

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KORU (ÇANAKKALE) YÖRESİ KURŞUN-ÇİNKO CEVHERLEŞMELERİNİN
OLUŞUM MEKANİZMASININ
JEOKİMYASAL MODELLENMESİ**

**DOKTORA TEZİ
Demet KIRAN YILDIRIM
(505032065)**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Fikret SUNER (İTÜ)
Eş Danışman : Doç. Dr. Mustafa KUMRAL (İTÜ)**

HAZİRAN 2013

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505032065 numaralı Doktora Öğrencisi **Demet KIRAN YILDIRIM**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**KORU (ÇANAKKALE) YÖRESİ KURŞUN-ÇİNKO CEVHERLEŞMELERİNİN OLUŞUM MEKANİZMASININ JEOKİMYASAL MODELLENMESİ**” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : Prof. Dr.Fikret SUNER
İstanbul Teknik Üniversitesi

Eş Danışman: Doç. Dr. Mustafa KUMRAL
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Atasever GEDİKOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Mefail YENİYOL
İstanbul Üniversitesi

Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK
İstanbul Üniversitesi

Prof. Dr. Sezai KIRIKOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ
Dokuz Eylül Üniversitesi

Teslim Tarihi : 28 Şubat 2011
Savunma Tarihi : 14 Haziran 2013

Aileme,

ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nün Jeoloji Mühendisliği Programı'na tarafımdan Doktora Tezi olarak sunulmuştur.

Bu çalışmanın hazırlanmasında, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün sağladığı her türlü imkanın önemli bir payı vardır. Bu ortamı yaratan Maden Yatakları-Jeokimya disiplini öğretim üyeleri ve yardımcılara teşekkür ederim.

Bu çalışmayı yöneten, tez çalışması süresince öneri ve görüşlerini esirgemeyen değerli hocam, Prof. Dr. Fikret Suner'e teşekkür ederim. Tezin hazırlanması sırasında bilimsel özgüvenimin artmasını sağlayan, her türlü yardımını esirgemeyen ve tezin yönlendirilmesi konusunda sonsuz katkılarını gördüğüm değerli hocam Doç. Dr. Mustafa Kumral'a teşekkür ederim.

Cincinnati Üniversitesi (USA), Jeoloji Bölümü'nde geçirdiğim 1,5 yıllık süre içerisinde, bir kısım Jeokimya analizlerinin yapılmasında vermiş olduğu laboratuvar desteği ile mesleki bilgi ve deneyiminin gelişmesine sağladığı katkılardan dolayı Sayın Prof. Dr. Atilla Kılınç, Barry Maynard, Warren Huff'a ve sevgili arkadaşım Gökçe Üstünişik'a ayrı ayrı teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca cevher mikroskobisi çalışmalarında, değerli bilgilerinden ve teknik desteğinden yararlandığım Doç. Dr. Emin Çiftçi'ye ve ince kesitlerin yorumlanmasındaki yardımlarından dolayı Prof. Dr. Fahri Esenli'ye, Dr. Orhan Yavuz'a teşekkür ederim. Sıvı kapanım çalışmaları için İstanbul Üniversitesi laboratuvar imkanlarını bana sunan ve bu konuda her bilgiyi benimle paylaşan sevgili Dr. Nurullah Hanilçi'ye candan teşekkür ederim.

Tez çalışmasında kullanılan bilgisayar programlarının kullanımında emeği geçen Arş. Gör. Gökhan Şans'a, laboratuvar çalışmalarım süresince bana yardımcı olan Uzm. Serena Sultanyan, sevgili öğrencim Alev Kan Bostancı'ya, tez yazımı ve şekillerin çizilmesinde yardımlarını esirgemeyen meslek arkadaşlarım Arş. Gör. Bala Ekinci Şans, Arş.Gör. Cemile Erarslan, ve çok sevgili öğrencilerim Ahmet Metin Öteleş, Lokman Gümüş ve Sercan Öztürk'e çok teşekkür ederim.

Doktora çalışmam esnasında tüm zorluklara rağmen, maddi-manevi olarak bir an olsun desteğini eksik etmeyen sevgili eşim Fatih Yıldırım ve aileme sonsuz teşekkür ederim.

Haziran, 2013

Demet KIRAN YILDIRIM

Yüksek Mühendis

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖNSÖZ	vii
İÇİNDEKİLER	ix
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ	xiii
ŞEKİL LİSTESİ	xv
ÖZET	xxi
SUMMARY	xxiii
1. GİRİŞ	1
1.1 İnceleme Alanı	2
1.1.1 Yerleşim ve ulaşım	3
1.1.2 Topoğrafya	3
1.1.3 İklim, bitki örtüsü ve ekonomik durum	3
1.2 Çalışma Yöntemi	4
1.2.1 Arazi çalışmaları	5
1.2.2 Laboratuvar çalışmalar	5
1.2.3 Büro çalışmaları	8
1.3 Önceki Çalışmalar	9
2. İNCELEME ALANININ JEOLJİK KONUMU	23
2.1 Bölgesel Jeoloji	23
2.2 Bölgenin Tektonik Konumu	27
2.3 İnceleme Alanının Jeolojisi	30
2.3.1 Giriş	30
2.3.2 Tersiyer	32
2.3.2.1 Eosen	32
2.3.2.2 Oligosen	39
2.3.2.3 Miyosen	49
2.3.2.4 Pliyo – Kuvaterner	50
2.3.3 Kuvaterner	51
2.3.3.1 Alüvyon	51
2.4 Yapısal Jeoloji	51
2.4.1 Kıvrımlar	51
2.4.2 Faylar	51
2.4.3 Kaldera Yapısı	53
2.5 Maden Jeolojisi	54
3. KORU (ÇANAKKALE) BÖLGESİNDEKİ Pb-Zn CEVHERLEŞMELERİ	57
3.1 Giriş	57
3.2 Eskikışla Bölgesi Pb-Zn Cevherleşmeleri	58
3.3 Tahtalıkuyu Bölgesi Pb-Zn Cevherleşmeleri	63
3.4 II. Viraj Bölgesi Pb-Zn Cevherleşmeleri	66
3.5 Cevher Mikroskobisi İncelemeleri	69

3.5.1 Cevher ve gang minerallerinde parajenez ve süksesyon	83
4. JEOKİMYASAL İNCELEMELER	85
4.1 Giriş	85
4.2 Yankayaç Jeokimyası	85
4.2.1 XRF çalışmaları	85
4.2.2 MELTS çalışmaları	90
4.2.2.1 Melts algoritması ile diferansiyasyon proseslerinin tartışılması	99
4.2.3 ICP-MS çalışmaları	104
4.3 Cevher Jeokimyası	104
4.3.1 XRF çalışmaları	104
4.3.2 SUPCRT çalışmaları	106
4.4 İzotop Çalışmaları	108
4.4.1 Giriş	108
4.4.2 Kurşun izotop çalışmaları	109
4.4.2.1 Kurşun izotopları ile ilgili önceki çalışmalar	110
4.4.2.2 İnceleme alanında kurşun izotopları ile ilgili bulgular	110
4.4.3 Kükürt İzotop Çalışmaları	117
4.4.3.1 Kükürt izotopları ile ilgili önceki çalışmalar	119
4.4.3.2 İnceleme alanında kükürt izotopları ile ilgili bulgular	120
5. MİKROTERMOMETRİK İNCELEMELER	123
5.1 Giriş	123
5.2 Sıvı Kapanım İncelemeleri	123
5.3 Örnek Hazırlama ve Yöntem	126
5.4 Sıvı Kapanım ile İlgili Önceki Çalışmalar	127
5.5 İnceleme Alanında Elde edilen Bulgular	127
6. TARTIŞMA VE YORUMLAR	135
7. SONUÇLAR	139
KAYNAKLAR	143
EKLER	153
ÖZGEÇMİŞ	173

KISALTMALAR

At	: Andezitik Tuf
B	: Breşik Yapı
Bc	: Breşik Cevher
Bt	: Biyotit
Cvr	: Cevher
Cpy	: Kalkopirit
Gn	: Galenit
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
Kçt	: Kireçtaşı
Kl	: Kloritleşme
LOI	: Loss on Ignition
Lt	: Litik Tuf
P	: Piroklastik
Pb	: Galenit
Py	: Pirit
Q	: Kuvars
R	: Riyolit
Rd	: Riyolit Domu
Rl	: Riyolit Lav
Sph	: Sfalerit
T	: Tuf
Taa	: Akçaalan Andeziti
Tad	: Adadağı Piroklastikleri
Tdd	: Dededağı Dasiti
Tkb	: Karaömerler Bazaltı
XRD	: X-Ray Diffraction
XRF	: X-Ray Fluorescence
Yk	: Yan Kayaç

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 3.1 : Koru Bölgesi'ndeki cevherleşmelerin genel özelliklerini içeren çizelge.....	69
Çizelge 4.1 : İnceleme alanındaki yankayaçlara ait ana oksit analiz değerleri (%) ..	89
Çizelge 4.2 : Ortalama aktif kıtasal kurşun için iki aşama model parametrelerini gösteren çizelge, Stacey ve Kramers (1975)'ten uyarlanmıştır.....	110
Çizelge 4.3 : Eskikışla (E) bölgesi cevherleşmelerine ait kurşun izotop analiz değerleri çizelgesi	112
Çizelge 4.4 : Tahtalıkuyu (T) bölgesi cevherleşmelerine ait kurşun izotop analiz değerleri çizelgesi.	113
Çizelge 4.5 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu bölgelerinden alınan örneklerle ait kükürt izotop analiz değerleri	120
Çizelge 4.6 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu bölgeleri cevherleşmelerine ait farklı metrelerden alınan örneklerde yapılan kükürt izotop analiz değerlerini gösteren çizelge	120
Çizelge 5.1 : İnceleme alanındaki cevherleşmelerde daha önceki çalışmaların sıvı kapanım analiz değerleri (Bozkaya ve Gökçe, 2001; Yalçınkaya, 2010)	127
Çizelge 5.2 : Eskikışla bölgesi cevherleşmelerine ait sıvı kapanım analiz değerlerini gösteren çizelge.....	128
Çizelge 5.3 : Tahtalıkuyu bölgesi cevherleşmelerine ait sıvı kapanım analiz değerlerini gösteren çizelge.....	129
Çizelge B.1 : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait nadir toprak element analiz değerlerini gösterir çizelge	156
Çizelge C.1 : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge	160
Çizelge D.1 : İnceleme alanındaki cevher içeren kayaçlara ait ana oksit analiz değerlerini gösterir çizelge	166
Çizelge E.1 : SUPCRT hesaplamalarında kullanılan kimyasal tepkimeler.....	168

