlenmektedir. Galen, cevher mikroskobisi incelemelerinde, parlak beyaz-gri rengi ve tipik üçgen yırtıkları ile kolaylıkla tanımlanmaktadır (Şekil 4.1A). Bu üçgen yırtıklar bükülme kıvrımları göstermesi nedeniyle deformasyondan etkilendikleri anlaşılmaktadır (Şekil 4.1B). Çoğunlukla tektonizma etkisiyle galen parçalanmış olup kataklastik bir doku sunmaktadır.



Şekil 4.1 Galenlerde gözlenen tipik üçgen yırtıklar (A, // nikol görünüm) ve deformasyondan kaynaklanan bükülme kıvrımları (B, // nikol görünüm).

Cevherleşmenin yüzey kesimlerinde galenin ayrışmaya uğradığı okside bir zon gözlenmektedir. İri-öz şekilli galen mineralleri kristal sınırları boyunca konsantrik/ritmik oluşumlar ve kemirilmeler halinde anglezit ve serüsite dönüşmektedir (Şekil 4.2). Anglezit, düşük pH ve yüksek SO_4^{2-} ortamda ve su tablası seviyesi civarında asidik koşullar altında yaygın olarak oluşmaktadır. Kurşunca zengin sistemlerde, galenin oksitlenmesi ile çevresini konsantrik bir kabuk şeklinde sarar (Reichert, 2009; Taylor, 2011). Mikroskobik incelemelerde, anglezit, koyu

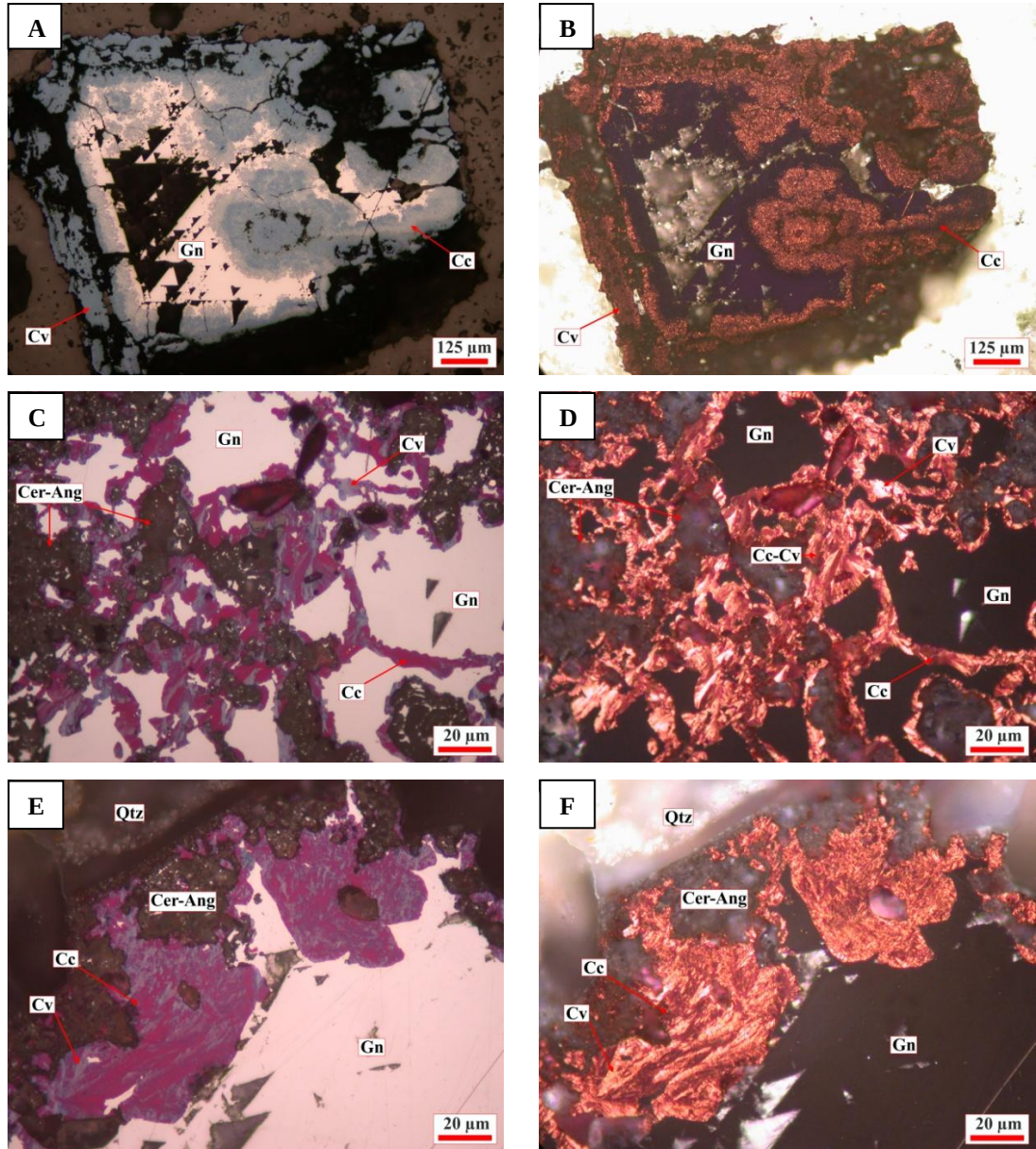
kahve-siyah renklerde galen çekirdeğini kabuk şeklinde sarmakta ve serüzit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.2A-B). Serüzit, anglezite göre daha açık kahvemsi renkli, kuvvetli anizotropi ve refleksiye sahiptir. İnce kristalleri bulutumsu bir görünüm sunmaktadır. Diğer yandan, galenin kısmen veya tamamen kalkozin-kovellin tarafından ornatımları da gözlenmektedir. Süperjen kalkozin-kovellin, galenlerin ayrışma ürünü olarak oluşan serüzit ve anglezit ile birlikte kolloform oluşumlar sunmaktadır (Şekil 4.2). Bu ritmik desenler ortam koşulları hakkında düzenli bir değişime işaret etmektedir.



Şekil 4.2 Oksidasyon zonunda galenin ayrışması/ornatılması sonucu oluşan serüzit-anglezit ile birlikte kalkozin ve kovellinin oluşturduğu kolloform yapı (A ve C, // nikol görünüm; B ve D, + nikol görünüm).

Yaygın olarak gözlenen kovellin tek nikolde mavi (Şekil 4.3A) ve yağda açık mavimsi gri (Şekil 4.3C-E) renklerde gözlenmektedir. Çift nikolde ise turuncu-portakal tonlarında çok kuvvetli anizotropi renklere sahiptir (Şekil 4.3B-D-F). Kovelline göre çok daha az oranda gözlenen kalkozin, tek nikolde havada açık

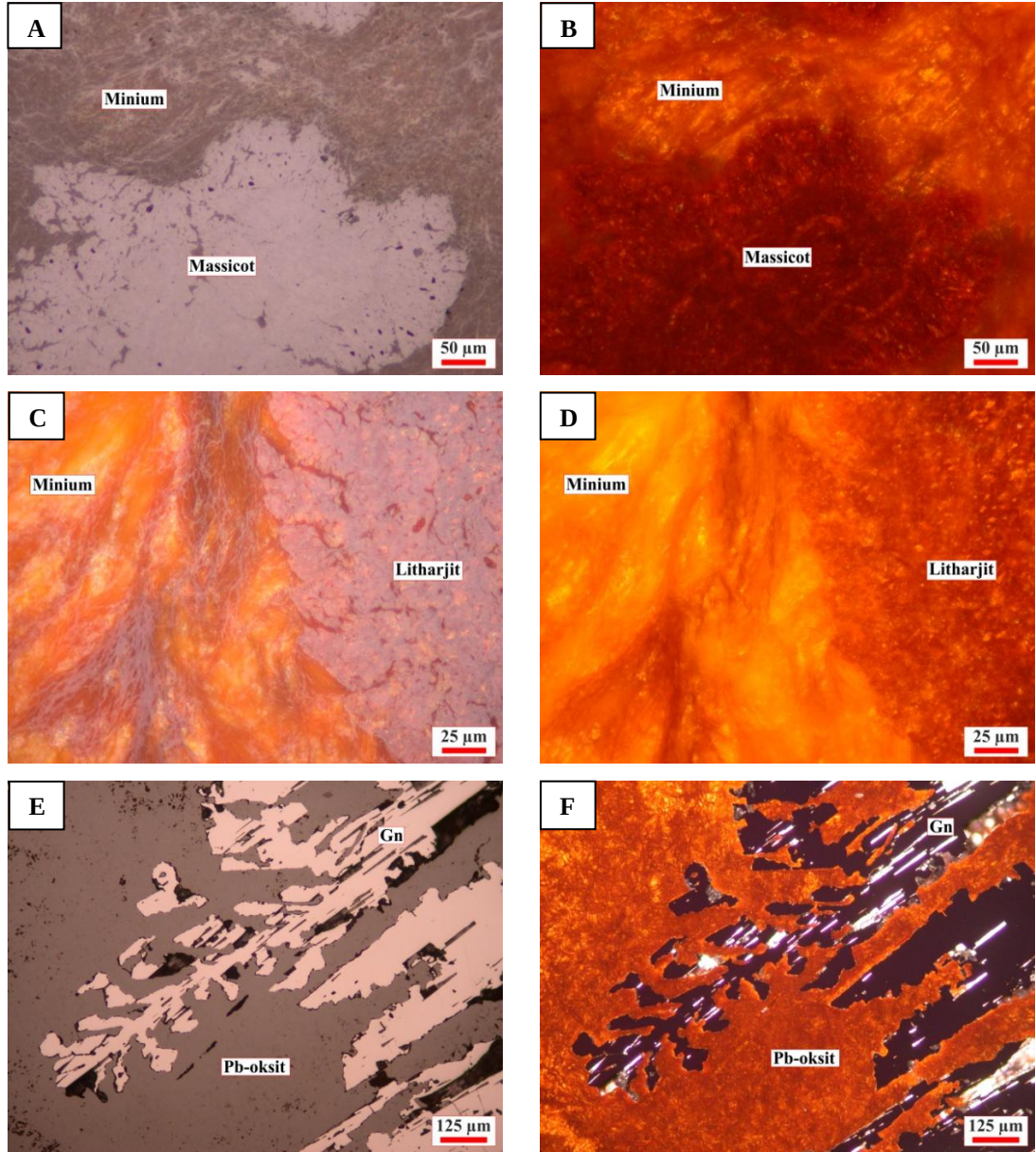
mavimsi gri ve yağda mor renklerde (Şekil 4.3A-C-E); çift nikolde ise kırmızımsı kahve tonlarında düşük anizotropi renklerine sahiptir (Şekil 4.3B-D-F).



Şekil 4.3 Oksidasyon zonunda galen mineralinin kısmen veya tamamen ayrışması/ornatılması sonucu oluşan kalkozin-kovellin oluşumları (A-C-E, // nikol görünüm; B-D-F + nikol görünüm).

Anglezit kabuk ve serüzit yüzeye yaklaştıkça muhtemelen doğrudan oksijenin serbest kalmasından dolayı kurşun oksitlere dönüşmektedir. Yer yer galen kırıntıları da içeren anglezit ve serüzit dışı doğru, kırmızı ve sarı renklerde gözlenen massicot, minium ve litharjit kurşun oksitlere dönüşmektedir (Şekil 4.4A-B-C-D). Oksidasyon

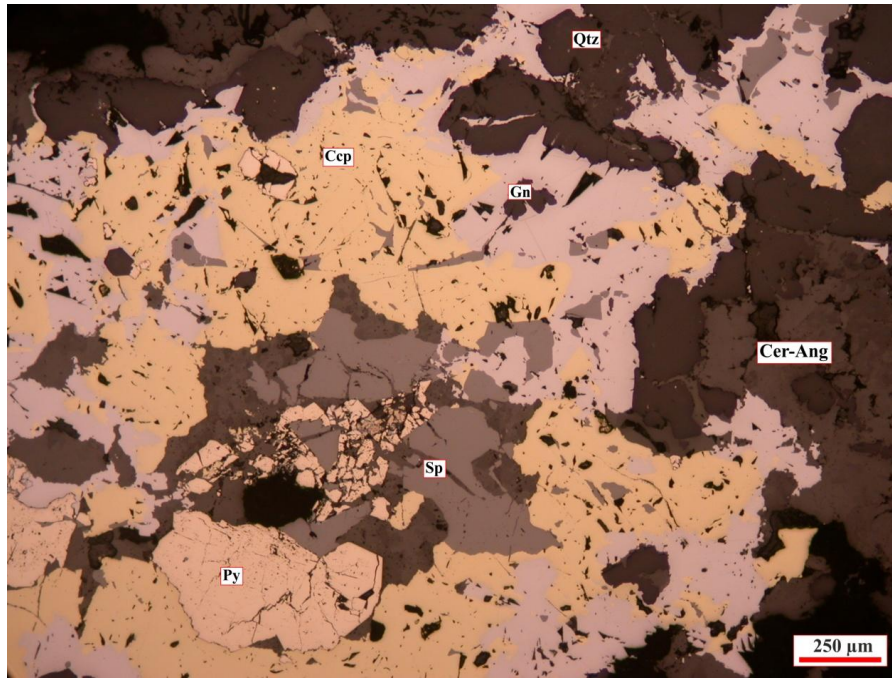
sonucunda galenin klivaj ve kristal sınırları boyunca iskeletik bir doku meydana gelmiştir (Şekil 4.4E-F-G-H). Damarın bu üst seviyesi cevherleşmenin oksidasyon zonunu temsil etmektedir.



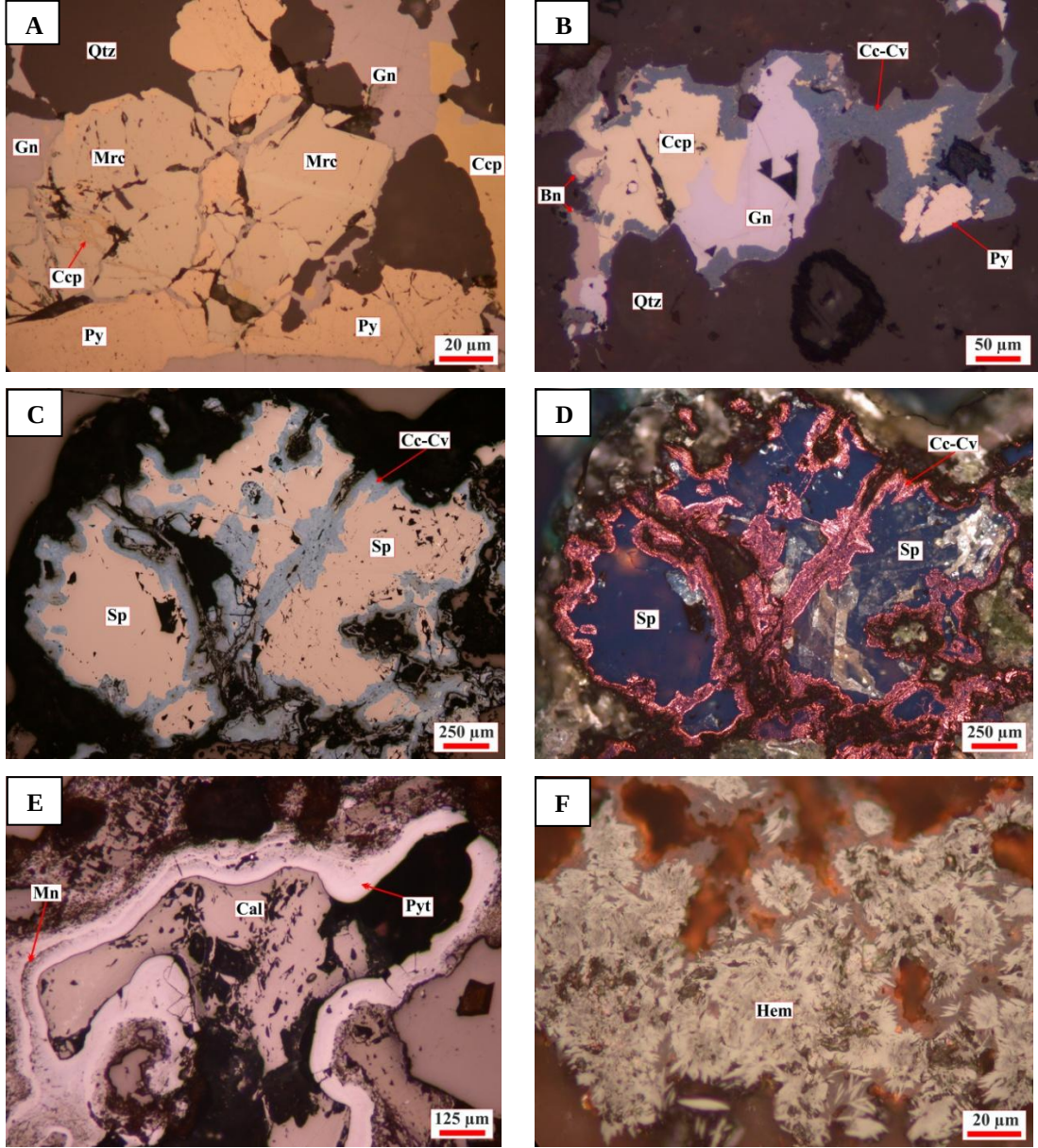
Şekil 4.4 Cevherleşmenin yüzey kısımlarında gözlenen Pb-oksitler (A-C, // nikol görünümü; B-D, + nikol görünümü) ve iskeletik doku (E, // nikol görünümü; F, + nikol görünümü).

Damarın üst seviyesindeki oksidasyon zonunda, ana cevher minerallerinin oluşum sırası başlıca erken evre pirit, sfalerit ve eş oluşumlu galen ve kalkopirittir. (Şekil 4.5). Pirit, genellikle öz-yarı öz şekilli ve tane boyları ortalama 70 µm’yi aşmayan

kristaller halinde gözlenmektedir. Pirit ile birlikte tek nikolde yeşilimsi gri renklere gözlenen markasit, piritin oksidasyon ürünü olarak görülmektedir (Şekil 4.6A). Markasit oluşumu, cevher getiren akışkanların asidik ($\text{pH} < 5$) türde olduklarını göstermekte ve sülfid türlerinin kısmen okside veya daha fazla okside kükürt türleri ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, HSO_3^- vb.) ile reaksiyona girdiğine işaret etmektedir (Murowchick ve Barnes, 1986). Kalkopirit ise yaygın olarak bornit tarafından ornatılmaktadır. Kalkopirit, bornit ve sfalerit kısmen okside olmuş ve galende de gözlendiği gibi kalkozin-kovellin tarafından ornatılmıştır (Şekil 4.6B-C-D). Diğer yandan, yer yer piroluzit ve daha az oranda manganit gözlenmekte ve bu mangan oksitler iç içe büyümlü kolloform dokulu olarak gözlenmektedirler (Şekil 4.6E). Bu doku düşük ısı yüzey ortamını temsil etmektedir. Bunların dışında, lokal olarak az miktarda speküler hematit (Şekil 4.6F) ve piritin ornatılan götit gözlenmektedir (Şekil 4.7).



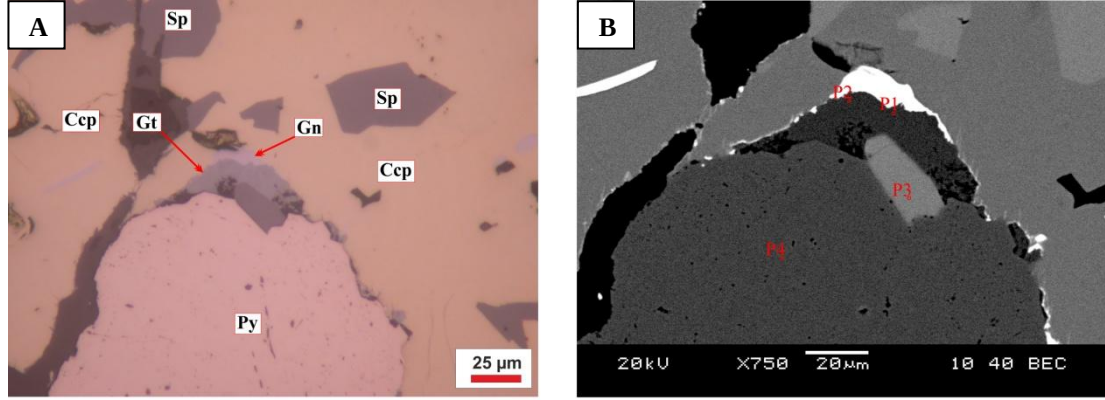
Şekil 4.5 Cevherleşmenin oksidasyon zonunda galen ile birlikte parajenezde yer alan pirit, kalkopirit ve sfalerit mineralleri (// nikol görünümü).



Şekil 4.6A, // nikol görünüm) Piritin alterasyon ürünü markasit mineralleri. B, // nikol görünüm) Bornit kalkopiriti ornatmakta; diğer yandan her iki mineral kalkozin-kovellin tarafından ornatılmaktadır. C, // nikol görünüm; D, + nikol görünüm) Sfalerit sınırları boyunca gözlenen kalkozin-kovellin ornatımları. E, // nikol görünüm) Kolloform doku sunan pirolüzit ve manganit (mangan oksitler). F, // nikol görünüm) yer yer az oranda gözlenen speküler hermatit.

Galen ve kurşun oksitler miktar açısından derin seviyelere doğru azalma eğilimindedir. Düşey olarak kalkopirit, tenantit, tetraedrit, kübanit, enarjit ve bornit gibi bakır minerallerinin baskın olduğu bir zona geçiş gözlenmektedir (Şekil 4.8). Derin seviyelerde en yaygın gözlenen bakır minerali olan kalkopirit, özşekilli pirit tanelerini çevrelemektedir (Şekil 4.8A). Kalkopiritten sonra en yaygın gözlenen diğer

bakır minerali bornit, kahvemsı tonlarda ve belirgin lamel ikizlenmelere sahiptir. Bornit, genel olarak kalkopirit ve galeni ornatmaktadır (Şekil 4.8A-B-C).

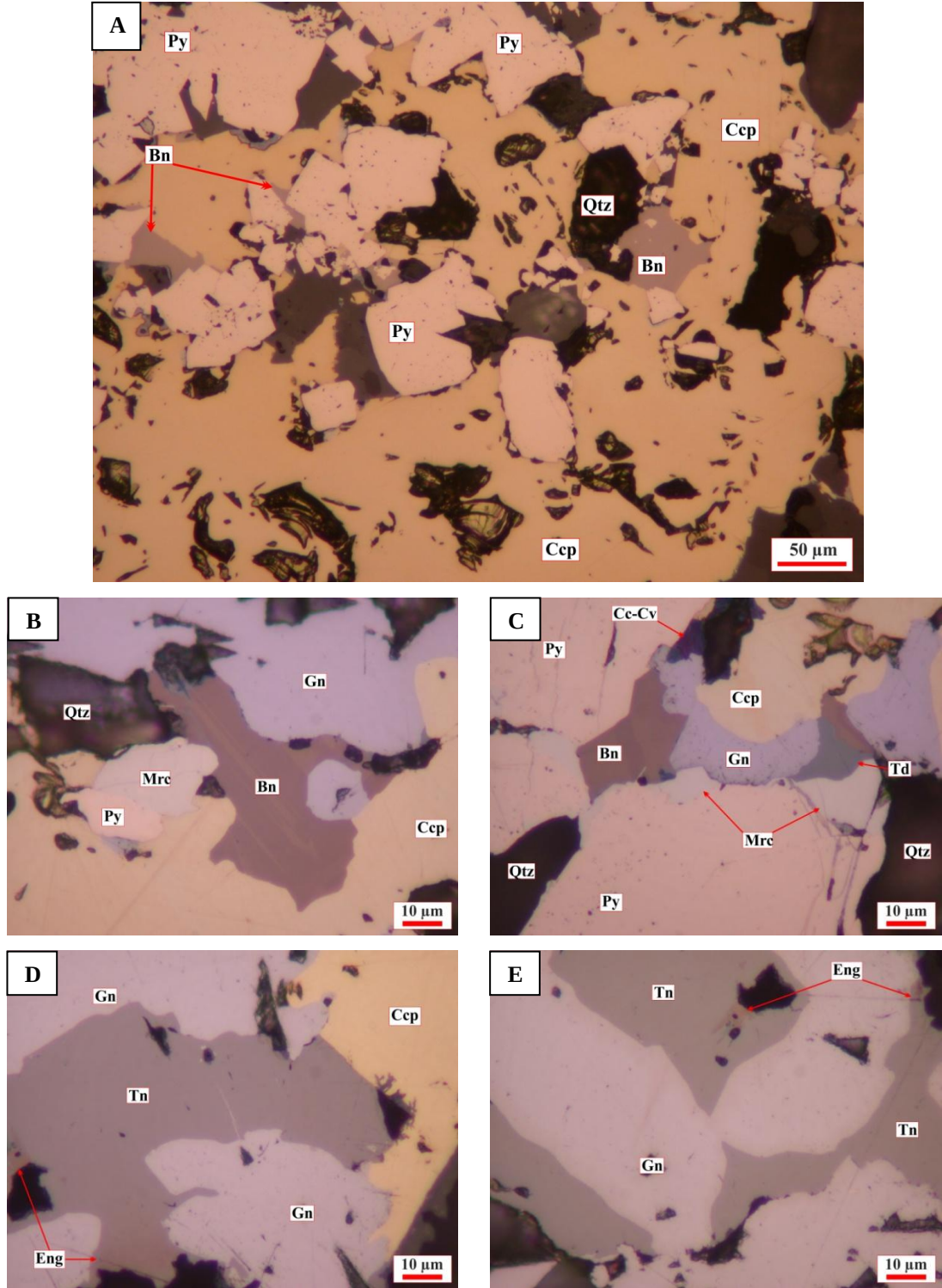


Kimyasal Bileşim (wt.%)

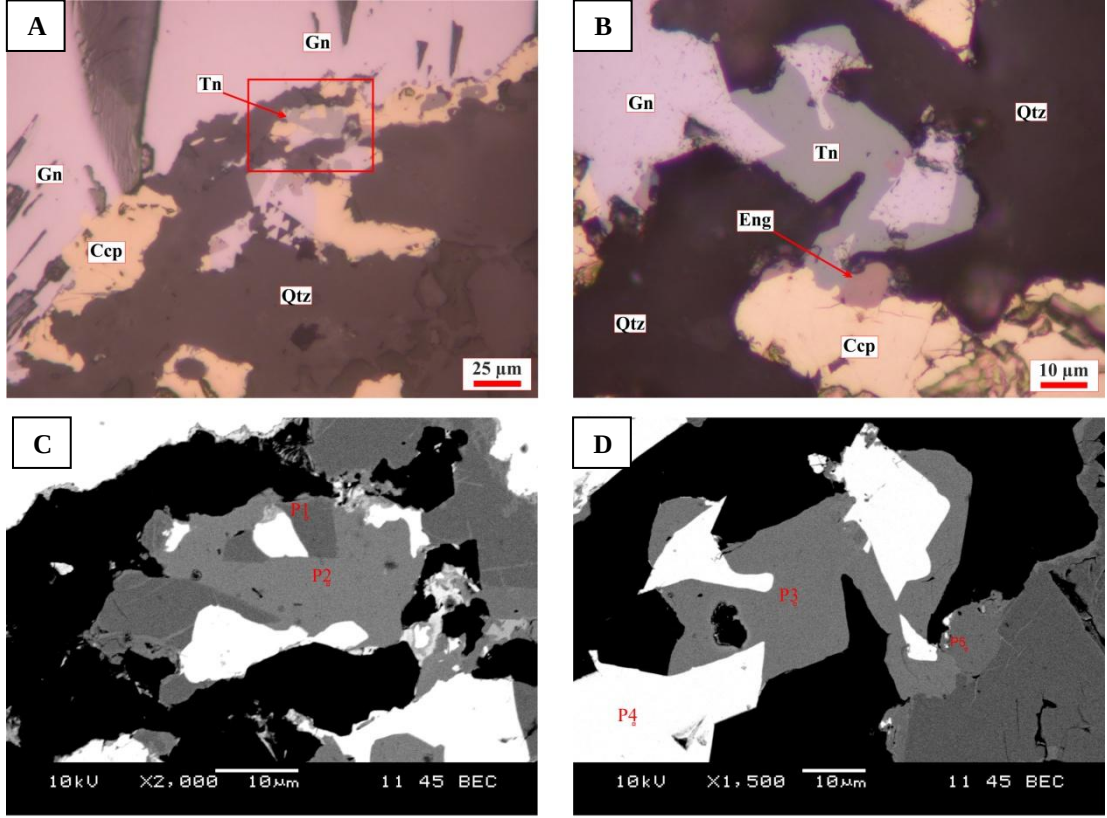
P1	P2	P3	P4
Fe - 89,535 wt.%	Fe - 91,754 wt.%	Zn - 60,563 wt.%	S - 49,830 wt.%
Hg - 3,663 wt.%	Hg - 2,546 wt.%	S - 30,319 wt.%	Fe - 43,331 wt.%
Pb - 3,656 wt.%	Pb - 2,278 wt.%	Fe - 3,087 wt.%	Pb - 2,557 wt.%
Cu - 0,791 wt.%	Zn - 0,644 wt.%	Pb - 1,629 wt.%	Hg - 1,332 wt.%
Zn - 0,584 wt.%	Cu - 0,627 wt.%	Hg - 1,165 wt.%	Se - 0,503 wt.%
Se - 0,514 wt.%	Se - 0,404 wt.%	As - 0,663 wt.%	Zn - 0,464 wt.%
Ag - 0,378 wt.%	Co - 0,397 wt.%	Se - 0,650 wt.%	Te - 0,445 wt.%
Co - 0,347 wt.%	Ag - 0,372 wt.%	Ag - 0,619 wt.%	Cu - 0,390 wt.%
Te - 0,270 wt.%	Sb - 0,221 wt.%	Sb - 0,496 wt.%	Ag - 0,384 wt.%
Sb - 0,262 wt.%	Te - 0,218 wt.%	Cu - 0,378 wt.%	Sb - 0,338 wt.%
S - 0,000 wt.%	S - 0,000 wt.%	Te - 0,287 wt.%	Co - 0,269 wt.%
		Co - 0,143 wt.%	As - 0,157 wt.%

Şekil 4.7 SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen götit (P1-2), sfalerit (P3) ve pirit (P4) minerallerinin SEM görünüşleri ve kimyasal element içerikleri (A, // nikol görünüm; B, SEM görünüm).

Fahlerz grubu tenantit ve tetraedrit, cevherleşmenin en alt seviyelerinde yaygın olarak gözlenmektedir. Tetraedrit zeytin yeşili rengine yakın tonlarda gözlenmekte ve yaygın olarak borniti ornatmaktadır (Şekil 4.8C). Tenantit ise tetraedrite göre daha açık yeşilimsi gri renklerde gözlenmektedir (Şekil 4.8D-E). Lokal olarak kahvemsı gri renkli enarjit dereceli olarak tenantit tarafından ornatılmıştır (Şekil 4.8D-E). Enarjit ve tenantit üzerinde yapılan SEM-EDS analizi sonucunda, kimyasal içeriklerinin birbirlerine yakın olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.9). Literatürde bu tür enarjit kalıntılı tenantit mineraline “lekeli enarjit” denilmektedir (Pişkin, 2002). Bu geç evre tenantit ve enarjit yaygın olarak galen ve kalkopiriti ornatmaktadır.



Şekil 4.8 A, // nikol görünümü) Cevherleşmenin daha derin seviyelerine doğru galen miktarında azalış, bakırca zengin mineraller bakımından ise zenginleşme gözlenmektedir. B, // nikol görünümü) Galen ve kalkopiriti ornatmış bornitte gözlenen lamel ikizleri. C, // nikol) yeşilimsi zeytin renginde gözlenen tetraedrit borniti ornatmaktadır. E-F, // nikol) Yeşilimsi gri renklerde ve enarjit kalıntıları içeren tenantit. Yaygın olarak galen ve kalkopiriti ornatmaktadır



Kimyasal Bileşimi (wt.%)

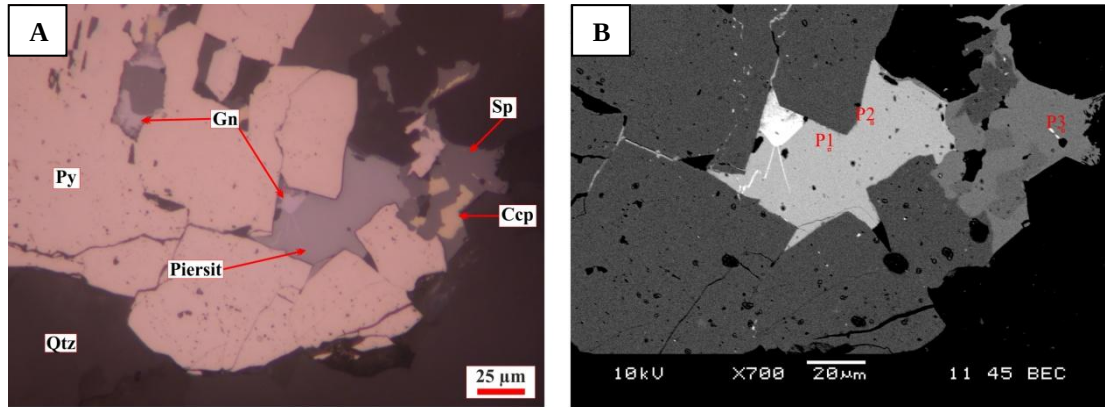
<u>P1</u>	<u>P2</u>	<u>P3</u>	<u>P4</u>	<u>P5</u>
S - 31,691 wt.%	Cu - 40,117 wt.%	Cu - 40,536 wt.%	Pb - 89,704 wt.%	Cu - 45,800 wt.%
Cu - 31,153 wt.%	S - 26,812 wt.%	S - 25,304 wt.%	S - 8,382 wt.%	S - 29,816 wt.%
Fe - 25,713 wt.%	As - 17,512 wt.%	As - 16,296 wt.%	Sb - 0,622 wt.%	As - 16,227 wt.%
Pb - 6,404 wt.%	Zn - 6,746 wt.%	Zn - 7,528 wt.%	Cu - 0,664 wt.%	Pb - 4,596 wt.%
Hg - 2,163 wt.%	Pb - 4,695 wt.%	Pb - 5,552 wt.%	Zn - 0,428 wt.%	Hg - 1,090 wt.%
As - 1,517 wt.%	Sb - 1,988 wt.%	Sb - 3,164 wt.%	Fe - 0,200 wt.%	Fe - 1,254 wt.%
Zn - 0,467 wt.%	Fe - 1,170 wt.%	Fe - 0,910 wt.%		Sb - 0,541 wt.%
Sb - 0,441 wt.%	Hg - 0,598 wt.%	Hg - 0,440 wt.%		Ag - 0,417 wt.%
Ag - 0,314 wt.%	Ag - 0,361 wt.%	Ag - 0,269 wt.%		Zn - 0,260 wt.%
Co - 0,137 wt.%				

Şekil 4.9 SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen kalkopirit (P1), tenantit (P2-3), galen (P4) ve enarjit (P5) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A-B, // nikol görünüm; C-D, SEM görünüm).

Cevherleşmenin tüm seviyelerinde gözlenen sfalerit minerali parajenezde çok az miktarda yer almaktadır. Pb-Zn-Cu epitermal yataklarda sfaleritin Fe içeriği yaygın olarak 1 ile 20 mol% arasında değişmektedir. Au-Ag damar tipi yataklarda ise Fe içeriği genellikle 1 mol%'den düşüktür (Shikazono, 1974a; Watanabe ve Soeda, 1981; Shikazono, 2003). Bu değerlendirmeye uygun olarak, sfalerit üzerinde bir noktadan yapılan SEM-EDS analizi sonucunda, galenin baskın olduğu yüzeye yakın

kesimlerde Fe içeriği 3,087 wt.% iken (Şekil 36); altın ve gümüş minerallerince zengin alt seviyelerde Fe içeriği 0,566 wt.% (Şekil 39) olarak tespit edilmiştir.