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası	2
Şekil 1.2 : İnceleme alanının genel görünümü	3
Şekil 1.3 : İnceleme alanının uydudan görünümü (Url-1).....	4
Şekil 1.4 : University of Cincinnati’de, XRD çekimlerinin yapıldığı Siemens D500 marka XRD cihazının görünümü	7
Şekil 1.5 : University of Cincinnati’de, SEM çalışmalarında kullanılan FEI/Phillips XL30 ESEM-FEG cihazının görünümü	8
Şekil 2.1 : Biga Yarımadası’nın genelleştirilmiş jeoloji haritası ve lejandı (MTA,2002).....	24
Şekil 2.2 : Biga Yarımadası’nın genelleştirilmiş sütun kesiti (Tutkun, 2007)	26
Şekil 2.3 : Türkiye’nin yapısal birlikleri (Okay ve Tüysüz,1999).....	29
Şekil 2.4 : İnceleme alanında bulunan Pb-Zn cevherleşmelerinin konumu ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Bozkaya ve Gökçe, 2001).....	31
Şekil 2.5 : İnceleme alanının stratigrafik sütun kesiti (Bozkaya ve Gökçe, 2001).....	32
Şekil 2.6 : Akçaalan Volkanitlerine ait Akçaalan güneyinde gözlenen morumsu, vişne renkli andezitik tüfler (at)	34
Şekil 2.7 : Akçaalan Volkanitlerinin üst seviyelerinde gözlenen piroklastik ara katkılar (P) ve kireçtaşı (Kçt) ara bantları	34
Şekil 2.8 : Akçaalan Volkanitlerine ait Kuru Köyü batısında mostra veren andezitik tüfler (at).....	35
Şekil 2.9 : Akçaalan Volkanitlerine ait Kuru Köyü civarında mostra veren piroklastikler (P)	35
Şekil 2.10 : Kuru şantiye yolu üzerinde mostra vermiş Akçaalan Volkanitlerine ait andezitik tüfler (at)	36
Şekil 2.11 : Camsı hamur içinde özşekilli plajioklas kristallerinin dağılımı (Çift nikol, Plj: Plajioklas, Prx: Piroksen, Örnek No: U87)	37
Şekil 2.12 : Mikrolitik porfirik glomeroporfirik dokunun beraber andezitin çift nikol görünümü (Plj: Plajioklas, Prx: Piroksen, Örnek No: U87)	37
Şekil 2.13 : İri piroksen kristalinde kuşaklı ikiz görünümü ve yaygın alterasyon izleri (Prx: Piroksen, Çift nikol görünümü, Örnek No: TY 109)	38
Şekil 2.14 : Asmalı mevkii güneyinde gözlenen Adadağ piroklastiklerine ait andezitik tüfler (at).....	39
Şekil 2.15a : Eskikışla Bölgesi’nde Adadağ Piroklastikleri’ne ait tüfler (t)	40
Şekil 2.15b : Eskikışla Bölgesi’nde Adadağ Piroklastikleri’ne ait tüfler (t)	40
Şekil 2.16a : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmeleri’nden alınmış makro el örneğindeki çatlaklarda kuvars (Q) ve kalkopirit (Ccp) görünümü	42
Şekil 2.16b : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmeleri’nden alınmış makro el örneğindeki çatlaklarda kuvars (Q) ve kalkopirit (Ccp) görünümü	42
Şekil 2.17 : Damlalı güneyi, lav akma yapılarının görünümü	43
Şekil 2.18 : Glomeroporfirik doku (piroksenin kümelenmesi, AF:Alkali Feldspat, Prx: Piroksen, çift nikol, Örnek No: TY114).....	44

Şekil 2.19 : Potasyum (K) getirimi ile alkali feldspat yoğunlaşması (Çift nikol, Örnek No: TY119)	44
Şekil 2.20 : Yarı özşekilli biyotit (bt) kristalinin mikrolitik porfirik doku içinde görünümü (Tek Nikol, Örnek No: K61)	45
Şekil 2.21 : Yarı özşekilli biyotit (bt) kristalinin mikrolitik porfirik doku içinde görünümü (Çift Nikol, Örnek No: K61)	46
Şekil 2.22 : Kuyutaşı Tepesi'nde Adadağı Piroklastikleri'ni kesen riyolit (r) görünümü	46
Şekil 2.23 : Silis getirimi ile oluşan ikincil kuvarslar ve sferulitik dokunun görünümü (Çift nikol, Q: Kuvars, Örnek No: E12)	47
Şekil 2.24 : Özşeklini koruyarak altere olmuş amfibolün (Amf) polarizan mikroskoptaki görünümü (Tek nikol, Örnek No: K58)	48
Şekil 2.25: İri fenokristal taneli ve magmatik korozyona uğramış, birincil kuvars görünümü (Çift nikol, Örnek No: U93)	48
Şekil 2.26 : Riyolitlerde sferulitik dokunun görünümü (Çift nikol, Örnek No: K65).....	49
Şekil 2.27 : Kuru Bölgesi'nde bulunan faylar ve kıvrımlar (Yalçınkaya, 2010)	52
Şekil 2.28 : Kuru Bölgesi'nde çapı yaklaşık 10 km. olan kaldera yapısının uydu görüntüsü (ASTERVNIR RGB:Bands 3,2,1) (Yalçınkaya, 2010).....	54
Şekil 3.1 : Kuru bölgesi civarında bulunan cevherleşme alanları (Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj), jeolojik birimleri gösteren genel görünüm	57
Şekil 3.2 : Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj bölgeleri cevherleşmelerinin konumu ve civarının genel görünümü	58
Şekil 3.3 : Eskikışla Bölgesi'nde tüfler üzerinde görülen cevher zonu ve oda-topuk yöntemi ile cevheri alınmış galeriler	59
Şekil 3.4 : Riyolit-tüf kontağında fay zonunda görülen cevher oluşumları	59
Şekil 3.5 : Eskikışla Bölgesi cevherleşmeleri'nde gözlenen galenit ve sfaleritler (cvr)	60
Şekil 3.6 : Eskikışla Bölgesi cevherleşmeleri, tüf kontağı yan kayaç numunesi içerisindeki boşluklarda gözlenen kuvars (Q) oluşumları	60
Şekil 3.7 : Eskikışla cevherleşmelerine ait cevher zonu	61
Şekil 3.8 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan tüflerin breş dolgusu olarak görüldüğü cevher örneği	61
Şekil 3.9 : Riyolit lavı içerisinde oluşan breş dolgulu cevherleşme zonu (B)	62
Şekil 3.10 : Eskikışla Bölgesi, topukta yer alan pembe-bejimsi riyolitler (r) ile cevher (cvr) kontağı	62
Şekil 3.11 : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerine ait galeri girişinde riyolit-tüf kontağının görünümü	63
Şekil 3.12 : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerinde görülen breşik yapı	64
Şekil 3.13 : Tahtalıkuyu yatağında riyolit lavının (rl) altında oluşan breşik cevher oluşumu (B) ve cevherin altındaki tüfün (t) arazi görünümü	65
Şekil 3.14 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan el örneğindeki barit oluşumları içerisinde görülen cevher (cvr) mineralleri	66
Şekil 3.15 : II. Viraj Bölgesi'ndeki riyolit lavının (r) altında oluşan breşik cevher yapısı (Bc) ve ince taneli, yer yer içerisinde çatlak dolgulu ve saçınımlı galenit görülen ince taneli tüf (t)	67
Şekil 3.16 : II. Viraj bölgesi girişi ve II. Viraj fayı	67
Şekil 3.17 : II. Viraj bölgesi, litik tüfün içerisindeki akıntı yapısına sahip cevher oluşumu	68

Şekil 3.18 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T41 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfalerit ve piriti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Py: Pirit)	70
Şekil 3.19 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E29 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfaleriti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q:Kuars)	70
Şekil 3.20 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T41 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içinde geç evre pirit damarcıkları; (Sph: Sfalerit, Py II: geç evre Pirit)	71
Şekil 3.21 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E16 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içindeki çatlakların geç evre galenit tarafından doldurulması, ((Gn: Galenit, Sph: Sfalerit))	71
Şekil 3.22 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T49 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit ve kalkopiritlerin saçınım halinde silikat matriks içerisinde görülmesi, (Py: Pirit, Sph: Sfalerit,Ccp:Kalkopirit)).....	72
Şekil 3.23 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E24 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin silis matriksi (kuvars) tarafından ornatılması, Q:Kuars, Gn: Galenit)).....	72
Şekil 3.24 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T47 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfaleritin galenit tarafından ornatılması; Gn: Galenit, Sph:Sfalerit)	73
Şekil 3.25 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E31 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenit ile sfaleritin eş zamanlı oluştuğunu gösteren ortak sınır oluşumu; Q: Kuvars, Gn:Galenit, Sph: Sfalerit)	73
Şekil 3.26 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E24 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit ve pirit ilişkisi: Sfaleritin piriti kısmen ornatması; Sph:Sfalerit, Py: Pirit, Q:Kuars)	74
Şekil 3.27 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E20 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfaleriti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q: Kuvars)	74
Şekil 3.28 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T47 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfaleritin galeniti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit).....	75
Şekil 3.29 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T38 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfalerit ve kalkopiriti ornatması; Gn:Galenit, Sph:Sfalerit, Ccp:Kalkopirit, Q:Kuars).....	75
Şekil 3.30 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E24 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Özşekilli piritlerin sfalerit tarafından ornatılması; Sph: Sfalerit, Py:Pirit)	76
Şekil 3.31 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T45 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü Pirit-galenit-sfalerit ilişkisi : Galenitin sfalerit tarafından ornatılması; sfaleritin erken oluşan öhedral piritleri içermesi; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Py: Pirit	76
Şekil 3.32 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T43 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içerisinde pirit ve kalkopirit kapanımları; Py: Pirit, Ccp: Kalkopirit)	77
Şekil 3.33 : II.Viraj Bölgesi'nden alınan I52 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Pirit kristallerinin kümeleşmiş hali; silis matriks içerisinde pirit kümeleşmesi, Py: Pirit)	77

Şekil 3.34 : II.Viraj Bölgesi'nden alınan I52 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (İri kristalleri ve küçük pirit kristallerinin kümeleşmesi; Py: Pirit, Sph: Sfalerit)	78
Şekil 3.35 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T45 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Geç evre kalkopiritin galeniti ornatması; Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Gn: Galenit, Ccp: Kalkopirit)	78
Şekil 3.36 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T49 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Erken oluşumlu pirit ile eş oluşumlu sfalerit ve kalkopiritlerin görünümü (Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Ccp: Kalkopirit)	79
Şekil 3.37 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T41 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Kalkopirit-pirit ilişkisi; Sph: Sfalerit, Py: Pirit, Q:Kuars, Ccp: Kalkopirit)	80
Şekil 3.38 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T45 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenit-kalkopirit-sfalerit-kuars kristallerinin bir arada görülmesi; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q: Kuvars, Ccp: Kalkopirit).....	80
Şekil 3.39 : Eskikişla Bölgesi'nden alınan E25 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içinde kalkopirit ve kuvars varlığı; Ccp:Kalkopirit, Q: Kuvars, Sph: Sfalerit)	81
Şekil 3.40 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T48 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Kuvars içerisinde pirit saçınımı ve intergranüler boşlukların sfalerit tarafından doldurulması, (Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q: Kuvars))	81
Şekil 3.41 : Eskikişla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj Bölgeleri cevher ve gang minerallerine ait parajenez ve süksasyon ilişkisi	83
Şekil 4.1 : İnceleme alanından alınan örneklerin harita üzerinde gösterilmesi	86
Şekil 4.2 : İnceleme alanından alınan yankayaçların (O) toplam alkali-silika diyagramında sınıflandırılması (Le Maitre, 1989). (bazaltik andezit (Ba), traki andezit (Ta), andezit (A), trakidasit (Td) ve riyolit (r))	87
Şekil 4.3: Kuru Bölgesi volkanitlerinin (a) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$ diyagramında toleyit/kalk-alkali ayırımı (Irvine&Baragar, 1971) ve (b) $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Pecerillo&Taylor, 1976) dağılımı	88
Şekil 4.4 : 500 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO_2 -toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi)	91
Şekil 4.5 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO_2 -toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi)	92
Şekil 4.6 : 2000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO_2 -toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi).....	92
Şekil 4.7 : 3000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO_2 -toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi)	93
Şekil 4.8 : 4000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO_2 -toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi)	93
Şekil 4.9 : 1000 bar, QFM-2, ağırlıkça %2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO -toplam FeO (FeO^*) diyagramı	95

Şekil 4.10 :	1000 bar, QFM-1, ağırlıkça %2 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO [*]) diyagramı	95
Şekil 4.11 :	1000 bar, QFM, ağırlıkça % 2 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO [*]) diyagramı	96
Şekil 4.12 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO [*]) diyagramı	96
Şekil 4.13 :	1000 bar, QFM+2, ağırlıkça % 2 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO [*]) diyagramı	97
Şekil 4.14 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %0.5 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO ₂ -K ₂ O diyagramı	97
Şekil 4.15 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %1 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO ₂ -K ₂ O diyagramı	98
Şekil 4.16 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO ₂ -K ₂ O diyagramı	98
Şekil 4.17 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %3 H ₂ O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO ₂ -K ₂ O diyagramı	99
Şekil 4.18 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H ₂ O koşulunda MELTS ile Dengeli kristallenme modeli	100
Şekil 4.19 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H ₂ O koşulunda MELTS ile Dengeli kristallenme modeli ve harker diyagramları	101
Şekil 4.20 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H ₂ O koşulunda MELTS ile Fraksiyonel kristallenme modeli	102
Şekil 4.21 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H ₂ O koşulunda MELTS ile Fraksiyonel kristallenme modeli ve harker diyagramları	103
Şekil 4.22 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H ₂ O koşulunda Magma karışımı modeli	104
Şekil 4.23 :	1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H ₂ O koşulunda MELTS ile Magma karışımı modeli ve harker diyagramları	105
Şekil 4.24 :	150 ⁰ C'de, $\Sigma S=10^{-3}$ M değerinde Galenit-Sfalerit cevher oluşumlarının SUPCRT hesapları kullanılarak oluşturulan logfO ₂ -pH diyagramı	107
Şekil 4.25 :	250 ⁰ C'de $\Sigma S=10^{-3}$ M değerinde Galenit-Sfalerit cevher oluşumlarının SUPCRT hesapları kullanılarak oluşturulan logfO ₂ -pH diyagramı	108
Şekil 4.26 :	Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerini ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb- ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb (a) ve ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb- ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb (b) diyagramlarını gösterir çizelgeler (Stacey&Kramers (1975)'nin ortalama kabuksal büyüme eğrisi)	111
Şekil 4.27 :	Eskikışla ve Tahtalıkuyu bölgeleri cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerinin Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen Plumbotektonik modelini gösterir çizelge (M:Manto; OR:Orojenik, UP:Üst kabuk, LC: Alt kabuk).....	114
Şekil 4.28a :	Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb- ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb izotop değerlerinin Çiftçi (2013) tarafından geliştirilen ortam modeli (NHRL:Northern Hemisphere Reference line, MORB:Midocean ridge basalt, OIB:Oceanic Island Basalt).....	115
Şekil 4.28b :	Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb- ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb izotop değerlerinin Çiftçi (2013) tarafından geliştirilen ortam modeli (NHRL:Northern Hemisphere Reference line, MORB:Midocean ridge basalt, OIB:Oceanic Island Basalt).....	116

Şekil 4.29 : Kükürt içeren bazı ortamlara ait $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değerlerinin dağılımını gösteren çizelge (Nielsen, 1979)	121
Şekil 4.30 : Hidrotermal yataklarda kükürt içeren bazı ortamlara ait $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değerlerinin dağılımını gösteren çizelge (Kerridge et.al., 1988, Ohmoto ve Rye, 1979, Halbach et. al., 1989, Naylor et al., 1989 ve Elridge et al., 1988))	122
Şekil 5.1 : Eskikışla Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (E19) sıvı kapanımların görünümü	130
Şekil 5.2 : Eskikışla Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (E18) sıvı kapanımların görünümü	130
Şekil 5.3 : Eskikışla Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (E10) sıvı kapanımların görünümü	131
Şekil 5.4 : Tahtalıkuyu Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (T38) sıvı kapanımların görünümü	132
Şekil 5.5 : Tahtalıkuyu bölgesindeki Pb-Zn cevherleşmeleri (T38) içinde kuvarslardaki sıvı kapanımların görünümü	132
Şekil 5.6 : Tahtalıkuyu bölgesindeki Pb-Zn cevherleşmeleri (T42) içinde baritlerdeki sıvı kapanımların görünümü	133
Şekil 5.7 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu bölgeleri cevherleşmelerinden alınan örneklerde ölçülen sıvı kapanım değerlerinden hesaplanan tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı diyagramı (Wilkinson, 2000)	133
Şekil A.1: İnceleme alanında bulunan Pb-Zn cevherleşmelerinin konumu ve yakın çevresinin jeoloji haritası	155

KORU (ÇANAKKALE) YÖRESİ KURŞUN-ÇİNKO CEVHERLEŞMELERİNİN OLUŞUM MEKANİZMASININ JEOKİMYASAL MODELENMESİ

ÖZET

İnceleme alanında yer alan Kuru (Çanakkale) bölgesindeki damar tipi Pb-Zn cevherleşmeleri, Tersiyer yaşlı volkanitlerin içerisinde yer almaktadır. Bu cevherleşmelerin yakın çevresinde yüzeyleyen birimler, Eosen yaşlı Akçaalan andeziti formasyonu, Oligosen yaşlı Adadağ piroklastikleri formasyonu, Miyosen yaşlı Dededağ dasiti formasyonu, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Karaömerler bazaltı formasyonu şeklinde ayırtlanmışlardır. Bu cevherleşmeler, trakit-dasit-riyolitik bileşimli tuf ve aglomeralardan oluşan Adadağ piroklastikleri formasyonu içerisinde gözlenmektedir.

İnceleme alanındaki Eosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalardan alınan örneklerin major oksit analizleri için XRF yöntemi kullanılmıştır. Yapılan ana oksit analiz sonuçları, yankayaç sınıflaması (TAS) diyagramına yerleştirilerek, harker diyagramları çizilmiştir. İnceleme alanındaki yankayaçlar, öncelikle Le Maitre (1989)'a ait $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramına aktarıldığında, bazaltik andezit, trakiandezit, andezit, trakidasit ve riyolit alanlarına düştüğü gözlenmektedir. Bölgedeki volkanik kayaların oluşum mekanizması, MELTS algoritması ile geliştirilen modellemeler ile denetlenmiştir. Bu algoritma ile, bölgedeki kayaların kompozisyonu %95 başlangıç kayacı ile %5 riyolit 1000 bar toplam basınçta, QFM+1 oksijen fugasitesinde, ve 2 ağırlık (%) su içeriğinde karışması ile oluşmaktadır. Bu koşullar hem total alkali silika diyagramında hem de harker diyagramlarında test edilmiş olup uyumluluk sağlanmıştır. Her ne kadar bölgedeki volkanik kayaların farklılaşmasına ilişkin çalışmalar olsa da, bu tezde kullanılan MELTS algoritması ile diferansiyasyon mekanizmasının kantitatif biçimde yorumlanması yapılmaktadır. Bölgede yapılan araştırmalar arasında bu diferansiyasyon mekanizmasının bilinirliği bu teze farklı bir yaklaşım sunmaktadır.

Koru Bölgesi'nde bulunan Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmeleri, masif damarlar, yer yer de volkanik kaya parçalarının etrafını sarar şekilde breşik cevher şeklinde oluşmaktadır. Cevher mineralleri olarak sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, markazit, kovellit, kalkosit, gang minerali olarak barit, az miktarda kuvars minerali gözlenmektedir. İnceleme alanındaki Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj bölgelerinden alınan örneklerde, cevher mikroskobisi çalışmaları sonucu, cevher minerallerinin birbirleri ile olan dokusal ilişkileri göz önüne alınarak, birincil (I) ve ikincil evre (II) oluşumları şeklinde ayrılmış olup, oluşum evreleri ve sıraları parajenetik süksesyon grafiğinde gösterilmiştir.

Cevherleşme-yankayaç ilişkisini irdelemeye yönelik olarak makro ve mikro incelemeler yapılmış, ince kesit yorumları sunulmuştur. Cevher mineralleri, kayalarda damar şeklinde oluştuğu için; "Dissemine olmuş cevherin ne şekilde çözülüp sulu çözeltilerle çatlaklara nasıl taşınıp yeniden nasıl damar mineralleri

şeklinde oluştuğu” sorusuna jeokimyasal açıdan yorum getirilmeye çalışılmış, inceleme alanındaki cevherli minerallerin termodinamik koşulları belirlenmiştir. Cevher ve gang minerallerini oluşturan tepkimelerin 1000 bar basınç ve 150 ve 250⁰C sıcaklık koşullarında denge sabitleri SUPCRT yöntemi ile hesaplanmış ve cevher minerallerine (Galenit-Sfalerit) ilişkin duraylılık sınırları logfO₂-pH ilişkisi kullanılarak irdelenmiştir.

İnceleme alanındaki cevher oluşumu sistematğine ışık tutması amacı ile derlenen örnekler üzerinde izotop çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu izotop verileri Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modeline göre değerlendirildiğinde, homojen bir izotopik bileşim dağılımı gösterdiği görülmektedir. Bu değerler, aynı zamanda kurşunun orojenik ve üst kabuk kökenli olduğuna işaret etmektedir.