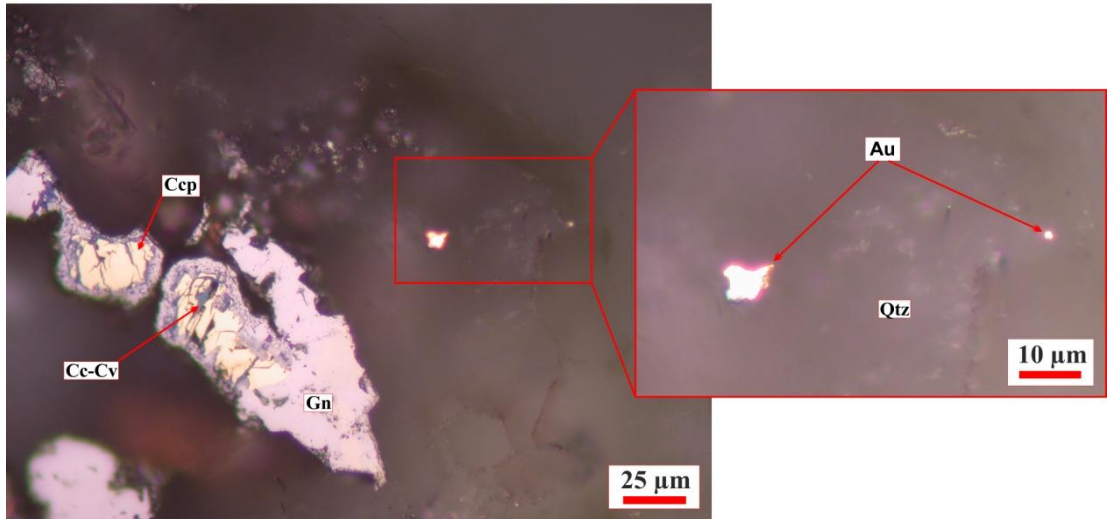
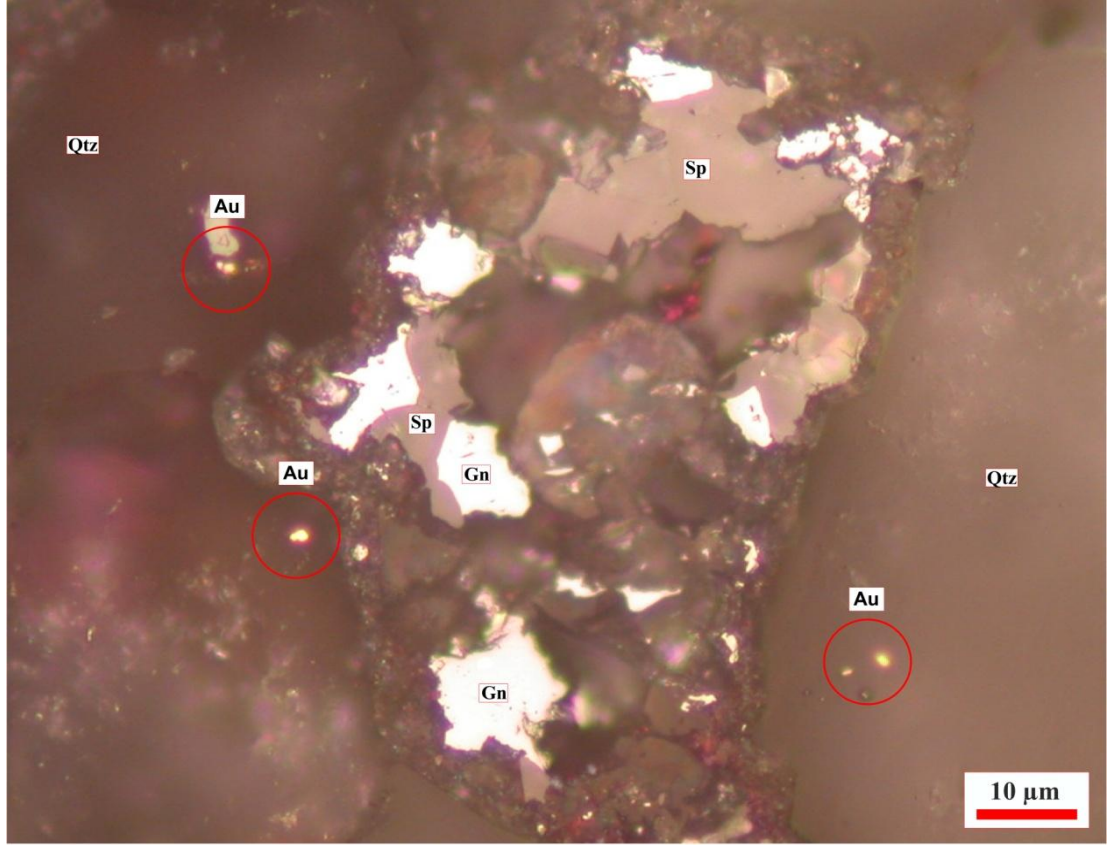
Damarın alt seviyelerinde yaygın olarak geç evre gümüş sülfotuzu olan piersit ($\text{Ag}_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$) gözlenmektedir. Piersit açık yeşilimsi gri tonlarda ve geç evrede mineral boşluklarına yerleşmiştir. Parlak kesit üzerinde bir noktadan yapılan SEM-EDS analizinde kimyasal içerik piersit mineralinin içeriğine uygun sonuç vermiştir (Şekil 4.10). Diğer yandan, özşekilli pirit ve kuvars içinde boyutları 1 ile 6,5 μm arasında değişen ince taneli altın bulunmuştur (Şekil 4.11). Cevherleşmenin üst seviyelerinde (oksidasyon zonunda) herhangi bir altın ve gümüş minerali gözlenmezken; sistemin bakırca zengin zonundan alt seviyelere doğru gözlenen gümüş ve altın minarelerinde artış gözlenmektedir.



Kimyasal Bileşimi (wt.%)

<u>P1</u>	<u>P2</u>	<u>P3</u>
Ag - 60,161 wt.%	Ag - 59,128 wt.%	Zn - 64,010 wt.%
S - 13,866 wt.%	S - 14,301 wt.%	S - 31,067 wt.%
Cu - 15,613 wt.%	Cu - 15,494 wt.%	Pb - 1,419 wt.%
As - 4,159 wt.%	As - 4,129 wt.%	Hg - 1,156 wt.%
Pb - 2,522 wt.%	Pb - 3,523 wt.%	Cu - 0,566 wt.%
Hg - 2,145 wt.%	Hg - 1,503 wt.%	Fe - 0,540 wt.%
Zn - 0,595 wt.%	Zn - 0,667 wt.%	Sb - 0,450 wt.%
Fe - 0,449 wt.%	Sb - 0,615 wt.%	Ag - 0,406 wt.%
Sb - 0,294 wt.%	Fe - 0,480 wt.%	As - 0,248 wt.%
Co - 0,196 wt.%	Co - 0,161 wt.%	Co - 0,137 wt.%

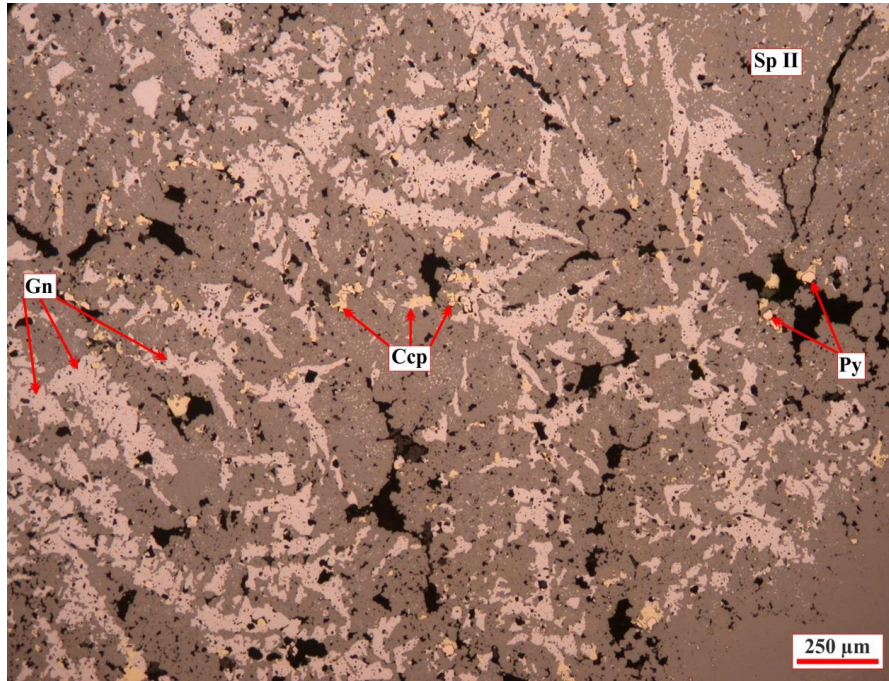
Şekil 4.10 Cevherleşmenin derin seviyelerinde yaygın olarak piersit gümüş sülfotuzu gözlenmektedir. SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen piersit (P1-2) ve sfalerit (P3) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A, // nikol görünüm; B, SEM görünüm).



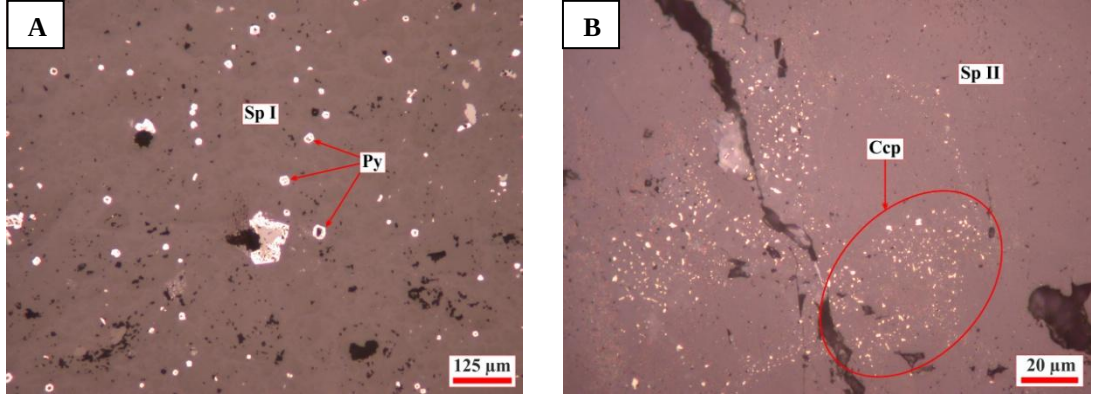
Şekil 4.11 Kuyutaşı cevherleşmesinin derin seviyelerinde 1 ile 6,5 µm arasında değişen kuvarsa bağlı altın taneleri (// nikol görünüm).

4.2 V. Viraj Cevherleşmesi

V. Viraj cevherleşmesi, diğer cevherleşmelere oranla daha yüksek miktarda sfalerit içermesi ile karakterize olmaktadır (Şekil 4.12). Sfalerit dışında daha az oranda galen, kalkopirit, pirit, tenantit ve polibasit minerallerinden oluşmaktadır. Sfalerit, cevherleşmenin erken ve geç evresinde olmak üzere iki farklı oluşum tipinde gözlenmektedir. Erken evre sfalerit, cevherleşmede ilk oluşum olan öz - yarı özşekilli pirit tanelerini çevrelemektedir (Şekil 4.13A). Geç evrede oluşmuş olan sfalerit (Sfalerit II) ise yaygın olarak kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.13B). Geç evre sfalerit, yaygın olarak galen ve kalkopiriti ornatmakta; tenantit ile eş oluşumlu gözlenmektedir. Sfalerit II üzerinde iki farklı noktadan yapılan SEM-EDS analizleri sonucu Fe içeriğinin 0,714 ile 1,118 wt.% arasında değiştiği gözlenmiştir (Şekil 4.17 ve 4.18).

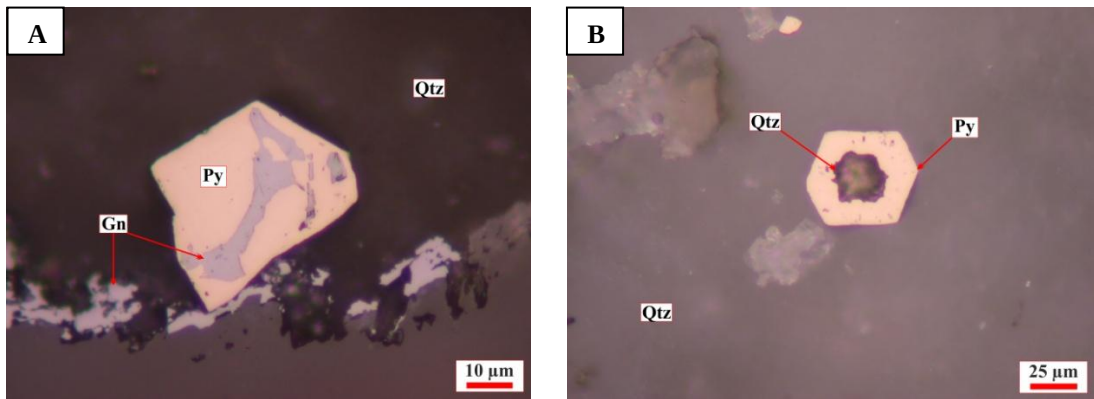


Şekil 4.12 V. Viraj cevherleşmesinde yaygın gözlenen sfalerit II ve galen, kalkopirit ve pirit. Cevherleşmedeki tüm sülfür mineralleri sfalerit II tarafından ornatılmaktadır (// nikol görünüm).

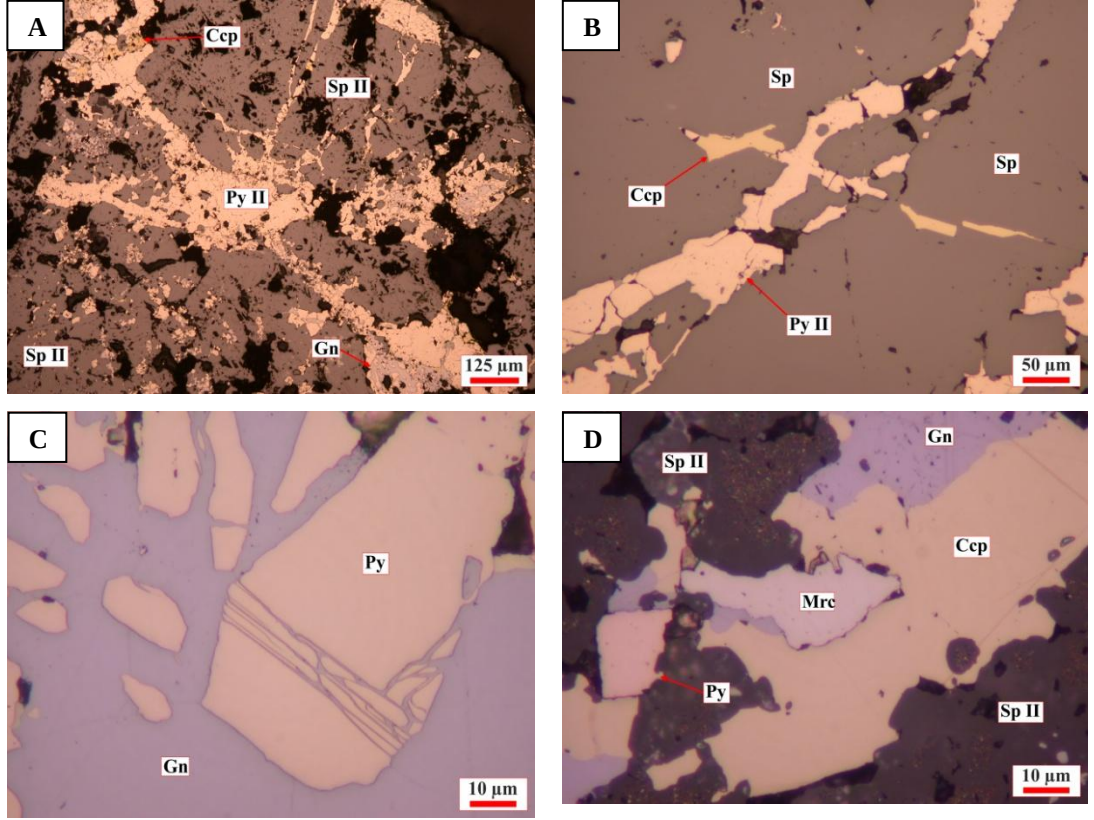


Şekil 4.13 A, // nikol görünüm) Erken evre sfalerit içinde gözlenen özşekli ve piritohedron şekilli pirit oluşumları. B, // nikol görünüm) Geç evre sfaleritindeki (sfalerit II) kalkopirit eksolüsyonları.

Pirit ise diğer en yaygın gözlenen cevher mineralidir. Tipik olarak erken evrede (pirit I) iri taneler şeklinde kübik ve piritohedron kristal formunda oluşmuştur (Şekil 4.14). Özşekli piritlerin tane boyları 6 ile 165 μm arasında değişmektedir ve lokal olarak tane boşluklarında sfalerit, galen (Şekil 4.14A) ve kuvars (Şekil 4.14B) minerallerini içerir. Geç evre pirit (pirit II) ve kalkopirit, erken evre sfaleriti ornatmakta ve kırık/çatlaklarına yerleşmiştir (Şekil 4.15A-B). Her iki evreye ait piritler ise galen tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.15C). Ayrıca piritin dönüşümü sonucu oluşan markazit gözlenmektedir (Şekil 4.15D)



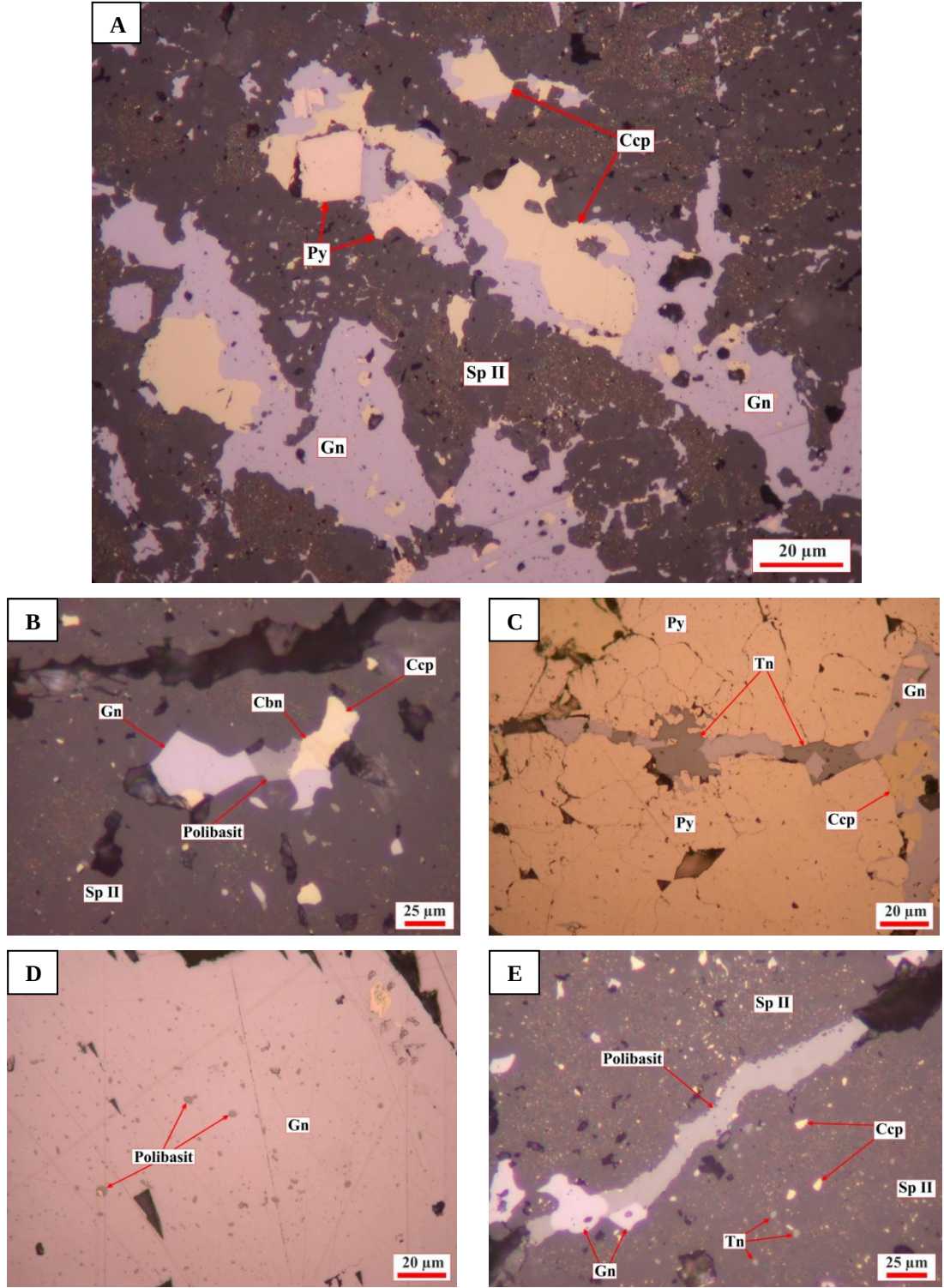
Şekil 4.14 Özşekli-piritohedron şekilli erken evre piritler ve boşluklarında gözlenen galen (A, // nikol görünümü) ve kuvars (B, // nikol görünümü).



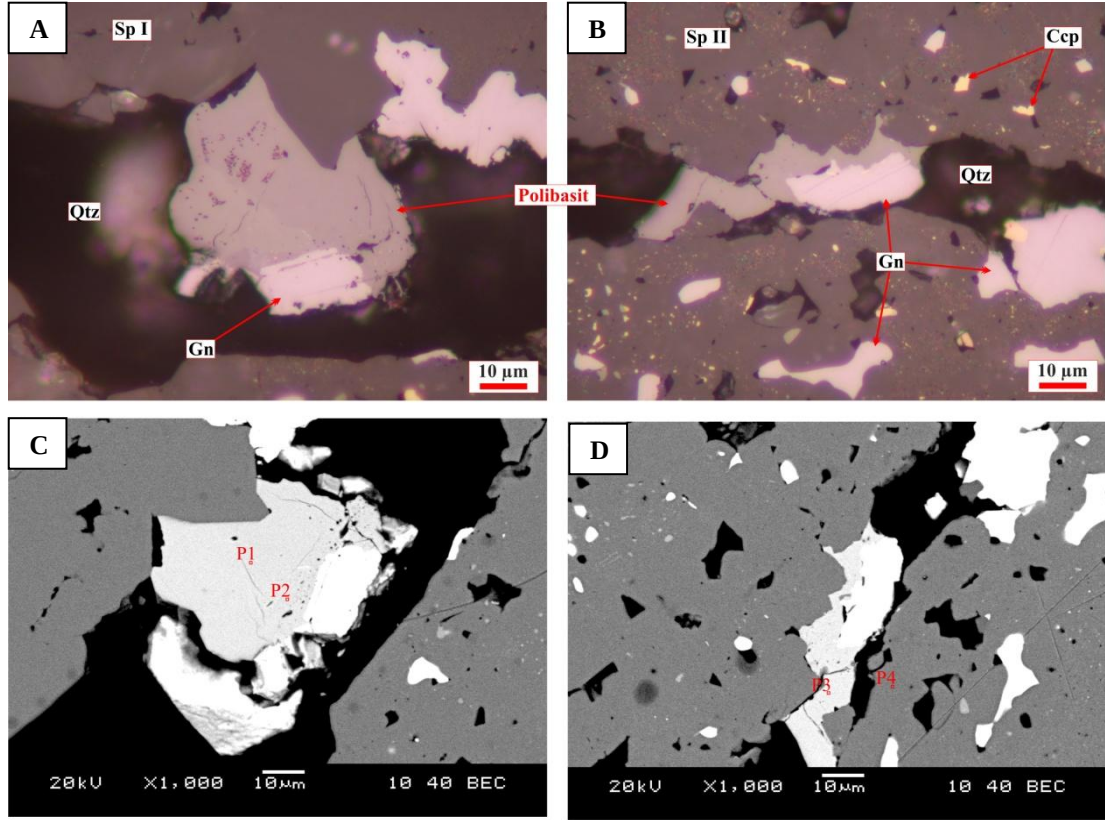
Şekil 4.15 A-B, // nikol görünüm) Sfaleritlerin çatlak ve kırıklarına yerleşmiş pirit II ve kalkopirit. C, // nikol görünüm) Erken ve geç evre piritlerinin galen tarafından ornatılması. D, // nikol görünüm) piritin dönüşümü sonucu oluşan markazit.

Kalkopirit, cevherleşmede gözlenen en yaygın bakır mineralidir ve geç evre sfalerit tarafından ornatılmasından dolayı kemirilme dokuları sunmaktadır (Şekil 4.16A). Yer yer dokusal olarak kübanit ile eş oluşumlu iç içe büyümeler sunmaktadır (Şekil 4.16B). Diğer bir bakır minerali olan tenantit ise genellikle galen ve sfalerit içinde küçük taneli damlalar halinde gözlenmektedir. Tenantit, kalkopirit ile galeni ornatırken, geç evre sfalerit ile eş oluşumlu olduğu görülmektedir (Şekil 4.16C).

Kuyutaşı cevherleşmesinin alt seviyelerinde de gözlendiği gibi, V. Viraj cevherleşmesi de yüksek miktarda gümüş sülfotuzları içermektedir. Sfalerit ve piritin kırık/çatlaklarında gözlenen gümüş sülfotuzları, yaygın olarak galen ornatmakta (Şekil 4.16D) ve yer yer içinde yuvarlak kapanımlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.16E). Parlak kesit incelemelerinde tespit edilen üç adet gümüş minerali üzerinde yapılan SEM-EDS analizleri sonucunda, polibasit $((Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11})$ mineralinin kimyasal bileşimine yakın olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.17 ve 4.18).



Şekil 4.16 A, // nikol görünüm) Galen ve kalkopiritin geç evre sfalerit (sfalerit II) tarafından ornatılması sonucunda gözlenen kemirilme dokusu. B, // nikol görünüm) Kalkopirit ile eş oluşumlu kübanit. C, // nikol görünüm) Galen içinde gözlenen polibasit kapanımları. D, // nikol görünüm) Tenantit, galen ve kalkopiriti ornatmaktadır. E, // nikol görünüm) Sfaleritin çatlak/kırıklarında gözlenen polibasit.

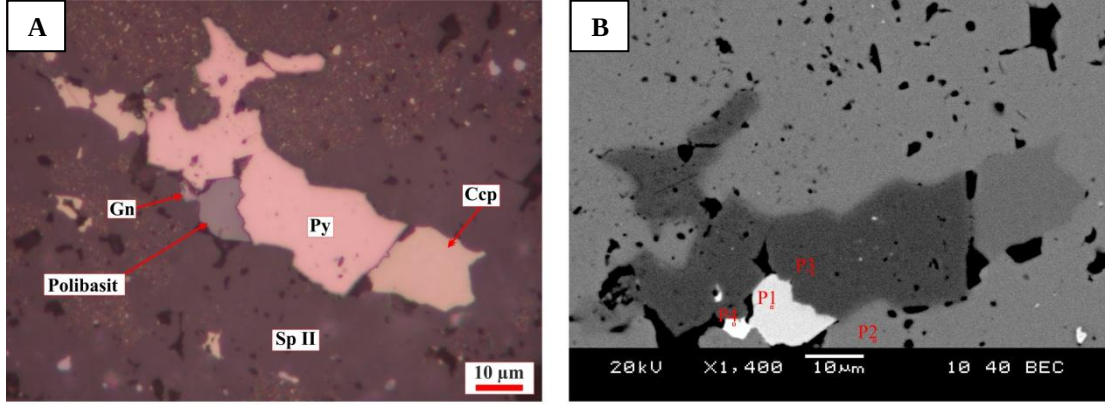


Kimyasal Bileşimi (wt.%)

<u>P1</u>	<u>P2</u>	<u>P3</u>	<u>P4</u>
Ag - 66,580 wt.%	Ag - 66,186 wt.%	Ag - 66,141 wt.%	Zn - 60,047 wt.%
S - 12,562 wt.%	S - 11,686 wt.%	S - 12,365 wt.%	S - 30,105 wt.%
Cu - 8,010 wt.%	Cu - 8,145 wt.%	Cu - 8,997 wt.%	Pb - 3,863 wt.%
Sb - 4,473 wt.%	Pb - 5,117 wt.%	Sb - 2,721 wt.%	Hg - 1,323 wt.%
Pb - 2,802 wt.%	Sb - 3,532 wt.%	Pb - 2,634 wt.%	Cu - 1,260 wt.%
As - 2,497 wt.%	As - 2,225 wt.%	Zn - 2,590 wt.%	Fe - 1,118 wt.%
Hg - 1,135 wt.%	Hg - 1,791 wt.%	As - 2,368 wt.%	Ag - 0,799 wt.%
Se - 0,813 wt.%	Zn - 0,594 wt.%	Hg - 1,366 wt.%	Se - 0,630 wt.%
Zn - 0,805 wt.%	Se - 0,398 wt.%	Se - 0,337 wt.%	Sb - 0,329 wt.%
Co - 0,185 wt.%	Fe - 0,196 wt.%	Fe - 0,306 wt.%	Te - 0,305 wt.%
Fe - 0,139 wt.%	Co - 0,130 wt.%	Co - 0,175 wt.%	Co - 0,222 wt.%

Şekil 4.17 V. Viraj cevherleşmesinde yaygın olarak polibasit gümüş sülfotuzu gözlenmektedir. SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen polibasit (P1-2-3) ve sfalerit (P4) minerallerinin SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri (A-B, // nikol görünüm; C-D, SEM görünüm).

V. Viraj cevherleşmesinde altın, 1-2 µm'yi aşmayan küçük taneler şeklinde gözlenmektedir. Altın, yer yer piritin içinde (Şekil 4.19) ve galenle ilişkili olarak kuvarsın içinde yer almaktadır (Şekil 4.20).



Kimyasal Bileşimi (wt.%)

<u>P1</u>	<u>P2</u>	<u>P3</u>	<u>P4</u>
Ag - 61,710 wt.%	Zn - 63,369 wt.%	S - 50,987 wt.%	Pb - 64,152 wt.%
S - 12,725 wt.%	S - 30,926 wt.%	Fe - 43,356 wt.%	As - 10,275 wt.%
Cu - 9,651 wt.%	Pb - 2,363 wt.%	Pb - 2,100 wt.%	S - 8,499 wt.%
Sb - 7,822 wt.%	Hg - 1,105 wt.%	Zn - 1,192 wt.%	Zn - 7,501 wt.%
Zn - 1,805 wt.%	Fe - 0,714 wt.%	Hg - 1,107 wt.%	Ag - 3,553 wt.%
Pb - 1,956 wt.%	Sb - 0,612 wt.%	Sb - 0,412 wt.%	Cu - 1,689 wt.%
Hg - 1,855 wt.%	Cu - 0,368 wt.%	Cu - 0,338 wt.%	Fe - 1,298 wt.%
As - 0,947 wt.%	Ag - 0,298 wt.%	As - 0,266 wt.%	Se - 0,877 wt.%
Se - 0,848 wt.%	Co - 0,125 wt.%	Ag - 0,232 wt.%	Te - 0,744 wt.%
Fe - 0,622 wt.%	As - 0,120 wt.%	Co - 0,009 wt.%	Hg - 0,678 wt.%
Co - 0,058 wt.%			Sb - 0,518 wt.%
			Co - 0,143 wt.%

Şekil 4.18 SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen polibasit (P1), sfalerit (P2), pirit (P3) ve galen (P4) minerallerinin SEM görünüşleri ve kimyasal element içerikleri (A, // nikol görünüm; B, SEM görünüm).



Şekil 4.19 V. Viraj cevherleşmesindeki pirit içinde gözlenen küçük altın taneleri (// nikol görünümü).

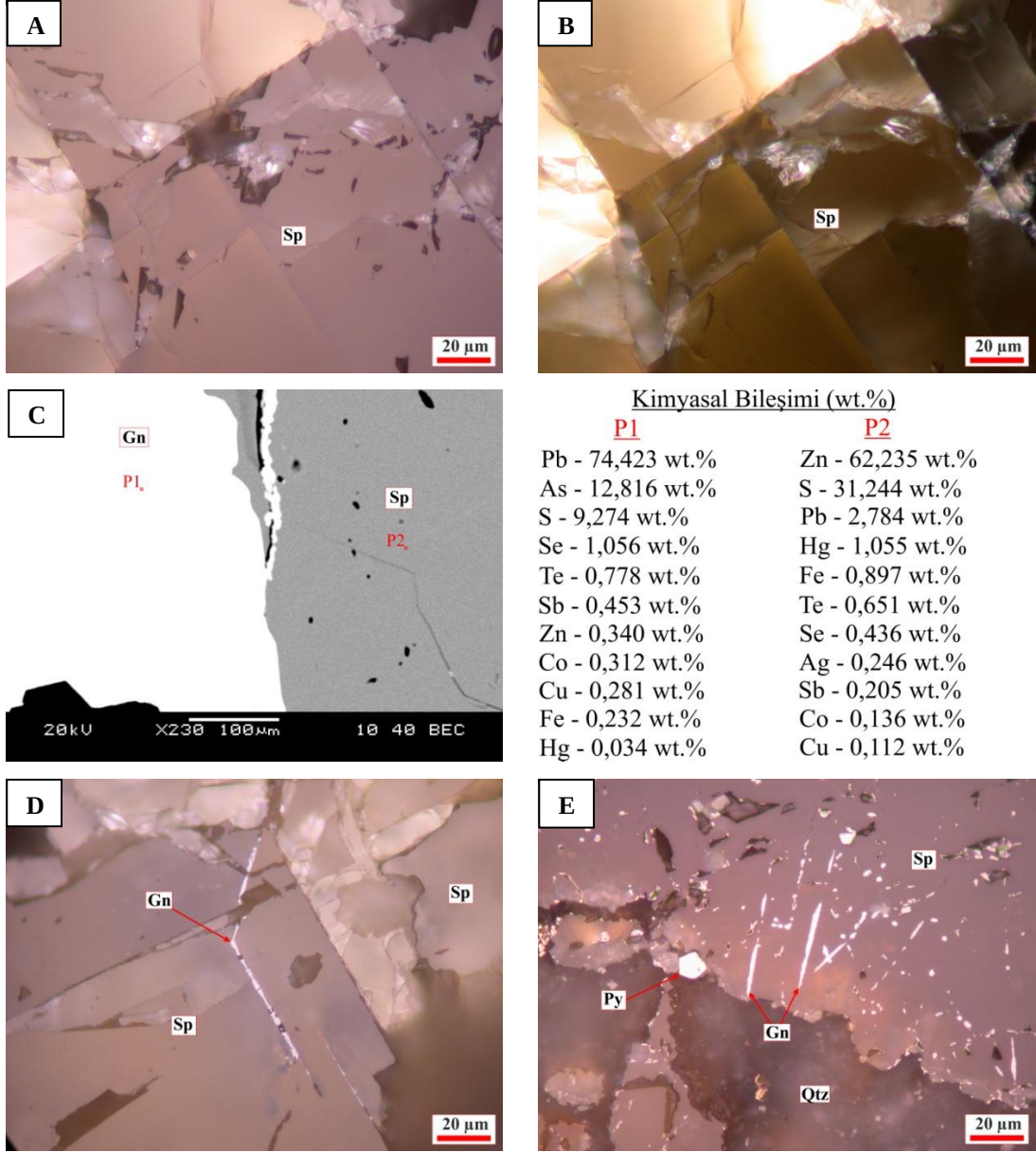


Şekil 4.20 V. Viraj cevherleşmesinde kuvarşın içinde galen ile ilişkili altın tanesi (// nikol görünümü).

4.3 Tesbihdere Cevherleşmesi

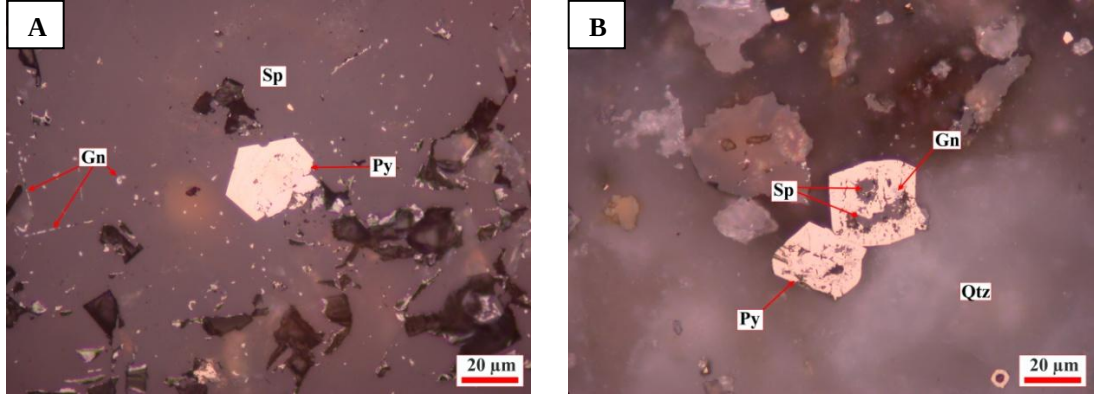
Tesbihdere cevherleşmesi yoğun olarak sfalerit ve daha az oranda galen içermektedir. V. Viraj cevherleşmesi ile kıyaslandığında, Tesbihdere cevherleşmesi daha az oranda sfalerit içermektedir. Tesbihdere cevherleşmesinin diğer önemli cevher mineralleri ise pirit, kalkopirit, kalkozin-kovellindir. Gang mineral olarak kuvars gözlenmektedir. Sfalerit, genel olarak öz-yarı özşekilli iri kübik taneler olarak gözlenmektedir (Şekil 4.21A-B). Fe içeriğinin çok düşük olmasından dolayı sarımsı kahve ile sarımsı beyaz arasında değişen iç yansıma sunmaktadır. Sfalerit üzerinde yapılan SEM-EDS analizi sonucunda elde edilen düşük Fe içeriği (0,897 wt.%), bu optik özelliği desteklemektedir (Şekil 4.21C). Genel olarak tane sınırları ve dilinim düzlemleri boyunca galen ve kalkopirit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.21D-E).

Pirit öz-yarı özşekilli tane boyu maksimum 2 mm'yi aşmayan kristaller halinde parajenezde yeralır (Şekil 4.22A). Dokusal ilişkilere bakıldığında sfalerit minerallerine göre daha erken evrede kristallenmiş özşekilli kübik ve piritohedron kristal formunda oluşan pirit taneleri gözlenmektedir. Pirit kendisinden sonra oluşan geç evre sfalerit tarafından çevrelenmiştir. Ayrıca özşekilli pirit boşluklarına galen ve sfalerit yerleşimi gözlenmektedir (Şekil 4.22B).

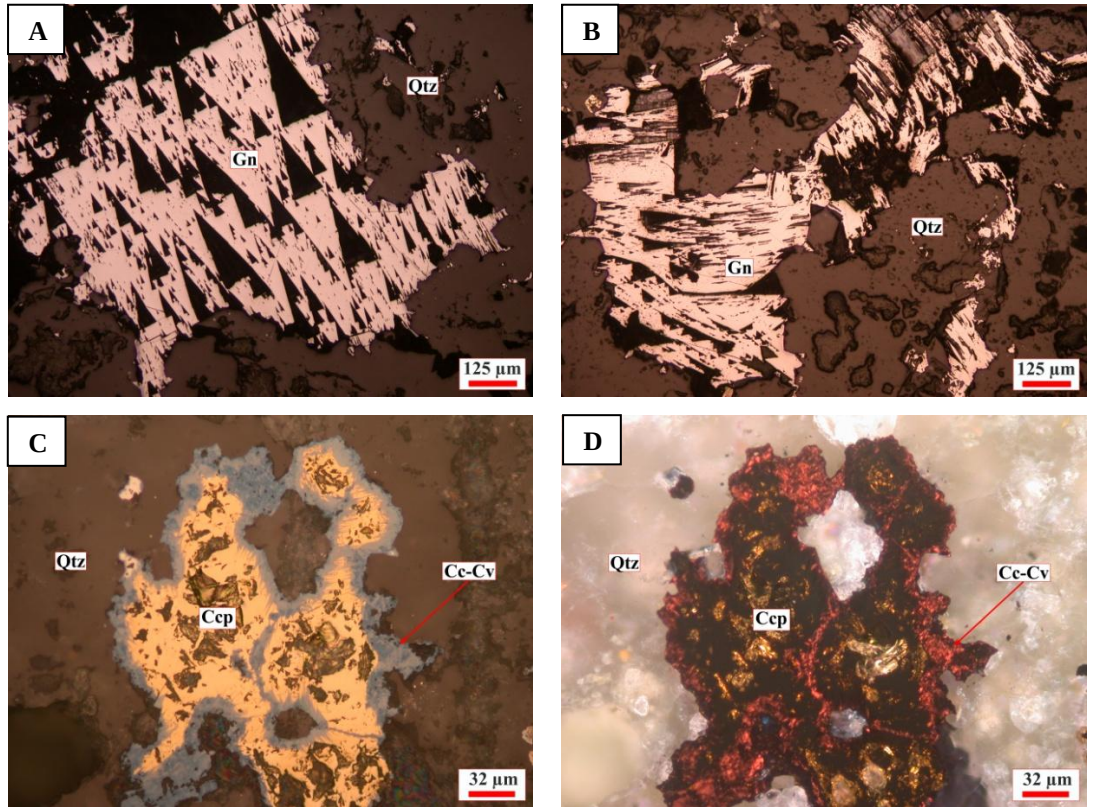


Şekil 4.21 A, // nikol görünüm; B, + nikol görünüm) Tesbihdere cevherleşmesinde öz şekilli iri kübik sfalerit kristalleri. C) SEM-EDS analizi sonucunda, galen (P1) ve sfaleritin (P2) SEM görüntüleri ve kimyasal element içerikleri. D-E, // nikol görünüm) Sfaleritin kristal sınırları ve dilimimleri boyunca galen tarafından ornatılması.