Kükürt izotopları analizi yapılan galenit-sfalerit mineral çiftinin arasındaki izotopsal ayrımlanma farkından yararlanılarak, kükürt izotop termometresine göre sıcaklıklar hesaplanmıştır. Bu hesaplamalar sonucunda bulunan sıcaklık değerleri 172-431 °C ($\pm 10-40$ °C) arasında değişmektedir. Eskikişla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri galenit ve sfaleritlerinin kükürt izotop analiz değerleri ile Granitik kayalar, Volkanik sülfid ortamlarına girdiği yorumuna gidilmektedir.

Sıvı kapanım çalışmaları sonucu yapılan ölçümlerden elde edilen değerler, tuzluluk miktarı ve homojenleşme sıcaklığı diyagramına düşürülerek diğer cevher oluşumları ile karşılaştırılmalı gösterilmiştir. Buna göre bölgedeki cevherleşmelerin çoğunlukla Epitermal ve Kuroko alanına düştüğü görülmektedir.

GEOCHEMICAL MODELLING OF FORMATION PROCESSES OF Pb-Zn MINERALIZATION IN KORU DISTRICT (ÇANAKKALE)

SUMMARY

The study area which was dominated by vein type Pb-Zn mineralization and located in Koru (Çanakkale) region mainly comprised by Tertiary aged volcanics. Volcanic rocks in the vicinity of mineralization include Eocene Akçaalan andesites, Oligocene Adadağ pyroclastics, Miocene Dededağ dacites, and Plio-Quaternary Karaömerler basalts.

Akçaalan volcanic rocks, mainly andesite and basaltic andesite, rhyodacite and dacite volcanic rocks rare. In the upper layers, as well as pyroclastic volcanic rocks and limestone bands are observed. Adadağ pyroclastics, trachyte, dacite, dacitic tuff, agglomerate and pyroclastic breccias composed of andesitic and dacitic lavas and rarely included. This unit, the corresponding parts of the upper levels, in the form of layers, silica rich zones, as well as areas where the Pb-Zn mineralization and alteration in brecciated (chloritization, sericitization, clay minerals, epidote) is common. Dededağ dacite, dacitic composition comprises, as well as rare dacitic lavas. Basalt is the youngest volcanic basaltic lavas and agglomerates, which are represented by Karaömerler. Mineralization is commonly observed in Adadağ pyroclastics which was made up of trachytic-dacitic-rhyolitic tuff units and agglomerates. Mineralization in the area, the main faults and limit the NW-SE direction. NE-SW and NS faults cutting them and mineralization is controlled units.

Koru Pb-Zn mineralization, Adadağ pyroclastics are settled in the upper levels, reticulate, the lower levels of the two different types of vein-type mineralization is observed. The spaces between the rocks and pyroclastic breccia mineralization agglomeratic reticulate veins and veinlets in the formation of a thin, vein-type mineralization observed along the fault zone located within Adadağ pyroclastics.

XRF has been used for the major oxides in the analysis of samples from the study area. Results have been evaluated with total alkali versus silica (TAS) (Le Maitre, 1989) and various harker diagrams. According to the TAS diagrams, rocks have been classified as basaltic andesite, trachyandesite, andesite, trachydacite, and rhyolite. Compositional diversity observed in these volcanics can be produced by mixing of 5% (I53) rhyolite and 95% (TY109) parental basaltic andesite between the pressure 1000 bars, oxygen fugacity of QFM+1, and water content of 2 wt%. These conditions are tested both for classification in TAS diagram as well as various harker diagrams and a suitable match has been attained between the natural rocks and computed melt compositions. Although other studies exist on the differentiation of volcanic rocks in this region, this study provides a quantitative interpretation of the differentiation mechanisms while offering a different approach.

Eskikışla and Tahtalıkuyu mineralization in Koru Region is observed as massive veins as well as brecciated blocks in the volcanic rocks. Ore minerals include sphalerite, galena, chalcopyrite, markasite, and covellite-chalcocite while the gang

minerals are listed as quartz and barite. Based on the ore microscopy studies, the mineralization in the samples from Eskikışla, Tahtalıkuyu, and İkinci Viraj is classified as primary and secondary stage with a successive paragenetic diagram along with the textural relationships.

As a result of petrography and mineralogy of the ore, sphalerite and galena are the main ore minerals, pyrite and chalcopyrite less observed that accompany them. The most common gangue minerals, quartz, barite, and to a lesser extent. Looking at the relationship between mineralization paragenesis and successions, pyrite and chalcopyrite mineralization in the study area in two phases, one phase was composed of the other ore minerals. The most common occurrences of barite galena and sphalerite consists of the following stages. Formations are encountered in a heavily mineralized breccia sphalerite, galena vein mineralizations shaped formations are seen as more intense.

Geochemical point of view, the thermodynamic conditions in the study area were ore minerals. System temperature, based on previous studies for this study 150⁰C and 250 ⁰C, based on based on the measurements obtained from the fluid inclusion, the total sulfur content in the 10⁻³ M was adopted. Ore and gangue minerals in the study area are considered reactions forming and ore minerals in the pressure and temperature conditions, the calculated equilibrium constants (Galena-sphalerite) logfO₂-pH relationship for the stability boundaries are discussed.

In order to understand mineralization and wall rock interaction, macroscopic and microscopic investigations have been made along with the petrographic observations. Since the ore minerals are deposited as veins in the volcanic rocks, the question of “how does the mineralization deposited in a disseminated form within the volcanic rocks and carried as ore bearing solutions through the veins” has been geochemically investigated by studying the thermodynamic conditions of ore minerals within the volcanics. Solubility constant for the reactions for ore and gang minerals at 1000 bar pressure and 150-250 ⁰C temperatures have been calculated by SUPCRT algorithm and stability fields for galena and sphalerite have been studied in logfO₂-pH diagrams.

Mineralized areas stability of minerals; ore solutions HS⁻ and SO₄⁻² in areas of investigation combined sphalerite and galena ore minerals shaped vessel formed from solutions and chemical conditions of this formation logfO₂ = -55 to -45 and it was concluded that pH range 5 to 9. In terms of the formation of ore-bearing solutions, the first quantitative study of its kind in the sense that it is important for the approach used in the thesis.

Lead isotope analysis values for Eskikışla mineralization ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (18.836-18.848), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (15.704-15.718), ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (38.977-38.933) respectively. Obtained from samples of galena lead isotope analysis values in Tahtalıkuyu, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (from 18,839 to 18,831), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (from 15,706 to 15,691), ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (from 38,939 to 38,912) varies. Isotopic studies have been performed for the study area samples and distribution of isotopes has been found to be homogeneous when compared to plumbotectonic models of Zartman and Doe (1981). These distributions also leads to the conclusion that the origin of Pb is orogenic and upper mantle originated. Lead isotope values in the study area, close to the Northern hemisphere reference line, within the Sunda arc. Accordingly, the lead values of island arc volcanism, and therefore lead to values close to matching mantle.

$\delta^{34}\text{S}$ isotope variations in the regions analyzed, galena minerals in Eskikışla $\delta^{34}\text{S}$ values of -4.09‰ and -2.39‰ (mean -3.4‰), sphalerite minerals $\delta^{34}\text{S}$ values of -1.16‰ and -0.41‰ (mean: -0.8 ‰) varies. For galena minerals in Tahtalıkuyu, $\delta^{34}\text{S}$ values of -5.82‰ to -2.71‰ of (mean: -4.02‰), sphalerite minerals that $\delta^{34}\text{S}$ values of 0.73‰ to -2.19‰ (mean: -1.26‰) varies. Sphalerite-galena differences are observed to vary between 3.68 and 1.47. Based on the S isotopic discrimination between galena-sphalerite mineral pairs, the temperature of ore forming solutions have been calculated as 172-431 °C ($\pm 10-40$ °C). As a result of these calculations, the average temperature is 285.76 °C of Eskikışla and 222.3 °C of Tahtalıkuyu. These values thought to imply volcanic sulfur environment.

Eskikışla mineralization in different meters (80-100m.) Of the cases, measurements were made inclusions in sphalerite and barite. Tahtalıkuyu mineralization in different meters (110-114m.) in samples taken from sphalerite, quartz and barite measurements were made in the inclusions. Fluid inclusion studies are conducted sphalerite, quartz and barite mineral inclusions in a general primary and two-phase (LV) inclusions. Besides, the liquid-CO₂-gas (LCV) inclusions were also found. Inclusions in the grain size of mineral crystals in between 5 and 50 μm . Barites vapor phase grain size of the largest, while the quartz is small. During the measurement of fluid inclusions, fluid inclusions of eutectic melting temperature or the temperature of the first to realize that is not always easy. The studies for some examples of the eutectic temperature (Te) were determined.

Eskikışla mineralization, barite average 302.7 °C, sphalerite 224.15 °C average temperatures were measured. Tahtalıkuyu mineralization, barite average 319.03 °C, sphalerite average 244.32 °C, quartz average temperatures measured at 206.32 °C. Bodnar (1993) according to the calculation method salinity ranging from 0.2% to 26% NaCl values calculated. Three of the primary inclusions in the degree of melting of ice +7.3 °C, +5.3 °C and +6 °C, respectively. These values, when cooling the clathrate (CO₂.5.3/4H₂O) indicate the presence of. This, although it can not be realized at room temperature, the solution indicates the presence of an amount of carbonic phase.

Salinity values are calculated by the homogenization temperature of fluid inclusion studies and chart created by the epithermal mineralization and Kuroko type deposits decreased field. Kuroko-type mineralization occurs in the form of thought, but more. Because barite, silver ore, yellow ore can be seen very clearly in the study area. To calc-alkaline volcanism, belong to Tertiary volcanism, dacites and rhyolites presence strengthens the possibility of Kuroko type. Mineralizations breccia, stockwork, scattering, in the form of veins and veinlets have also an important finding for this type of mineralization.

Measurements based on the fluid inclusion studies were compared with other ore forming environments in the homogenization temperature and salt content diagrams and mineralization in this region constrained to the Epithermal and Kuroko field.

1. GİRİŞ

Bu çalışma, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda "Doktora Tezi" olarak hazırlanmıştır. Çalışmanın amacı; Biga Yarımadası'nda yer alan Kuru Maden sahasının Türkiye'nin en önemli kurşun-çinko yataklarından birisi olması nedeni ile, yataklanma şekilleri, cevher-yankayaç ilişkileri, mineralojik bileşim, yapısal ve dokusal özellikler gibi niteliklerinin belirlenmesi, birbirleri ile ilişkilerinin saptanması, elde edilen bilgiler ışığında oluşum koşullarının ve kökenin belirlenmesidir.