Galen deformasyondan etkilenmiş ve bu nedenle üçgen yırtıkları bükülerek kıvrımlar oluşturmuştur (Şekil 4.23A-B). Az oranda gözlenen kalkopirit, yaygın olarak galeni ornatmaktadır. Her iki mineral ise alevli portakal renkli kovellin ve koyu kahve renkli kalkozin tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.23C-D).



Şekil 4.22 A, // nikol görünüm) Özşekli-piritohedron şekilli ilk evre pirit. B, // nikol görünüm) Pirit boşluklarında gözlenen galen ve sfalerit.



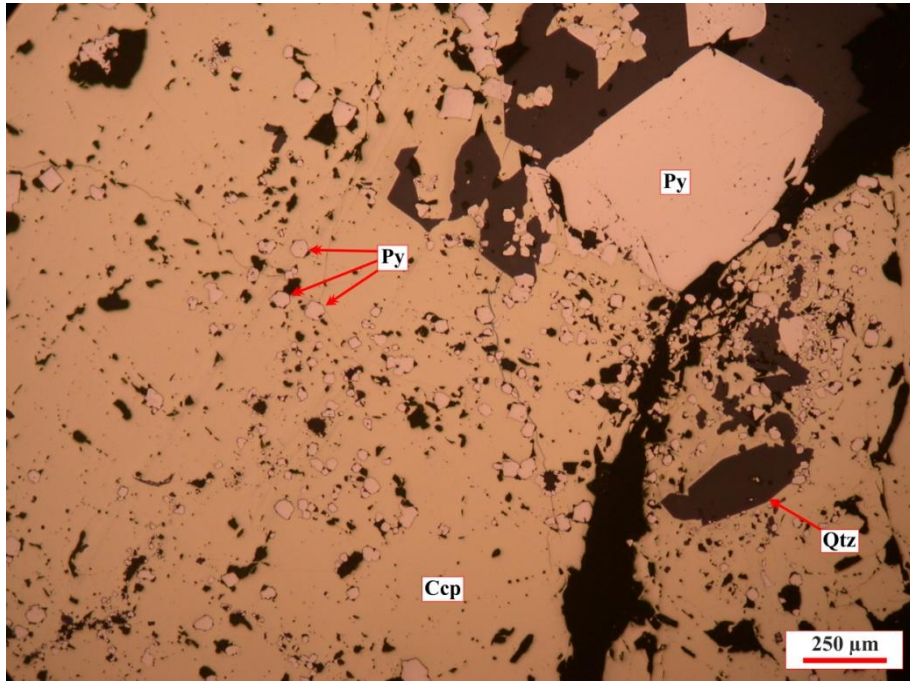
Şekil 4.23 A-B, // nikol görünüm) Tesbihdere cevherleşmesinde gözlenen galenlerde üçgen yırtıklar ve bükülme deformasyonları. C, // nikol görünüm; D, + nikol görünüm) Kalkopiritin kalkozin-kovellin tarafından ornatılması.

Bu çalışma kapsamında, Tesbihdere cevherleşmesinde herhangi bir Au-Ag varlığı tespit edilememiştir. Fakat Yılmaz ve diğer. (2010) Tesbihdere cevherleşmesinde yaptıkları incelemelerde sfalerit, pirit, galen ve kalkopirit dışında gümüşçe zengin tetraedrit, elektrum ve az oranda molibdenit gözlemlemişlerdir. Altın, kuvars içinde

nabit altın veya elektrum olarak küçük kapanımlar şeklinde bulunmuştur. Soluk sarı renginde gözlenen altın ise pirit ve diğer sülfidlerin içinde çatlak dolgusu ve serbest taneler (<10 µm) halinde gözlenmiştir.

4.4 Bakır Zonu Cevherleşmesi

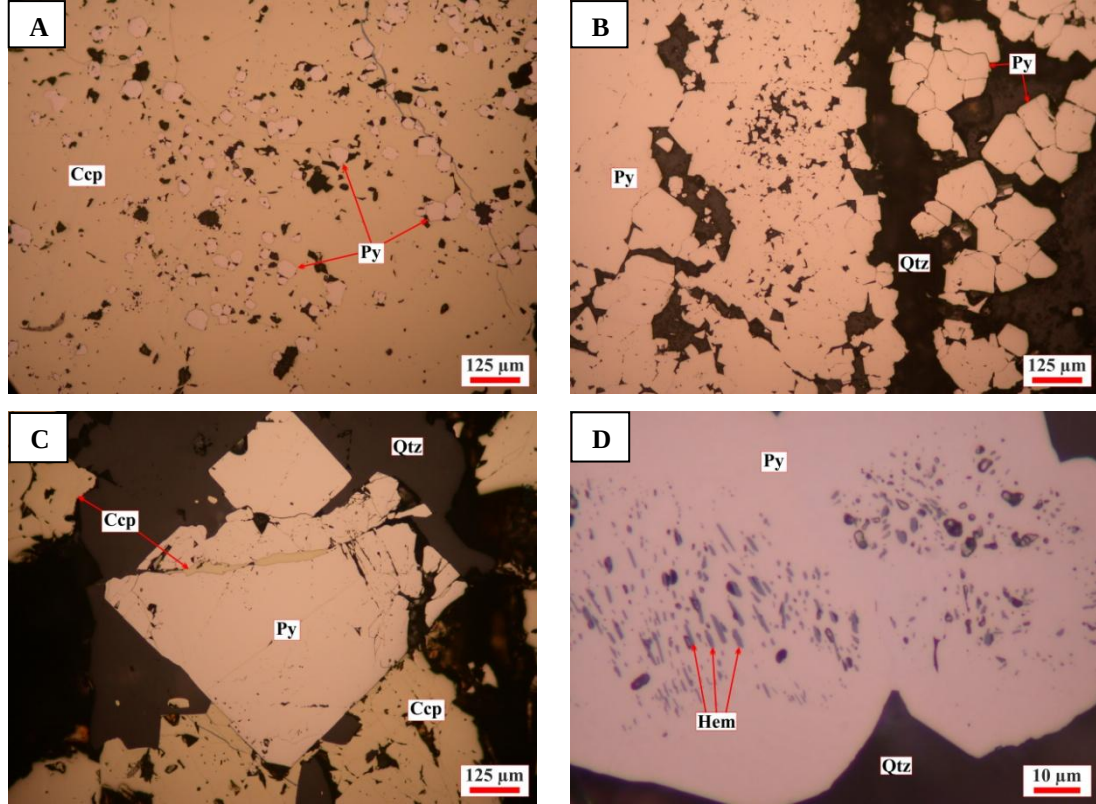
Bakır Zonu cevherleşmesinde en yaygın gözlenen sülfür minerali pirittir (Şekil 4.24 ve 4.25). Cevherleşme başlıca pirit dışında, kalkopirit, galen, bornit, kalkozin-kovellin ve kuvars minerallerinden meydana gelmektedir. Piritler genellikle kuvars içinde saçınımlar (Şekil 4.25A) ve konsantrik yapıları küresel toplanımlar (Şekil 4.25B) halinde gözlenmektedir. Öz-yarı öz şekilli iri taneli piritler, kübik ve piritohedron kristal formunda gözlenmektedir. Piritin maksimum tane boyu yaklaşık 5 mm'dir.



Şekil 4.24 Bakır Zonu cevherleşmesinde yaygın olarak gözlenen kalkopirit, pirit ve kuvars (// nikol görünüm).

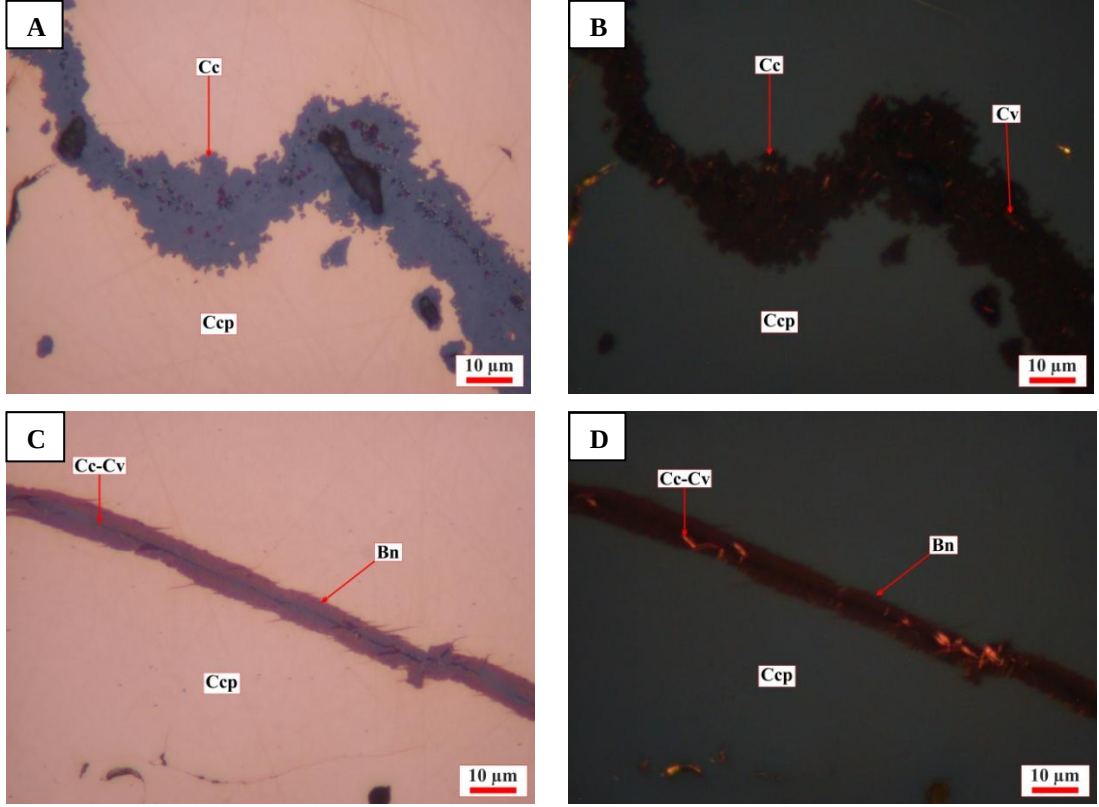
Dokusal ilişkiler incelendiğinde, piritin diğer sülfür minerallerine göre daha erken evrede olduğu gözlenmektedir. Üst seviyelerde yaygın olarak kalkopirit ve galen tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.25C). Az miktarda gözlenen galen yer yer piritin

boşluklarını doldurmaktadır (Şekil 4.27A-B). Daha derin seviyelerde ise pirit tanelerinin içinde iğne şekilli hematit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.25D).



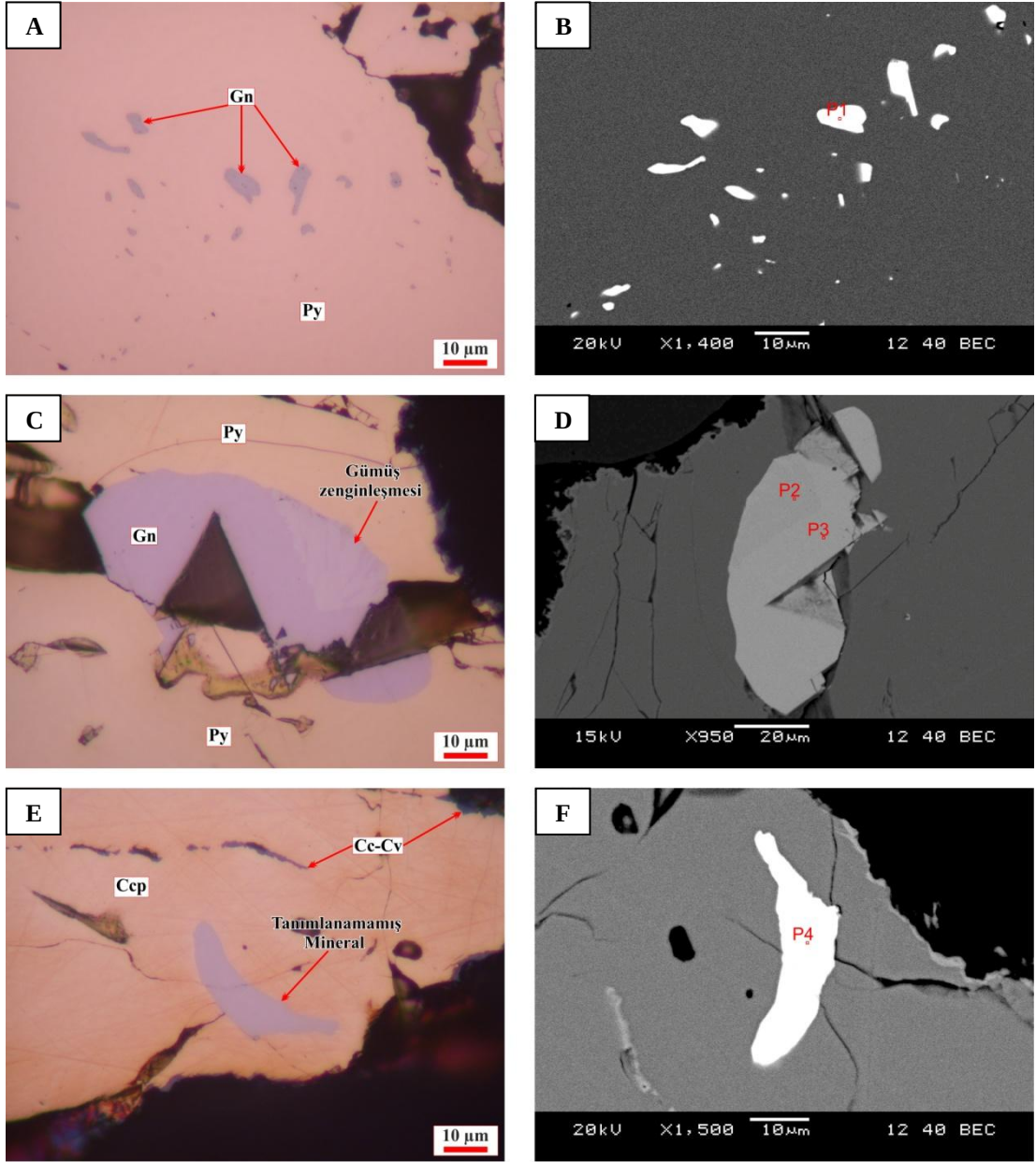
Şekil 4.25 A, // nikol görünüm) Cevherleşme de saçınım halde gözlenen erken evre piritler kalkopirit tarafından çevrelenmiştir. B, // nikol görünüm) yer yer konsantrik yapılı küresel toplanımlar halinde gözlenen piritler. C, // nikol görünüm) Cevherleşmenin üst kesimlerdeki piritlerin kalkopirit tarafından ornatılması. D, // nikol görünüm) Cevherleşmenin alt seviyelerindeki piritlerin hematit tarafından ornatılması.

Diğer yaygın sülfür minerali olan kalkopirit, pirit minerallerinin etrafını sarmaktadır (Şekil 4.25A). Kalkopirit kenar zonlarında ve kırık-çatlakları boyunca yaygın olarak açık turuncu-kahverengi renkli bornit ve kalkozin tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.26). Bornit ve kalkozin ise yer yer turuncu anizotropiye sahip kovellin tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.26C-D).



Şekil 4.26 A-C, // nikol görünüm) Kalkopiritin kırık ve çatlakları boyunca bornit ve kalkozin tarafından ornatılması. B-D, + nikol görünüm) Bornit ve kalkozin ise kovellin tarafından ornatılmaktadır.

Galen ise minor oranda gözlenmekte ve genellikle pirit (Şekil 4.27A-B) ve kalkopiriti ornatmaktadır. Gümüş içeriği yüksek olan galenin bozunması (alterasyon ürünü) sonucunda süperjen zenginleşme olarak düzensiz yapraklar şeklindeki gümüş oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.27C-D). Ayrıca, kalkopirit içinde SEM-EDS analizlerinden elde edilen yaklaşık 10 wt.% Se ve Cu içeriğine sahip tanımlanamayan bir sülfür minerali tespit edilmiştir (Şekil 4.27E-F).



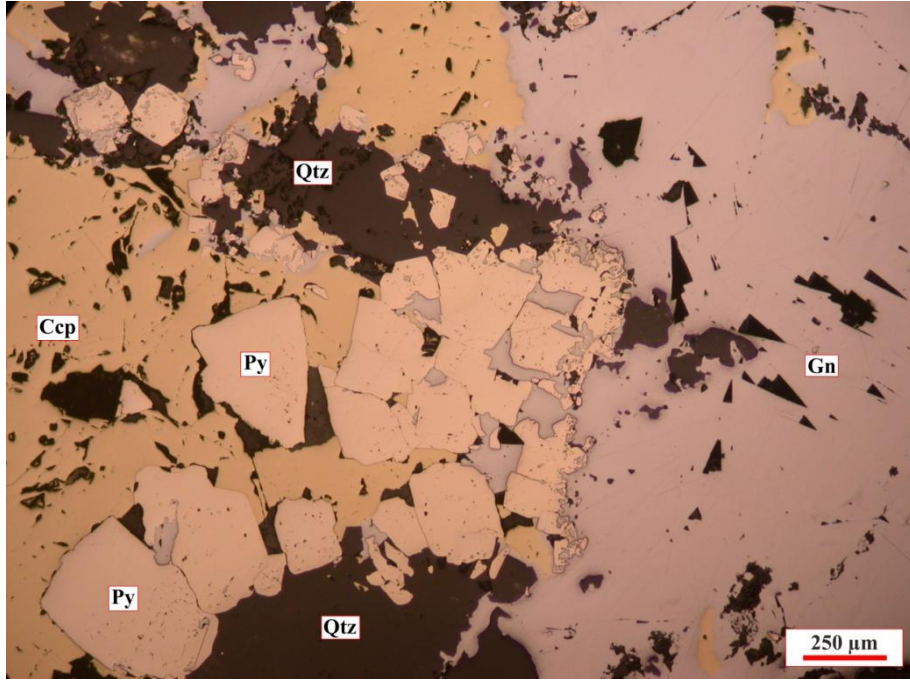
Kimyasal Bileşimi (wt.%)

P1	P2	P3	P4
Pb - 72,480 wt.%	Pb - 51,338 wt.%	Pb - 73,674 wt.%	S - 59,271 wt.%
As - 11,493 wt.%	Ag - 18,360 wt.%	As - 9,988 wt.%	Se - 10,274 wt.%
S - 9,152 wt.%	S - 8,438 wt.%	S - 9,132 wt.%	Cu - 10,181 wt.%
Fe - 3,134 wt.%	As - 6,154 wt.%	Cu - 1,444 wt.%	Hg - 6,612 wt.%
Te - 1,221 wt.%	Hg - 5,264 wt.%	Ag - 1,328 wt.%	Fe - 5,279 wt.%
Se - 0,907 wt.%	Cu - 4,122 wt.%	Se - 1,185 wt.%	As - 3,976 wt.%
Hg - 0,707 wt.%	Te - 2,077 wt.%	Te - 0,961 wt.%	Te - 2,219 wt.%
Cu - 0,550 wt.%	Se - 1,971 wt.%	Hg - 0,720 wt.%	Ag - 1,340 wt.%
Co - 0,356 wt.%	Fe - 1,707 wt.%	Fe - 0,691 wt.%	Co - 0,849 wt.%
	Co - 0,569 wt.%	Zn - 0,624 wt.%	
		Co - 0,253 wt.%	

Şekil 4.27 A, // nikol görünüm; B, SEM görünümü) Piritin boşlukları galen tarafından doldurulmuştur. C, // nikol görünüm; D, SEM görünümü) Gümüşlü galenin bozunması sonucunda oluşan yaprak şekilli gümüş. E, // paralel görünüm; F, SEM görünümü) tanımlanamayan sülfür minerali.

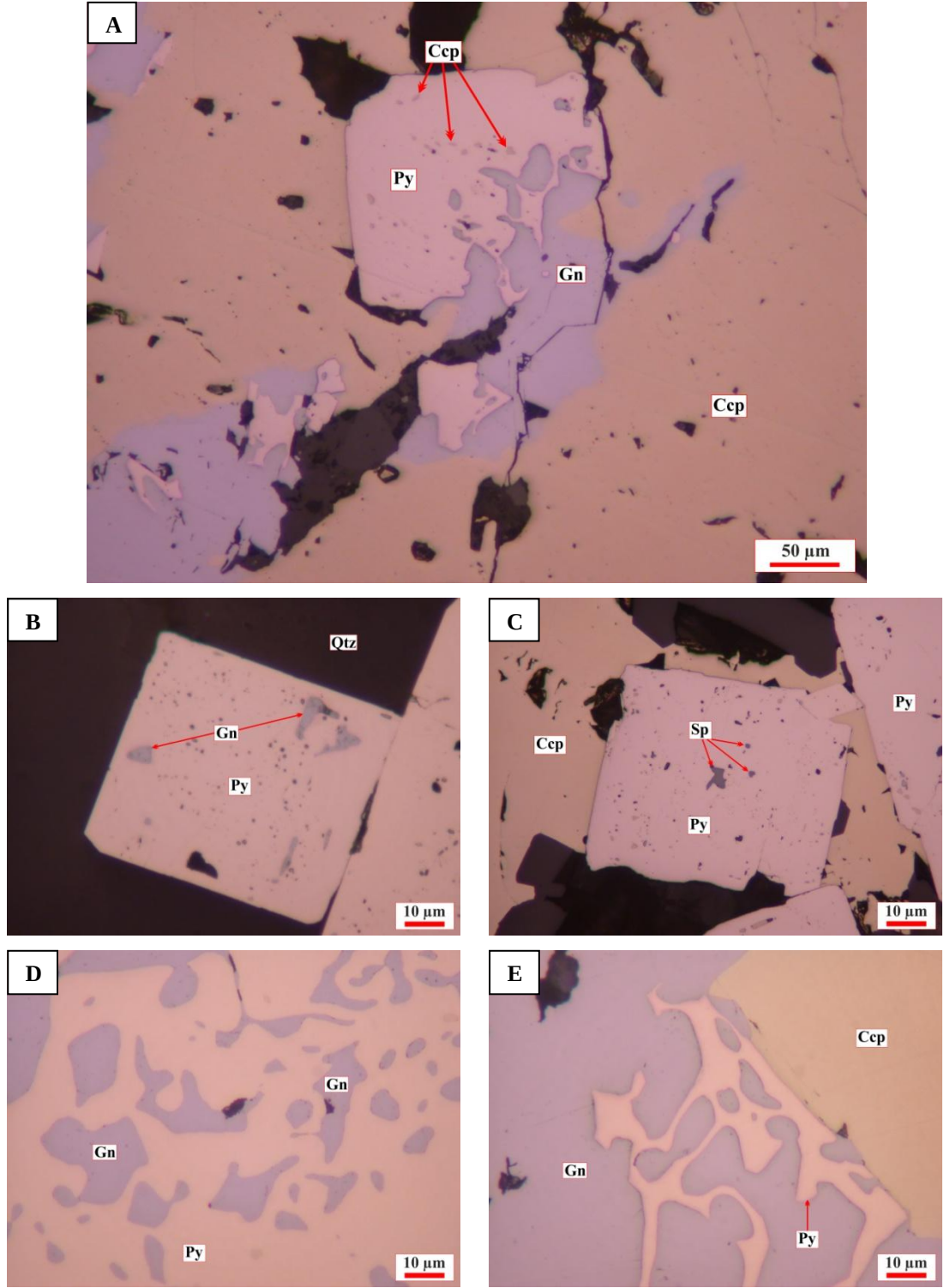
4.5 Kuyu Zonu Cevherleşmesi

Kuyu Zonu cevherleşmesi, Bakır Zonu cevherleşmesinden farklı olarak kurşun ve gümüş mineralleri içermektedir. Kuyu zonu cevherleşmesinde bol miktarda kalkopirit minerali ve daha az oranda ise pirit ve galen mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.28). Gang minerali olarak sadece kuvars gözlenmektedir.



Şekil 4.28 Kuyu Zonu cevherleşmesinde yaygın olarak gözlenen kalkopirit, pirit, galen ve kuvars (// nikol görünüm).

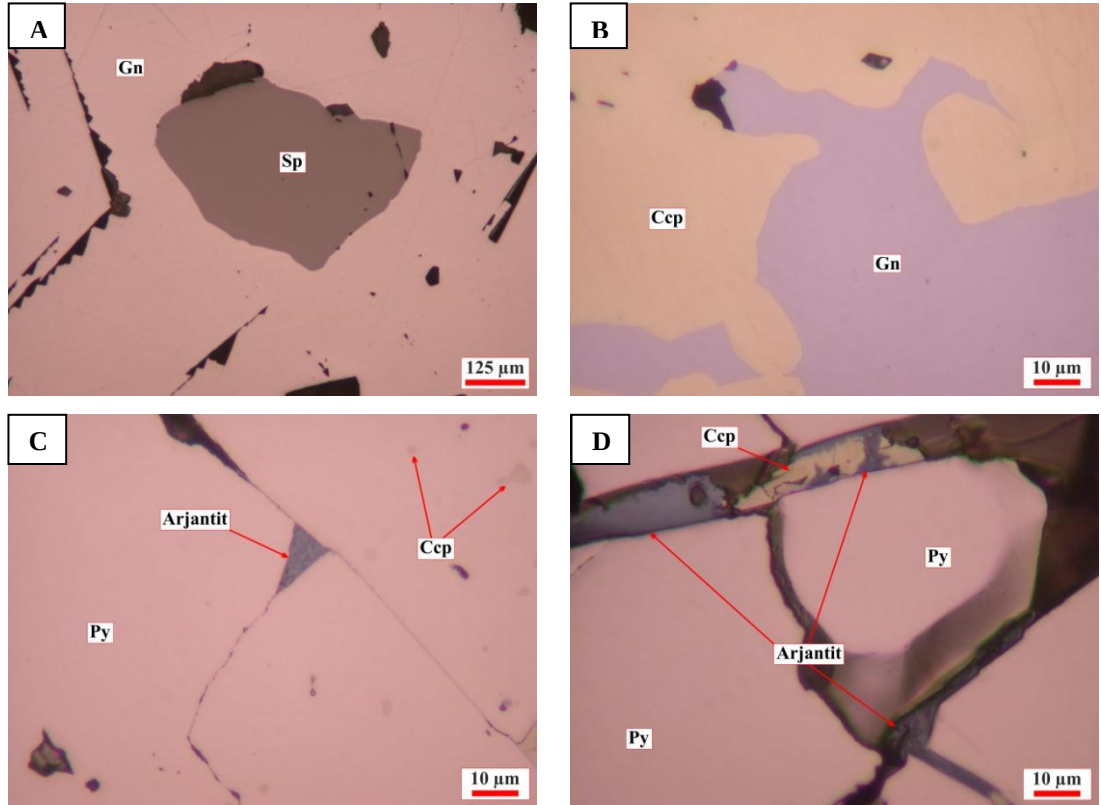
Erken evrede oluşan pirit mineralleri genellikle öz-yarı öz şekilli ve yer yer piritohedron kristal formunda gözlenmektedir. Piritler, genel olarak iri taneli maksimum 5 mm tane boyuna sahiptirler. Erken evre pirit, kristal büyüme zonları boyunca kalkopirit, galen ve az miktarda sfalerit kapanımları içermektedir (Şekil 4.29A-B-C). Pirit taneleri dış kısımlarına doğru ise yoğun olarak galen tarafından ornatılarak kemirilme/iskeletik doku sunmaktadır (Şekil 4.29D-E). Bu doku, piritin aşırı doygun sıvılarından büyümesi ile ilişkilidir (Lentz, 2002). Diğer yandan, Pişkin (2002)'e göre bu doku düşük ısıli yataklarda galen ve piritin birlikte büyümesinden kaynaklanan bir ornatım dokusudur.



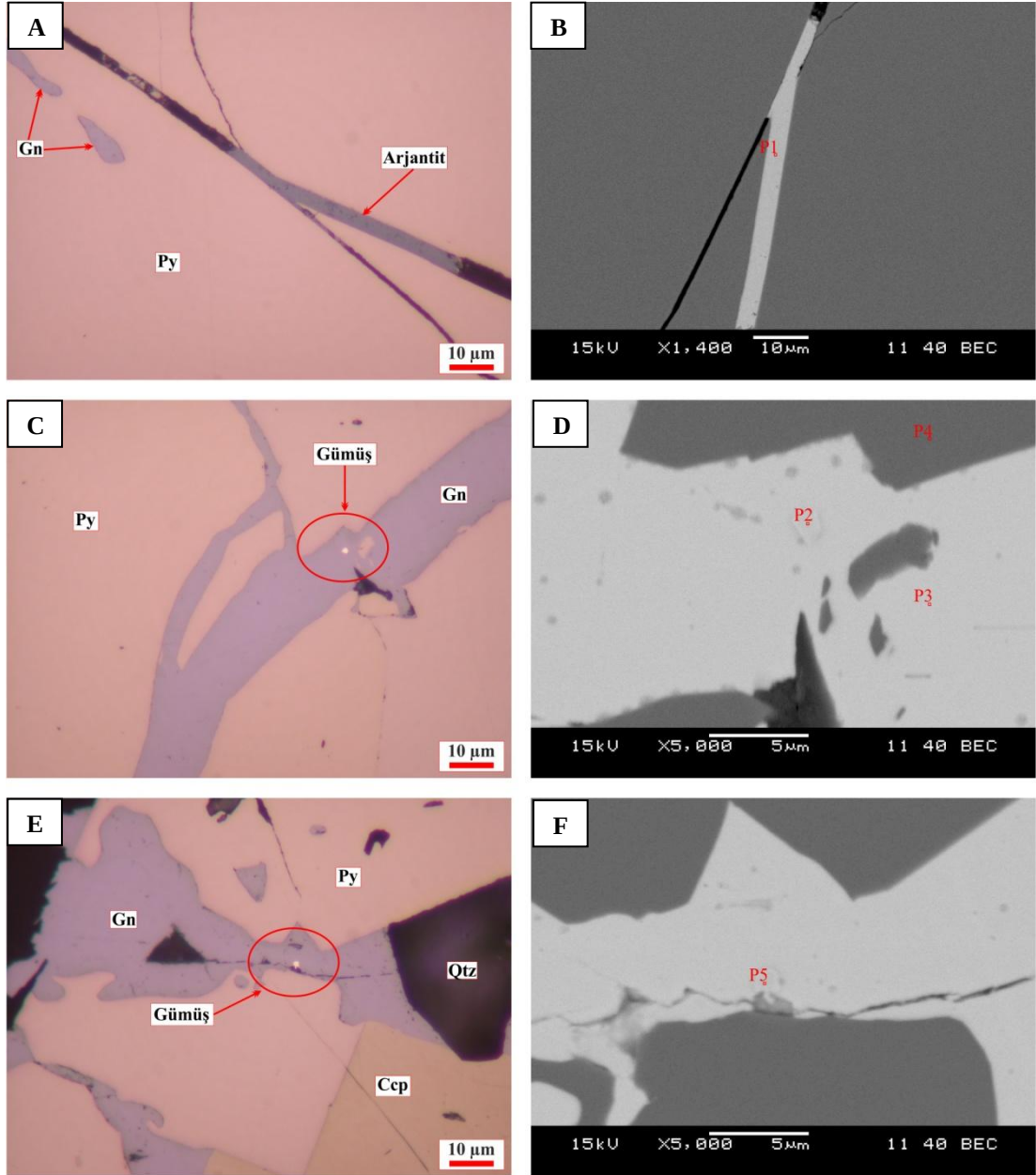
Şekil 4.29 A-B-C, // paralel nikol görünüm) Kuyu Zonu cevherleşmesinde öz şekilli iri taneli piritler kalkopirit, galen ve sfalerit kapanımları içermektedir. D-E, // paralel nikol görünüm) Piritlerin galen tarafından ornatılması sonucunda oluşan kemirilme/iskeletik doku.

Galen, diğer cevherleşmelerde de gözleendiği gibi tipik üçgen yırtıklara ve deformasyon kıvrımlarına sahiptir. Galen, çok az miktarda gözlenen sfalerit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.30A). Kalkopirit ise yaygın olarak galen (Şekil 4.30B) ve arjantit (Şekil 4.30D) tarafından ornatılmaktadır.

Bu cevherleşmede, yaygın olarak gümüş minerali olan arjantit ve nabit gümüş gözlenmektedir (Şekil 4.30). Arjantit, grimsi yeşil renklerde ve genellikle pirit tanelerinin çatlaklarında ya da taneler arası boşluklarda gözlenmektedir (Şekil 4.30C). SEM-EDS analizi sonucunda yüksek Ag içeriğine (79,643 wt. %) sahip olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.31A-B). Nabit gümüş ise, krem tonlu parlak beyaz renkli disemine taneler şeklinde galen içinde gözlenmektedir. Nabit gümüş taneleri üzerinde yapılan SEM-EDS analizleri sonucunda 63,742 ile 76,064 wt. % arasında değişen Ag içeriği tespit edilmiştir (Şekil 4.31C-D-E-F). Bunun yanında galenin içinde olmasından dolayı yüksek Pb içeriği de gözlenmektedir.



Şekil 4.30 A-B, // nikol görünüm) Galenin sfalerit (A) ve kalkopirit (B) tarafından ornatılması. C-D, // nikol görünüm) Pirit çatlak/kırıklarında gözlenen arjantitin (C) kalkopiriti ornatması (D).



Kimyasal Bileşimi (wt.%)

<u>P1</u>	<u>P2</u>	<u>P3</u>	<u>P4</u>	<u>P5</u>
Ag - 79,643 wt.%	Ag - 76,064 wt.%	Pb - 77,862 wt.%	S - 49,391 wt.%	Ag - 63,742 wt.%
S - 13,602 wt.%	Pb - 10,947 wt.%	As - 11,916 wt.%	Fe - 43,690 wt.%	Pb - 19,383 wt.%
Hg - 2,415 wt.%	Hg - 6,063 wt.%	S - 6,905 wt.%	Pb - 2,991 wt.%	Hg - 4,622 wt.%
Pb - 1,918 wt.%	Se - 2,622 wt.%	Fe - 1,585 wt.%	Hg - 2,561 wt.%	As - 3,730 wt.%
Se - 1,029 wt.%	As - 1,251 wt.%	Hg - 0,509 wt.%	Zn - 0,513 wt.%	Fe - 2,772 wt.%
Co - 0,485 wt.%	Zn - 1,213 wt.%	Cu - 0,436 wt.%	Cu - 0,352 wt.%	Te - 2,322 wt.%
Zn - 0,441 wt.%	Cu - 0,725 wt.%	Zn - 0,351 wt.%	As - 0,235 wt.%	Se - 1,959 wt.%
Cu - 0,399 wt.%	Co - 0,500 wt.%	Ag - 0,132 wt.%	Ag - 0,224 wt.%	Cu - 1,060 wt.%
As - 0,068 wt.%	Te - 0,616 wt.%		Co - 0,044 wt.%	Co - 0,409 wt.%

Şekil 4.31 A, // nikol görünüm; B, SEM görünümü) Pirit çatlak/kırıklarında gözlenen arjantit. C-E, // nikol görünüm; D-F, SEM görünümü) Galen içinde gözlenen nabit gümüş taneleri.

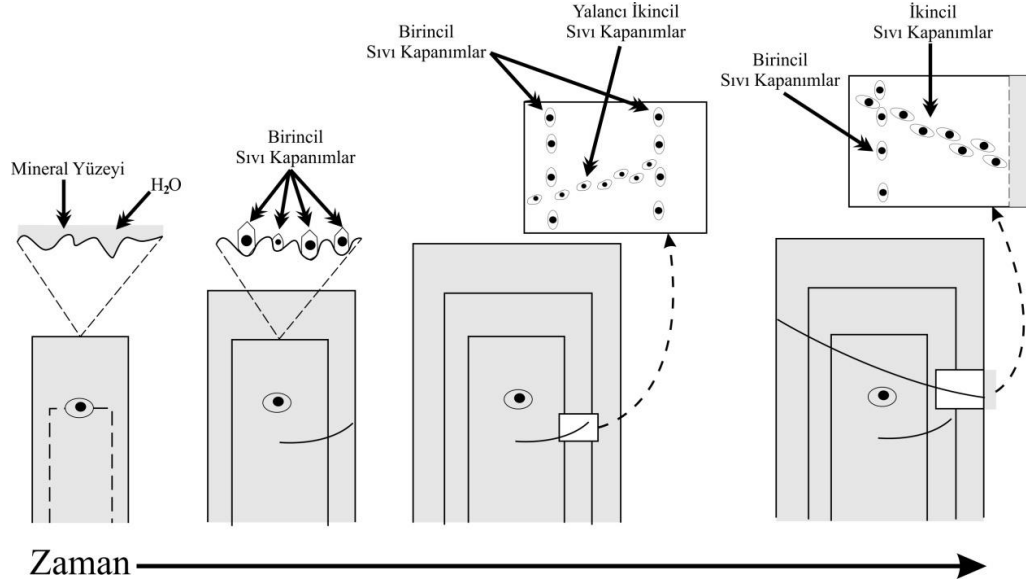
BÖLÜM BEŞ

SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Sıvı kapanım çalışmaları ile ilgili olarak günümüzde de herkesin kabul gördüğü metot ve termodinamik prensipler ilk olarak Roedder (1962) tarafından ortaya konulmuştur. Ardından birçok yerbilimci maden yatağı incelemelerinde sıvı kapanım çalışmalarına yönelmiştir. Sıvı kapanımlar, kristallerin oluşumu sırasında veya mineralin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında kapanlanmış (trapped) sıvı damlacıklardır. Sıvı kapanımlar oluşurken kapanım hacmi tamamen dolacak şekilde homojen kapanlanma olmaktadır. Daha sonra ortam sıcaklığı düştükçe kapanlanan sıvı ve gazlarda hacim azalması katılara göre daha fazla olduğundan kapanım içinde boşluk oluşur ve sıvı içinde çözülmüş gaz fazı zamanla ayrılarak bu boşlukta toplanır. Kapanımların boyutları ise 1 μm ile birkaç santimetre aralığındadır (Roedder,1979).