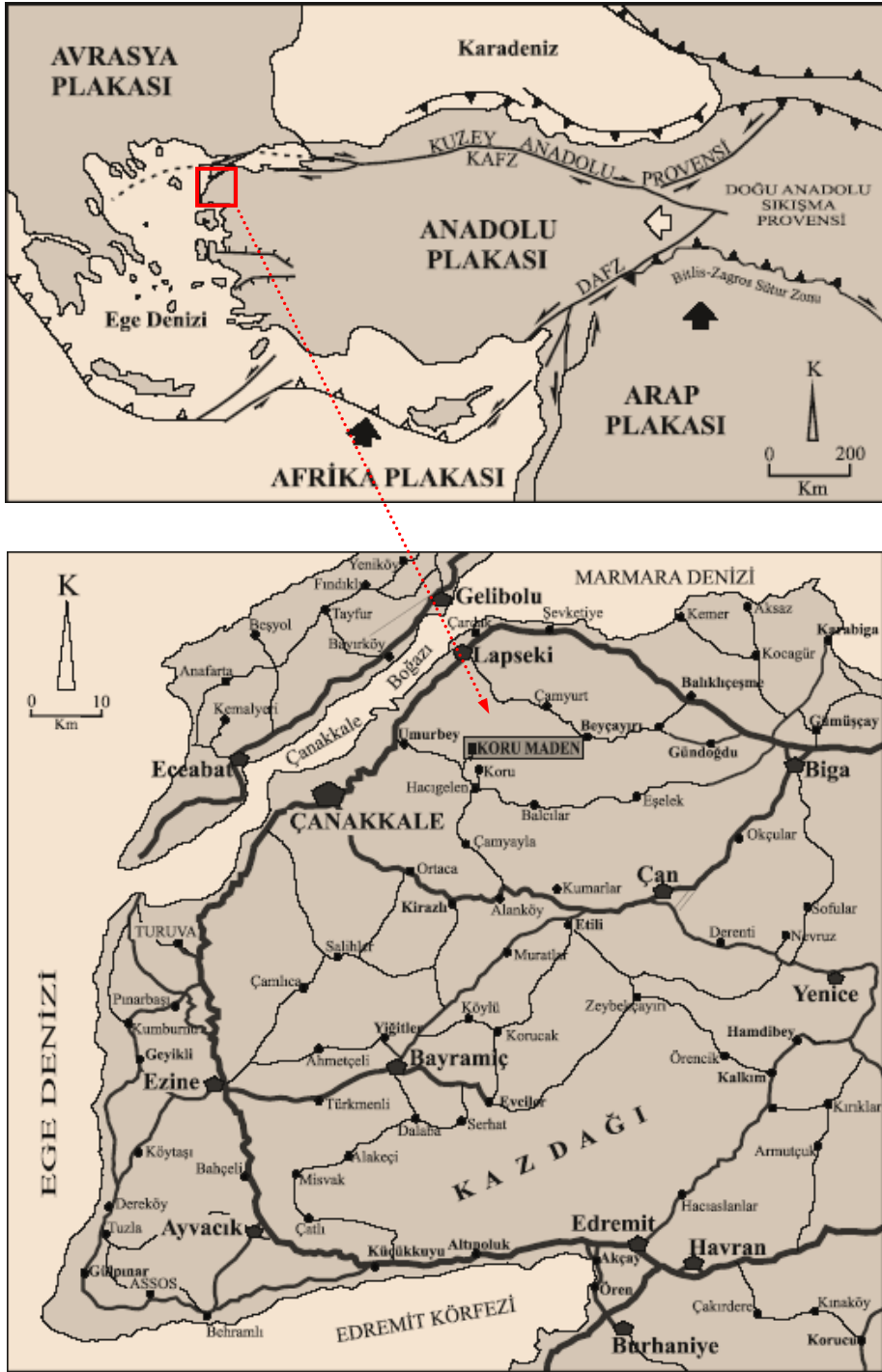
Biga Yarımadası, stratigrafik, tektonik ve petrografik özellikleri ile maden potansiyeli açısından yer bilimcilerin ilgisini çekmektedir. Günümüze kadar devam eden araştırmalarda Biga Yarımadası'nın ayrıntılı özellikleri ortaya çıkarılmaya çalışılmış, öte yandan bölgenin maden potansiyeli ve ekonomikliği araştırılmıştır. Bu çalışmalarda, bölgede bulunan ve ekonomik değere sahip olan kurşun-çinko cevherleşmelerinin jeolojisi, oluşumu, jeokimyasal özellikleri ve kökeni araştırılmıştır. Kurşun-çinko cevherleşmelerinin ekonomik olarak değerlendirilmesi için jeolojik özelliklerinin araştırılması ve kökenlerinin saptanması oldukça önemlidir.

İnceleme alanında yer alan cevherleşmelerin yakın çevresinde yüzeyleyen volkanik kayalar, Eosen yaşlı Akçaalan volkanitleri, Oligosen yaşlı Adadağ piroklastikleri, Miyosen yaşlı Dededağ dasiti ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Karaömerler bazaltı şeklinde birimlere ayrılmışlardır. Tüm bu birimler ise alüvyonlar tarafından örtülmüştür.

İnceleme alanında görülen kurşun-çinko cevherleşmeleri, Adadağ piroklastikleri formasyonu içerisinde KB-GD konumlu fay hattı boyunca damar tipi ve üst seviyelerdeki ileri derecede breşleşmiş kesimlerde, stockwork tipi oluşumlar şeklindedir. Cevher parajenezleri galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit olup, yer yer kuvars ve barit az miktarlarda gang parajenezleri olarak görülmektedir.

1.1 İnceleme Alanı

İnceleme alanı, Türkiye 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritasının Çanakkale H17-d2 ve H17-c1 paftaları içerisinde, Çanakkale ili, Lapseki ilçesine bağlı Kuru Köyü kuzeybatısında yaklaşık 50 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Başlıca yerleşim merkezleri Asmalı, Kuru ve Umurbey Köyleri'dir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası.

1.1.1 Yerleşim ve ulaşım

Çanakkale iline ulaşım deniz ve karayolları ile sağlanmaktadır.Çanakkale ilinin başlıca önemli ulaşım yolları, İstanbul’u Trakya üzerinden İzmir’e bağlayan ve Gelibolu, Eceabat, Çanakkale, Ezine, Ayvacık’tan geçen karayoludur. İkinci önemli karayolu da Çanakkale’yi Çan-Yenice üzerinden Balıkesir’e bağlamaktadır. Bölgeye ulaşım karayolu ile sağlanmakta olup,inceleme alanı içerisinde yer alan Umurbey Köyü’ne kadar uzanmaktadır. Umurbey Köyü’nden sonra Çanakkale Madencilik’e giden yol toprak yoldur. Umurbey Köyü’nden Kuru Köyü’ne ve diğer bölgelere giden toprak yollar da mevcuttur.

1.1.2 Topoğrafya

İnceleme alanı ve çevresinin morfolojisi genel olarak dağlık alanlardan oluşmaktadır. Bölgedeki en önemli yükseltiler; Kuru Deresi’nin doğusundaki Çamlı Tepe (476 m), Kuyutaşı Tepe (431 m), Avcı Tepe (471 m) ve Çürükkelem Tepe (398m), batısında ise Adadağı (442 m) ve Çöğürtlü Tepe (314 m)’dir. Araziyi güneydoğudan kuzeybatıya doğru uzanan Kuru Deresi dört mevsim su bulundurmaktadır.



Şekil 1.2 : İnceleme alanının genel görünümü.

1.1.3 İklim, bitki örtüsü ve ekonomik durum

İnceleme alanı ve çevresi, Akdeniz ikliminden karasal iklime geçiş gösteren iklim özellikleri taşımaktadır. Adalar, Gelibolu Yarımadası, deniz kıyısındaki yerler dışında, iç kısımların denizden uzaklık ve deniz seviyesinden yükseklik gibi nedenlerle iklim niteliğinde bazı farklılaşmalar görülmektedir. Bu farklılaşmalar,

yüksek kısımlarda yağışların daha çok, buna karşılık iç kısımlarda karlı ve donlu günlerin daha fazla olması, sıcaklık farkının artması şeklindedir. Kış ayları kıyılarda oldukça ılık ve yağışlı, yaz ayları ise sıcak geçmektedir (Ocak ayı ortalaması 6°C, Temmuz ayı ortalaması 24,6°C). 3/4'ü kış ve ilkbahar aylarında olmak üzere yıllık yağış 600 mm (kuzeybatı kesimi) ile 800 mm (dağlık iç kısımlar) arasında değişmektedir. İç kısımların sıcaklığı karasal iklime daha yakındır. Yıllık ortalama yağış miktarı Çanakkale'de 629 mm, İmroz ve Biga'da 770 mm civarındadır. Yağışların en fazla görüldüğü aylar Aralık, Ocak ve Şubat aylarıdır. Yıllık sıcaklık ortalaması 14.7, ortalama nem oranı ise %72.6'dır. İl toprakları yarı nemli bir özellik göstermektedir.



Şekil 1.3 : İnceleme alanının uydudan görünümü (Url-1).

Türkiye'nin orta derecede gelişmiş olan Çanakkale ilinin ekonomisi, tarım ve kısmen madencilik ağırlıklıdır. Bu sebeple, sanayi ve ticaret tarıma dayanmaktadır. İlin topraklarının verimli, ikliminin elverişli olması ve teknoloji, bilgi odaklarına yakın konumda bulunması, bitkisel üretimde verimliliği pozitif olarak etkilemektedir.

1.2 Çalışma Yöntemi

Bu çalışma; arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları bazında yürütülmüştür.

1.2.1 Arazi çalışmaları

Arazi çalışmaları, 2006-2008 ve 2010-2011 yılları arasında tamamlanmıştır. Bu çalışma kapsamında, 1/25.000 ölçekli, Çanakkale H17 d2 ve c1 paftaları içinde kalan 50 km² lik bir alanın jeoloji haritası oluşturulmuştur. Çalışmalar sırasında Hope Marka Brunton Tipi pusula kullanılmıştır. Tüm lokasyonlarda yapılan işlemler sırasında GPS'den yararlanılarak noktaların haritaya doğru olarak işlenmesi sağlanmıştır. Jeolojik çalışmalarda, litolojiler belirlenmiş, yapısal unsurlar tespit edilmiş, sınır ilişkileri gözlenmiş, birimlerin makro özellikleri ortaya konmuş, sistematik örnek yerleri tespit edilmiş, belirli doğrultularda ölçülü kesitler alınmış, kimyasal, petrografik, mineralojik çalışmaları için her bir birimi temsil edecek şekilde sistematik yüz elli adet örnek alınmıştır. Birimlerin jeolojik gelişiminin tam olarak anlaşılabilmesi için kayaçların oluşum mekanizmalarını yansıtan, yapısal unsurlar haritaya işlenmiştir. Bölgedeki kurşun-çinko cevherleşmelerinin jeokimyasal nitelikleri çözümlenmeye çalışılmıştır.

1.2.2 Laboratuvar çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları, mineralojik-petrografik incelemeler, kimyasal analizler, elektron mikroprob, sıvı kapanım çalışmalarını kapsamaktadır.

İnceleme alanındaki volkanik kayaçların mineralojik-petrografik incelemeleri, optik polarizan mikroskop çalışmaları ile gerçekleştirilmiştir. Ayrıca X-ışınları incelemeleri ise mineralojik bulgulara destek ve detaylı bilgi sağlamak amacıyla gerçekleştirilmiştir. Bu incelemeler için önce araziden en az olan altere olan lav birimleri, lav breşleri ve piroklastik kaya birimleri içindeki lav blokları ve bu birimleri kesen dayklardan elli adet kaya örneği derlenerek ince kesitleri hazırlanmıştır. Daha sonra kayaç örneklerinin polarizan mikroskopta mineralojik ve petrografik incelemeleri yapılmıştır.

Bölgedeki yüzleklerdeki makro gözlemler ve el örneklerinden elde edilen diğer gözlemler ile mikroskobik bulgular, volkanik kayaçların altere olanları ile taze kayaç örnekleri arasında dokusal farklılıkların olduğunu göstermiştir. Az altere olan kayaçların el örneklerinde minerallerin bir kısmı özşekilli veya yarı özşekilli olarak tanınmakta, ancak aşırı altere kayaçların bazılarında kuvars ve plajioloklasların, bazılarında da yalnızca kuvarsların dışındaki mineraller güçlkle tanınmakta veya hiç tanınmamaktadır. Ayrıca bazı kayaç örnekleri içindeki plajioloklas, piroksen ve

amfibollerin çoğunlukla ayrışma sonucu özşekillerini kaybettikleri ve ikincil minerallerin geliştiği görülmüştür. Lavların boşluklarında ikincil minerallerin yaygın olduğu kesimlerde yüzlekte kayaç içinde nodüller halinde bazı mineral oluşumları çıplak gözle kolaylıkla görülebilmektedir. Genel olarak volkanitlerde porfirik, mikrolitik-porfirik, çoğunlukla felsitik-porfirik dokular gözlenmektedir. Bazı kayaç örneklerinde de sferülitik dokular, camsal ve akışkan dokular gözlenmektedir. Tüflerde ise parçalı taneli dokulara rastlanmaktadır. Bu farklılıklar magmanın özellikle soğuma hızı, yüzeye çıkışı sırasında uğradığı fizikokimyasal değişimler, çevre kayaçları ile olan etkileşimlerdeki ısı kayıpları, yerleşim farklılıklarından ve ayrıca su ile temasından kaynaklanmaktadır. Bu farklılıklar göz önüne alındığında formasyonların kayaç birimlerinden derlenen örneklerin mineralojik ve dokusal incelemeleri her bir formasyona ait kayaçlar için ayrı ayrı verilmektedir.

Optik mikroskop incelemeleri, Vancouver Petrografics Laboratuvarları'nda hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılmıştır. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi ve University of Cincinnati (Cincinnati-USA), Jeoloji Departmanı'na ait Leica Marka petrografik-polarizan mikroskoplar kullanılmış ve Nikon Eclipse E600 fotoğraf makinesi ile görüntüler elde edilmiştir. Bölgeye ait tüm ince kesitler detaylı olarak tanımlandıktan sonra opak mineral yoğunluğu fazla olan örneklerden Vancouver Petrographics Laboratuvarları'nda parlatma kesitleri yapılmış ve opak mineraller UC Laboratuvarları'nda incelenerek belirlenmiştir.

Tüm kayaç örneklerinden klasik mineral ayırma işlemleri sonucu ayırtlanan minerallerin X-ışınları Floresans Spektrometresi (XRF) yöntemiyle kimyasal analizi yapılmıştır.

Bazı cevher mineralleri (galenit, sfalerit) üzerinde elektron mikroprob çalışmaları da yapılmıştır. Bu çalışmalar, University of Georgia (at Athens) da mikroprob cihazı ile yapılmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Bölümü'ne ait sıvı kapanım laboratuvarlarında yapılmıştır. Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerinde sıvı kapanım incelemeleri yapılarak cevherleşmeleri oluşturan çözeltilerin bileşimi ve oluşum sıcaklıkları belirlenmeye çalışılmıştır.



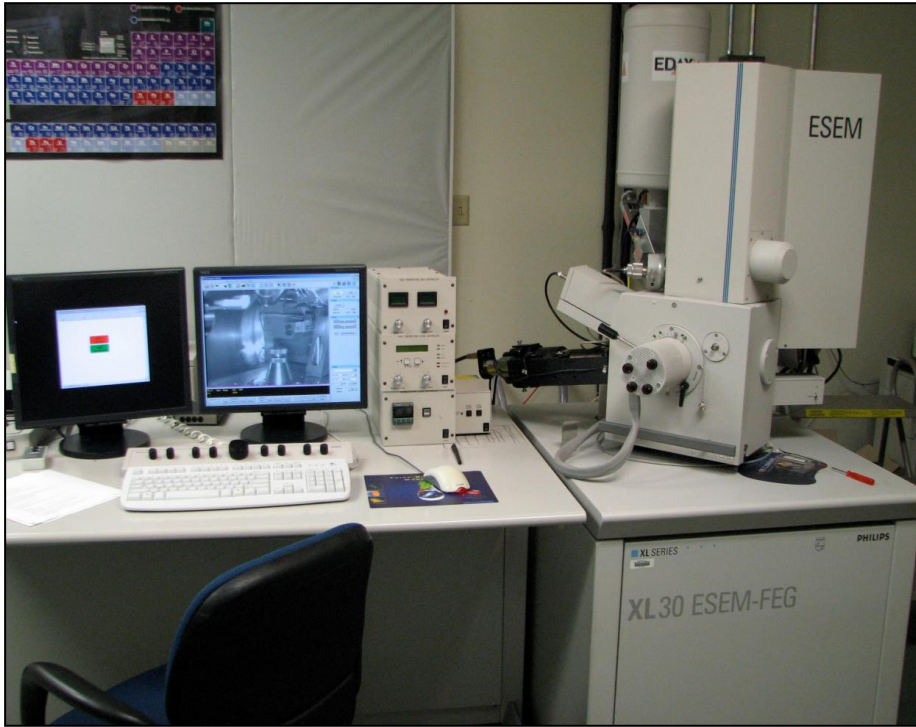
Şekil 1.4 : University of Cincinnati’de, XRD çekimlerinin yapıldığı Siemens D500 marka XRD cihazının görünümü.

Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) çalışmaları da, University of Cincinnati’de Kimya ve Materyal Mühendisliği Laboratuvarı’nda tamamlanmıştır. Bu amaçla beş adet cevherli kayaç örneği (ÖR. E20, E25, E26, E29 ve T47) seçilmiştir. Örnekler 1500-3500 kez büyütülerek görüntüler elde edilmiş ve gerekli görülen kısımlardan Enerji Yayımlı Spektrometresi (EDS) yardımıyla yarı kantitatif kimyasal analizler elde edilmiştir.

Tüm iz ve nadir toprak element analizleri, Oregon State University Radiation Center ve ITU JAL Laboratuvarları’nda ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi ile elde edilmiştir. İndüklenerek Çiftleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (ICP-MS) yöntemi ise indüklenerek birleşmiş plazma emisyon spektrometresi (ICP-ES) yöntemine nazaran daha hassas bir yöntemdir. ICP alev sıcaklığı $6000-10000^{\circ}\text{K}$ aralığında bulunan bir “alev” ve bir “çözelti” tekniğidir ve standart silikat çözündürme metotları kullanılmaktadır. Örnek çözeltisi bir aerosol olarak nebulizerden bir argon plazmaya geçirilmektedir. İndüklenerek birleşmiş plazma, bir radyo-frekans bobininin indükleyici ısısıyla ısınan ve yüksek frekanslı tesla kıvılcımı ile ateşlenen bir argon atomları buharıdır. Örnek argon plazması içinde çözünür ve büyük miktarda atomik ve iyonik spektral çizgiler uyarılmaktadır.

Spektral çizgiler foton çarpanların genişliği ile belirlenmekte ve kalibrasyon çizgileri ile karşılaştırılmaktadır. Elde edilen yoğunlukları konsantrasyona dönüştürülmektedir (Rollinson, 1993).

İzotop çalışmaları, Pb ve S izotopları olmak üzere iki şekilde Geochron (USA) ve Iso-Analytical (UK) laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma için oniki adet cevher minerali çifti (galenit-sfalerit) örneği (ÖR. E1, E5, E10, E31, T36, T38, T41, T42, T45, T48 ve T49) seçilmiş, ileride izotop çalışmaları başlığında detaylı anlatılmış örnek hazırlama prosedürlerine göre hazırlanmış örneklerin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları elde edilmiştir. Ölçüm periyodunda baryum sülfat için IA-R061 standardı $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$: +20.33 ‰; IA-R025 standardı $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$: +8.53 ‰ (V-CDT: Vienna-Canyon Diablo Troilit); gümüş sülfat için IA-R026 standardı $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$: +3.96 ‰ kullanılmıştır.



Şekil 1.5 : University of Cincinnati’de, SEM çalışmalarında kullanılan FEI/Phillips XL30 ESEM-FEG cihazının görünümü.

1.2.3 Büro çalışmaları

Büro çalışmaları, konu başlıklarının belirlenmesi, arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen tüm verilerin yorumlanması, ilgili oldukları bölümler altında toplanması, tezin yazımı, genel jeoloji haritası, numune haritası ve diğer çizimlerin bilgisayar ortamında tamamlanmasından oluşmaktadır.

Kimyasal analiz çizelgelerinin ve diyagramlarının oluşturulmasında Windows Excel, Word, Kaleideigraph programlarından yararlanılmıştır. Jeoloji haritası Adobe Illustrator Programı kullanılarak çizilmiştir.

İlksel magmanın dönüşlü parametrelerinin (basınç, oksijen fugasitesi, su içeriği) belirlenmesi ve belirlenen bu parametrelerin kullanılarak farklılaşma mekanizmalarının tanımlanması için MELTS algoritması kullanılmıştır. MELTS algoritmasının 2011 yılında asidik kayalar için geliştirilen MELTS-Rhyolite algoritması ile elde edilen farklılaşma mekanizmaları irdelenmiştir.