Ölçüm yapılacak kapanımların boyutları 3 ile 20 μm aralığında olmalıdır (Roedder,1979). Temel olarak 3 ana kapanım tipi bulunmaktadır (Bodnar, 2003); i) mineralin büyümesi esnasında oluşan kapanımlara “birincil kapanımlar” denir. Birincil kapanımlar mineral içerisinde kristal yüzeylerine paralel olarak, küçük kümeler halinde veya büyüme zonlarına yerleşmiş olabilirler. ii) mineral büyümesinin tamamlanmasının ardından oluşan kapanımlara “ikincil kapanımlar” denir. Bu kapanımlar büyüme zonlarını ve hatta mineral sınırlarını keserler. iii) minerallerin oluşumları devam ederken meydana gelen mikro kırık ve çatlaklara yerleşen kapanımlara ise “yalancı ikincil kapanımlar” denir. Yalancı ikincil kapanımlar kesinlikle mineral sınırlarını kesmez (Şekil 5.1).

Sıvı kapanım incelemeleri için iki yüzü parlatılmış özel kesitler kullanılmakta olup, ısıtma-soğutma sistemi veya yansıyan ve iletilen ışığa sahip mikroskoba monte edilmiş USGS gas-flow tipi ısıtma-soğutma sistemi kullanılabilir. İncelemeler sırasında ilk ergime sıcaklığı (T_{mf}), son buz ergime sıcaklığı (T_{mice}) ve homojenleşme sıcaklığı (T_h) ölçümleri yapılır.



Şekil 5.1 Kristallerin büyümesi esnasında oluşan birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların şematik gösterimi (Bodnar, 2003).

Homojenleşme Sıcaklığı (T_h): Isıtma evresinde (heating stage), sıvı kapanımda gözlenen gaz baloncucu (vapor) artan sıcaklık ile küçülmeye başlar ve bir süre tamamen yok olarak sıvı faza geçer. Baloncucunun yok olduğu andaki bu sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (T_h) olarak tanımlanır. Bu homojenleşme sıcaklığı (homogenization temperature) sıvı ve gazın kapanlandığı en düşük sıcaklıktır. Kaynama verisi gözlenmiyorsa, bu sıcaklık değeri üzerinde sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltmesinin yapılması gerekir (Roedder, 1979; Roedder ve Bodnar, 1980). Ancak, epitermal ortamlar yüzeye yakın kesimlerde oluşmasından dolayı kaynama verisi gözlenmeze dahi basınç düzeltmesi ihmal edilebilir (Bodnar, Reynolds ve Kuehn, 1985).

Ötektik Sıcaklık (T_{mf}): Soğutulan sıvı kapanımda donan sıvının, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk farkedildiği sıcaklık olarak ifade edilir. Bu sıcaklık aynı zamanda farklı yazarlar tarafından ilk ergime sıcaklığı (First melting temperature- T_{fm}) olarak da tanımlanır.

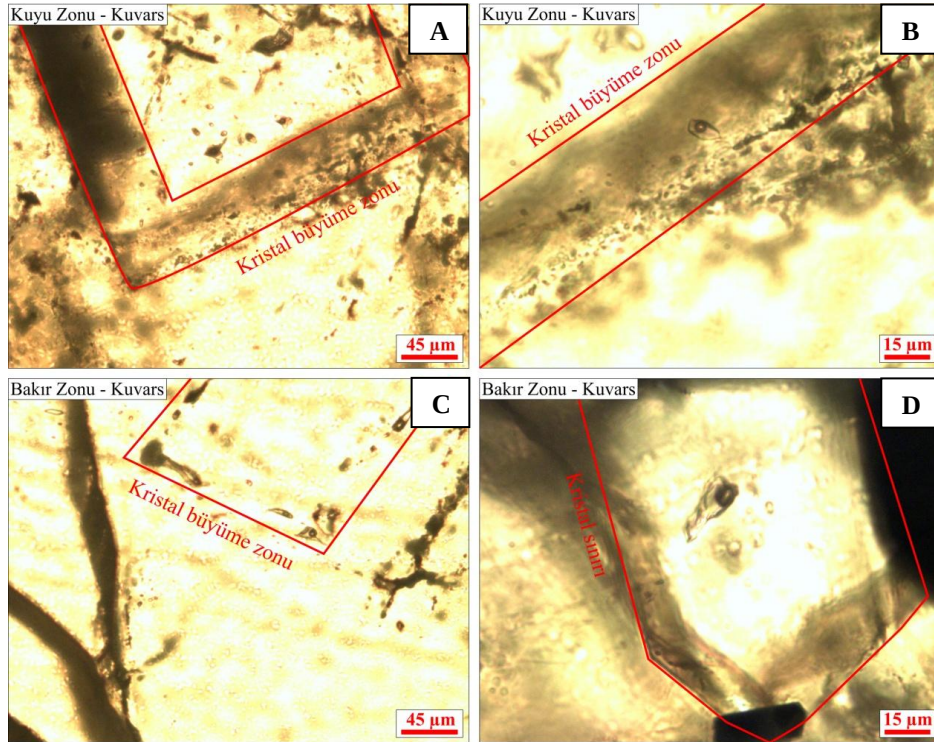
Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{mice}): Ötektik sıcaklığın belirlenmesinin ardından, devam eden ısıtma sürecinde son buz ergimesinin gözlemlendiği sıcaklığı ifade eder. Bu sıcaklık değeri Bodnar (1993)'ün belirlemiş olduğu denklem ile % NaCl tuzluluk

eşdeğerliliği hesaplanarak, kapanımda yer alan sıvının tuzluluk değeri NaCl cinsinden elde edilir.

5.1 Sıvı Kapanım Petrografisi

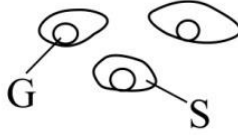
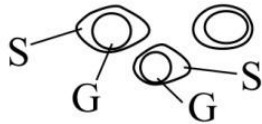
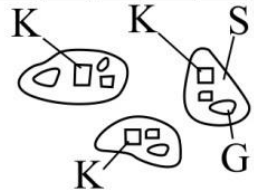
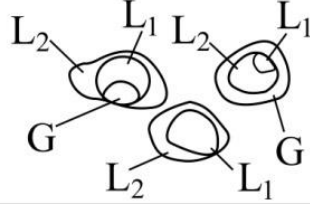
Sıvı kapanım çalışmaları için hazırlanan kesitler yüzey ve sondaj örneklerinden seçilmiştir. Doğrudan cevherleşme ile ilişkili kuvars, barit ve sfalerit mineralleri üzerinde sıvı kapanım ölçümleri yapılmıştır. Tüm ölçümler, minerallerin kristal büyüme zonlarında ve yer yer kristal içinde saçınım halinde gözlenen birincil kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.2). Roedder (1984)'in sıvı kapanımların petrografik ve mikrotermometrik analizler için belirlemiş olduğu kurallara bağlı kalınarak kapanımlar seçilmiştir. Bu kurallar;

1. Kapanımların tek, homojen bir fazda kapanlanması,
2. Kapanımların izokor (sabit hacim) sistemi temsil etmesi,
3. Kapanım kapanlandıktan sonra, hiçbir şeyin kapanıma eklenmemiş veya çıkarılmamış olması gerekmektedir.



Şekil 5.2 Bu çalışma kapsamında yapılan sıvı kapanım ölçümleri için seçilen kapanımlar. Ölçülen tüm kapanımlar kristal büyüme zonlarında (A,B ve C) ve içinde (D) gözlenen birincil kapanımlardır.

Shepherd, Miller, Scrivener ve Darbyshire (1985) sıvı kapanım sınıflamasına göre (Şekil 5.3), minerallerde gözlenen kapanımlar homojen ve çoğunlukla iki fazlı baskın olarak sıvıca (Tip II) zengin ve daha az oranda gazca zengin (Tip III) olarak gözlenmektedir. Ayrıca yer yer tamamıyla sıvıdan oluşan monofaz (Tip I) kapanımlar da bulunmaktadır. Sfalerit minerallerindeki kapanımlar, barit ve kuvars minerallerindeki kapanımlara oranla daha koyu renkli, büyük boyutlarda ve özşekilli olarak gözlenmektedir. Genel olarak ölçülen kapanımların uzunlukları minimum 4 μm ile maksimum 74 μm (sfalerit mineralinde) arasında değişmektedir. Kapanımların gaz/sıvı (V/L) alan oranları ise 7% ile 50% arasında değişmektedir.

TİP I: Tamamıyla sıvı (S) monofaz (tek-faz)	
TİP II: $S_{IV1} > 50\%$ (S) + Gaz $< 50\%$ (G) İki-fazlı	
TİP III: Gaz $> 50\%$ (G) + $S_{IV1} < 50\%$ (S) İki-fazlı	
TİP IV: Sadece gaz içerikli (G) monofaz (tek-faz)	
TİP V: $S_{IV1} \pm$ Gaz + Katı (K) $\leq 50\%$ Çok-fazlı	
TİP VI: Karışmaz Sıvılar $L_1 + L_2$ $\pm$ Gaz	

Şekil 5.3 Kapanımların katı, sıvı ve gaz içeriklerine göre sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri (Shepherd ve diğer. 1985).

5.2 Kuru Maden Yatağındaki Önceki Sıvı Kapanım Çalışmaları

Bozkaya (2001), Kuru sahasında Pb-Zn cevherleşmelerini içeren Tahtalıkuyu ve Eskikışla yataklarının değişik kesimlerinden almış oldukları 10 adet barit, sfalerit ve kuvars örnekleri üzerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Barit ve sfalerit kristallerinde birincil ve ikincil kapanımları, kuvars kristallerinde ise sadece birincil kapanımları ölçmüşlerdir. Barit kristallerinde bol ve değişik boyutlarda kapanımlar, sfalerit ve kuvars kristallerinde az ve küçük boyutlu kapanımlar gözlemişlerdir. Sıvı kapanım incelemeleri sırasında $-55,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $-49,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ortalama = $-54,64$) T_{FM} değerleri sonucunda mineral oluşturuvcu hidrotermal akışkanların içinde NaCl'in yanında $MgCl_2$ ve $CaCl_2$ tuzlarının varlığını saptamışlardır. Bu akışkanların ya deniz suyu kökenli ya da denizel sedimanların içinden geçerek ortama geldiğini söylemişlerdir. Ölçülen T_{mice} değerlerinin, barit kristallerindeki birincil kapanımlarda başlangıçta % 11,09 ile 6,02 % NaCl eşdeğeri arasında değişen yüksek tuzluluklara sahip olduklarını gözlemlemişlerdir. Baritlere ait ikincil kapanımlarda ve sfaleritlerdeki birincil kapanımlarda ölçülen T_{mice} değerlerinde ise daha sonra oluşan sülfürlü minerallerin oluşumu esnasında tuzluluğun düştüğünden (baritlerde, % 9,47 ile 0,88; sfaleritlerde, % 9,99 ile 2,07 arasında değişen NaCl eşdeğeri tuzluluk) bahsetmişlerdir. Son olarak ölçülen T_H ilk barit oluşumlarının düşük sıcaklıklarda ($54,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $79,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) gerçekleştiğini ve sülfürlü minerallerin oluşumu esnasında da $270\text{ }^{\circ}\text{C}$ sıcaklıklara ulaştığını belirtmiştir. Sfaleritler ise $129,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $159,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ arasında sıcaklıklarda oluştuğunu söylemişlerdir. Kısaca, baritlerin oluşumu esnasında hidrotermal akışkanların tuzluluklarının yüksek, sıcaklıklarının ise düşük olduğunu; sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında ise tuzluluğun düştüğünü ve sıcaklığın arttığı sonucuna varmışlardır.

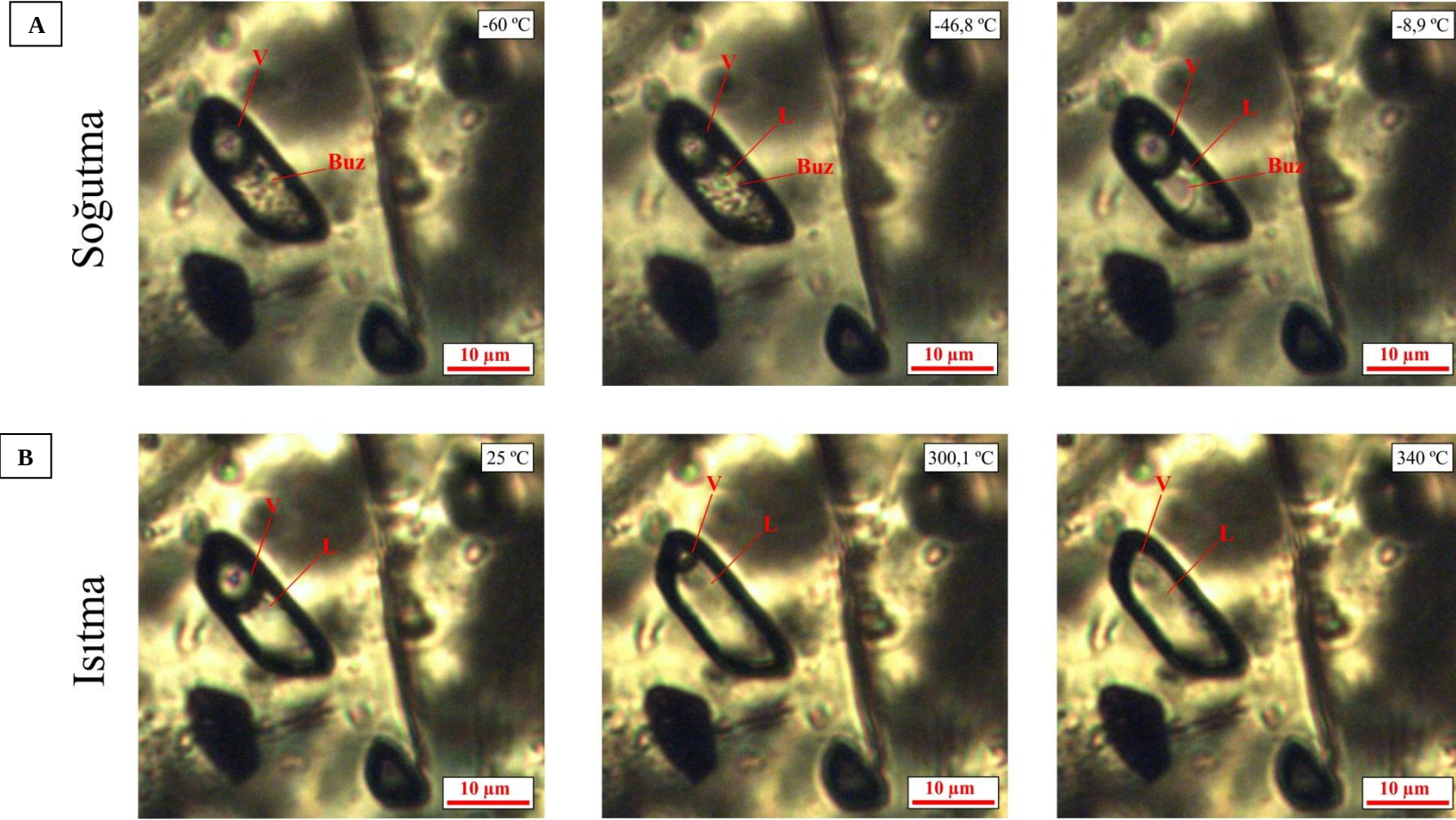
Yalçinkaya (2010), Kuru maden sahasında Eskikışla ve Tahtalıkuyu ocaklarından yüzey ve sondaj örneklerinden 10 adet barit, sfalerit ve kuvars örneği üzerinde sıvı kapanım analizi yapmıştır. Bütün ölçümler, 5 ile 55 μm arasında değişen boyutlardaki iki fazlı birincil kapanımlar üzerinde uygulanmıştır. Tahtalıkuyu örneklerinde -24 ile $-55,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ arasında, Eskikışla'da ise -25 ile $-51,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ arasında T_{fm} değerlerini ölçmüş ve bunun sonucunda Bozkaya ve Gökçe (2001) ile uyumlu olarak

NaCl'ün yanında $MgCl_2$ ve $CaCl_2$ tuzlarının varlığından söz etmiştir. Diğer yandan, Tahtalıkuyu'da $-0,2$ ile $-27,1$ °C arasında değişen (%26,9 ile % 0,4 NaCl eşdeğer tuzluluk) ve Eskikışla'da $-0,1$ ile $-12,0$ °C arasında değişen (% 16 ile %0,2 NaCl eşdeğer tuzluluk) T_{mice} değerlerini elde ederek hidrotermal çözeltinin magma kökenli olduğunu belirtmiştir. Homojenleşme sıcaklıkları (T_h) olarak; barit kristallerinde ortalama $313,7$ °C ($435,5$ ile $207,1$ °C arasında değişen), sfalerit kristallerinde ortalama $213,2$ °C ($387,4$ ile $111,4$ °C arasında değişen) ve kuvars kristallerinde $206,7$ °C ($334,8$ ile $135,0$ °C arasında değişen) homojenleşme sıcaklıklarını ölçmüştür. Elde ettiği bu sıvı kapanım analizleri sonucunda, bölgedeki ortaçağ sülfidasyon epitermal yataklarının sırasıyla Tesbihdere Cu, Tahtalıkuyu Pb-Zn, Eskikışla Pb-Zn ve Şahinli-Uludere'ye doğru GB-KD doğrultuda homojenleşme ve tuzluluk değerlerinin arttığını ifade etmiştir.

5.3 Sıvı Kapanım Analizleri

Tahtalıkuyu, Eskikışla, Tesbihdere, V. Viraj ve Kuyutaşı cevherleşmelerinden alınan yüzey ve sondaj örneklerindeki kuvars, barit ve sfalerit minerallerinin içeren bölümlerden her iki yüzü parlatılmış kesitler hazırlanmıştır.

Isıtma-soğutma evreleri ve sıvı kapanım toplulukları Roedder (1984) ve Goldstein (2003)'ın yorum ve kriterleri esas alınarak seçilmiştir (Şekil 5.4). 14 adet sıvı kapanım kesitinden 274 adet sıvı kapanım analizi yapılmıştır (Tablo 5.1). Mikrotermometrik ölçümler Leica DM LP mikroskop (50x büyötmeye kadar) üzerine monte edilmiş Linkam THMSG600 model ısıtma/soğutma tablasında Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir. Tabla $\pm 0,1$ °C hassasiyetinde ve ısıtma/soğutma sıcaklıkları 600 °C ile -196 °C arasında değişmektedir.

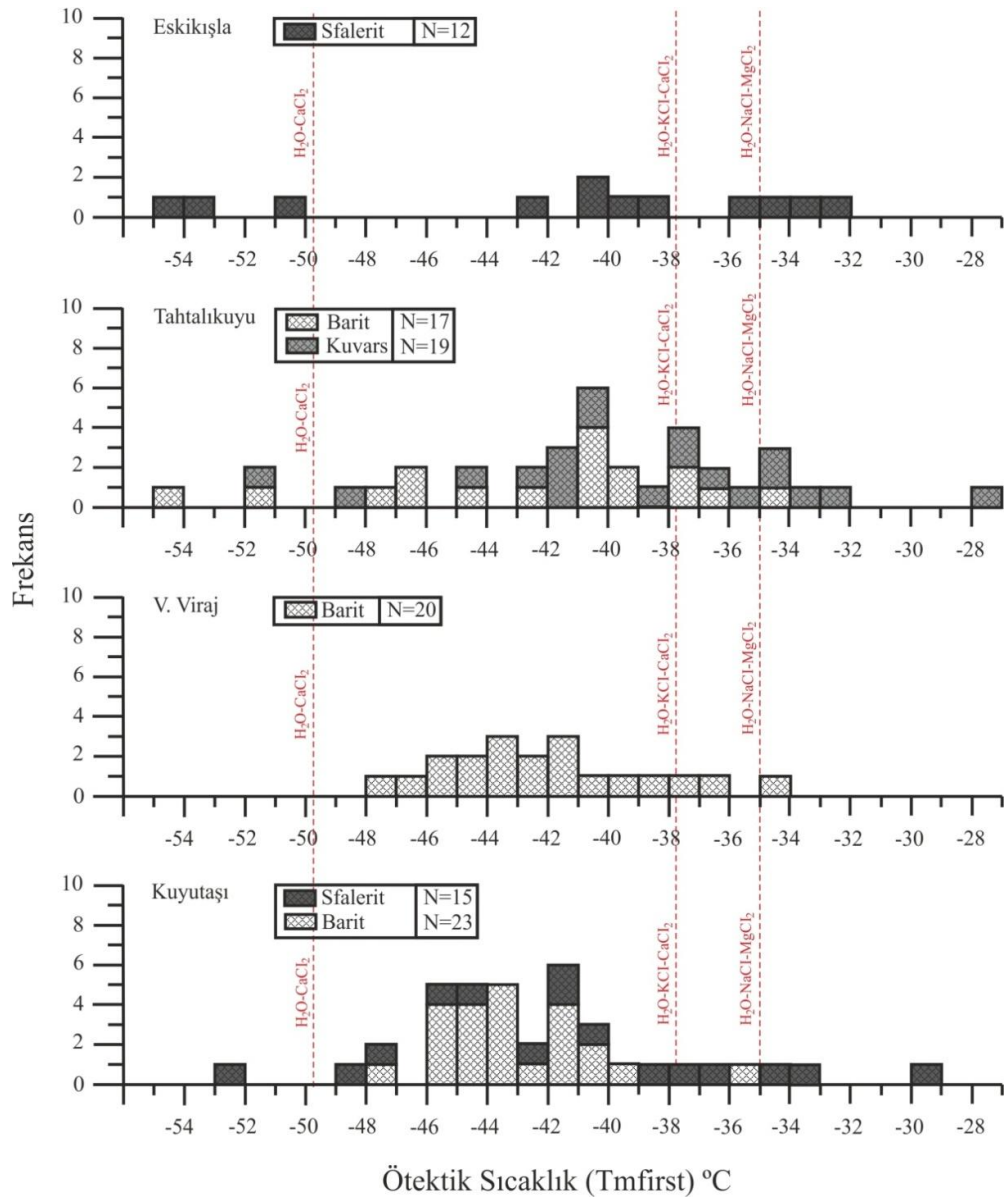


Şekil 5.4 Kuyutaşı cevherleşmesine ait sfalerit minerali üzerinde soğutma (A) ve ısıtma (B) evrelerinde gözlenen ötektik sıcaklık (-46,8 °C), son buz ergime sıcaklığı (-7,9 °C) ve homojenleşme sıcaklıklarının (342,6 °C) şematik ölçüm mikrofotografı.

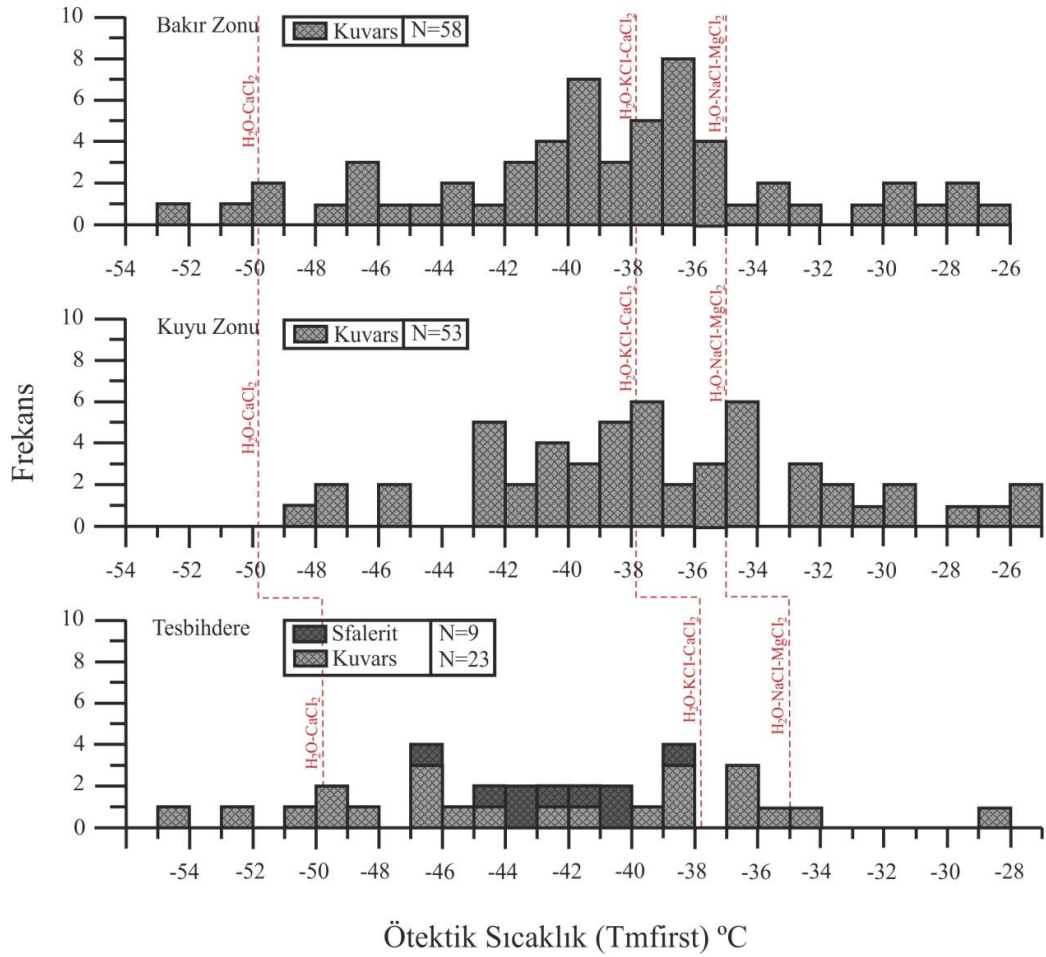
Tablo 5.1 Kuru maden yatağına ait cevherleşmelerdeki sıvı kapanım analizleri sonucunda elde edilen homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk istatistikleri (N, ölçüm sayısı; Yükseklikler ise deniz seviyesi üzerinde olarak verilmiştir).

Cevherleşme	Mineral	Yükseklik (m)	N	Th C°- homojenleşme sıcaklığı				N	Tuzluluk- %NaCl eşdeğerlilik			
				Min.	Maks.	Ort.	Medyan		Min	Maks.	Ort.	Medyan
Eskikışla	Sfalerit	74	12	191,2	290,5	225,6	218,0	12	2,1	11,1	7,0	7,7
Tahtalıkuyu	Barit	145	17	160,6	359,0	251,3	244,0	17	0,7	11,6	5,5	4,5
	Kuvars	145	19	146,0	358,0	254,5	263,7	19	0,2	6,3	2,1	1,2
V. Viraj	Barit	151	20	299,1	407,0	341,7	336,0	20	1,4	10,7	3,8	3,3
Kuyutaşı	Sfalerit	364	15	247,9	371,5	318,2	324,5	15	3,4	12,5	6,5	5,9
	Barit	393	23	275,3	401,0	337,7	346,4	23	2,2	5,7	3,7	3,7
Tesbihdere	Sfalerit	375	8	231,5	342,0	292,2	289,5	9	0,7	5,4	4,1	4,5
	Kuvars	375	28	233,8	364,0	306,0	309,3	23	1,4	7,9	5,1	5,6
Bakır Zonu	Kuvars	270	63	235,3	354,0	304,4	313,9	59	0,9	10,6	4,0	3,4
Kuyu Zonu	Kuvars	260	61	255,9	387,0	303,0	311,7	58	0,2	8,0	3,1	3,1

Ölçülen tüm kapanımların ötektik noktaları birbirlerine yakın değere sahiptir. Genellikle -25°C ile $-54,1^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte (Şekil 5.5 ve 5.6) ve $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$ içerikli cevher oluşturuıcı hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Goldstein ve Reynolds, 1994; Shepherd ve diğer., 1985). Son buz ergimesi sıcaklıklarından elde edilen tüm tuzluluk değerleri Bodnar (1993) tarafından belirlenmiş denklem ile hesaplanmıştır. Tablo 5.1’de elde edilen ölçümlerin istatistiksel değerlendirmeleri yer almaktadır.

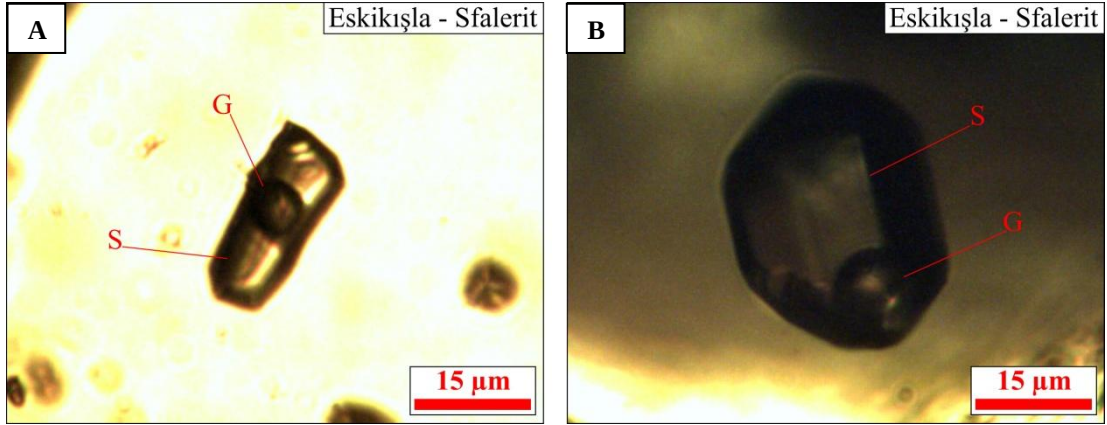


Şekil 5.5 Kuru yatağı cevherleşmelerine ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları. Kesik kırmızı renkli çizgiler tuz çözeltilerinin ötektik sıcaklık noktalarını göstermektedir.



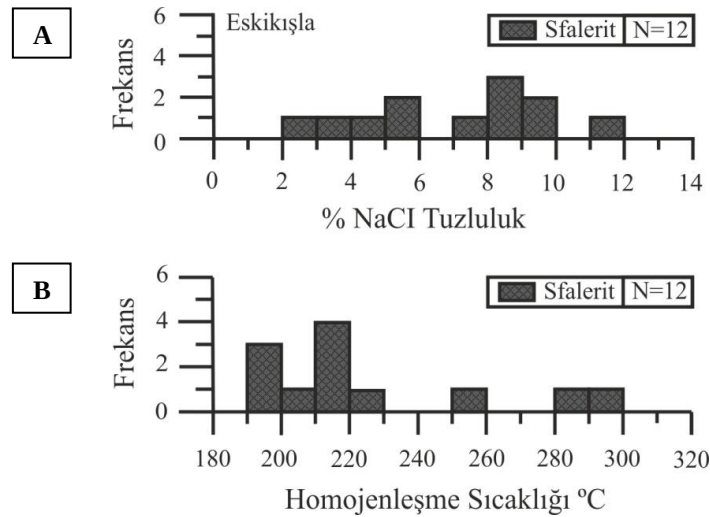
Şekil 5.6 Tesbihdere yatağı cevherleşmelerine ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları. Kesik kırmızı renkli çizgiler tuz çözeltilerinin ötektik sıcaklık noktalarını göstermektedir.

Eskikışla cevherleşmesine ait tüm sıvı kapanım ölçümleri K12 no'lu örnekte gözlenen sfalerit minerali üzerinde yapılmıştır. Ölçüm yapılan sfalerit minerali, deniz seviyesi üzerinde 75. metreye ait sondaj karotundan alınmıştır. Sfalerit içindeki kapanımlar genellikle koyu renkli ve sıvıca zengin iki fazlı sıvı kapanımlardır (Şekil 5.7). Eskikışla cevherleşmesine ait sfalerit içinde gözlenen kapanımlar, bu çalışma kapsamında gözlenen en büyük kapanımlardır. Kapanım büyüklükleri 74 μm ile 10 μm arasında değişmektedir. Kapanımların gaz/sıvı (V/L) oranları ise 0,08 μm^2 ile 0,20 μm^2 aralığında değişmekte olup, ortalama 0,15 μm^2 V/L oranına sahiptir.



Şekil 5.7 A ve B) Eskikışla cevherleşmesinde gözlenen birincil, koyu renkli (B) ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar.

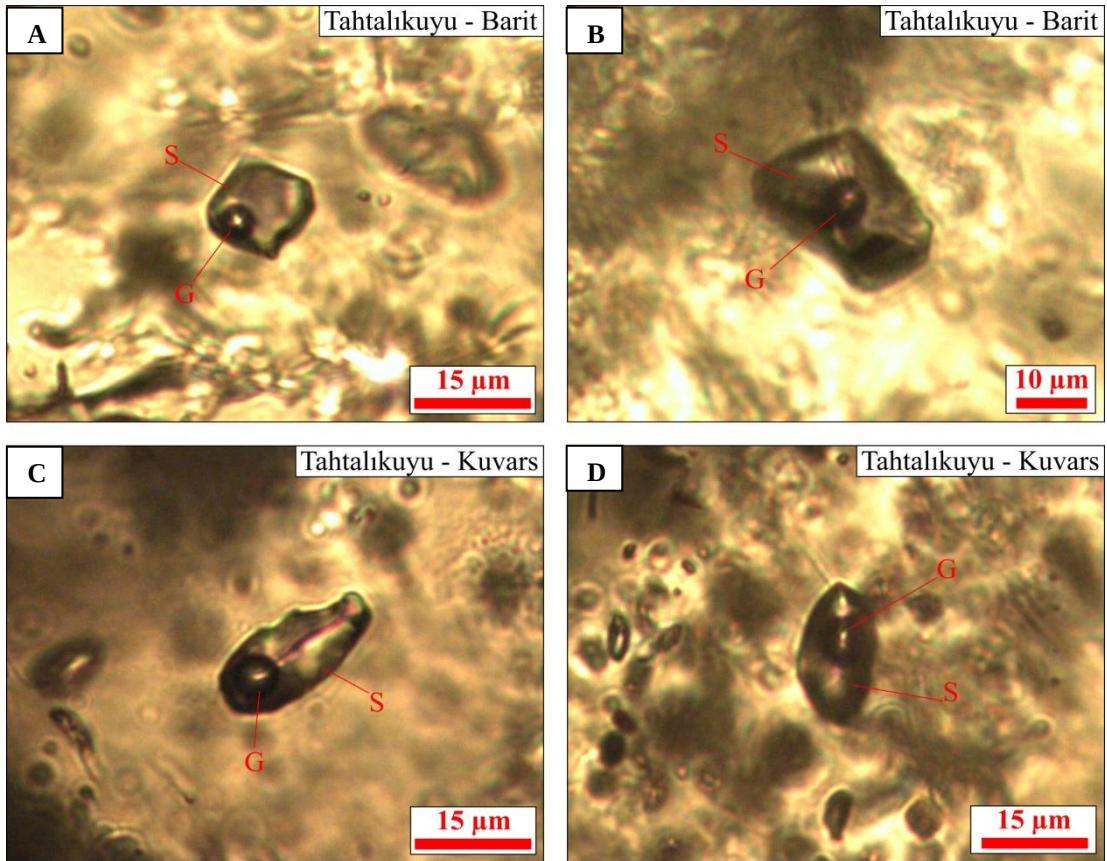
Eskikışla cevherleşmesine ait sfaleritte gözlenen birincil kapanımların ölçümleri sonucunda, son buz ergime sıcaklıkları $-1,2^{\circ}\text{C}$ ile $-7,5^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte olup, 2,1 ile 11,1 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelmektedir (ortalama 7 % NaCl tuzluluk). Homojenleşme sıcaklıkları ise $191,2^{\circ}\text{C}$ ile $290,5^{\circ}\text{C}$ arasında değişmektedir (ortalama $225,6^{\circ}\text{C}$ sıcaklık) (Şekil 5.8).



Şekil 5.8 Eskikışla cevherleşmesine ait sfalerit minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.

Tahtalıkuyu cevherleşmesine ait kuvars ve barit örnekleri (sırasıyla, E4B ve E4A no'lu örnekler) deniz seviyesi üzerinde ana ocağın 145. metresinden alınmıştır. Kuvarsa ve barite ait sıvı kapanımlar açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı

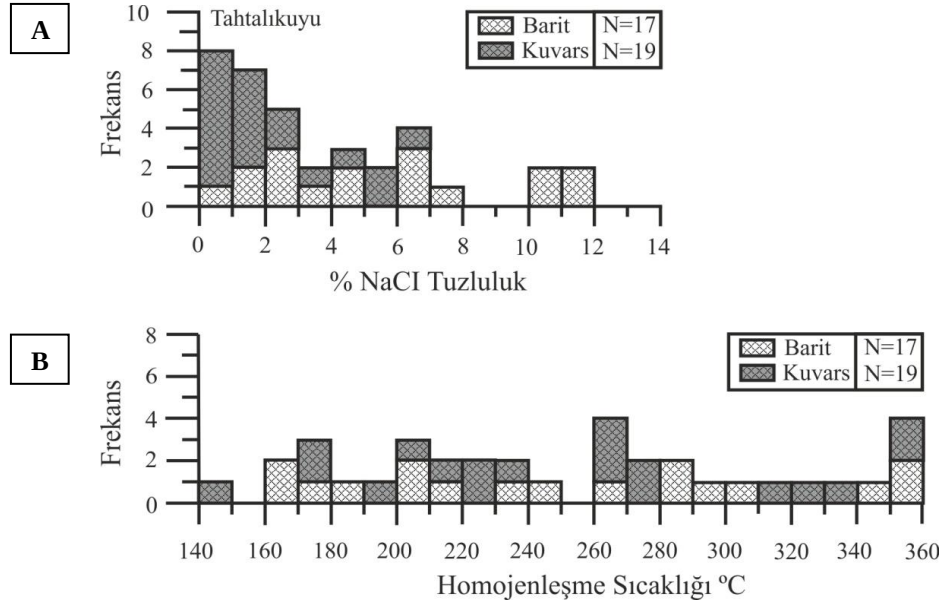
kapanımlardır. Baritte gözlenen kapanımların boyutları 55 μm ile 4 μm arasında değişmekte olup (Şekil 5.9A-B), kuvarstaki kapanımlara (maksimum 29 μm) oranla daha büyük boyutlara sahiptirler (Şekil 5.9C-D). Bunun aksine, barite ait kapanımların gaz/sıvı (V/L) oranları kuvarstaki kapanımların gaz/sıvı oranlarından daha düşüktür (Şekil 5.9). Diğer bir anlatımla, kuvarsa ait kapanımların gaz baloncukları baritteki kapanımlara oranla daha büyüktür. Gaz/sıvı oranı, baritin kapanımlarında 0,07 μm^2 ile 0,36 μm^2 (ortalama 0,18 μm^2) arasında değişirken; kuvarstaki kapanımlarda 0,11 μm^2 ile 0,41 μm^2 (ortalama 0,22 μm^2) arasında değişmektedir.