Ayrıca kimyasal reaksiyonların belirli sıcaklık ve basınçta denge sabitini (K) SUPCRT programı ile hesaplanabilmektedir. Bozkaya ve Gökçe'nin 2002'de yaptığı çalışma ile bu çalışma kapsamındaki sıvı kapanım çalışmalarından elde edilen sıcaklık değerleri referans alınıp, sistemin sıcaklığı ($T=150^{\circ}\text{C}$ ve $T=250^{\circ}\text{C}$) kabul edilerek, inceleme alanında görülen cevher ve gang minerallerinin duraylılık sınırları çizilmiştir. Dönüşüm denklemleri ile belirlenen duraylılık sınırlarının yanısıra H-O-S sistemindeki iyonik ve sulu türlerin standart molal termodinamik özelliklerin belirlenmesinde kullanılmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Kuzeybatı Anadolu ve Biga Yarımadası'nın genç volkanizması, jeokimyasal özellikleri, yapısal gelişimleri ile cevherleşme potansiyeli pek çok araştırmacı tarafından çalışılıp ayrıntılandırılmıştır. Gerçekleştirilen bu çalışmaların başlıcaları kronolojik sıra içerisinde derlenerek sunulmuştur.

GJELSVIK (1956), bölgedeki cevherleşmelerin KB-GD zonunda bulunduğunu, galenit, sfalerit ve iri taneli barit minerallerinden oluştuğunu belirtmiştir. Andezitik lav ve tüflerle kaplı alanda kuzeye doğru yatımlı 8 m. genişliğindeki bir filon veya dayk şeklinde olduğunu ve bunları oldukça breşleşmiş silisli kayaların takip ettiğini söylemiştir. Ayrıca Maden Dere civarındaki bir fay zonunda bir pirit ve kalkopirit damarının varlığından bahsetmiştir. Kuru Madeni'nin o zamana kadar sadece kurşun için işletildiğini ve sadece kurşun için tenörünün düşük olduğunu ancak barit-kurşun zuhuru olarak zuhurun iyi görüldüğünü söylemiştir.

DİNÇER (1958), Kuru Bölgesi'ndeki tüf ve andezitlerin yaşını Eosen sonrası olarak kabul etmiştir. Tüfler içerisinde yer alan damarların genellikle sfalerit, galenit, pirit,

kalkopirit, barit, kalsit ve kuvars ile ikincil bakır zenginleşmeleri içerdiğini belirtmiştir.

TOLUN VE BAYKAL (1960), inceleme alanındaki cevherleşmelerin çatlak dolgusu şeklinde oluştuğunu söyleyerek, kuvars ve barit dolgulu olarak ikiye ayırmışlardır. Kuvars dolgulu damarların kalınlıklarının değiştiğini ve galenit, pirit, kalkopirit, malakit ve bazen de sfalerit içerdiğini, barit dolgulu damarların ise sadece galenit içerdiğini belirtmektedirler.

ALPAN (1968), bölgenin ilk 1/25000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak, en yaşlı sedimanter birimlerin andezitler içerisindeki beyaz kireçtaşı mercekleri ile trakit tüfler altındaki ince kumtaşı ve marn seviyelerinden oluştuğunu, bunlardan sonra ise Eosen yaşlı konglomera ve kireçtaşları ile Pliyosen yaşta kumtaşı, göl kireçtaşı ve en üstteki silisli tuf çakıllı konglomeraların geldiğini söylemiştir. Yan kayaçların ise trakitik tüfler olduğunu, bu tüflerin yer yer silisleşerek breşik bir karakter kazandığını belirtmiştir. Ayrıca bu birim içerisinde subvolkanik olarak oluşmuş ince kurşunlu baritlerin olduğunu da saptamıştır.

BİNGÖL (1968), yazar metamorfik kayaçlardan Kazdağı'nın bir dom morfolojisine sahip olduğunu, Kazdağını oluşturan en yaşlı birimlerin çok kalın bir ultramafik serinin parçası olduklarını belirtmiştir. Ayrıca bu serinin metamorfizma geçirmiş dunitlerden oluştuğu halde metamorfizmanın etkisinin çok zayıf olduğunu ileri sürmüştür. Kazdağı'nın güneybatısındaki kayaçların piroksenit ve amfibolit ve güney doğusundaki kayaçların ise yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş epimetamorfikler olduğunu söylemiştir. Epimetamorfiklerin üzerinde ise 30 m kalınlığında feldspatik kumtaşı, siyah fillat ve kuvarsitten oluşan düşük dereceli metamorfik bir serinin bulunduğunu söylemiştir.

BORSI vd. (1972), Batı Anadolu ve Midilli Adası'ndaki volkanik birimler üzerinde petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yapmış, bölgede Alt-Orta Miyosen'de kalkalkalen volkanizmanın geliştiğini belirterek köken ve yaş sorunlarına aydınlatıcı veriler elde etmişlerdir.

BİNGÖL vd. (1973), Biga Yarımadası'nın temel kayaçlarını Kazdağ Masifi, ilk metamorfizma yaşını Rb-Sr ve K-Ar yöntemleri ile Karbonifer başlangıcı olarak belirtmişlerdir. Son metamorfizma yaşını ise Oligo-Miyosen olarak söylemişlerdir.

BİNGÖL (1976), Batı Anadolu'daki Miyosen yaşlı çökellerin KD-GB doğrultusunda uzanan senklinallerde çökeldiğini belirtmiştir. Yazar ve arkadaşları 1982 yılında ise, Batı Anadolu'da yer alan granitlerin üç ayrı zonda geliştiğini belirtmişlerdir.

ÖNGÜR (1978), Biga Yarımadası'nın güneybatısındaki volkanik kayaçların üç püskürme merkezinden türediğini ve patlama indisi en yüksek olan aktivitenin Behram Volkanı olduğunu belirtmiştir.

ERCAN (1979), Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adaları'nda yer alan Senozoyik volkanikleri üzerinde yaptığı jeokimyasal çalışmaları ile bu volkanizmanın ilk kez Orta Eosen'de etkin olduğunu ve genellikle yeşil renkli kalkalkalen, andezitik lav, tuf ve aglomera ürünleri olduğunu belirtmiştir.

FYTIKAS vd. (1976-1979), Kuzeybatı Anadolu ve Ege Adaları'ndaki volkanizmanın özellikleri ve gelişimi üzerinde çalışmışlardır. Volkanizma karakterlerinin çoğu kalkalkalen bazı alanlarda ise alkalen olduğunu belirtmiş izotopik yaş tayinleri yapmışlardır. Yazarlar Kestanbol Plütunu'nun yaşını $28 \pm 0,88$ my. olarak bulmuşlardır. Orta ve kuzey Ege Bölgesi Neojen volkanizmanın kimyasal, petrografik ve jeokronolojik özellikleri üzerindeki incelemeleri ile de volkanizmanın niteliğinin 23,2 my.'dan 13,25 my.'a değiştiğini belirlemişlerdir. Ege Bölgesi'ndeki şoşonitik volkanizmanın zaman ve mekan dağılımını irdeleyen yazarlar bu ürünlerin iki magmatik fazda geliştiğini de ileri sürmüşlerdir.

ŞENGÖR ve YILMAZ (1981), yazarlara göre, Okyanus tabanının yitimi sonucu Pontid kıtası ile Sakarya Kıtasının Çarpışması Eosen sonunda tamamlanmıştır. Bu şekilde açıklanan mekanizma ile meydana gelen Paleosen-Eosen yay volkanizması oluşmasına karşın daha sonra oluşan ve Batı Anadolu'da geniş yer kapsayan genellikle Miyosen yaşlı kıta içi volkanitleri de vardır. Daha önce kalınlaşmış olan kıta kabuğu derin kesimlerde kısmi erimelere başlamış anatektik kısmi erime ile Batı Anadolu'da yaygın Miyosen yaşlı asidik kalkalkalen volkanizma (dasidik, riyolitik) kırık sistemleri ile yüzeye gelmişlerdir. Öte yandan Batı Anadolu'da bu kabuksal malzeme ürünü kalkalkalin volkanizmanın pek çok yerde gençleştikçe alkalileştiği ve Miyosen'den Kuvaterner'e doğru salt bazaltik volkanitlerin egemen oldukları belirlenmiştir.

SAVAŞÇIN (1982), Ege Bölgesi'nin jeolojik evrimine genel bir yaklaşım yaparak Batı Anadolu'da, Oligo-Miyosen sırasında başlayan dalma batma ile ilişkili ve bunun

ardından da riftleşme ve manto yükselimsinin denetiminde Kuvaterner'e kadar etkin olan volkanik kayaçların geliştiği sonucuna varmıştır.

ERCAN vd. (1984), Edremit ve Korucu ilçe merkezleri arasındaki Tersiyer yaşlı çökel ve magmatik kayaçları incelemişlerdir. Yazarlar çalışmaları sonucunda bölgesel jeotektonik evrim ve petrokimyasal özelliklere göre volkanizmanın ilk ürünlerinin; yitim ürünü olan yay volkanikleri, daha sonra gelişenlerin ise kıta kabuğu anateksisi ile gelişmiş kıta içi volkanikleri olduklarını ve kalkalkalen özellikler taşıdığını belirtmişlerdir. Yazarlar Batı Anadolu ve Balkan Yarımadası'ndaki Üst Kretase-Senozoik yaşlı volkanitlerin kuzeyden güneye doğru gençleştiğini ve dört ayrı grupta toplandığını belirtmişlerdir. Bu gruplar sırasıyla; Üst-Kretase yaşlı, Pontid kuşağına ait Şili tipi yay volkanizması, Paleosen-Eosen yaşlı ve Pontid kuşağına ilişkin yay volkanizmasının güneye kaymasıyla oluşan ikinci bir yay volkanizması, Üst Oligosen-Pliyosen aralığında giderek kalınlaşan kıta kabuğunun, derinlerde kısmi ergimesi yoluyla oluşan volkanizma ve son olarak günümüzde de etkin olan Afrika levhasının, Ege-Anadolu Levhası altına dalmasıyla oluşan yitim zonundan türeyen ve en güneyde yer alan, Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizmasıdır.

ERCAN ve ÖZTUNALI (1984), bölgede yaygın olarak izlenen Senozoyik yaşlı volkaniklerin izotop oranlarını değerlendirmişlerdir. Yazarlar, Batı Anadolu'daki Senozoyik yaşlı volkanik kayaçlarda yapılan Sr izotop oranı ölçümleri sonucunda bu bölgede volkanizmanın tek kökenli olmadığını ve manto kabuk ilişkisinin varlığını belirlemişlerdir.

ERCAN ve TÜRKECAN (1984), Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan, Bulgaristan da tüm Paleozoik, Mesozoik ve Senozoik zamanlarında, farklı evrelerle sokulum yapmış plütonların bölgesel dağılımları ve petrokimyasal nitelikleri göz önüne alındığında belli zonlar oluşturdukları ve genel olarak kuzeyden güneye doğru gençleştiğini belirlemişlerdir.