Şekil 5.9. Tahtalıkuyu cevherleşmesinde barit (A ve B) ve kuvarsa (C ve D) ait birincil, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar. Barite ait kapanımların gaz baloncukları, kuvarsin gaz baloncuklarından daha küçük boyutlarda gözlenmektedir.

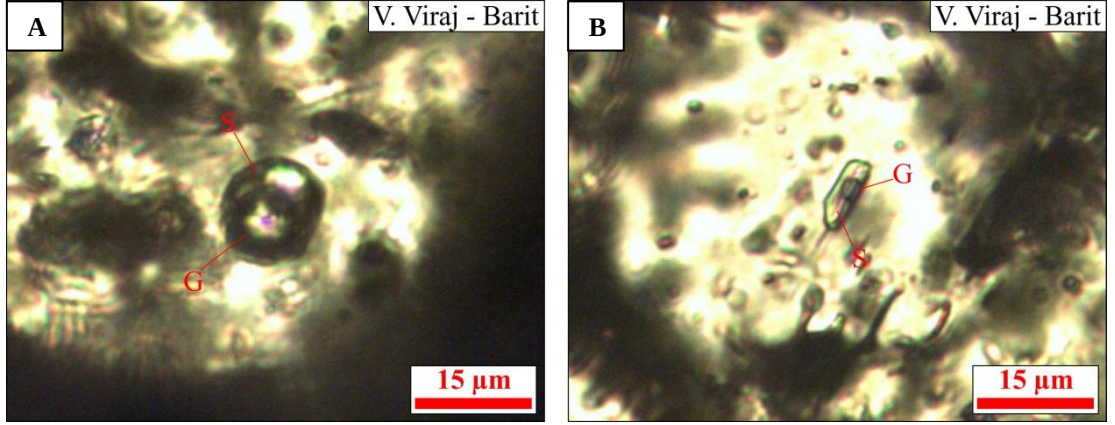
Kuvars mineralinde son buz ergime sıcaklıkları 0,1°C ile 3,9°C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 0,2 ile 6,3 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 2,1 % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Homojenleşme

sıcaklıkları 146°C ile 358°C arasında değişmektedir (ortalama 254,5°C sıcaklık). Barit mineralinde ölçülen son buz ergime sıcaklıkları ise -0,4°C ile -7,9 sıcaklıkları arasında değişmektedir. Bu değerler, 0,7 ile 11,6 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmektedir (ortalama 5,5 % NaCl tuzluluk). Homojenleşme sıcaklıkları 160,6°C ile 359°C arasında değişmektedir (ortalama 251,3°C sıcaklık) (Şekil 5.10).



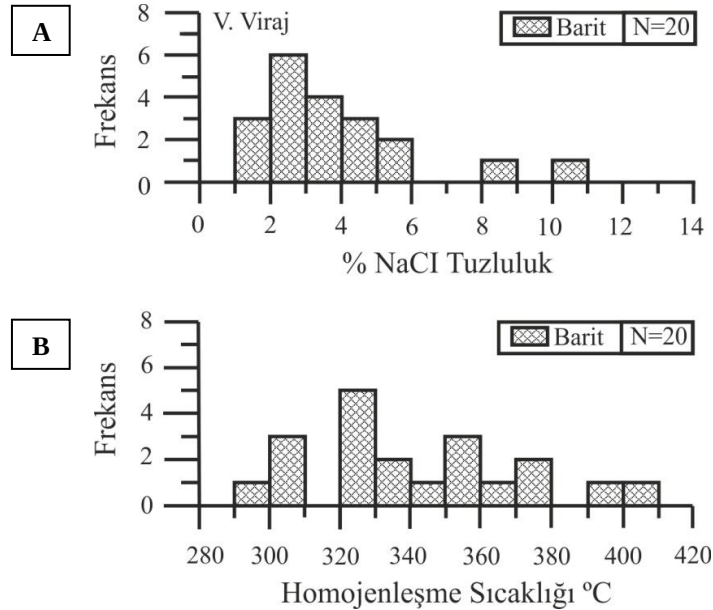
Şekil 5.10 Tahtalıkuyu cevherleşmesine ait barit ve kuvars mineralleri üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.

V. Viraj cevherleşmesinin deniz seviyesi üzerinde 151 metresinden alınan SK-459 no'lu sondaj örneğine ait barit minerali üzerinde sıvı kapanım ölçümleri yapılmıştır. V. Viraj cevherleşmesindeki baritin içerdiği kapanımlar, Tahtalıkuyu cevherleşmesinin baritindeki kapanımlara petrografik açıdan benzemektedir. Yaygın olarak açık renkli, sıvıca ve daha az oranda gazca zengin iki fazlı kapanımlar gözlenmektedir (Şekil 5.11). V. Viraj cevherleşmenin içerdiği kapanım büyüklükleri 3 μm ile 14 μm arasında gözlenmekte ve gaz/sıvı oranları 0,16 μm^2 ile 0,42 μm^2 aralığında değişmektedir (ortalama 0,30 μm^2). Bu cevherleşmeye ait baritteki kapanımlar, Tahtalıkuyu cevherleşmesinin baritinde incelenen kapanımlardan boyut açısından daha küçüktür. Ancak, Tahtalıkuyu cevherleşmesindeki kapanımların gaz/sıvı oranından daha büyük değerlere (gaz baloncukları daha büyük) sahiptir.



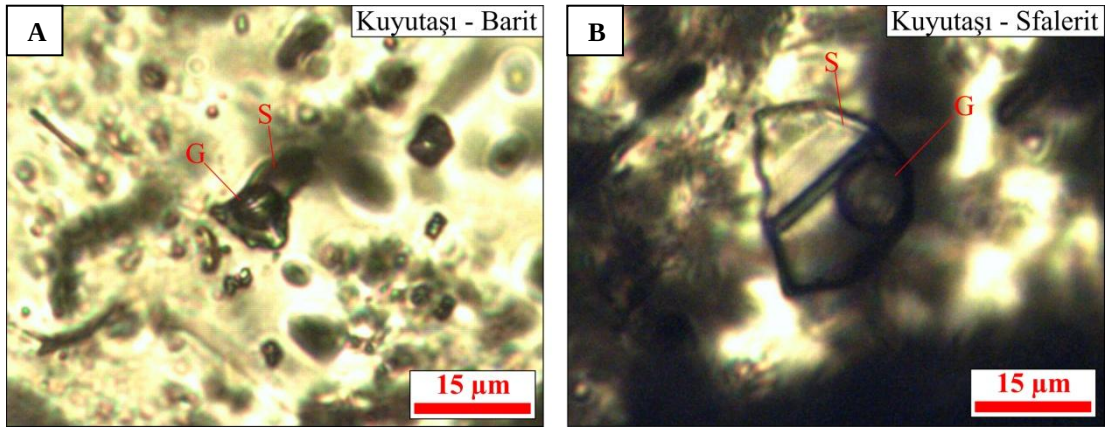
Şekil 5.11 Viraj cevherleşmesinin baritinde gözlenen birincil, açık renkli, gazca (A) ve sıvıca (B) zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar.

Genel olarak ölçülen sıcaklıklar Kuyutaşı cevherleşmesinde ölçülen değerlere benzerlik göstermektedir. Barit mineralinde ölçülen son buz ergime sıcaklıkları $-0,8^{\circ}\text{C}$ ile $-7,2^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte olup, 1,4 ile 10,7 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelmektedir (ortalama 3,7 % NaCl tuzluluk). Ancak, Kuru maden yatağındaki maksimum homojenleşme sıcaklığı bu cevherleşmede ölçülmüştür. Homojenleşme sıcaklıkları $299,1^{\circ}\text{C}$ ile 407°C arasında değişmektedir (ortalama $341,7^{\circ}\text{C}$ sıcaklık) (Şekil 5.12).



Şekil 5.12 V. Viraj cevherleşmesine ait barit minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.

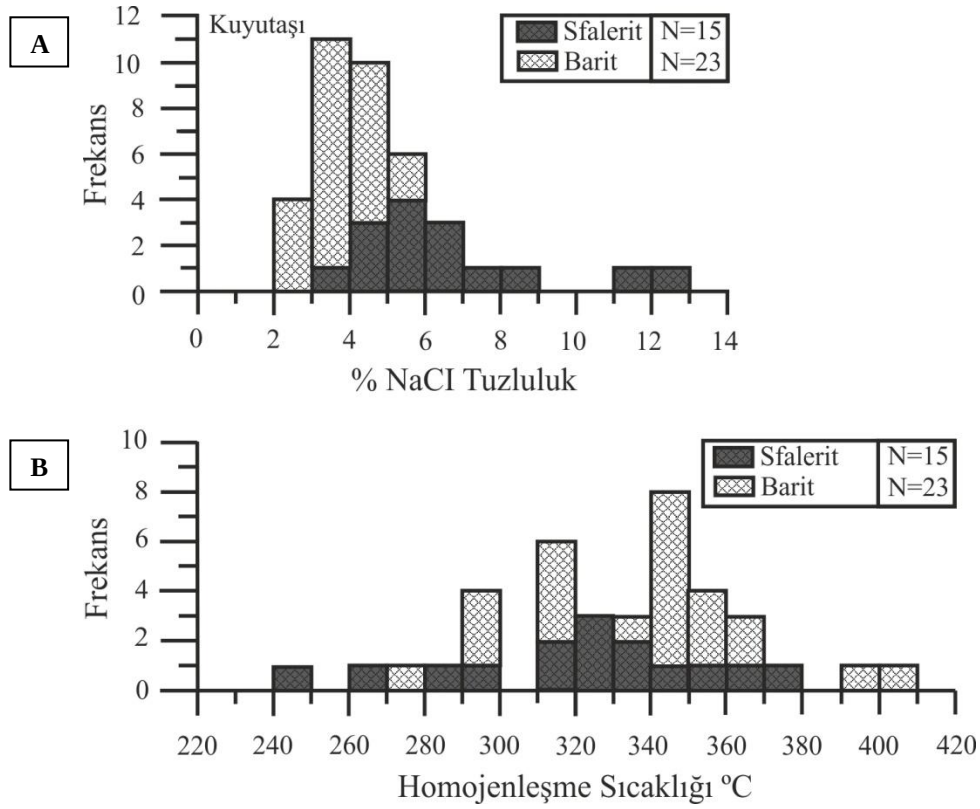
Kuyutaşı cevherleşmesinin 393 m. (SK-412 no'lu barit örneği) ve 364 m. (SK-415 no'lu sfalerit örneği) seviyelerine ait sondaj örneklerinden sıvı kapanım ölçümleri yapılmıştır. Bu cevherleşmeye ait barit, diğer cevherleşmelerin baritlerinde de gözlendiği gibi açık renkli, sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlar içermektedir (Şekil 5.13A). Kapanımların büyüklükleri 3 μm ile 24 μm arasında değişmektedir. Tahtalıkuyu ve V. Viraj cevherleşmelerindeki baritlerin kapanımları ile kıyaslandığında; maksimum gaz/sıvı oranı bu cevherleşmeye ait barit içindeki kapanımlarda gözlenmektedir (gaz/sıvı oranı 0,11 μm^2 ile 0,50 μm^2 arasında değişen, ortalama 0,26 μm^2). Kuyutaşı cevherleşmesine ait sfaleritteki kapanımlar ise baritlerinde de gözlendiği gibi çoğunlukla açık renkli, sıvıca ve gaz zengin iki fazlı kapanımlardır (Şekil 5.13B). Sfaleritin içerdiği kapanım büyüklükleri 8 μm ile 33 μm arasında değişmekte olup; gaz/sıvı oranlarının 0,10 μm^2 ile 0,45 μm^2 arasında değiştiği gözlenmektedir (ortalama 0,24 μm^2). Diğer cevherleşmelerin sfaleritlerinde (Eskikışla ve Tesbihdere cevherleşmeleri) gözlenen kapanımlara oranla daha büyük gaz/sıvı oranına sahiptir.



Şekil 5.13 Kuyutaşı cevherleşmesinde benzer petrografik özelliklere sahip barit (A) ve sfalerite (B) ait birincil, açık renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı (V/L) kapanımları temsil eden mikrofotograflar.

Kuyutaşı cevherleşmesinin baritlerinden elde edilen son buz ergime sıcaklıkları -1,3°C ile -3,5°C arasında değişmektedir. Bu değerler 2,2 ile 5,7 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelmektedir (ortalama 3,7 % NaCl tuzluluk). Yine aynı mineraldeki homojenleşme sıcaklıkları 275,3°C ile 401°C arasında değişmektedir (ortalama 337,7°C sıcaklık). Sfalerit mineralinde ise son buz ergime sıcaklıkları -2°C ile -8,7°C arasında değişmekte olup, 3,4 ile 12,5 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine

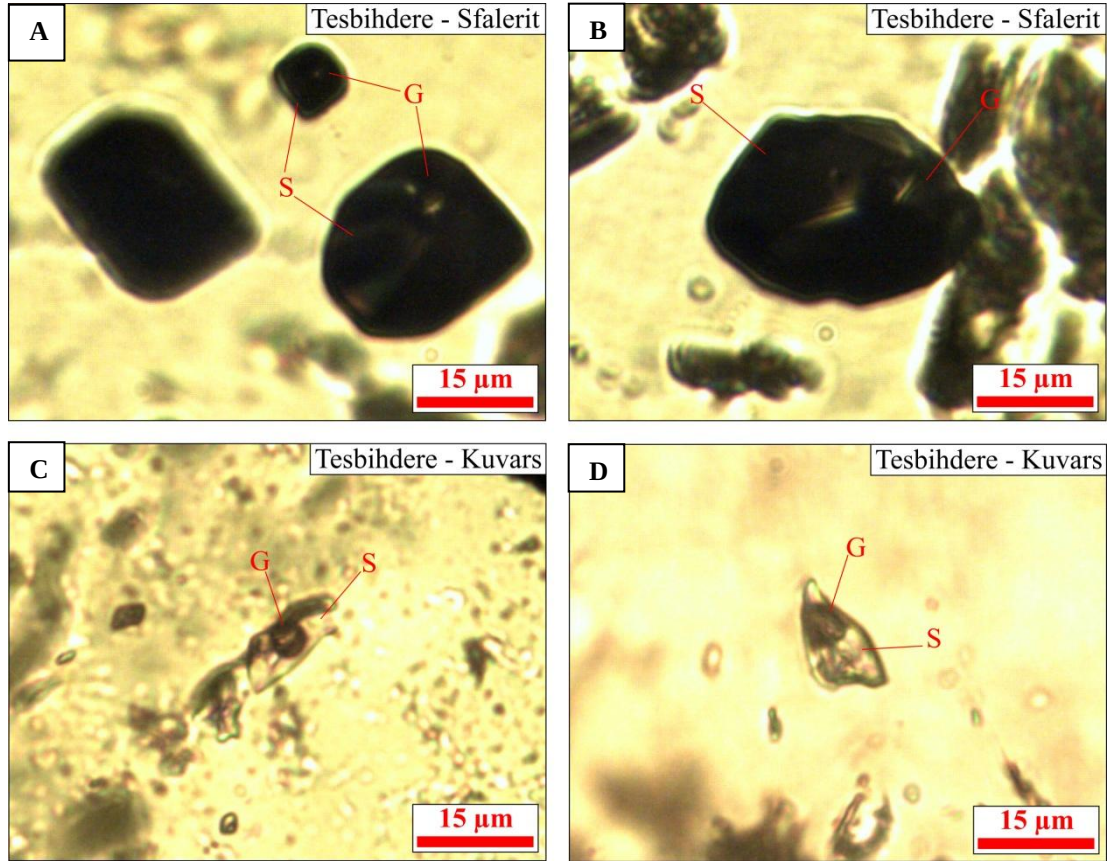
karşılık gelmektedir (ortalama 6,5 % NaCl tuzluluk). Yine aynı mineralde ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 247,9°C ile 371,5°C sıcaklıkları arasında değişmektedir (ortalama 318,2°C sıcaklık) (Şekil 5.14).



Şekil 5.14 Kuyutaşı cevherleşmesine ait barit ve sfalerit mineralleri üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.

Tesbihdere cevherleşmesine ait ölçümler sfalerit ve kuvars mineralleri üzerinde yapılmıştır. Ölçülen bu minerallerin deniz seviyesi üzerinde 375. metreye ait maden ocağı girişinde bulunan yüzey örneklerinden seçilmiştir. Cevherleşmenin sfaleritine ait kapanımlar çoğunlukla gözlemlenmesi zor olan koyu renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımlardır (Şekil 5.15A-B). Bu cevherleşmesinin sfaleritindeki kapanımlar; 5 μm ile 37 μm arasında değişen büyüklüklere ve 0,13 μm^2 ile 0,34 μm^2 arasında değişen gaz/sıvı oranlarına (ortalama 0,22 μm^2) sahiptirler. Bu cevherleşmenin kuvarslarına ait kapanımlar ise rahatlıkla gözlemlenebilen açık renkli, sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlardır (Şekil 5.15C-D). Kuvarsa ait kapanımların büyüklükleri (3 μm ile 24 μm arasında değişen), aynı cevherleşmenin

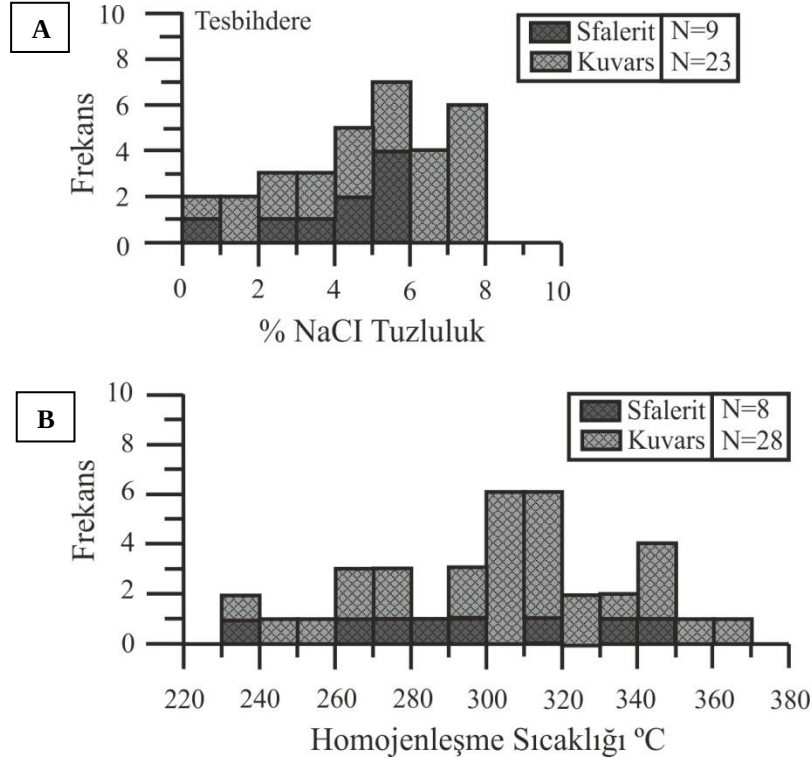
sfaleritindeki kapanımlarından daha küçük boyutlardadır. Ancak, her iki minerale ait kapanımların gaz/sıvı oranları tamamıyla aynı gözlenmektedir. Diğer yandan, Tesbihdere cevherleşmesindeki sfalerit ve kuvarsa ait kapanımların büyüklükleri ve gaz/sıvı oranları, Kuyutaşı ve Tahtalıkuyu cevherleşmesinin sfalerit ve kuvarsındaki (sırasıyla) kapanımlara yakın benzerlikler göstermektedir.



Şekil 5.15 A ve B) Tesbihdere cevherleşmesinde sfalerite ait birincil, gözlemlenmesi zor koyu renkli sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar. C ve D) Tesbihdere cevherleşmesinde kuvarsa ait birincil, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar.

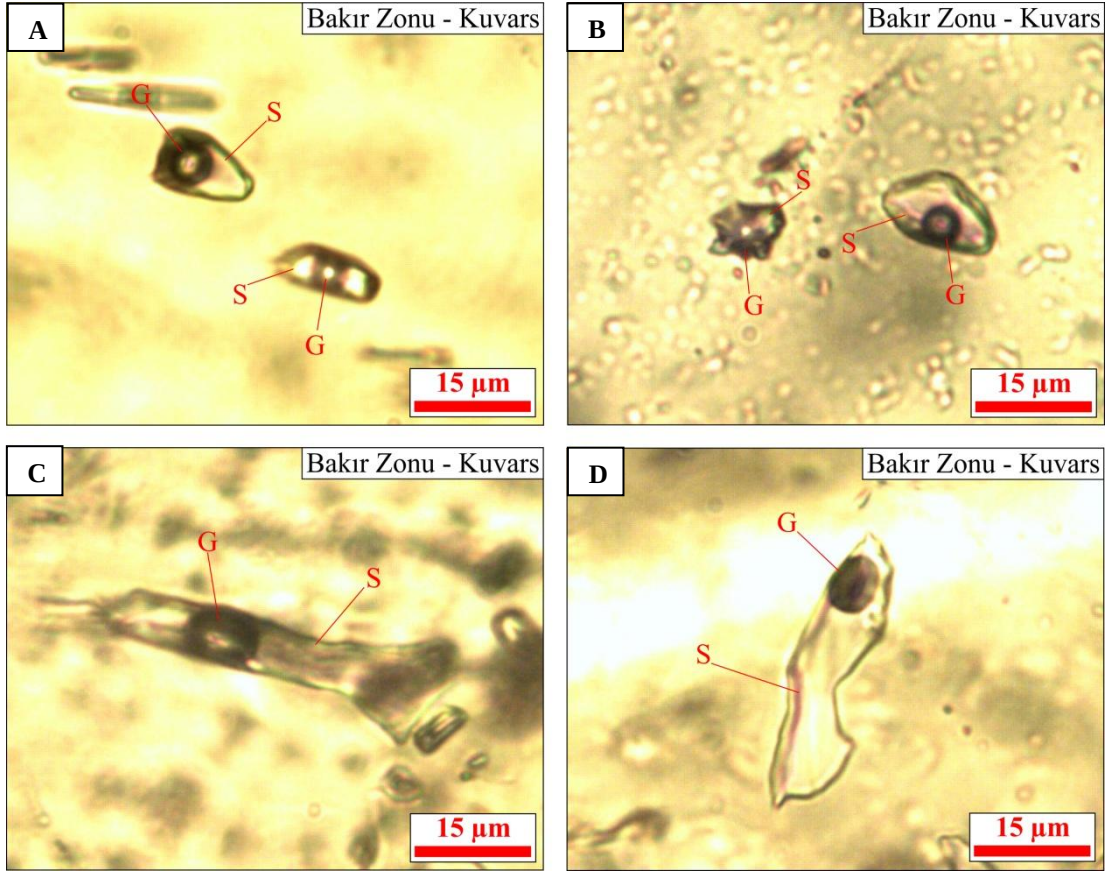
Tesbihdere cevherleşmesindeki kuvars mineraline ait son buz ergime sıcaklıkları - 3,3°C ile -5°C arasında değişmekte olup, 5,5 ile 7,9 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelmektedir (ortalama 6,2 % NaCl tuzluluk). Kuvarstan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları ise 273,7°C ile 364°C arasında değişmektedir (ortalama 320,7°C sıcaklık). Diğer yandan, sfalerit mineralindeki son buz ergime ve homojenleşme sıcaklıkları daha düşük değerler göstermektedir. Son bu ergime sıcaklıkları 0,7 ile 11,6 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelmekte (ortalama

5,5 % NaCl tuzluluk) ve homojenleşme sıcaklıkları 231,5°C ile 342°C sıcaklıkları arasında değişmektedir (ortalama 292,2°C sıcaklık) (Şekil 5.16).



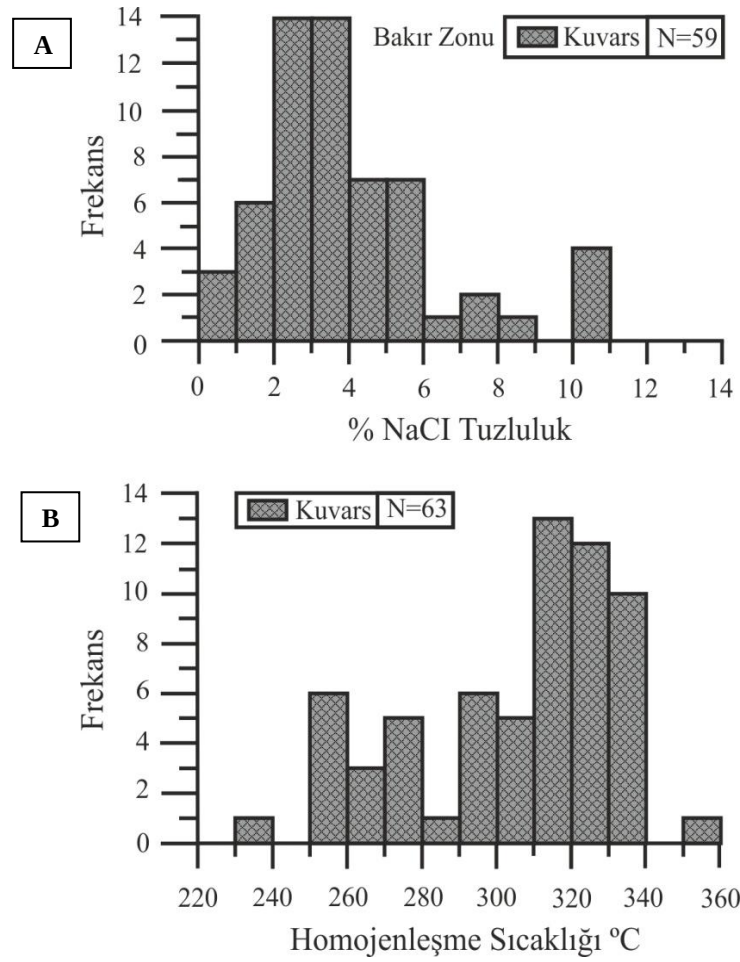
Şekil 5.16 Tesbihdere cevherleşmesine ait kuvars ve sfalerit mineralleri üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.

Bakır Zonu cevherleşmesine ait ölçümler deniz seviyesi üzerinde 270,9 ve 271 metresinden alınan sondaj örneklerine (sırasıyla B2 ve B1 no'lu örnekler) ait kuvars mineralleri üzerinde yapılmıştır. Her iki örneğe ait kuvarstaki sıvı kapanımların petrografileri ve analizleri tamamıyla aynı özelliklere sahiptir. Bu nedenle, her iki örnek ayırt edilmeden bir örnek olarak değerlendirilmiştir. Kapanımlar başlıca açık renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımlardır (Şekil 5.17A-B). Bakır Zonu cevherleşmesine ait kuvarslardaki kapanımların büyüklükleri 4 μm ile 47 μm arasında değişmekte olup, diğer tüm cevherleşmelerdeki kuvarslara ait kapanımlar arasında maksimum kapanım büyüklüğüne sahiptir (Şekil 5.17C-D). Bu cevherleşmeye ait kapanımların gaz/sıvı oranları ise 0,12 μm^2 ile 0,49 μm^2 arasında değişmektedir (ortalama 0,25 μm^2). Gaz/sıvı oranları açısından, diğer cevherleşmelerde gözlenen kuvarslara ait kapanımlar ile benzerlik sunmaktadır.



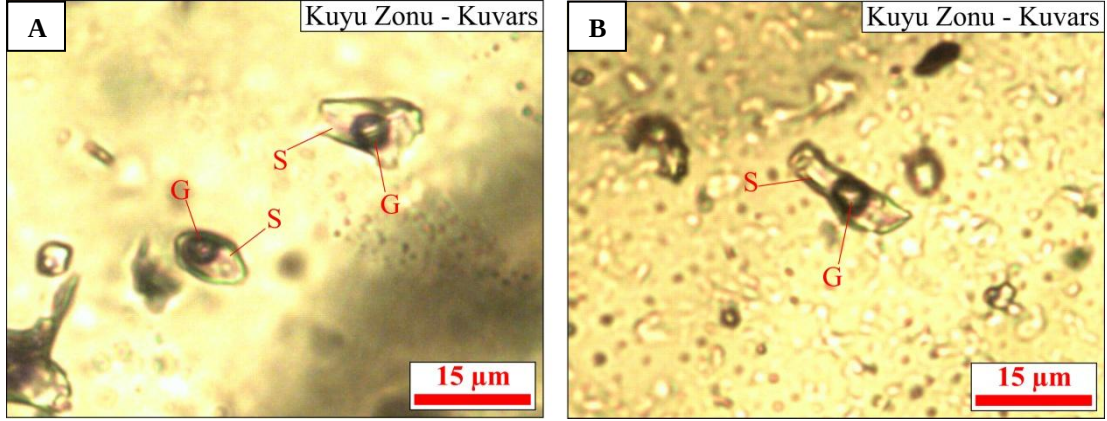
Şekil 5.17 A ve B) Bakır Zonu cevherleşmesinin kuvarsında gözlenen birincil, açık renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograf. C ve D) Bakır Zonu cevherleşmesinin kuvarsında gözlenen maksimum büyüklükteki (C - 47 µm ve D - 45 µm büyüklüğünde) sıvı kapanımlar.

Kuyu Zonu cevherleşmesinin kuvarslarındaki ölçümler sonucunda, son buz ergime sıcaklıkları $-0,5^{\circ}\text{C}$ ile $-7,1^{\circ}\text{C}$ arasında değişmektedir. Bu sıcaklıklara karşılık gelen tuzluluk değerleri ise 0,9 ile 10,6 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğidir (ortalama 4,0 % NaCl tuzluluk). Homojenleşme sıcaklıkları $195,0^{\circ}\text{C}$ ile $354,0^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte ve $302,7^{\circ}\text{C}$ ortalama sıcaklık değerine sahiptir (Şekil 5.18).



Şekil 5.18 Bakır Zonu cevherleşmesine ait kuvars minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.

Son olarak, Kuyu Zonu cevherleşmesine ait ölçümler deniz seviyesi üzerinde 259,9 ile 261,4 metrelerden alınan sondaj örneklerine (sırasıyla KZ-4 ve KZ-1 nolu örnekler) ait kuvars mineralleri üzerinde yapılmıştır. Bakır Zonu cevherleşmesinde olduğu gibi, bu cevherleşmenin de iki farklı örneğindeki kuvarsa ait kapanımlar tamamıyla aynı petrografi ve analiz değerleri sunmakta ve bu nedenle iki örnek ayırt edilemeyerek tek örnek olarak değerlendirilmiştir. Kapanım özellikleri (büyüklük ve gaz/sıvı oranları) Tahtalıkuyu ve Tesbihdere cevherleşmesinin kuvarslarına ait kapanımlara benzemektedir. Başlıca açık renkli, gazca ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar gözlenmektedir (Şekil 5.19). Kapanımların büyüklükleri 3 μm ile 27 μm arasında değişmekte olup, 0,10 μm^2 ile 0,43 μm^2 arasında değişen (ortalama 0,22 μm^2) gaz/sıvı oranlarına sahiptir.



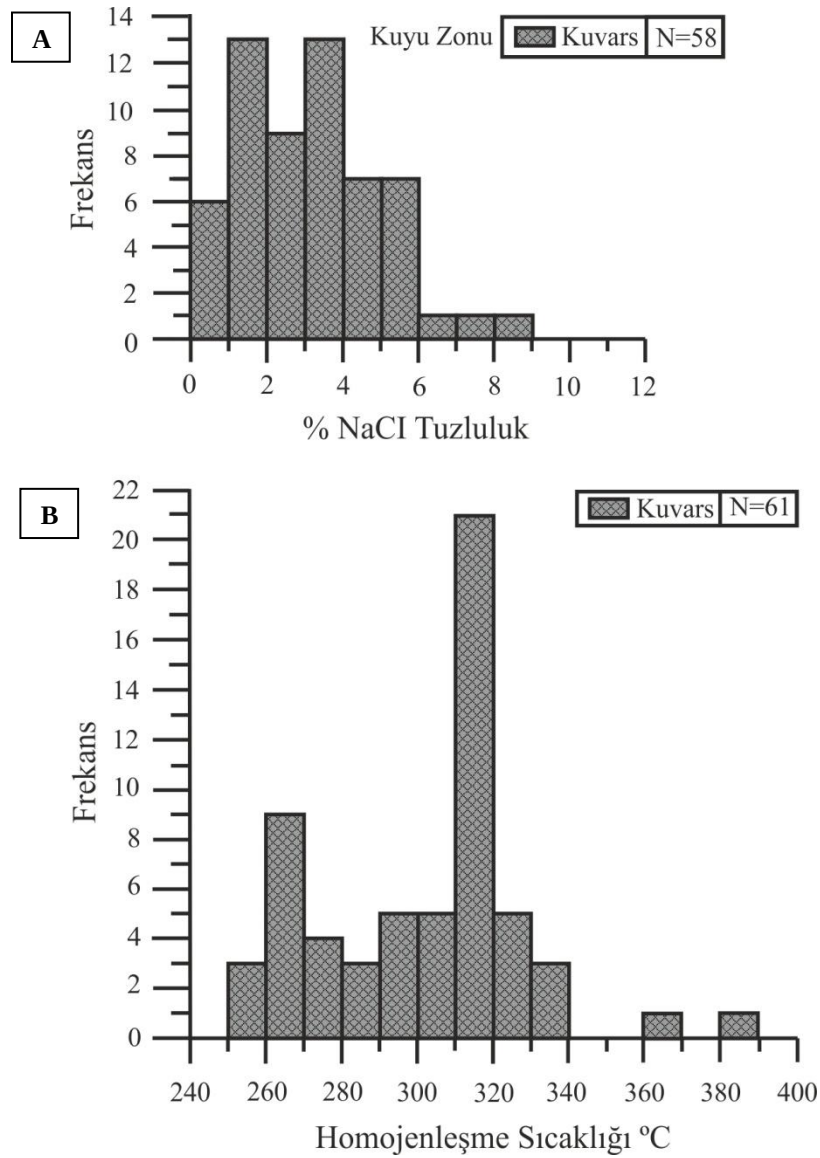
Şekil 5.19 A ve B) Kuyu Zonu cevherleşmesinin kuvarsında gözlenen birincil, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımları temsil eden mikrofotograflar.

Kuvarstan elde edilen son buz ergime sıcaklıkları $-0,1^{\circ}\text{C}$ ile $-5,1^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte ve bu değerlere karşılık gelen tuzluluk değerleri ise 0,2 ile 8,0 % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğidir (ortalama 3,1 % NaCl tuzluluk). Tesbihdere bölgesindeki maksimum homojenleşme sıcaklığı bu cevherleşmede ölçülmüştür. Homojenleşme sıcaklıkları $255,9^{\circ}\text{C}$ ile $387,0^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte ve ortalama $303,0^{\circ}\text{C}$ sıcaklığa sahiptir (Şekil 5.20).

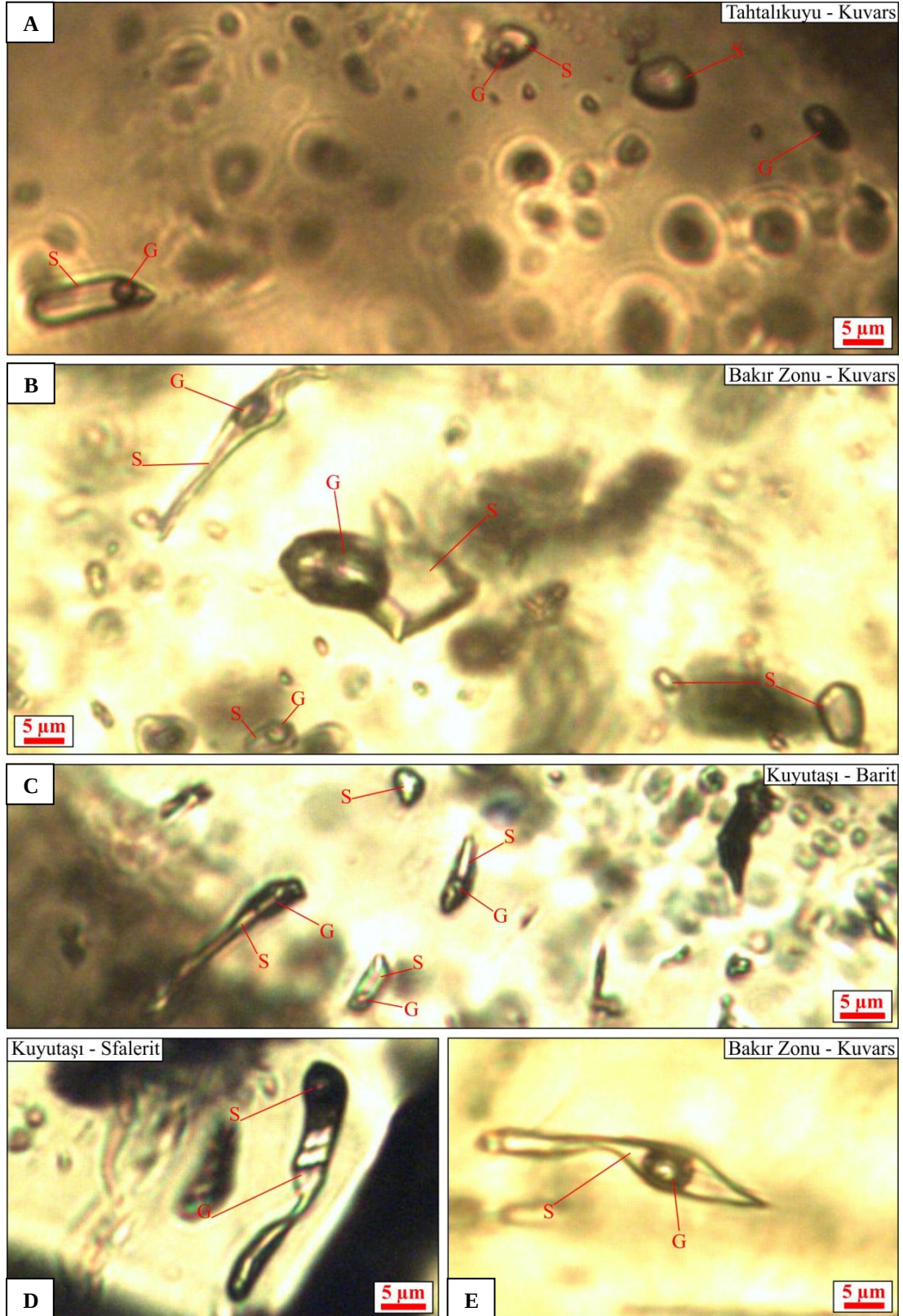
Sıvı kapanım çalışmalarından gözleendiği üzere, kaynama koşulları ise şu şekilde ifade edilebilir; sıvıca zengin ve gazca zengin birincil kapanımlar, homojenleşme sıcaklıklarındaki geniş aralık ve necking-down kapanımlar (Şekil 5.21) (Bodnar ve diğer., 1985; Hedenquist ve Henley, 1985). Ayrıca, Şekil 5.22’de gözlenen birincil kapanımlara ait homojenleşme sıcaklıklarının ve tuzlulukların pozitif korelasyonu, kaynama koşullarını önermektedir (Wilkinson, 2001).

Tahtalıkuyu, Kuyutaşı ve V. Viraj cevherleşmelerindeki barit mineralinden ölçülen sıvı kapanım değerleri yüksek homojenleşme sıcaklıkları göstermektedir (Şekil 5.23C) ($160,9^{\circ}\text{C}$ ile 407°C sıcaklıkları arasında değişmektedir). Bu değerler, Yalçınkaya (2010)’ın Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmelerinden ölçmüş olduğu sıvı kapanım değerlerine benzerlikler göstermektedir ($207,1^{\circ}\text{C}$ ile $435,5^{\circ}\text{C}$ sıcaklıkları arasında değişmektedir). Ancak, Yalçınkaya (2010)’nın ölçmüş olduğu 0,4 ile 26,9 arasında değişen % NaCl tuzluluk eşdeğerlilikleri, bu çalışmada ölçülen 0,7 ile 11,6 arasında değişen % NaCl tuzluluk eşdeğerlilikleri ile farklılıklar

göstermektedir. Bu ölçümlerin dışında, Yalçinkaya (2010) tarafından ölçülen Tahtalıkuyu ve Eskişila cevherleşmesine ait kuvars ve sfalerit minerallerindeki homojenleşme sıcaklıkları ile uyumluluk göstermektedir. Kuru cevherleşmelerine ait kuvars (Tahtalıkuyu cevherleşmesine ait) ve sfalerit mineralleri (Eskişila ve Kuyutaşı cevherleşmelerine ait) ise barite göre daha düşük homojenleşme sıcaklıklarına (kuvarsta 146 °C ile 358 °C ve sfaleritte 191,2 °C ile 371,5 °C arasında değişen) sahiptir.



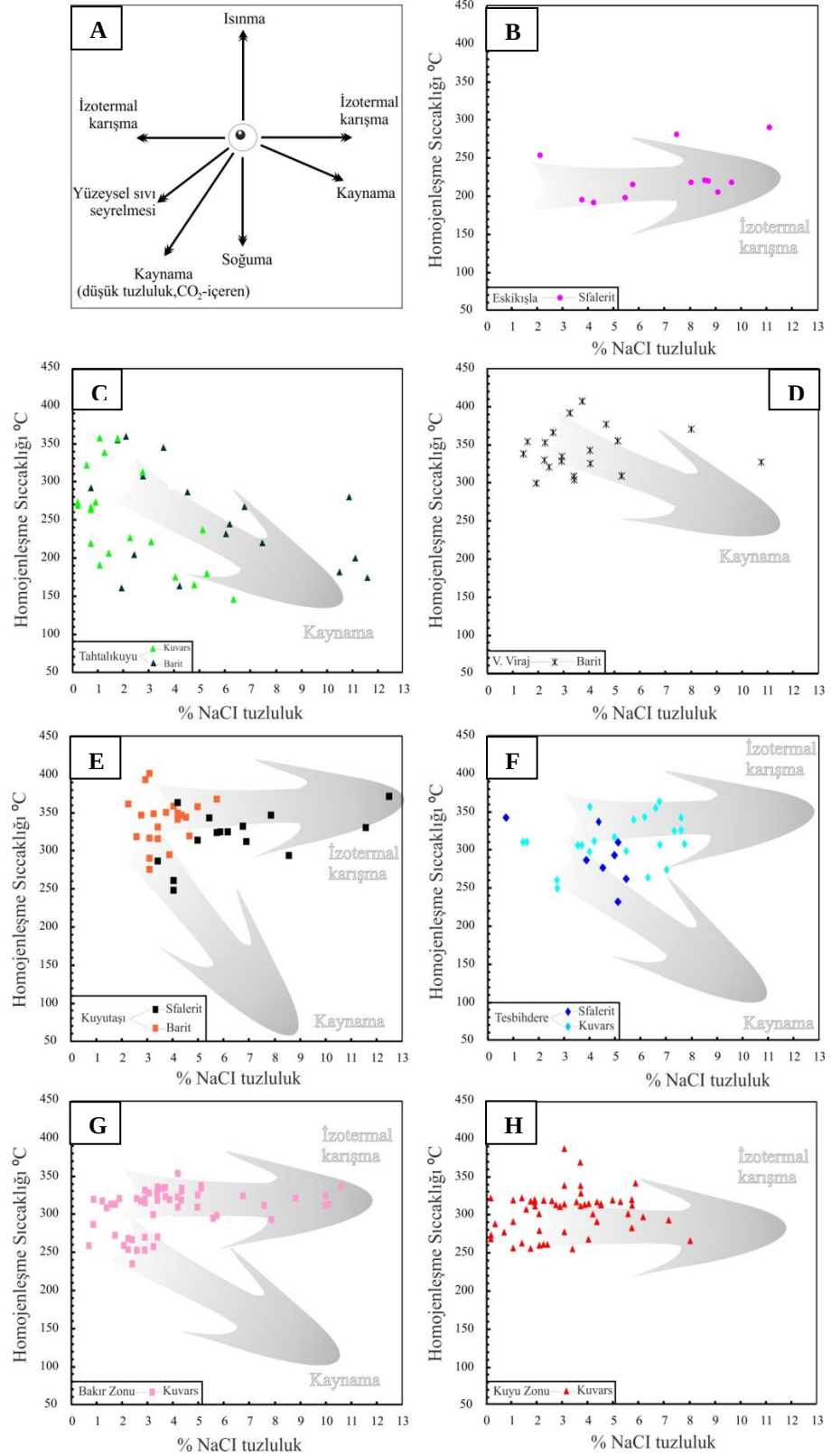
Şekil 5.20 Kuyu Zonu cevherleşmesine ait kuvars minerali üzerinde ölçülmüş son buz ergime sıcaklıklarının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine karşılık gelen tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklıklarının (B) frekans diyagramları.



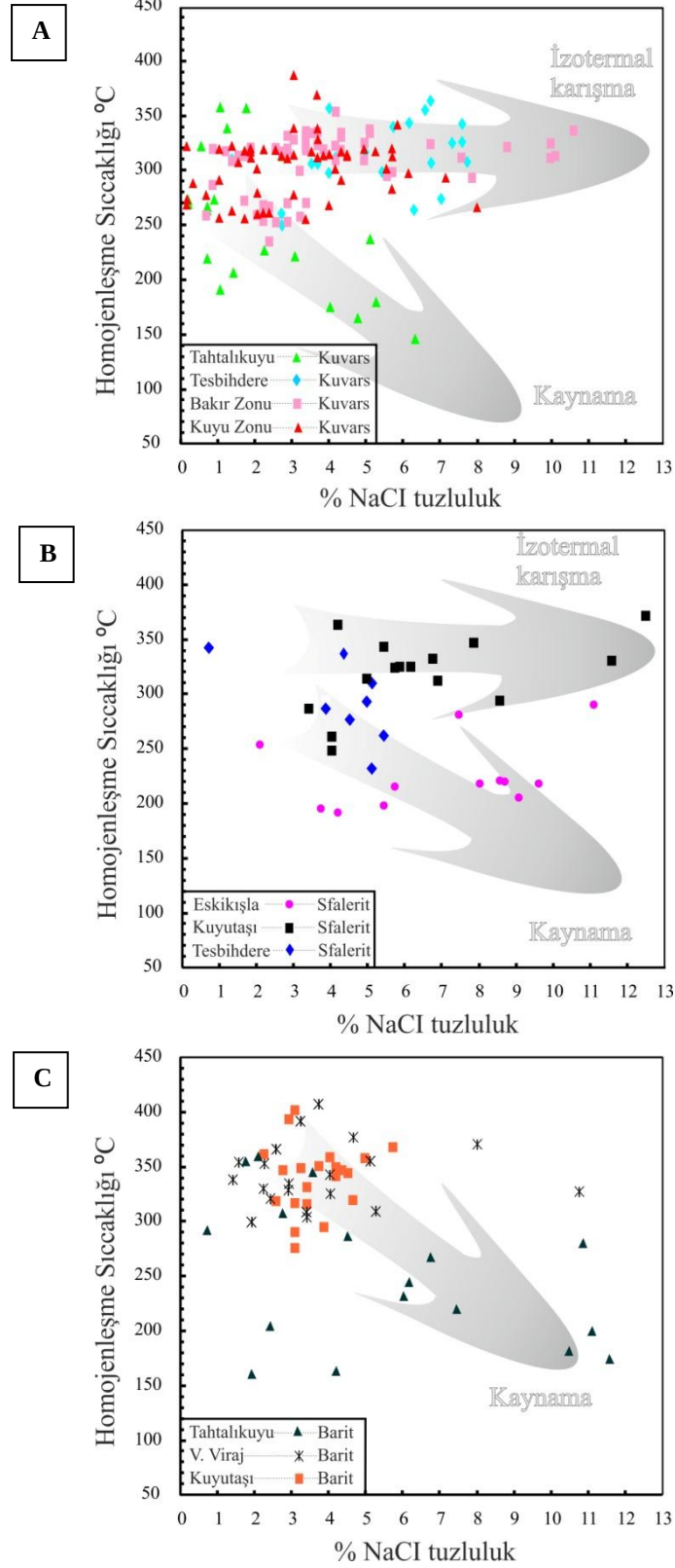
Şekil 5.21 Kuru ve Tesbihdere cevherleşmelerinde gözlenen sıvıca ve gazca zengin birincil kapanımlar (A, B ve C). Diğer bir kaynama verisi olan necking-down kapanımlar yaygın olarak gözlenmektedir (C, D ve E).

Yılmaz ve diğerleri (2010) Tesbihdere cevherleşmesinin kuvarslarına ait kapanımlardan 278 °C ile 322 °C arasında değişen (ortalama 295 °C) homojenleşme sıcaklıkları ve 3,1 ile 8,1 arasında değişen (ortalama 5,9) % NaCl tuzluluk eşdeğerlilikleri gözlemlemişlerdir. Bu değerler, bu çalışma kapsamında da incelenen Tesbihdere cevherleşmesinin kuvarslarından ölçülen homojenleşme sıcaklıkları (ortalama 306 °C) ve tuzluluk değerleri (ortalama 5,1% NaCl tuzluluk) ile benzerlik göstermektedir (Tablo 5.1).

Sıvı kapanımlardan ölçülen ötektik sıcaklık değerleri -25 °C ile -54,1 °C arasında değişen çok geniş aralıklar sahiptir. Özellikle -55 °C ile -52 °C arası değişen ötektik sıcaklık değerleri NaCl-CaCl₂-H₂O tuzluluk sistemini ve 29,4% CaCl₂ varlığına işaret etmektedir (Crawford, 1981). Diğer yandan gözlenen -52 °C ile -25 °C arasında baskın olan ötektik sıcaklık değerleri CaCl₂ ve MgCl₂ gibi daha karmaşık tuz sistemlerine işaret etmektedir. Bu durum, farklı tuz sistemlerine sahip sıvıların varlığını ve bunlarının karışımını göstermektedir. Diğer yandan, homojenleşme ve tuzluluk diyagramı göz önüne alındığında, Wilkinson (2001)'a göre bu değerler kaynama ve izotermal karışım yönelimleri sunmaktadır (Şekil 5.22 ve 5.23). Tahtalıkuyu ve V. Viraj cevherleşmeleri kaynama yönelimleri gösterirken; Eskikışla, Kuyutaşı, Tesbihdere, Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerinde kaynama ve izotermal karışım gözlenmektedir. Homojenleşme sıcaklıklarında düşüş ve tuzluluk değerlerinde artış kaynamayı göstermektedir (Wilkinson, 2001). Diğer yandan ise, homojenleşme sıcaklıklarının yakın değerlerde ve tuzlulukların geniş bir aralıkta değişkenlik sunması (yatay yönde yönelimler) izotermal (eş ısı) karışıma işaret etmektedir. Hidrotermal sıvıların eş ısı olması, soğuk yüzey suları ile olan karışımın aksine diğer tuzlu ve seyreltik meteorik sıvıların ve az miktarda da olsa magmatik sıvıların karışımı olarak yorumlanabilmektedir.



Şekil 5.22 Wilcoxon (2001) modeline (A) göre, Kuru ve Tesbihdere cevherleşmelerinde kaynama ve karışım koşullarını yansıtan homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı.



Şekil 5.23 Kuru ve Tesbihdere cevherleşmelerinde gözlenen kuvars (A), sfalerit (B) ve barit (C) minerallerine ait ölçümlerin ayrı ayrı gösterildiği homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı.

Tek bir sıvı içinde sülfür ve metallerin önemli konsantrasyonlarının iletiminin zor olması çoğu sülfidler için teorik ve deneysel olarak ispat edilmiştir (Sverjensky, 1984). Bu nedenle, sülfür ve metal çoğu kez ayrı sıvılar tarafından taşınır ve bu iki sıvı karışımının meydana geldiği yerde cevher oluşumu gerçekleşir. Özellikle kaynama ve sıvı karışımı, sınırlı bir kaya hacminde etkin cevher minerallerinin çökelişi için gerekli koşulları genel olarak sağlamaktadır (Wilkinson, 2001).

Koru ve Tesbihdere cevherleşmelerine ait sıvı kapanım ölçümlerinde gözlenen hidrotermal akışkan karışımları, çeşitli metal türlerini taşıyabilmek için farklı özelliklere (pH, sıcaklık, tuzluluk gibi) sahip olabilir. Bu farklı hidrotermal akışkanların özellikleri ve metallerin oluşturduğu kompleksler ile ilgili bilgiler Wood ve Samson (1998)'inden özetlenmiştir:

Çinkonun iki değerlikli kanyonları (Zn^{2+}) Cl^- , HS^- , OH^- , HCO_3^- ve CO_3^{2-} gibi iyonlarla birlikte çeşitli kompleks moleküller oluşturur. Göreceli olarak, düşük sıcaklık ve yüksek pH'a sahip akışkanlarda yüksek bisülfid konsantrasyonları halinde bulunur. Ancak, düşük tuzlulukta çeşitli Zn^{2+} - bisülfat kompleksleri $Zn(HS)_2$, $Zn(HS)_3^-$ ve $Zn(HS)_4^{2-}$ olarak duraylıdır. Bunun aksine, yüksek sıcaklık ve asidik koşullar altında $Zn(Cl)^+$, $Zn(Cl)_2$, $Zn(Cl)_3^-$ ve $Zn(Cl)_4^{2-}$ bileşiklerini içeren klorid kompleksleri baskın olmaktadır. Kurşun (Pb^{2+}), çinko ile aynı bağ özelliklerine sahip ve Cl^- ve HS^- iyonlarıyla güçlü bir bağ ile oluşturur. Düşük sıcaklık ve tuzlulukta, klorid komplekslerine oranla Pb^{2+} -bisülfid kompleksleri daha duraylıdır. pH fonksiyonuna bağlı olarak, asidik koşullar altında $Pb(HS)_2$ olarak; yüksek pH ortamlarda ise $Pb(HS)_3^-$ olarak farklı Pb^{2+} - bisülfid kompleksleri oluşur. Yüksek sıcaklık ve düşük pH'da ise $Pb(Cl)^+$, $Pb(Cl)_2$, $Pb(Cl)_3^-$ ve $Pb(Cl)_4^{2-}$ olarak çeşitli Pb^{2+} - klorid kompleksleri oluşur. Bakır doğada Cu^+ ve Cu^{2+} değerlikli olmasına rağmen çoğu hidrotermal akışkanlarda tek değerlikli olarak bulunur. Yüksek sülfür ortamlarında bakır-sülfid kompleksleri olarak taşınır. Ancak çoğu hidrotermal akışkanlarda bakır hareketi geniş bir aralığa sahip koşullar altında Cu^+ - klorid kompleksleri olarak bulunur.

Kıymetli metallerde altın, düşük pH koşullarında AuHS kompleksi olarak; zayıf asidik ile bazik koşullar altında ise $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ kompleksleri olarak oluşur. Bisülfid kompleksleri çoğu hidrotermal akışkanlarda baskın ve geniş bir sıcaklık aralığında duraylıdır. Okside, tuzlu ve asidik koşullar altında $\text{Au}(\text{Cl})_2^-$ ve $\text{Au}(\text{Cl})_4^-$ formundaki Au^+ ve Au^{3+} - klorid kompleksleri olarak bulunur. Gümüş ise asidik ve nötr koşullar altında AgHS ve $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$ kompleksleri baskın olarak bulunur. Birçok Ag^+ - klorid komplekslerinin (AgCl , $\text{Ag}(\text{Cl})_2^-$ ve $\text{Ag}(\text{Cl})_3^{2-}$ komplekslerini içeren) hidrotermal akışkanının akışına bağlı olarak geniş bir aralığa sahip koşullar altında duraylıdır.

Diğer göze çarpan sonuç ise, Kuru ve Tesbihdere Pb-Zn-Cu yataklarının cevherleşmelerine ait barit, kuvars ve sfalerit minerallerine ait tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları çok geniş bir değişkenlik sunmaktadır. Bunun nedeni olabilir: (1) Dereceli olarak azalan sıcaklığa karşı tuzlulukta gözlenen artış, kaynama esnasında akışkan içindeki uçucu olmayan (non-volatile) çözünenlerin bölünmesini yansıtmakta olabilir (Hedenquist ve Henley, 1985; Wilkinson, 2001). (2) diğer bir olasılık ise yüksek sıcaklık gradyanı ile ilişkili olabilir. Bu, sıg sokulumlu bir intrüzyonun varlığını işaret etmektedir (Arribas, 1995). Diğer yandan, Kuyutaşı cevherleşmesindeki galen miktarında değişim (yukarıdan aşağıya doğru azalma) ve düşey olarak bakırca zengin zona geçiş göstermektedir. Bu cevherleşmenin okside zonundaki barite ait sıvı kapanım ölçümlerinde net bir kaynama veya karışım gözlenmezken, bakırca zengin zonuna ait karışım ve kaynama yönelimleri gözlenmektedir (Şekil 5.22 ve 5.23). Bu zonlanma, termal gradyanın bir sonucu ve sıg sokulumlu bir intrüzyon ile ilişkili olabilir (Einaudi, Hedenquist ve İnan, 2003; Sillitoe ve Hedenquist, 2003).

BÖLÜM ALTI

DURAYLI (O-H) İZOTOP ÇALIŞMALARI

Duraylı izotop çalışmaları hidrotermal akışkanların kökenini, evrimini, doğasını ve bu sıvıların yan kayaç ile olan etkileşimlerinin evrimini anlayabilmek için faydalı veriler sağlamaktadır.

Oksijen en bol bulunan elementtir. Hidrojen ise su molekülünde oksijene eşlik etmektedir. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H oranları (D, hidrojen ağır izotopu olan döteryum - ^2_1H) hidrotermal akışkanların kökenini ve doğasını temsil eden etkili indikatörlerdir (Taylor, 1979; Faure, 1986). Duraylı izotop analizleri sonucunda elde edilen izotopik değerler seçilen bir standartta göre rapor edilir. Genellikle standart olarak, hidrojen ve oksijenin $\delta^{18}\text{O}=0$ ve $\delta\text{D}=0$ olduğu ön görülen standart ortalama okyanus suyuna (SMOW) göre analizler gerçekleştirilmektedir. δ ile ifade edilen izotopik bileşim, “ $\delta=(R_{\text{örnek}}/R_{\text{standart}}-1) \times 1000$ ” formülü ile bulunmaktadır. Formülde yer alan R değeri $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H izotop oranlarına karşılık gelmektedir. Böylece, pozitif veya negatif değerler standart ile ilgili olarak zenginleşmeyi veya azalmayı göstermektedir (Taylor, 1979).

Deniz suyu, juvenil su ve meteorik su “referans suları” temsil etmekte ve kaynakların izotopik özelliklerini tanımlama için kullanılmaktadır. Jeotermal, benzer (connate), metamorfik ve magmatik sular bu referans suların biri veya birçoğu arasında döngü halindedir (Ohmoto, 1986). Oksijen ve hidrojen izotop çalışmalarında meteorik su çizgisini dikkate almak önemlidir. Meteorik suyun izotopik değişimi enlem ile yüksekliğe bağlı ve artan enlem ve yüksekliklere doğru $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri azalmaktadır (Taylor, 1979).

Aşağıda yer alan denklemler, kaolinit ve su arasındaki duraylı izotop fraksiyonlaşmasını ve meteorik suyun $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri arasındaki ilişkiyi değerlendirmek ve hesaplamak için kullanılmaktadır. “Meteorik su çizgisi” için (Craig, 1961): “ $\delta\text{D}_w = 8 \times \delta^{18}\text{O}_w + 10$ ” ve “kaolinit çizgisi” için (Savin ve Epstein, 1970): “ $\delta\text{D}_{\text{kao}} = 8 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{kao}} - 224$ ” denklemleri kullanılarak elde edilmektedir.

Oksijen ve hidrojen izotop değerleri, cevherleşme ile doğrudan ilişkili kuvars minerallerinin içerdikleri sıvı kapanımlardan elde edilmektedir. Bu sıvı kapanımlar cevherleşmeye neden olan hidrotermal akışkanın özelliklerini taşımaktadır. Kil mineralleri ise alüminosilikat minerallerinin (feldispat, mika, amfibol, klinopiroksen vb.) hidrotermal akışkanlar tarafından çözünmesi sonucunda alterasyon ürünü olarak oluşur. Bu nedenle, bölgedeki bu alterasyona neden olan akışkanın oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerini kafeslerine alır (Savin ve Epstein, 1970a). Hidrotermal killere ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimler meteorik su çizgisi ile kaolinit çizgisi arasında gözlenmektedir (Taylor, 1974).

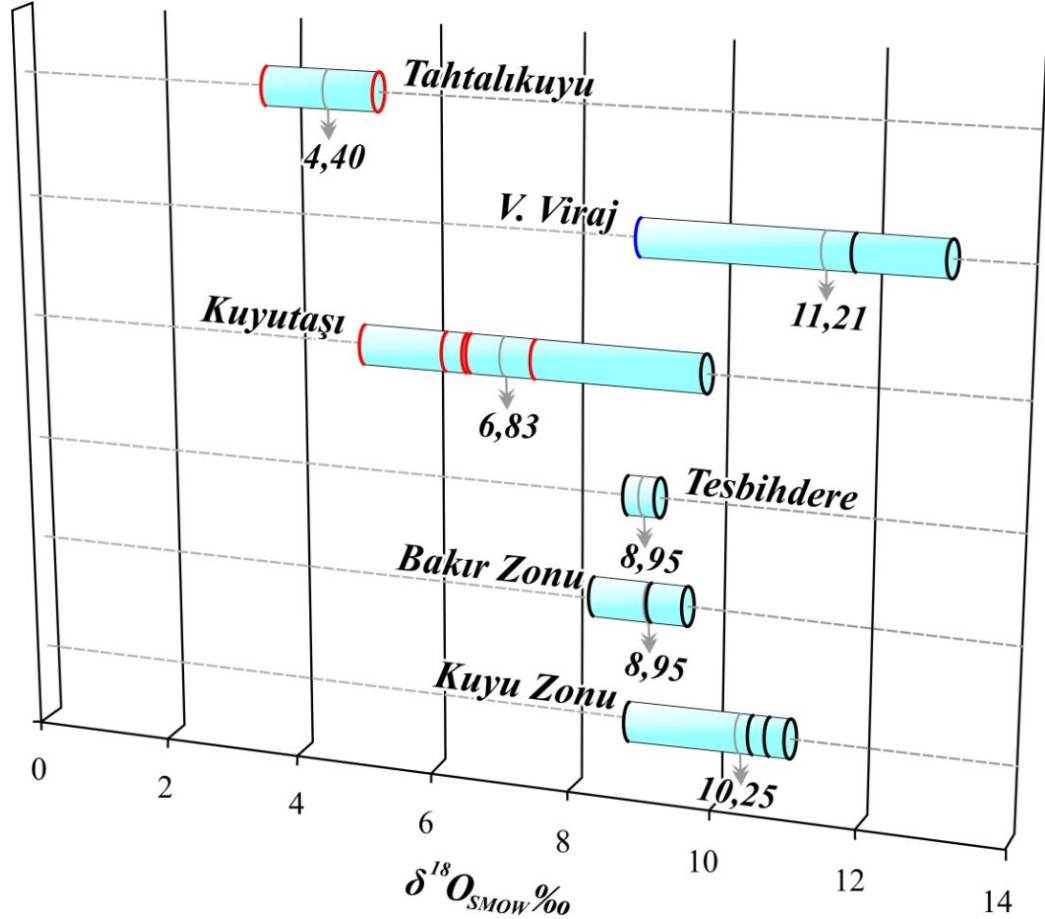
İzotopik bileşim çalışmaları, sıvı-kaya etkileşimleri ve sıcaklıkların bir sonucu olarak doğal materyallerde meydana gelen sistematik değişimleri esas almaktadır. İzotop değişim reaksiyonları, sıvılar arasındaki karışımlar ve/veya bu sıvıların yan kaya ile arasında meydana gelen etkileşimler sonucunda oluşmaktadır. Bu nedenle, $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerindeki değişimler maden yatağı ve çevresinde zonlanma desenleri meydana getirmekte ve bu desenler akışkanın çıkış lokasyonu ve büyüklüğü gibi hidrotermal akışkanın geometrisini saptamak için önemli bir rol oynamaktadır (Ohmoto, 1986).

6.1 O-H izotop Analiz Sonuçları

Koru Pb-Zn-Cu yatağında yeralan Tahtalıkuyu, V.Viraj, Kuyutaşı, Tesbihdere, Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerine ait kuvars (11 adet), kil (8 adet) ve kalsit (1 adet) minerallerinden oluşan toplam 20 adet örneğin Stanford Üniversitesi'nde (Stanford, Kaliforniya) oksijen ve hidrojen izotop analizleri gerçekleştirilmiştir. Sadece V. Viraj ve Kuyu Zonu cevherleşmelerine ait 2 örneğin az miktarda hidrojen içermelerinden dolayı δD değeri ölçülememiştir. Analiz sonucu elde edilen izotop verileri ile yerel jeotermal suları arasında kıyaslama yapabilmek için, Yalçın (2007)'nin belirlemiş olduğu Biga Yarımadası'ndaki jeotermal suların ortalama $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri (sırasıyla -8,5‰ ile -54‰) kullanılmıştır.

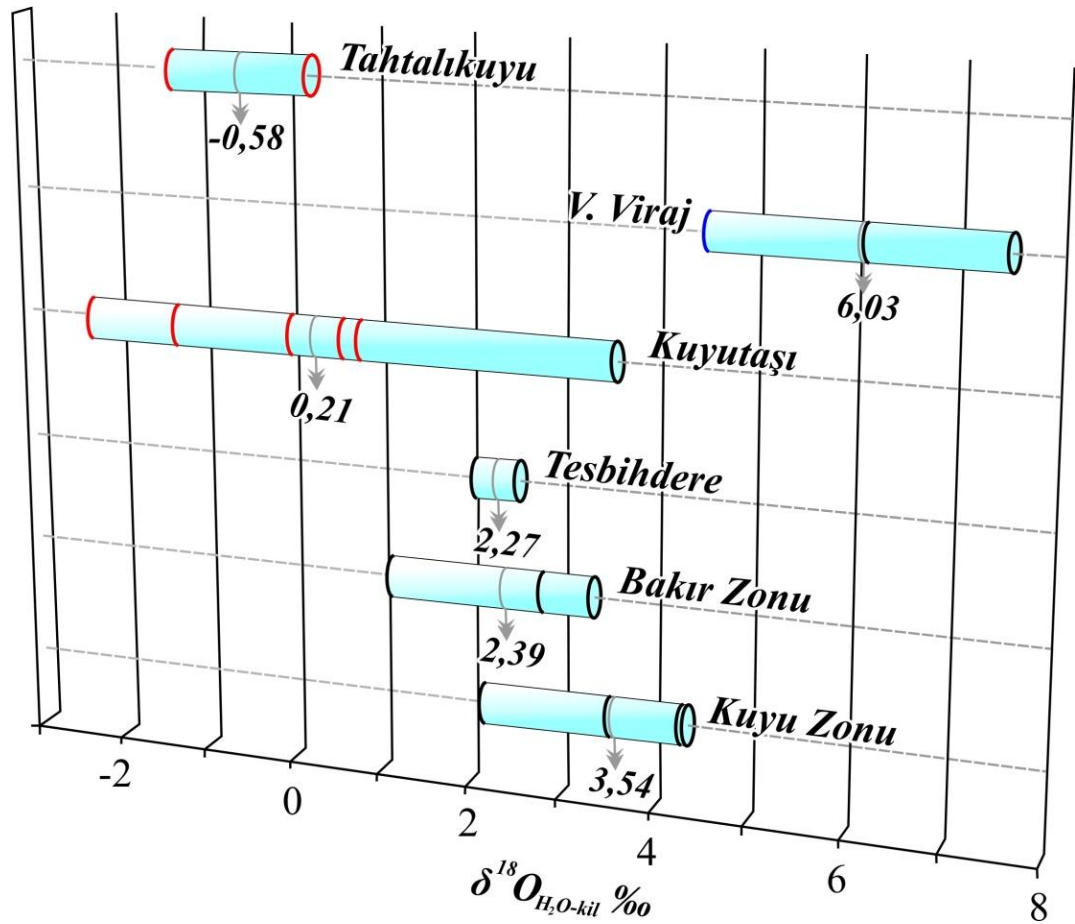
Koru bölgesinde yer alan cevherleşmelere ait kuvars ve kil minerallerindeki oksijen ve hidrojen izotopik bileşimler standart ortalama okyanus suyuna (Standart Mean Oceanic Water - SMOW) göre analiz edilmiştir. Hidrotermal çözeltileri oluşturan akışkanın oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini hesaplamak için denge halindeki suyun izotopsal ayrımlanma faktörünü belirleyen $1000 \ln \alpha$ formülü ile hesaplanarak $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri elde edilmiştir. Kuvars örneklerine ait hidrojen izotop sonuçlarının kristallerde doğrudan hidrotermal çözeltilere ait olmasından dolayı herhangi bir hesaplama işlemi yapılmamıştır. Kuvars örnekleri için oksijen izotopik ayrımlanma faktörü ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) sıvı kapanımlardan elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklıkları esas alınarak, Clayton, O'Neil ve Mayeda, (1972)'nin geliştirmiş olduğu denklem kullanılarak hesaplanmıştır. Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerine ait illit, dikit ve kaolinit minerallerinden oluşan kil örneklerinin oksijen ve hidrojen izotopik ayrımlanma faktörünü ($\delta^{18}\text{O}_{\text{kil}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{kil}}$) hesaplamak için ise Sheppard ve Gilg (1986)'in killer için geliştirmiş olduğu denklem kullanılmıştır. Killere ait oksijen ve hidrojen izotopik ayrımlanma faktörü hesaplamaları için gereken sıcaklık yaklaşımları, Rye (1990) ve White ve Hedenquist (1995) tarafından belirlenmiş hidrotermal minerallerinin sıcaklık aralıkları kabul edilmiştir. Buna göre, cevherleşme zonlarında kuvarslardan elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklıkları ve killerin oluşum sıcaklıkları göz önüne alınarak illit için 250 °C, dikit için 200 °C ve kaolinit için 150 °C sıcaklık yaklaşımları yapılmıştır. V. Viraj örneğine ait bir adet kalsit mineralinden elde edilen O izotop değeri de o zondaki cevherleşmeye ait kuvars mineralindeki ortalama homojenleşme sıcaklığı kabul edilmiş ve O'Neil, Clayton ve Mayeda (1969) tarafından geliştirilmiş olan denklem kullanılarak oksijen izotopik ayrımlanma faktörü ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) hesaplanmıştır. Oksijen ve hidrojen izotop analizleri sonucunda elde edilen değerler Tablo 6.1'de verilmiştir.

Koru cevherleşmelerine ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{akışkan}}$ değerleri göz önüne alındığında (Şekil 6.1 ve 6.2); V. Viraj cevherleşmesinin kuvarslarına ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri +6,11‰ ile +7,51‰ arasında değişmekte (ortalama +6,81‰) ve en yüksek $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerine sahiptir. Yine aynı cevherleşmenin bir adet kalsitine ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değeri (+4,46‰) ise kuvarslara oranla daha düşük $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerine sahiptir. Bunun aksine, Kuyutaşı cevherleşmesine ait killerin $\delta^{18}\text{O}_{\text{kil}}$ değerleri -2,29‰ ile +0,77‰ arasında değişirken (ortalama -0,59‰); kuvars, bu cevherleşmeye ait maksimum $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerine (+3,59‰) sahiptir. Tahtalıkuyu cevherleşmesindeki illit killerde, Kuyutaşı cevherleşmesine benzer bir şekilde +0,25‰ ile -1,40‰ arasında değişen (ortalama -0,58‰) ve dar bir aralık sunan $\delta^{18}\text{O}_{\text{kil}}$ değerlerine sahiptir.



Şekil 6.1 Koru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerini gösteren çubuk diyagramlar. Çubuk üzerindeki kırmızı halkalar killere ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerini, siyah halkalar kuvarsa ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerini ve gri halkalar her bir cevherleşmeye ait ortalama $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerleri temsil etmektedir.

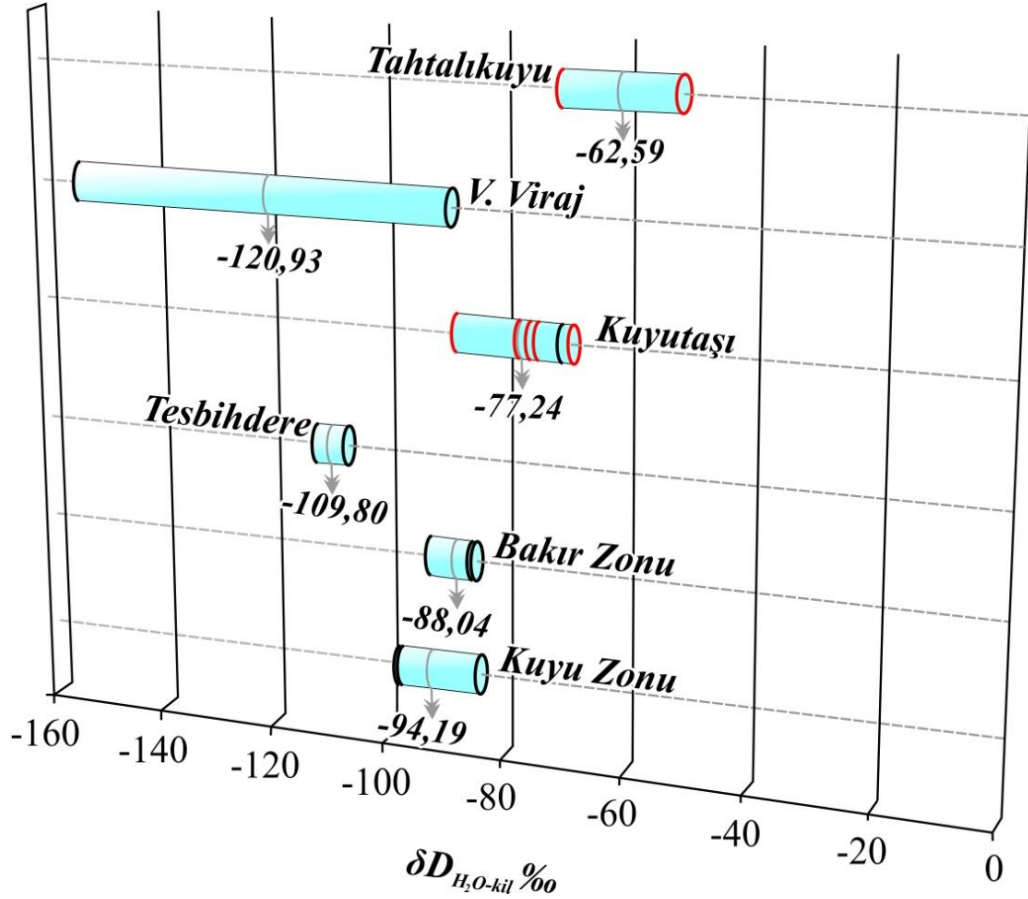
Koru bölgesinin doğu kısmında yer alan Tesbihdere, Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmeleri diğer cevherleşmelere oranla daha yüksek $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerine sahiptir (V. Viraj dışında). Tesbihdere cevherleşmesine ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri +2,02‰ ile +2,52‰ arasında değişmekte olup (ortalama +2,27‰) dar bir aralık sunmaktadır. Tesbihdere cevherleşmesinden Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerine doğru kuvars örneklerine ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerinde bir artış gözlenmektedir. Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmeleri $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri sırasıyla; +1,09‰ ile +3,34‰ (ortalama +2,39‰) ve 2,14‰ ile +4,35‰ (ortalama +3,54‰) arasında değişmektedir. Her iki cevherleşmede dar bir $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değer aralığı sunmaktadır.



Şekil 6.2 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerini gösteren çubuk diyagramlar. Çubuk üzerindeki kırmızı halkalar killere ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{kil}}$ değerlerini, siyah halkalar kuvarsa ait $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerini ve gri halkalar her bir cevherleşmeye ait ortalama $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri temsil etmektedir.

Koru ve Tesbihdere yataklarındaki kuvars minerallerinin içerdikleri sıvı kapanımlardan ve kil minerallerinden elde edilen δD_{H_2O} ve δD_{kil} değerleri çok geniş bir aralık sunmaktadır (Şekil 6.3). Cevherleşmelerle doğrudan ilişkili illit (Tahtalıkuyu cevherleşmesi), dikit ve kaolinit (Kuyutaşı cevherleşmesi) killlerine ait δD_{H_2O-Kil} değerleri Sheppard ve Gilg (1996)'ın belirlemiş olduğu denklemlere göre hesaplanmıştır. Tahtalıkuyu cevherleşmesine ait illit killlerinin δD_{kil} değerleri -52,68‰ ile -72,49‰ arasında değişmektedir (ortalama -62,59‰). Kuyutaşı cevherleşmesine ait dikit, illit ve kaolinit killlerinden ölçülen δD_{kil} değerleri ise -70,93‰ ile -88,99‰ arasında değişmekte (ortalama -77,92‰) ve Tahtalıkuyu cevherleşmesindeki δD_{kil} değerlerine oranla daha yüksek δD_{kil} değerleri sunmaktadır. Bu cevherleşmeye ait bir adet kuvars mineralindeki sıvı kapanımdan ölçülen -71,99‰ δD_{H_2O} değeri ise killlerden ölçülen δD_{kil} değerlerine benzerlik göstermektedir. Bozkaya, Gökçe, Band ve Bodnar (2011) Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmelerine ait kuvars ve baritlerden elde edilen oksijen ve hidrojen izotop değerleri, bu çalışma kapsamında yapılan Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerinin izotopik değerlerine benzerlik göstermektedir (Şekil 6.4 ve 6.5). V. Viraj cevherleşmesi ait iki adet kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarından ölçülen ve -88,60‰ ile -153,26‰ arasında değişen δD_{H_2O} değerleri (ortalama -120,93‰) çok geniş bir aralık sunmaktadır.

Tesbihdere yatağındaki tüm δD_{H_2O} değerleri kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarından ölçülmüştür. Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerine ait δD_{H_2O} değerleri sırasıyla, -85,45‰ ile -92,58‰ (ortalama -88,04‰) ve -85,08‰ ile -99,45‰ (ortalama -94,19‰) arasında değişmektedir. Bu cevherleşme δD_{H_2O} değerleri açısından birbirlerine benzerlik gösterirken, Tesbihdere ana cevherleşmesine ait -107,07‰ ile -112,55‰ arasında değişen (ortalama -109,80‰) δD_{H_2O} değerleri, diğer iki cevherleşmeye oranla daha yüksek değerlere sahiptir.

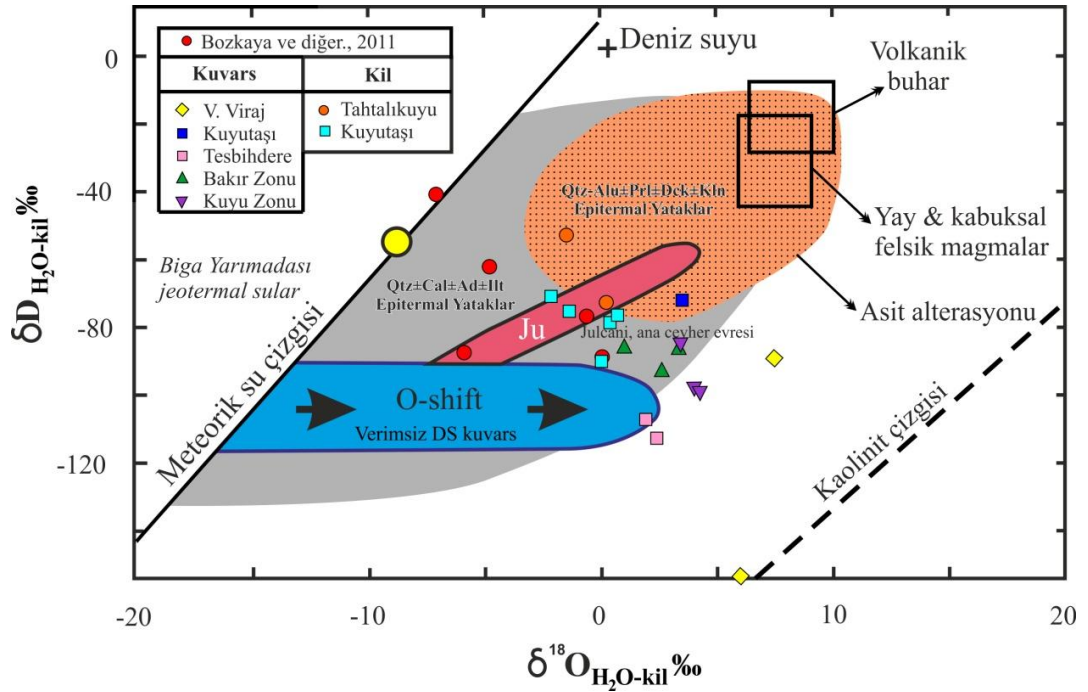


Şekil 6.3 Koru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait δD_{H_2O} değerlerini gösteren çubuk diyagram. Çubuk üzerindeki kırmızı halkalar killere ait δD_{kil} değerlerini, siyah halkalar kuvarsa ait δD_{H_2O} değerlerini ve gri halkalar her bir cevherleşmeye ait ortalama δD_{H_2O} değerleri temsil etmektedir.

Genel olarak bakıldığında, cevherleşmelere killerde gözlenen $\delta^{18}O_{H_2O-Kil}$ ve δD_{H_2O-Kil} değerleri, kuvars minerallerine ait sıvı kapanımlarından ölçülen $\delta^{18}O_{H_2O}$ ve δD_{H_2O} değerlerine göre daha düşük oksijen ve hidrojen izotopik değerlere sahiptir. Yılmaz ve diğer. (2010) Şahinli ve Tesbihdere cevherleşmelerinde yapmış oldukları çalışma sonucunda benzer δD farklılığını gözlemlemiş ve bu farklılığın iki nedenden dolayı oluşabileceğini belirtmiştir: (1) Oksijen hidrojen izotop ölçümlerinde potansiyel bir hata varlığı olabilir. Buna, önemli miktardaki adsorblanmış ve gevşek bağlanmış su (birincil ile ikincil kapanımlar) sebep olmakta ve bazı yapısal-bağlı su ile birlikte sıvı kapanımlar anormal derecede düşük hidrojen izotopik değerleri vermektedir (Faure, Matsuhisa, Metsuqi, Mizota ve Heyeshi, 2002). (2) Yataklanma sonrası izotopik değişimler ise diğer bir neden olabilmektedir.

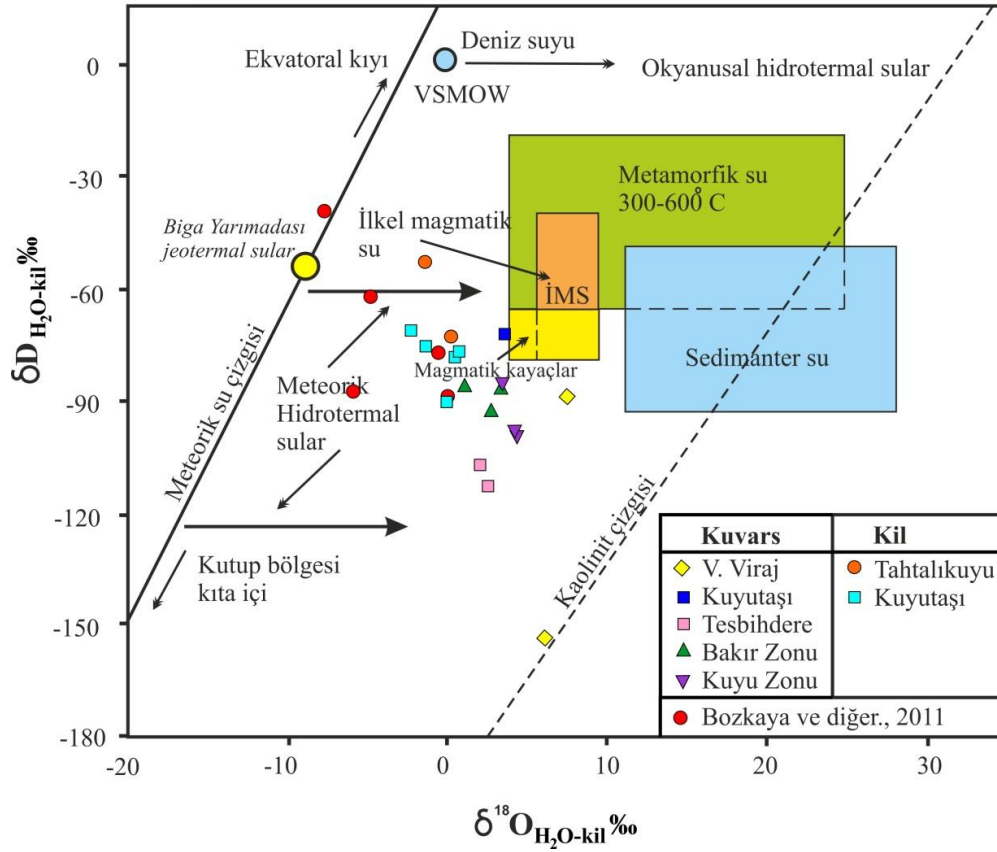
Cevherleşmelerde gözlenen $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ izotopik değişimler farklı sıcaklıklardaki (150-400°C) hidrotermal akışkanların ve yan kayaç arasındaki etkileşimden meydana geldiği söylenebilir. Özellikle $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerinde gözlenen bu çok geniş aralık (-52,68‰ ile -153,26‰) bu şekilde açıklanabilmektedir (Shikazono, 2003).

Hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-kil}}$ karşı $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-kil}}$ diyagramı incelendiğinde (Şekil 6.4 ve 6.5), Kuru yatağı cevherleşmelerine ait değerlerin Biga yarımadasına ait güncel jeotermal sulara az oranda benzerlikler sunduğu görülmektedir. Aynı şekilde meteorik su çizgisinden uzakta yer almakta ve özellikle Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerine ait değerler yüksek sülfidasyon alanına düştüğü gözlenmektedir. Özellikle oksijen ve hidrojen değerlerindeki geniş aralık su-kaya etkileşimden kaynaklanmaktadır. Yılmaz ve diğer. (2010) yataklanmanın oluştuğu zamanda meteorik suların δD değerinin güncel jeotermal sulardan daha düşük olduğunu ve yaklaşık olarak -80 δD değerine sahip olduğunu önermiştir.



Şekil 6.4 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini gösteren diyagram (Taylor, 1979; Sheppard, 1986; Arribas, 1995; Simmons, 1995; Hedenquist ve Arribas, 1998). Kırmızı daire sembolü ile gösterilen O ve H değerleri Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine aittir (Bozkaya ve diğer., 2011).

Sonuç olarak, $\delta^{18}\text{O}_{\text{akışkan}}$ ve δD değerlerinde çok geniş aralıklarda değişimler gözlenmektedir. Derin dolaşimli meteorik su ve çevresindeki volkanik kayalar arasında etkileşim sonucunda izotopik değişim (su-kaya etkileşimi) meydana gelmiş ve özellikle Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerinde önemli miktarda magmatik suyun katkısı gözlenmektedir.



Şekil 6.5 Kuru bölgesinde yer alan cevherleşmelerine ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini gösteren diyagram (Taylor, 1979; Sheppard, 1986'dan düzenlenmiştir). Kırmızı daire sembolü ile gösterilen O ve H değerleri Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine aittir (Bozkaya ve diğer., 2011).

BÖLÜM YEDİ

KURŞUN (Pb) İZOTOP ÇALIŞMALARI

Kurşun ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb ve ^{208}Pb olmak üzere dört ana izotopa sahiptir ve bunların içinden sadece ^{204}Pb izotopu radyojenik değildir. Diğer üç radyojenik kurşun izotopu, uranyum (U) ve toryumun (Th); $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ ve $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ şeklinde radyoaktif bozuşması sonucu jeolojik zaman boyunca artış sunmaktadır. Bu nedenle, kurşun izotop hesaplamaları yaygın olarak ^{204}Pb indeks izotopuna göre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları halinde normalize edilirler:

$$\begin{aligned} (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} &= (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_1}) \\ (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} &= (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_1}) \\ (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} &= (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda'' t_0} - e^{\lambda'' t_1}) \end{aligned}$$

Radyojenik Pb izotoplarının zaman entegreli büyümesi t_0 zamanında başlar (Dünya'nın yaşı) ve bu evrim izotopların U-Th sisteminden izole olmalarına kadar yani, t_1 jeolojik zamanda sonlanır. Formüllerde yer alan λ , λ' ve λ'' sembolleri ise sırasıyla ^{238}U için $0,155125 \times 10^{-9}/\text{yıl}$, ^{235}U için $0,98485 \times 10^{-9}/\text{yıl}$ ve ^{232}Th için $0,049475 \times 10^{-9}/\text{yıl}$ bozuşma sabitleridir (Jaffe, Cook ve Jaffe, 1971).

Kurşun diğer minerallerin içinde çok düşük U/Pb ve Th/Pb oranlarda oluşur. İzotopik bileşiminin zamanla önemli bir değişikliğe uğramamasından dolayı *yaygın kurşun* olarak adlandırılır. Genel olarak, kurşun izotop analizlerinin galen minerali üzerinde yapılması önerilmektedir. Galen içinde yaygın olan kurşunun izotopik bileşimi litosferik manto ve kabuktaki rezervuarda olan U ve Th'un bozuşması ile geliştiği varsayılmaktadır. Kurşunun radyojenik izotopları ise Dünya'nın oluşum zamanlarındaki bu rezervuarlar içindeki ilkel Pb karışımlarıdır. Bu nedenle Pb, değişen radyojenik Pb eklentileri (belirli bir rezervuardaki değişen U/Pb ve Th/Pb oranları) olan ilkel kurşunun bir karışımı olan rezervuarlardan sonradan gelişmiştir. Bu kurşun karışımı daha sonra cevher oluşumları boyunca galen minerali olarak kristalleşmektedir. Böylelikle, U-Th'ca fakir fakat Pb'ca zengin mineraller ve galen içindeki yaygın Pb kökeninin izotopik bileşimini kaydeder.

Galenin mevcut olmadığı durumlarda ise en az 500 ppm Pb içeriğine sahip diğer bir sülfid mineralleri tercih edilebilir. Fakat çok düşük kurşun içeriğine ve belirsiz sülfid mineralojisine sahip silikat kayaçları (veya mineral) veya sülfid örnekleri, uranyum ve toryumu kapsayan bozuşmaların radyojenik içeriği artırmasından dolayı risk taşımaktadır. Bu nedenle, hesaplanan kurşun izotop oranları sülfid oluşumlarını temsil etmez. Ek olarak, ^{204}Pb 'in çok düşük izotopik miktarından dolayı, çok düşük toplam kurşun içerikli örneklerde analitik hata artarak bir faktör olur (Young, 1995).

İlkel ve radyojenik Pb karışımı olan yaygın Pb'un izotopik evrimi (tek evre) Holmes (1946) ve Houtermans (1946) tarafından “ tek evreli kurşun evrim eğrisi” olarak modellenmiştir. Bu modele göre:

- Orijinal olarak başlangıçta dünya sıvı ve homojendi.
- Bu zamanlarda U, Th ve Pb tek düze dağılmışlardı.
- İlkel kurşunun izotopik bileşimi her yerde aynıydı.
- Daha sonrasında, Dünya katılaştı ve U/Pb oranlarında küçük bölgesel farklılıklar meydana geldi.
- Herhangi bir bölgedeki U/Pb oranı sadece U'dan Pb'a bozuşması sonucu değişti.
- Daha sonraki bir zamanda, kurşun U ve Th'dan ayrıldı ve sonrasında izotopik bileşimi sabit olarak kaldı.

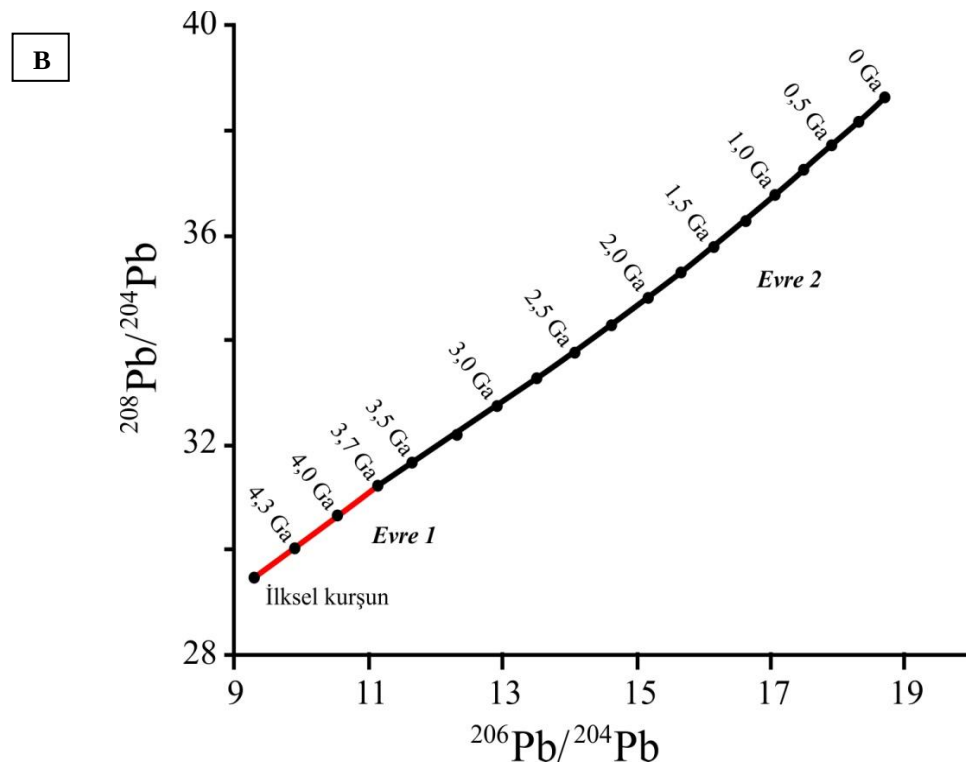
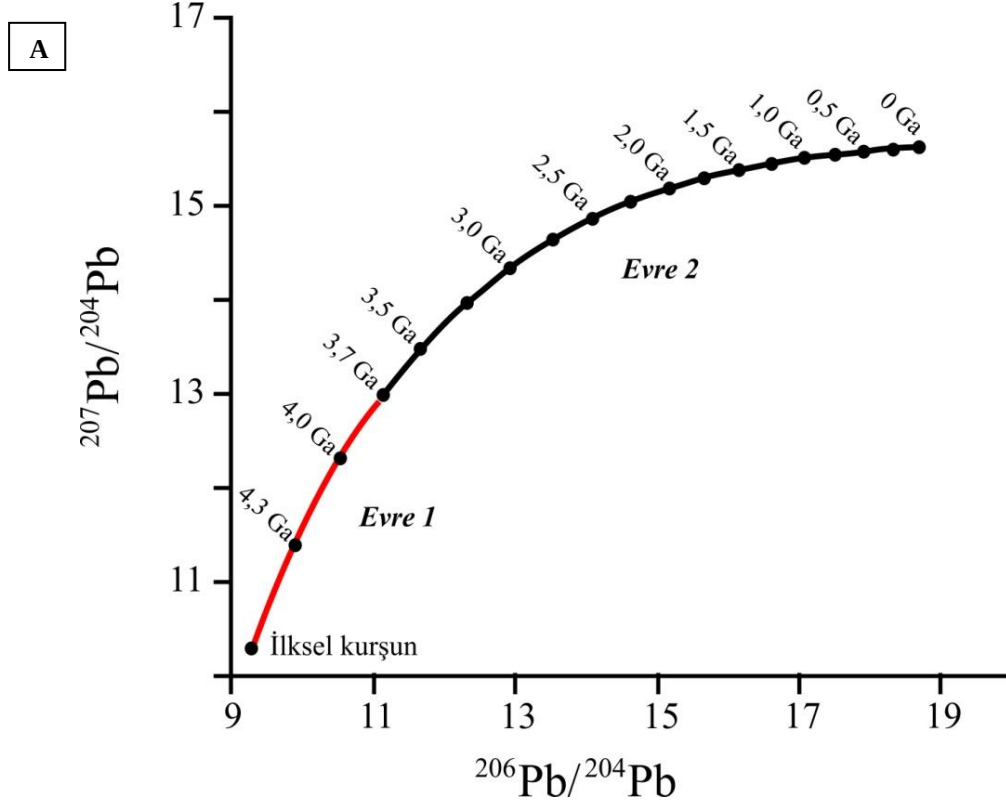
Birçok maden yatağında ve onların jeolojik yaşları arasındaki tek evre Pb yaşlandırmasında çelişkiler/uyuşmazlıklardan meydana gelmektedir. Bu hatalardan dolayı, Holmes-Houtermans'ın Pb izotopik evrim modeli için yeni bir düzenleme yapılmasına ihtiyaç doğmuştur (Richards, 1971; Oversby, 1974; Faure ve Mensing, 2005). Holmes-Houtermans modeli için Stacey ve Kramers (1975) maden yataklarındaki kurşun için iki evreli bir düzenleme yapmıştır. Bu iki evreyi tanımlayan Pb izotop oranları sonuçları Tablo 7.1'de ve diyagram Şekil 7.1'de gösterilmektedir.

Tablo 7.1 Stacey ve Kramers (1975)'in iki evreli Pb izotopik evrim modeli değerleri. Tabloda yer alan Ga, bir milyar yıla karşılık gelmekte ve Steiger ve Jager (1977) belirlediği bozuşma sabitleri esas alınmıştır

Stacey ve Kramers (1975) Pb İzotop Evrimi				
t, Ga	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	
4,57	9,307	10,294	29,487	İlk Evre
4,3	9,906	11,391	30,036	
4,0	10,544	12,313	30,637	
3,7	11,152	12,998	31,230	
3,7	11,152	12,998	31,230	İkinci Evre
3,5	11,680	13,481	31,666	
3,25	12,317	13,965	32,204	
3,0	12,931	14,343	32,736	
2,75	13,520	14,639	33,261	
2,5	14,088	14,870	33,780	
2,25	14,634	15,051	34,293	
2,0	15,159	15,192	34,799	
1,75	15,664	15,303	35,299	
1,5	16,149	15,389	35,793	
1,25	16,617	15,457	36,28	
1,0	17,066	15,509	36,762	
0,75	17,499	15,551	37,238	
0,5	17,915	15,583	37,708	
0,25	18,315	15,608	38,172	
0	18,700	15,628	38,630	

Elde edilen “ortalama kabuk büyüme eğrisi” nin ilk evresi $4,57 \times 10^9$ yılında başlamakta ve $3,70 \times 10^9$ yılında sonlanmaktadır. İkinci evre, jeokimyasal farklılaşmadan dolayı değişen ve U ve Th’un bozuşması sonucu $3,70 \times 10^9$ ile günümüze kadar artan Pb izotop oranı sergilemektedir. Bu büyüme eğrisi cevher minerallerinin, kökenlerinin ve kayaların kurşun izotop bileşimlerini sergileyebilmek için çok kullanışlıdır (Stacey ve Kramers, 1975).

Bu çalışma kapsamında yapılan kurşun izotop analizlerinin başlıca sebebi, cevherleşmelerin çeşitli türlerindeki izotopik bileşimleri saptamak ve cevherleşmelerin arasındaki olası ilişkiyi incelemektir. Diğer başlıca neden ise hidrotermal kurşunun volkanik kayalar içindeki olası kökenini tespit etmektir.



Şekil 7.1 Stacey ve Kramers (1975)'in Tablo 7.1'e göre çizilen iki evreli Pb evrim modeli. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iki evreli Pb evrim diyagramları.

7.1 Pb (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb) İzotop Analiz Sonuçları

Koru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait Pb izotop çalışmaları için seçilen örnekler, galen ve pirit minerallerinin yaygın gözlemlendiği sondaj karotlarından ve galerilerden alınmıştır. Herbir örnek ayrı ayrı laboratuvar ortamında kırılmış ve özşekli ve iri taneli galen ve pirit mineralleri binoküler altında ayıklanarak tüplere doldurulmuştur. Pb izotop analizleri bu örnekler üzerinde, Southampton Üniversitesi (Southampton, İngiltere), Okyanus ve Yer Bilimleri Jeokimya laboratuvarında VG Sector 54 termal iyonizasyon kütle spektrometresi ve MC-ICP-MS (Neptune) tekniği kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Heriki teknik için enstrümental eğilim değeri düzeltmeleri, Ishizuka ve diğerleri (2003) tarafından belirtilen çift sivri uç (double spike) tekniği kullanılarak yapılmıştır. Bu çalışma kapsamında V. Viraj, Kuyutaşı, Tesbihdere, Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerine ait 9 adet galen ve 4 adet pirit olmak üzere toplam 13 adet sülfid minerali üzerinde ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb izotop ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Tablo 7.2).

Tablo 7.2 Koru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait kurşun izotop sonuçları

Cevherleşme	Mineral	Yükseklik (m)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
V. Viraj	Galen	219,5	18,8086	15,6672	38,8081
	Galen	219,5	18,8047	15,6660	38,8035
	Galen	219,5	18,8043	15,6656	38,8027
Kuyutaşı	Galen	403,9	18,8061	15,6660	38,8052
	Galen	393	18,8036	15,6657	38,8054
	Galen	366,5	18,8045	15,6649	38,8003
Tesbihdere	Galen	375	18,8095	15,6656	38,7966
Bakır Zonu	Pirit	271	18,8107	15,6641	38,7937
	Pirit	270,8	18,8089	15,6621	38,7854
	Pirit	229,3	18,8066	15,6643	38,7967
Kuyu Zonu	Galen	309	18,7977	15,6575	38,7712
	Pirit	261,4	18,8103	15,6649	38,7954
	Galen	259,9	18,8107	15,6647	38,7955

Koru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait kurşun izotop bileşimleri çok dar bir radyojenik değer aralığı sunmaktadır. Bu nedenle, çok belirgin olmamakla birlikte batıdan doğuya doğru bir coğrafi zonlanma gözlenmektedir. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 18,7977 ile 18,8107 arasında değişmekte ve V. Viraj cevherleşmesinden Kuyu Zonu

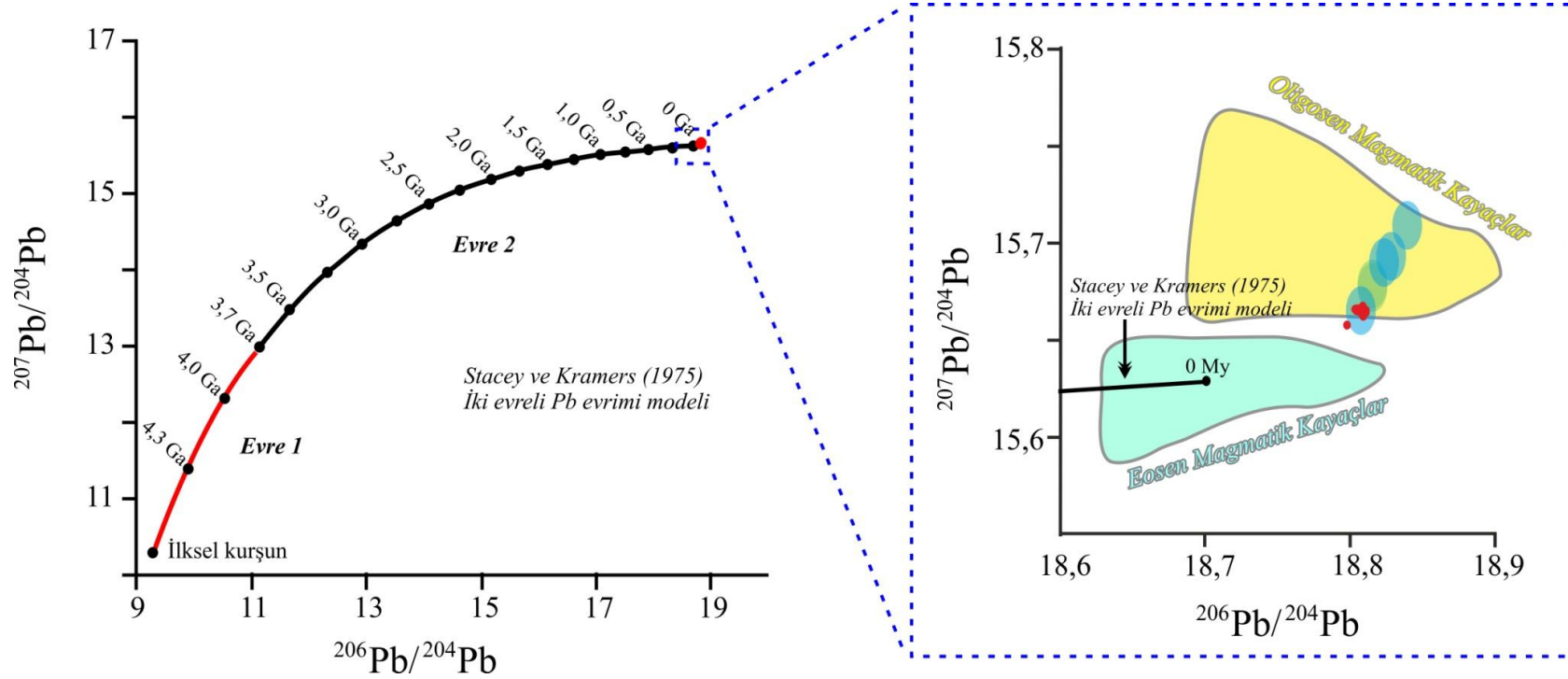
cevherleşmesine (batıdan doğuya) doğru izotopik değerlerde çok küçük oranda bir artış görülmektedir. Bunun aksine, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarında batıdan doğuya doğru izotopik değerlerde belirgin bir azalış gözlenmekte ve 38,8081(V. Viraj cevherleşmesi) ile 38,7712 (Kuyu Zonu cevherleşmesi) arasında değişen $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri sunmaktadır. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarında ise herhangi bir zonlanma ve farklılık gözlenmemektedir.

Tablo 7.2’de yeralan Kuru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin Pb izotop değerleri, Stacey ve Kramers (1975)’in iki evreli Pb evrimi model diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 7.2 ve 7.3). Cevherleşmelere ait değerlerin 0 My noktasından uzağa düştüğü ve Pb izotopik bileşimlerin tek ve iki evreli bu modele uymadığı gözlenmektedir. Bu tür Pb izotopik bileşimlere düzensiz (anomalous) kurşun denilmektedir (Farquhar ve Russel, 1957; Stanton ve Russell, 1959; Faure ve Mensing, 2005). Bu tür kurşun izotop içerikli yataklar, fazla miktarda radyojenik Pb içeriklerinden dolayı negatif model yaşlar (gelecek) vermektedir. Bazı özel durumlarda, bu düzensiz kurşunlar değişen miktarlardaki radyojenik kurşun içerikli iki evreli kurşun karışımı olarak nitelendirilebilir (Russell ve Farquhar, 1960; Doe, 1970; Faure ve Mensing, 2005). Diğer yaygın ve esas alınan görüş ise bu düzensiz kurşunların iki veya daha fazla kökene ait kurşunların çok evreli evrimini temsil etmesidir (Koppel ve Saager, 1976; Faure, 1986).

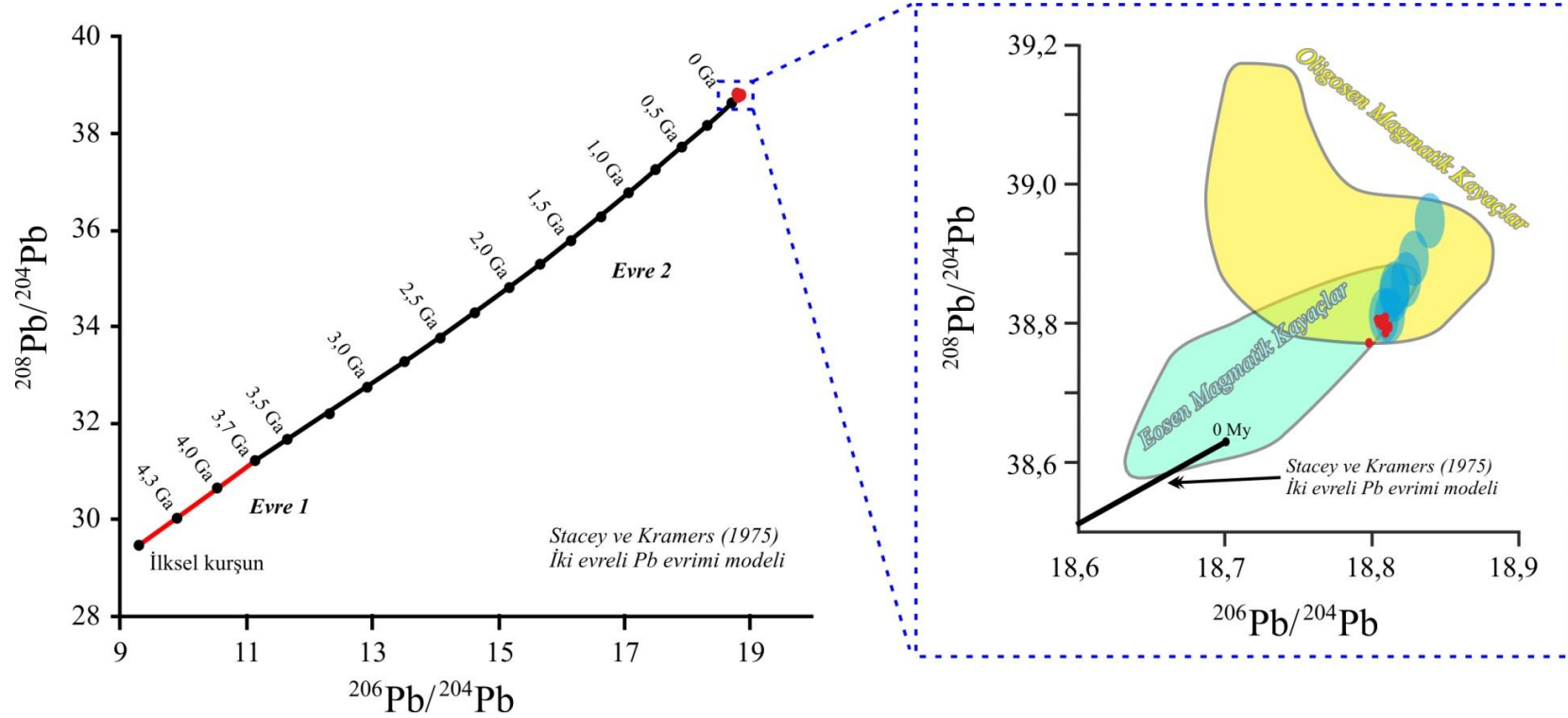
Diğer yandan, bir hidrotermal sistemdeki kurşunun kökenini ve ilişkili olduğu metallerin kökenlerini değerlendirmek için sadece cevher minerallerinin Pb izotop bileşimini bilmek yeterli değildir (Tosdal, Wooden ve Bouse, 1999). Bu nedenle Kuru Pb-Zn-Cu yatağı cevherleşmelerine ait kurşun izotop değerleri, Batı Anadolu’daki Biga Oligosen yaşlı magmatik kayaçların ve Kuzey Anadolu Eosen magmatik kayaçlarının Pb izotop bileşim alanlarına düşürülmüştür (Marchev ve diğer., 2004; Chakrabarti, Ecker, Mishra, Rameshbabu ve Parihar, 2011; Kirchenbaur, Feiden ve Kruse, 2011; Gülmez, Genç, Keski ve Tüysüz, 2013; Ersoy ve Palmer, 2013). $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ile $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramı incelendiğinde, çok küçük bir alanda kümelenmiş olan kurşun izotop değerleri tamamen Oligosen yaşlı magmatik kayaçların kurşun izotopik alanına düşmektedir. Sadece, Kuyu Zonu

cevherleşmesinin 309 metresinden alınan galene ait kurşun izotop değeri Eosen yaşlı volkanik kayaçların yakınında yer almaktadır. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ile $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramında ise $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ile $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramında gözleendiği gibi küçük bir alanda kümelenme gözlenmekte ve Kuyu Zonu cevherleşmesine ait yine aynı 309 metresindeki kurşun izotop değeri Eosen yaşlı magmatik kayaçların kurşun izotopik alanına düşmektedir.

Bozkaya ve Gökçe (2009), Kuru Pb-Zn-Cu yatağındaki Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmelerine ait galen örnekleri üzerinde kurşun izotop çalışmaları yapmıştır ve kurşun izotop değerleri mavi renkli elipsoidik semboller ile gösterilmiştir. Bu sembollerin daha büyük boyutlarda olmasının nedeni ise ölçülen izotop değerlerinin ortalama belirsizliklerinin (hata oranı) büyük olmasından kaynaklanmaktadır. Bu çalışmada kapsamındaki kurşun izotop değerleri ile karşılaştırıldığında, Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmelerinin (Bozkaya ve Gökçe, 2009) Oligosen magmatik kayaçlarından çok daha fazla miktarda kurşun katkısını içerdği gözlenmektedir. Diğer yandan, V. Viraj, Kuyutaşı, Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerine ait kurşun izotop değerleri daha küçük bir alanda toplanırken; Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmelerine ait kurşun izotop değerleri Oligosen magmatik kayaçları alanı içinde daha geniş bir aralığa yayıldıkları gözlenmektedir (Şekil 7.2 ve 7.3).



Şekil 7.2 Soldaki diyagram, Kuru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerinin Stacey ve Kramers (1975)'in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iki evreli Pb evrim model diyagramında (Solda) gösterilmesidir. Sağdaki diyagramda ise Pb izotop değerlerinin düştüğü alan genişletilmiş ve bu çalışma kapsamında yer alan Pb izotop değerleri ile birlikte Bozkaya ve Gökçe (2009) Pb izotop değerleri, Batı Anadolu'da yer alan Eosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalara ait alanlara düşürülmüştür (Marchev ve diğer., 2004; Chakrabarti ve diğer., 2011; Kirichenbaur ve diğer., 2011; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013).



Şekil 7.3 Soldaki diyagram, Kuru Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerinin Stacey ve Kramers (1975)'in $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iki evreli Pb evrim model diyagramında (Solda) gösterilmesidir. Sağdaki diyagramda ise Pb izotop değerlerinin düştüğü alan genişletilmiş ve bu çalışma kapsamında yer alan Pb izotop değerleri ile birlikte Bozkaya ve Gökçe (2009) Pb izotop değerleri, Batı Anadolu'da yer alan Eosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalara ait alanlara düşürülmüştür (Marchev ve diğer., 2004; Chakrabarti ve diğer., 2011; Kirichenbaur ve diğer., 2011; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013).

BÖLÜM SEKİZ

SONUÇLAR

Koru ve Tesbihdere bölgesindeki Pb-Zn-Cu (Ag-Au) cevherleşmeleri genişlemeli tektonik rejim ile ilişkili fay sisteminde KB-GD doğrultulu damarlar şeklinde oluşmuştur. Bu bölgedeki epitermal yataklar Sakarya ve Rodop zonu arasındaki dalma-batma sonucu meydana gelen magmatik aktivitenin ince ve sık kabuğa yerleşen Tersiyer yaşlı plüton ve volkanikleri ile ilişkilidir.

Arazi çalışmaları sonucunda, çalışma alanının güneyinde yer alan Koru Köyü civarında bölgedeki volkanizmanın temelini oluşturan Alt Oligosen yaşlı bazaltik andezit lav ve dasitik tüf-lavlar gözlenmektedir. Bu kayalar başlıca porfiritik dokulu olup, propilitik alterasyona işaret eden yoğun bir alterasyon sunmaktadır. Bu alterasyon birlikteliği klorit-epidot-serizit-karbonat minerallerinden oluşmaktadır. Çalışma alanının kuzey kesimlerinde, bu taban volkanikleri Üst Oligosen yaşlı riyolitik tüfler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Koru bölgesindeki Pb-Zn cevherleşmeleri bu riyolitik volkanik kayalarla birlikte gözlenmektedir. Riyolitik tüfler ince-orta tabakalı ve alterasyon sonucu arjilik ile serizitik zonlar gözlenmektedir. Tüfler, KB-GD doğrultulu faylar (Koru Deresi Zonu) ile ilişkili olan küçük riyolitik dom ve lavlar tarafından kesilmektedir. Riyolitik lav ve domlar yaygın olarak silisleşmiş ve killeşmiş bir matriks içinde ani soğuma sonucu oluşan radyal (ışınal), yelpaze ve benekli şekillere sahip sferülitler içermektedir. Sferülitik doku ve civardaki bazaltik kayalar, bölgedeki karasal ve bimodal volkanizmayı belirtmektedir.

Çalışma alanındaki Koru Pb-Zn cevherleşmeleri Üst Oligosen yaşlı riyolitik domlar ile yakın ilişkili olmasına rağmen; Tesbihdere ve Bakır Zonu cevherleşmesi Alt Oligosen yaşlı dasitik lav ve tüfler içinde D-B doğrultulu fay zonu boyunca damarlar ve breşleşmeler şeklinde gelişmiştir. Koru yatağındaki breşik, stokvörk ve damar tipi cevherleşmeler Koru Deresi Zonu boyunca KB-GD doğrultulu faylar ile ilişkili riyolitik tüf - lavların içinde ve kontak zonlarında oluşmuştur (Bozkaya ve Gökçe, 2001; Beşir, 2003; Yalçınkaya, 2010; Yılmaz ve diğer., 2010). Koru ve

Tesbihdere bölgesindeki cevherleşmelere ait damarların etrafında yaygın olarak illitik bir alterasyon gözlenmekte ve bu alterasyon zonunda daha az oranda kaolen, klorit ve dikit türü kil mineralleri bulunmaktadır.

Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmeleri benzer cevher birliktelikleri ve dağılımları sergilemektedir. Her iki cevherleşme de başlıca ana cevher minerali olarak galen ve sfalerit minerallerinden oluşmaktadır. Daha az oranda ise kalkopirit, pirit, markazit ve hematit içermektedir. Bu cevherleşmelerin sıg seviyelerinde barit yaygın olarak gözlenmesine rağmen, derin seviyelerde galen ve sfalerit ile ilişkili olarak dokulu kuvars ve ametist bulunmaktadır. Eskikışla cevherleşmesinden farklı olarak, Tahtalıkuyu cevherleşmesi 2 µm ile 14 µm boyutları arasında değişen yarı-ekonomik ince taneli altın içermektedir (Yalçinkaya, 2010). Kuyutaşı cevherleşmesi diğer cevherleşmelerden farklı olarak üst ve derin seviyelerinde farklı cevher birlikteliklerine sahiptir. Cevherleşmenin üst seviyeleri bol miktarda galen, kurşun oksitler (massicot, minium ve litharjit), anglezit ve serüzit ile karakterize olmaktadır. Bu seviye gang minerali olarak bol miktarda barit ve daha az oranda kuvars bulunmaktadır. Derin seviyelere doğru galen ve kalkopirit kalkozin-kovellin tarafından ornatılmakta ve bakırca zengin zona doğru bir geçiş gözlenmektedir. Bu geçiş zonu başlıca kalkopirit, kübanit, bornit, tenantit, tetraedrit, enarjit ve gang minerali olarak bol miktarda kuvars içermektedir. Diğer yaygın gözlenen gümüş minerali piersit (gümüş sülfotuzu), sülfid minerallerinin boşluklarında bulunmaktadır. Ayrıca, Kuyutaşı cevherleşmesinin derin seviyelerinde özşekli pirit ve kuvars ile yakın ilişkili altın oluşumları (1 µm ile 6,5 µm boyutları arasında değişen) gözlenmektedir. Bu dokusal ilişki, Tahtalıkuyu cevherleşmesinde altın ile sfalerit arasında gözlenmektedir. Diğer yandan, Tesbihdere ve V. Viraj cevherleşmeleri yüksek sfalerit içerikleri ile karakterize olmaktadır. V. Viraj cevherleşmesindeki kalkopirit eksolüsyonları içeren geç evre sfalerit, galen ve kalkopirit gibi tüm sülfid minerallerini ornatmaktadır. Tesbihdere cevherleşmesinden farklı olarak, V. Viraj cevherleşmesinde bol miktarda tenantit ve polibasit mineralleri gözlenmektedir. Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmeleri diğer cevherleşmelere oranla daha fazla miktarda bakır mineralleri içermektedir. Bu iki cevherleşme başlıca kalkopirit, pirit, kuvars ve daha az oranda galen içermeleriyle karakterize

edilmektedirler. Altın gözlenmemesine rağmen, yaygın olarak nabit gümüş taneleri ve arjantit mineralleri bulunmaktadır.

Gümüşçe zengin ortaç sülfidasyon Pb-Zn-Cu epitermal yataklarda sfalerit mineralinin FeS içeriği <1 ile 10 mol aralığında gözlenmektedir (Barton, Bethke ve Roedder, 1977; Einaudi ve diğer., 2003). Kuyutaşı, V. Viraj ve Tesbihdere cevherleşmelerindeki sfalerit minerallerinin kimyasal içerikleri (0,506 ile 1,118 wt. % aralığında) ortaç sülfidasyon tipi epitermal yataklara uygunluk göstermektedir. Bu tip yataklarda gümüş yaygın olarak gümüş sülfotuzları olarak yer almakta ve cevherleşmeler başlıca sfalerit, galen, pirit, kalkopirit ve tenantit-tetraedrit minerallerinin kombinasyonlarından meydana gelmektedir (Einaudi ve diğer., 2003). Ayrıca cevherleşmelerde yaygın olarak gözlenen illitik alterasyon ve dışa zonlara doğru serizitik ve propilitik alterasyona geçiş, tipik bir ortaç sülfidasyon alterasyon zonlanmasıdır (Einaudi ve diğer., 2003).

Cevherleşmelerle ilişkili barit, kuvars ve sfalerit mineralleri üzerinde yapılan sıvı kapanım incelemeleri sonucunda; minerallerin yaygın olarak sıvıca ve daha az oranda gazca zengin sıvı kapanımlar içerdiği ve cevherleşmelerin H_2O -NaCl-CaCl₂-MgCl₂ içerikli hidrotermal akışkanlardan tarafından taşındığı gözlenmektedir. Kuru bölgesindeki Tahtalıkuyu, V. Viraj ve Kuyutaşı cevherleşmelerine ait barit mineralinin 400 °C'ye kadar ulaşan homojenleşme sıcaklıkları erken hidrotermal cevher evresine karşılık gelmektedir. Homojenleşme sıcaklıkları 160,6 °C ile 407 °C aralığında değişen barit, bölgedeki en yüksek oluşum sıcaklığını sunmaktadır. Bu değerler, Yalçinkaya (2010) tarafından Tahtalıkuyu ve Eskikışla cevherleşmelerinden ölçülen homojenleşme sıcaklıkları uyumludur. Eskikışla, Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerine ait kuvars ve sfalerit minerallerinin kristalleştiği 146 °C ile 358 °C ve 191,2 °C ile 371,5 °C sıcaklık aralıkları (sırasıyla) ise ana hidrotermal cevher evresini temsil etmektedir. Kuru'nun doğusunda (Tesbihdere bölgesi) yer alan Tesbihdere, Bakır Zonu ve Kuyu Zonu cevherleşmelerindeki kuvars minerallerinin 233,8 °C ile 387 °C arasında kristalleştiği gözlenmektedir. Bölgedeki cevherleşmelere ait tuzluluklar ise çok geniş aralıklara sahiptir. En yüksek 12,5 wt. NaCl tuzluluk eşdeğerliliği Kuyutaşı cevherleşmesine

ait sfalerit mineralden ölçülmüştür. Tuzluluk değerlerine genel olarak bakıldığında, Kuru bölgesindeki cevherleşmelerde daha yüksek; Tesbihdere bölgesindeki cevherleşmelerde ise daha düşük olduğu görülmektedir.

Koru ve Tesbihdere cevherleşmelerindeki sıvı kapanım çalışmaları tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıklarında geniş bir aralık sunmaktadır. Yüksek sıcaklık ve değişken tuzluluk değerleri yüksek sıcaklık gradyana işaret etmektedir. Diğer yandan, Kuyutaşı cevherleşmesinde kurşun minerallerince baskın üst seviyeden, dereceli olarak bakırca zengin (kalkopirit, pirit ve bornit) derin seviyelere geçiş termal gradyanda bir artış olarak kabul edilebilir. Termal gradyandaki bu değişiklikler sıg veya derin sokulumlu bir intrüzyonun varlığına işaret etmektedir (Shelnutt ve Noble, 1985; Arribas, 1995).

Homojenleşme – tuzluluk diyagramı göz önüne alındığında; barit minerallerinde sadece kaynama yönelimi gözlenirken, sfalerit ve kuvars minerallerinde ise kaynama ile birlikte izotermal (eş ısı) bir karışımın da meydana geldiği gözlenmektedir (Wilkinson, 2001). Diğer yandan, oksijen ve hidrojen izotop değerleri derin dolaşımli meteorik sular ile çevrede yer alan volkanik kayalar arasında izotopik bir değişim sonucu meteorik ve magmatik sular arasında bir karışım göstermektedir. Özellikle Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerine ait oksijen ve hidrojen izotop değerlerinde önemli miktarda bir magmatik su katkısı gözlenmektedir. Bunun sonucunda, sıvı kapanım çalışmalarında da gözlenen karışımın, tuzlu ve seyreltik meteorik sularla birlikte bir miktar magmatik sıvıların karışımından kaynaklandığı kesin olarak söylenebilir. Yılmaz ve diğerleri (2010), Tesbihdere bölgesindeki cevherleşmeye neden olan akışkanların meteorik ve daha az oranda magmatik suların karışımından gerçekleştiğini belirtmiştir.

Koru bölgesindeki cevherleşmelere benzer şekilde oluşan Creede ve Rosita Hill epitermal Ag-baz metal cevherleşmeleri daha az tuzlu ve magmatik/meteorik sıvıların karışımı sonucunda oluştuğu belirtilmiştir (McEwan ve diğer., 1996). Karışımından dolayı sıcaklığın ve tuzluluğun düşüşü gümüş ve kurşun çözünürlüğünü düşürmüş ve bu metallerin çökelişi ile sonuçlanmıştır. Cevherleşme, damarlar ve

breşik oluşuklar şeklinde hidrotermal sistemde çökelmiştir. Rosita cevherleşmesinin riyyolit domlarına ve sığ bir intrüzyona bağılı olarak geliştiğı belirtilmiştir. Kuru Pb-Zn-Cu-Ag yatağı ile benzer cevherleşmeler ve oluşum mekanizmaları sunmaktadırlar.

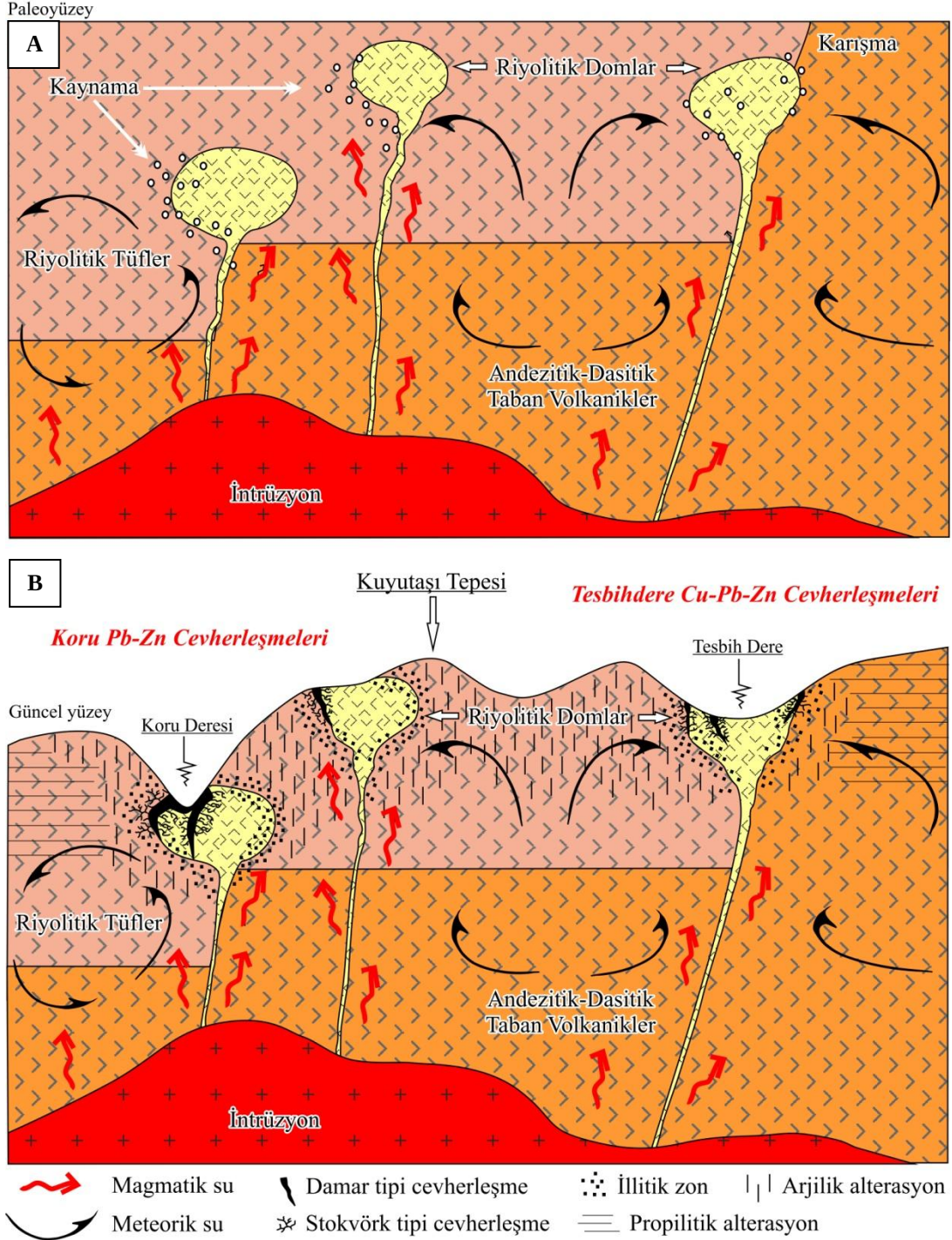
Pb izotop çalışmaları da sıvı kapanım ve O-H izotop çalışmalarını desteklemektedir. Pb izotop değerlerine göre, hidrotermal kökenli akışkanların Oligosen yaşı kyaçları yıkaması ile bölgedeki cevherleşmelerin oluşumu gerçekleşmiştir. Ayrıca, çalışma alanının temelini oluşturan Eosen yaşı volkanik kyaçlardan çok az oranda bir katkı da gözlenmektedir.

Bu sonuçlara dayanarak;

- I) Rodop-Sakarya Zonu arasındaki dalma-batmaya bağılı olarak gelişen Oligosen yaşı andezitik-dasitik lavlar Kuru ve çevresinde temel volkanik kayaları oluşturmaktadır.
- II) İzleyen evrede oluşan ve Kuru fay zonu boyunca yerleşmiş olan olasılıkla Geç Oligosen yaşı riyyolit domlar olası bir sığ yerleşimli intrüzyona işaret etmektedir. Böylelikle, intrüzyon ve ilişkili riyyolit domlar akışkanları ısıtan ve magmatik sıvı girdisi sağlayan kaynaklar olarak düşünülmektedir (Şekil 8.1A). Pb izotop çalışmaları, cevherleşmelerin Oligosen yaşı volkanik kyaçlar ile aynı kökene sahip olduklarını ve Eosen yaşı volkaniklerden az oranda bir katkı olduğunu göstermektedir.
- III) Olasılıkla riyyolitik domları yüzeye taşıyan egemen olarak KB-GD fay zonları (Kuru Dere Fayı) sığ yerleşimli intrüzyondan kaynaklanan magmatik-hidrotermal sıvıların yükselmesi için kanal görevi görmektedir. Bu fay zonları boyunca başlıca sahanın KB'sında yer alan Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı gibi cevherleşme odakları meydana gelmiştir. Tahtalıkuyu cevherleşmeleri yüksek oluşum sıcaklığı, göreceli yüksek tuzluluk, O-H izotop değerleri dikkate alındığında ısı kaynağına en yakın yerleşime sahip cevherleşme odaklarıdır (Şekil 8.1B). Burada sıvı en yüksek magmatik kökenli bileşime sahiptir. Hidrotermal sıvı evriminde kaynama işlevi başlıca etkili olan mekanizmadır.

Kuyutaşı cevherleşmesi Tahtalıkuyuya göre yüzeye yakın yerleşimi nedeniyle daha düşük magmatik su girdisine ve karışıma bağlı olarak daha yüksek meteorik su girdisine sahiptir. Cevher çökelişi; ilk olarak Tahtalıkuyu ve Kuyutaşı cevherleşmelerinde kaynama sonucu baritin kristalleşmesi ile başlamıştır. Kaynama verileri ve buna bağlı olarak Au-Ag zenginleşmeleri her iki cevherleşmede de gözlenmektedir.

- IV) Isı kaynağından uzaklaşarak daha sık bölümlere göç eden hidrotermal sıvılar Tesbihdere bölgesinde ise tuzluluğu ve sıcaklığı daha düşük, karışım mekanizmasının etkinliğine bağlı olarak meteorik suların baskın olduğu cevherleşmelerdir. Kaynama şiddeti daha düşük olmakla beraber karışım mekanizmasına eşlik etmektedir. Tesbihdere bölgesi cevherleşmeleri Koryöresinden farklı olarak başlıca Cu-Pb-Ag ve daha az oranda Zn ve Au içermektedir (Şekil 8.1B).
- V) Oksidasyon-Semantasyon zonu geç evre süperjen koşullara bağlı olarak özellikle Kuyutaşı cevherleşmesinde yaklaşık 50 metrelik bir zonda etkin olarak gözlenmektedir.



Şekil 8.1 Kuru ve Tesbihdere bölgesinde gözlenen cevherleşmelerin şematik oluşum modeli. A) Bölgedeki fay zonlarına riyoit domlarının yerleşimi ve meteorik - magmatik suların karışımı. B) Riyoitlik tüfler ve domların dokanağında ve bu birimlerin içinde damar - stokvörk tipi cevherleşmelerin oluşumu.

KAYNAKLAR

- Agdemir, 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.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y. (1983). Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama (MTA) Dergisi*, 95/96, 1-13.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. ve Mitchel, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, Post-collision volcanism in Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Alpan, T. (1968). Kuru-Balcılar (Çanakkale) köyleri civarının jeoloji raporu. *Maden Tetkik ve Arama (MTA)*, Rapor No: 6840.
- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., Genç, C. Ş., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., ve diğer. (2012). Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research*, 21, 961-986.
- Altunkaynak, Ş. ve Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102, 316-340.
- Altunkaynak, Ş. (2007). Collision-driven slab breakoff magmatism: In northwestern Anatolia Turkey. *Journal of Geology*, 115, 63-82.
- Arribas, A. (1995). Characteristic of high-sulfidation epithermal deposits and their relation magmatic fluid. J. F. H. Thompson, (Ed.), *In magmas, fluids, and deposits (Short Course)* (23) içinde (419-454). Canada: Mineralogical Association of Canada.

- Barton, P. B., Bethke, P. M. ve Roedder, E. (1977). Enviroment of ore deposition in the Creede mning district San Juan Mountains, Colorado Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH vein. *Economic Geology*, 72, 1-24.
- Beccalotto, L. ve Jenny, C. (2004). Geology and correlations of the Ezine Zone: a Rhodope Fragment in NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 145-176.
- Beşir, D. (2003). *Koru (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn-Ag yatağının jenetik incelenmesi*. Yüksek Lisans Tezi. İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. (1975). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler içinde* (70-76). Ankara: Maden Tetkik Arama (MTA).
- Bingöl, E. (1971). Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb-Sr ve K-Ar metotlarının Kazdağında bir uygulaması. *Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK) Bülteni* (14) içinde (1-16). Ankara: Jeoloji Mühendisleri Odası.
- Bingöl, E. (1968). *Contribution a l'etude geologique de la partie centrale et sud-est du massif de Kazdağ (Turquei)*. Doktora Tezi. Fransa: Nancy Üniversitesi, (Yayımlanmamış), 190.
- Bodnar, R. J. (2003). Reequilibration of fluid inclusions. I. Samson, A. Anderson, ve D. Marshall, (Ed.), *Fluid inclusions: Analysis and Interpretation (Short Course)* (32) içinde (213-230). Canada: Mineralogical Association of Canada.
- Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.

- Bodnar, R. J., Reynolds, T. J. ve Kuehn, C. A. (1985). Fluid inclusion systematics in epithermal systems. B. R. Berger, ve P. M. Bethke, (Ed.), *Geology and Geochemistry of Epithermal systems* (2) içinde (73-98). Amerika (USA): Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology.
- Bonev, N. ve Beccaleto, L. (2007). From syn- to post-orogenic Tertiary extension in the north Aegean region: constraints on the kinematics in the eastern Rhodope Thrace, Bulgaria Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey. *Geological Society, Special Publications*, 291 (1), 113-142.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of the recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bulletin of Volcanology*, 36, 473 – 496.
- Bozcu, M. ve Çalık, A. (2006). Biga Yarımadası'nın morfotektonik özellikleri ve Kazdağları'nın jeolojisi. *Kazdağları II. Ulusal Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 3-19.
- Bozkaya, G. (2001). *Balcılar (Lapseki-Çanakkale) kurşunlu-barit yatağının oluşum koşullarının ve kökeninin araştırılmasında sıvı kapanım, iz element ve S izotopları jeokimyası incelemeleri*. Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi. Proje No: M-195, 40.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A. (2001). Geology, ore petrography and fluid inclusion characteristics of the Koru (Çanakkale) Pb-Zn deposits. *Cumhuriyet University Bulletin of the Faculty of Engineering, Series A, Earth Sciences*, (18), 55-70.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A. (2009). Lead and Sulfur Isotope Studies of the Koru (Çanakkale, Turkey) Lead-Zinc Deposits. *Turkish Journal of Earth Science*, 18, 127-137.

- Bozkaya, G. (2009). Fluid inclusion and stable isotope (O, H and S) evidence for the origin of the Balcılar vein type barite-galena mineralization in Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geochemical Exploration*, 101,1-8.
- Bozkaya, G., Gökçe, A., Banks, D. ve Bodnar, R. J. (2011). Epithermal mineralization in Western Turkey: Nature and origin of the fluids. *Proceedings, European Current Research on Fluid Inclusions Abstracts (ECROFI-XXI)* içinde (52). Avusturya: Montanuniversität.
- Bowes, D. R. (1989). *The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology*. New York: Van Nostrand Reinhold.
- Brinkmann, R. (1966). Geotektonische Gliederung von Westanatolien. *Neues Jahrb Geologie Palaontologie Monatsh*, 10, 603-618.
- Cavazza, W., Okay, A.I. ve Zattin, M. (2009). Rapid early–middle Miocene exhumation of the Kazdağ metamorphic core complex (Western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1935–1947.
- Chakrabarti, K., Ecker, N. R. R., Mishra, B., Ramesh Babu, P. V. ve Parihar, P. S. (2011). Paleoproterozoic Quartz- pebble conglomerate type uranium mineralisation in Mankarhachua area, Angul District, Orissa. *Journal of Geological Society India*, 77, 443-449.
- Clayton, R. N., O’Neil, J. R. ve Mayeda, T. (1972). Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77, 3057-3067.
- Cox, K. G., Bell, J. D. ve Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. İngiltere: George Allen & Unwin.
- Crawford, M. L. (1981). *Phase equilibria in aqueous fluid inclusions*. Mineral Association, Canada Short Course Handbook 6 içinde (75-100).

- Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western and Northwestern Anotolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Okay, A. İ., Şentürk, Y. ve Kar, H. (2012). Biga Yarım adasının Tersiyer öncesi Jeolojisi. E. Yüzer, ve G. Tunay (Ed.), *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi* (28) içinde (7-75). Ankara: Maden Tetkik ve Arama (MTA).
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F. ve Kar, H. (2004). New results on the lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13/2, 177-186.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. ve İnan, E. E. (2003). Sulfidation state of hydrothermal fluids: the porphyry-epithermal transition and beyond. *Society of Economic Geologists and Geochemical Society*, 10, 285–313.
- Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D. ve Şaroğlu, F. (1998). Marmara denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama (MTA) Dergisi*, 120, 199-221.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C. ve diğer. (1995). Biga Yarımadasıyla Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama (MTA) Dergisi*, 117, 55-86.
- Ersoy, E. Y. ve Palmer, M. R. (2013). Eocene-Quaternary magmatic activity in the Aegean: Implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny. *Lithos*, (inpres).
- Farquhar, R. M. ve Russell, R. D. (1957). Anomalous leads from the upper Great Lakes region of Ontario. *Transactions American Geophysical Union*, 38, 552-556.

- Faure, G. ve Mensing T. M. (2005). *Isotopes: Principles and applications* (3. Baskı). New York: John Wiley and Sons.
- Faure, K., Matsuhisa, Y., Matsuqi, H., Mizota, C. ve Heyeshi, S. (2002). The Hishikari Au-Ag deposit, Japan: Oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids. *Economic Geology*, 97, 481-498.
- Flaure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. New York: John Wiley and Sons.
- Genç, Ş. C., Dönmez, M., Akçay, A. E., Altunkaynak, Ş., Eyüpoğlu, M. ve Ilgar, Y. (2012). Biga Yarımadası Tersiyer volkanizmasının stratigrafik, petrografik ve kimyasal özellikleri. *Biga yarımadası'nın genel ve ekonomik jeolojisi* (28) içinde (121-162). Ankara: Maden Tetkik ve Arama (MTA).
- Genç, Ş. C. (1998). Evolution of the Bayramiç magmatic complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1-4 (85), 233-249.
- Gençalioglu, G. (2001). *Magmatik kayaç dokuları atlası*. Ankara: Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Gjelsvik, T. (1956). Türkiye'nin batısında Biga Yarımadası bölgesinde Alpin volkanizmaya bağlı maden yatakları üzerinde aramalar. *Maden Tetkik ve Arama (MTA)*. Rapor No: 2480.
- Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. I.Samson, A.Anderson ve D. Marshall, (Ed.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation (Short Course)* (32) içinde (9-53). Canada: Mineralogical Association of Canada.
- Goldstein, R. H. ve Reynolds, T.J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology Short Course* (31) içinde (199).

- Guilbert, J. M. ve Park, C. F. Jr. (1986). *The geology of ore deposits*. New York: Freeman.
- Gülmez, F., Genç, S. C., Keskin, M. ve Tüysüz, O. (2013). A postcollision slab-breakoff model for the origin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu-Almancık belt, NW Turkey and its regional implications, A.H.F. Robertson, O. Parlak ve U.C. Ünlügenç (Ed.), *Geological development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean region (inpress)*. London: Geological Society.
- Harris, N. B. W., Kelley, S. ve Okay, A. I. (1994). Postcollision magmatism and tectonics in northwest Turkey. *Contribution of Mineral Petrology*, 117, 241-252.
- Hedenquist, J. W., ve Arribas, A. (1998). Evolution of an intrusion – centered hydrothermal system: far southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93, 373-404.
- Hedenquist, J. W. ve Henley, R. W. (1985). The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Holmes, A. (1964). An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157, 680-684.
- Hollister, L. S. ve Crawford, M. L. (1981). *Short course in fluid inclusions: application to petrology, Calgary*. Canada: Mineralogical Association of Canada.
- Houtermans, F. G. (1946). Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33, 185-186.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, A. J. ve Nesbitt, R.W (2003). Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letter*, 3-4 (211), 221-236.

- Jaffe, B., Cook, W. R. ve Jaffe, H. (1971). *Piezoelectric Ceramics*. London and New York: Academic Press.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. ve Ece, Ö. I. (2008). Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 1181-1200.
- Karacık, Y. ve Yılmaz, Y. (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 251-264.
- Ketin, İ. (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Mineral Research and Exploration Institute*, 66, 23–34.
- Köppel, V. ve Saager, R. (1976). Uranium-, thorium- and lead-isotope studies of strata-bound and stratiform ore deposits. K. H. Wolf (Ed.), *Isotopes* (2) içinde (267-316). New York: Elsevier Scientific.
- Kirchenbauer, V., Feiden, K. ve Kruse, F. (2011). Das GS SOIL Portal- vom Prototypen zur endgültigen Portalversion. *Symposium und Fachmesse Angewandte Geoinformatik*. Salzburg.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H. ve Guilford, C. (1988). *Atlas of igneous rocks and their textures*. Londra: Longman Scientific and Technical.
- McPhie, J., Doyle, M. ve Allen, R. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, Australia: Arc Centre of Excellence in Ore Deposits.
- McEwan, C. J. A., Fallick, A. E. ve Rice, C. M. (1996). The Rosita Hills epithermal Ag-Base metal deposits, A stable isotope and fluid inclusion study. *Economic Geology*, 31, 41-51.

- Maden Tetkik ve Arama (MTA). (2008). *Çanakkale-H17 paftası, 1:100000 ölçekli, No:101*. Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Murowchick, J. B. ve Bornes, H. L. (1986). Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimice Acta*, 50, 2615-2629.
- Lentz, D. (2002). Sphalerite and arsenopyrite at the Brunswick No.12 massive sulfide deposit, Bathurst Camp, New Brunswick: constraints on P-T evolution. *Canadian Mineralogist*, (40), 19-31.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N. ve Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation indivalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, 52, 5547-5558.
- Ohmoto, H. (1983). Geologic history of the Green tuff region. *Economic Geology*, 5, 9-24.
- Okay, A. I. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a Latest Oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey: In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen". *Geological Society, London, Special Publication*, 156, 475-515.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve diğer. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. *Tectonics of Asia*, 5, 420-441.
- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1991). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. J. F. Dewey, (Ed.), *Special Issue on Tectonics* (44) içinde (191-255). İstanbul: Bulletin of the Technical University of Istanbul.

- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1990). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula (in Turkish). *Bulletin of the Turkish Association of Petroleum Geologists*, 2, 83-121.
- Oversby, V. M. (1974). A new look at the lead isotope growth curve. *Nature*, 248, 132.
- Pickett, E. A. ve Robertson A. H. F. (1996). Formation of the Late-Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction-accretion. *Journal of the Geological Society*, 153, 995-1009.
- Pişkin,  . (2002). *Cevher mikroskopisi ve petrografisi*. İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi M hendislik Fakültesi Basım  nitesi.
- Reichert, J. (2009). A geochemical model of supergene carbonate hosted non sulphide zinc deposits, S. R. T. Hey, (Ed.), *Supergene enviroments, processes and products*, *Special publication* (14) içinde (69-76). London: Society of Economic Geologists.
- Richards, J. R. (1971). Major lead orebodies – Mantle origin. *Economic Geology*, 66, 425-434.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. P. H. Ribbe, (Ed.), *Reviews in Mineralogy* (12) içinde (644). Washington: Mineralogical Society of American.
- Roedder, E. ve Bodnar, R.J. (1980). Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8, 263-301.
- Roedder, E. (1979). Orijin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, 102, 487-510.

- Roedder, E. (1962). Ancient fluids in crystals. *Scientific American*, 4 (207), 38-47.
- Russell, R. D. ve Farquhar, R. M. (1960). *Lead isotopes in geology*. New York: Wiley-Interscience.
- Savin, S. M. ve Epstein, S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 25-42.
- Savin, S. M. ve Epstein, S. (1970a). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 25-42.
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Cambridge: Chapman and Hall.
- Shelnutt, J. P. ve Noble, D. C. (1985). Premineralization radial dikes of tourmalinized fluidization breccia, Julcani district, Peru. *Economic Geology*, 80, 1622-1632.
- Sheppard, S. M. F. ve Gilg, H. A. (1996). Stable isotopic geochemistry of clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 22, 1-24.
- Sheppard, S. M. F. (1986). In stable isotopes in high temperature geological processes. J.W. Valley, H. P Taylor, ve J.R O'Neil (Ed.), *Reviews in Mineralogy* (16) içinde (83-165). Amerika: Mineralogical Society of America.
- Shepherd, T. J., Miller, M. F., Scrivener, R. C. ve Darbyshire, D. P. F. (1985). In high heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. *Institute of Mining Metallogeny*, 345-64.
- Shikazono, W. (2003). *Geochemical and tectonic evolution of arc-backarc hydrothermal systems* (8). Londra: Elsevier Science.

- Shikazono, W. (1974a). Physicochemical environment and mechanism of volcanic hydrothermal ore deposition in Japan, with special reference to Oxygen fugacity. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo*, 19, 2756.
- Sillitoe, R. H. ve Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, orefluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, 315–343.
- Simmons, S. F. (1995). Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits. Magmas, fluids and ore deposits. *Mineralogical Society of Canada*, 23, 455-477.
- Siyako, M., Bürkan, K. A. ve Okay, A. I. (1989). Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu peninsula. *Turkish Associations of Petroleum Geologist Bulletin*, 1 (3), 183-199.
- Stacey, J. S. ve Krammers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Science Letter*, 26, 207-221.
- Stanton, R. L. ve Russell, R. D. (1998). Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores. *Economic Geology*, 54, 558-607.
- Steiger, R. H. ve Jager, E. (1977). Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-anal cosmochronology. *Earth Planet Science Letter*, 36, 359-362.
- Sverjensky, D. A. (1984). Prediction of Gibbs free energies of calcite-type carbonates and the equilibrium distribution of trace elements between carbonate and aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1127-1134.
- Şengör, A. M. C., Satır, M. ve Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3 (7), 693–707.

- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyon evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengün, F., Yiğitbaş, E. ve Tunç, İ. O. (2010). Geology and Tectonic Emplacement of Eclogite and Blueschists, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 20, 273-285.
- Taylor, R. (2011). *Gossons and leached cappings*. Berlin: Springer.
- Taylor, H. P. (1979). Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, H.L. Barnes, (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, (2) içinde (236-277). New York: John Wiley.
- Taylor, H. P. (1974). The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883.
- Tolun, E. ve Baykal, F., (1960). Çanakkale-Lapseki-Umurbey-Koru Deresi Cu-Pb-Zn yataklarına ait rapor. *Maden Tetkik ve Arama Raporu*. Rapor no: 456.
- Tosdal, R. M., Wooden, J. L. ve Bouse, R. M. (1999). Pb isotopes, ore deposits, and Metallogenic Terranes, Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. *Reviews in Economic Geology*, 12, 1-28.
- Velinov, I. ve Petrounov, R. (1993). Metallogenic forecast of hydrothermal ore manifestations in the region of Çanakkale, Soutwestern Turkey. *Çanakkale Madencilik Raporu*.
- Watanabe, M. ve Soeda, A. (1981). Distribution of polytype contents of molybdenite from Japan and possible controlling factor in polytypism. *Neues Miner*, 141, 258-279.

- White, N. C. ve Hedenquist, J.W. (1995). Epitermal gold deposits. Styles, characteristic and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 27, 1-13.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
- Wood, S. A. ve Samson, I. M. (1998). Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. *Economic Geology*, 10, 33-80.
- Yalçın, T. (2007). Geochemical characterization of the Biga Peninsula thermal waters, NW Turkey. *Aquatic Geochemistry*, 13, 75-93.
- Yalçinkaya, N. (2010). *Koru köyü (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn-Ag yatağının, jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemesi*. Yüksek Lisans Tezi. Çanakkale: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi.
- Yanargiya, K. ve Sato, J. (1989). Report on the mineral exploration in the Çanakkale area Republic of Turkey. *Maden Tetkik ve Arama Raporu*. Rapor no: 8999.
- Yılmaz, H., Oyman, T., Sönmez, F.N., Arehart, G. B. ve Billor, Z. (2010). Intermediate sulfidation epitermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Şahinli/Tespirdere (Lapseki/Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37, 236-258.
- Yılmaz, Y. ve Karacık, Z. (2001). Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the aegean grabens. *Geodinamica Acta*, 14, 31-43.
- Yılmaz, Y., Genc, Ş.C., Karacık, Z. ve Altunkaynak, S. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance: *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.

Yigit, O. (2012). A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46, 118-148.

Young, L. E. (1995). Empirical applications of common lead-isotope ratios to exploration. *Society of Economic Geology Newsletter*, 22 (1), 7-12.

EKLER

KISALTMALAR LİSTESİ

K : Kuzey

B : Batı

G : Güney

D : Doğu

Mton: Milyon ton

km: Kilometre

m: Metre

My: Milyon yıl

Pl: Plsjiyoklas

Chl: Klorit

Amp: Amfibol

Prx: Piroksen

Cal: Kalsit

Fe: Demir

Bt: Biyotit

Ol: Oliviv

Ser: Serizit

Fsp: Feldispat

Qtz: Kuvars

Cb: Karbonat

Sfe: Sferülit

Alu: Alünit

Gn: Galen

Cc: Kalkozin

Cv: Kovellin

Ang: Anglezit

Cer: Serüzit

Ccp: kalkopirit

Py: Pirit
Sp: Sfalerit
Mrc: Markazit
Bn: Bornit
Mn: Manganit
Pyt: Pirolüzit
Hem: Hematit
Au: Altın
Gt: Götüt
Td: Tedraedrit
Tn: Tenantit
Eng: Enarjit
Cbn: Kübanit
 μm : mikrometre
 T_{mf} : İlk Erime Sıcaklığı
 T_{mice} : Son Buz Erime Sıcaklığı
 T_h : Homojenleşme Sıcaklığı
L: Likit (sıvı)
V: Vapor (Gaz)
G: Gaz
S: Sıvı