FYTIKAS vd. (1984), önceki çalışmalarına paralel olarak bölgedeki volkanik aktiviteyi Oligosen-Orta Miyosen ve Orta Pliyosen-Güncel volkanizma şeklinde iki ana gruba ayırmışlardır. İlk gruptaki volkanizmanın kimyasal ve petrografik özellikleri nedeni ile tipik orojenik karakteristikler gösteren kalkalkalen-şoşonitik topluluklarla temsil edildiğini ve aktif kıta kenarlarındaki yüksek K'lu orojenik

seriler ile uyumlu olduğunu belirtip yüksek K₂O içeriğinin bölgenin kuzeyinden güneye arttığını ve şoşonitik topluluklarda ortaça kaya türlerinin egemen olduğunu söylemişlerdir. Pliyosen'den günümüze kadar ulaşan ikinci grubun ise alkalen nitelikli lavlarla temsil edildiğini ve K-G gerilme rejimi ile ilişkisi bulunduğunu belirtmişlerdir.

GÖZLER vd. (1984), Kestanbol Plütonu'nun monzonit, kuvarslı monzonit, granodiyorit bileşimli olduğu, çevre metamorfik kayaları keserek kontak metamorfizmaya uğrattığı sonucuna varmışlardır. Miyosen yaşlı volkaniklerle örtülen plütonun yaşının ise Üst Kretase-Miyosen aralığında olduğunu ileri sürmüşlerdir.

TUFAN VE KARA (1987), Çanakkale ili Yenice ilçesi civarında bulunan Pb-Zn yatağında yapmış oldukları çalışmalarda cevherleşmenin hidrotermal damar tipinde olduğunu belirtmişlerdir.

OKAY vd. (1988), Yarımada'nın doğusunda yer alan Karakaya Kompleksi'nin farklı tektonostratigrafik birimlerden oluştuğunu belirtmişlerdir.

SİYAKO vd. (1989), Biga ve Gelibolu Yarımada'ları'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları ile ilgili çalışmışlarıyla, Erken ve Orta Miyosen'de yaygın bir kalkalkalen volkanizmanın geliştiğini ve buna bağlı olarak gelişen lavlar ve tüflerin geniş alanlar kapladığını, birçok granodiyorit bileşimli plütonun bölgeye yerleştiğini belirtmişlerdir.

YANAGIYA ve SATO (1989), Çanakkale ve civarındaki çeşitli metal yataklarının oluşum modellerini ortaya çıkararak alterasyon zonlarını ayırtlamışlardır. Jeolojik ve jeokimyasal prospeksiyon sonucu kıymetli metal zenginleşmeleri ve metalik yataklanma (özellikle porfiri molibden) için zonlara ayırtlanarak detaylı araştırmalara değer bulunmuştur. Yüksek tenörlü küçük ölçekte gümüş-kurşun-çinkobakır-barit damarları, düşük tenörlü büyük ölçekte altın yatakları olmak üzere iki grup epitermal tip mineralizasyon bulunmaktadır. Mineralizasyonlar epitermal ve dissemine (saçınımlı) tiptedir.

YILMAZ (1989), Batı Anadolu'daki genç volkanizmanın Üst Miyosen başına kadar devam eden A tipi dalma-batma ile uyumlu güçlü bir tektonik etki ile geliştiğini belirtmiştir. Bölgede gelişen volkaniklerin ise latit-dasitin yanı sıra andezitik magmalarla da temsil edildiğini ve jeokimyasal çalışmaların bu grubun; kalın bir kıta

kabuğuna sokulan hibrit bir kökenden geldiğini söylemiştir. Yazara göre, Batı Anadolu'da neotektonik dönem, neotetis okyanus tabanının Geç Kretase'de tamamen yok olmasıyla başlayan K-G sıkışmalı rejimin sonunda başlamıştır. Çarpışma sonrası yaklaşma kıtasal kabuğun aşırı derecede kalınlaşmasına neden olmuştur. Bölgede Erken Miyosen'de başlayan volkanizmanın ilk ürünleri ortaç bileşimli kayalardır. Bu volkanizma da Pliyosen başında bitmiştir. Bundan sonraki dönemdeki riftleşme ile ilişkili bazik bileşimli lavlardan oluşan yeni bir volkanizma dönemi başlamıştır.

ERCAN vd. (1990), inceleme alanını stratigrafik açıdan yorumlamışlardır. Ayrıca, Tersiyer yaşlı volkanitlerin petrografisi ve jeokimyası da araştırılmış olup sonuçta Miyosen yaşlı lavların andezitik, yer yer dasitik bazen de riyyodasitik türde, tamamen kalkalkalen nitelikte, kabuksal köken özellikleri taşıyan volkanitler grubuna girdiklerini, Pliosen yaşlı lavların ise bazaltik karakterde olduğunu saptamışlardır.

ERTÜRK (1990), Biga Yarımadası'nda en çok izlenen volkanik kayaların Paleosen - Eosen'de başlayıp, Miyosen ve Tersiyer'e kadar geniş bir dönemde geliştiğini belirtmiştir. Bu volkanikler üzerinde yaptıkları petrolojik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda Ezine ve Akçaalan volkaniklerinin kalkalkalen nitelikli ve Geç Kretase-Orta Miyosen sıkışmalı tektonik rejim ile ilişkili olduğunu söylemiştir. Ayrıca bölgede bulunan Geç Miyosen Ezine Volkanikleri ile Taştepe Volkaniklerini Tortoniyen'de başlayan neotektonik rejimle ilişkili olarak gelişmiş alkalin volkanikler olarak ayırmış ve jeotermal özelliklerini araştırmıştır.

OKAY vd. (1990), Gelibolu ve Biga Yarımada'larını Tersiyer öncesi dört tektonik zonda incelemişlerdir. Bunlar kuzeybatıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık, Karabiga ve Sakarya zonlarıdır. Gelibolu Zonu, Geç Kretase-Paleosen yaşlı radyolarit, serpantinit, gabro gibi kayalardan meydana gelmiş Çetmi Ofiyolit Melanji adı verilen birimden oluşmaktadır. Kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine Zonu'nun batı kesiminde yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş sedimanter bir istif ile bu istifi Permo-Triyasta üzerleyen bir ofiyolit, doğu kesiminde ise metamorfitle yer almaktadır. Ayvacık-Karabiga Zonu'nda eklojit ve Üst Triyas kireçtaşı blokları içeren Çetmi Ofiyolit Melanji adı verilen kayalardan oluşmaktadır. Sakarya Zonu, Kazdağ Grubu metamorfitlelerinden, bu metamorfitleleri tektonik olarak üzerleyen Karakaya Kompleksi birimlerinden ve Triyas sonrası çökeltilerinden meydana gelmektedir.

SAVAŞÇIN ve GÜLEÇ (1990), Batı Türkiye’de magmatik ve tektonik aktiviteler arasındaki yakın ilişkiyi belirtip Geç Miyosen’e kadar süren sıkışma rejimi ile kalkalkalen volkanikler ve plütonik topluluklar, Geç Miyosen’den sonra ise alkalen volkaniklerin geliştiğini belirtmişlerdir. İz element ve Sr-Nd izotop analizleri sonucunda kalkalkalen volkaniklerin manto ve kabuk kaynakları arasındaki ilişki ile üretildiğini alkalen kayaların ise mantodan kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir.

YILMAZ (1990), Doğu ve Batı Anadolu’da sıkışma rejimi altında gelişmiş genç volkanik kayaçların özelliklerini karşılaştırmalı olarak incelemiş ve sıkışma rejimi ile gelişen volkanizmanın Batı Anadolu’da Geç Oligosen-Erken Miyosen’de, Doğu Anadolu’da ise bu tür volkanik aktivitenin Geç Miyosen-Pliyosen’de geliştiğini ve tarihsel zamanlara kadar devam ettiğini öne sürmüştür. Her iki bölgedeki kalkalkalen lavlar sıkışma rejimi sırasında aşırı kabuk kalınlaşmasının geliştiği zamanda oluşmuştur. Yazar her iki bölgedeki volkanik kayaçlara ait jeokimyasal ve izotop verilerinin değerlendirilmesi sonucunda; Batı Anadolu’da volkanizmanın zaman ve dağılım ilişkilerine göre iki magmatik aktivite ile geliştiğini belirlemiştir. Bunlar kalkalkalen “andezitik-granitik” topluluklar ile alkalen “bazaltik” topluluklardır. Kalkalkalen ortaçağ volkanik aktiviteyi alkalen volkanizma ürünü bazaltik kayaçlar takip etmiştir. Yazar iki bölgede izlenen volkanik aktivitenin gelişimini; Batı Anadolu’da Geç Kretase-Erken Eosen sırasında kıtasal çarpışmanın devam ettiği ve K-G sıkışma rejimi altında Orta Miyosen’e kadar devam ettiği bunun sonucu olarak kıtasal kabuğun kısıp kalınlaştığı ve kıtasal kabuk içinde kısmi ergimelerin geliştiği, bu dönemde bölgede kalkalkalen volkanizmanın başladığı ve bunun “andezit-latit-dasit” bileşimli lavları ürettiği, bu magmatizmanın ise sıkışma rejiminin sonuna kadar devam edip gerilme rejiminin başlangıcına kadar sürdüğü, gerilme rejiminin başladığı Pliyosen döneminde de alkalen karakterli bazaltik volkanizmanın etkin olduğu şeklinde açıklamaktadır.

MCKENZIE ve YILMAZ (1991), kıtasal tektoniğin neden olduğu jeolojik olayların anlaşılması ve Türkiye, Yunanistan ile Ege’de günümüzdeki deformasyon miktarı ve bunun sonucu gelişen sismik aktivitenin belirlenmesi için yaptıkları çalışmada, bölgedeki sismik aktivitenin diğer kıtasal bölgelerden daha fazla olduğunu, Türkiye’nin batıya doğru olan hareketi ile Ege’nin güneybatıya olan hareketinin her ikisinin birlikte Avrasya’ya göre hareketi tarafından denetlendiğini ileri sürmektedirler. Yazarlar Batı Türkiye’nin hızlı gerilmesinin kabuğu ve litosferi geniş

bir bölgede inceltiltiğini ve bu gerilmelerle ilişkili volkanizmanın, mekanik sınır katmanının ergimesinden oluştuğunu ve potasyumca zengin olduğunu belirtmişlerdir.

SEYİTOĞLU ve SCOTT (1991), Batı Anadolu'daki havzalarda radyometrik ve radyometrik yaşlarla desteklenen palinolojik çalışmaları sonucunda K-G kabuksal gerilme ile ilişkili tortul havzaların oluşumunun Erken Miyosen'de başladığını ileri sürmüşlerdir.

BOİKOV (1992), yaptığı çalışmalar ile Kuru Bölgesi'nde oluşan cevherleşmelerin yörede bir benzerinin olmadığını, cevherleşmelerin görüldüğü alanlarda piroklastiklerin özellikle tüflerin yüzeylendiğini söylemiştir. Bölgedeki volkanizmanın yaşını Oligosen veya Miyosen olduğunu ve denizel ortamda oluştuğunu belirtmiştir. Tüflerin dışında lavların da yüzeylendiğini vurgulamış, inceleme alanının kuzeyinde pek çok K-G doğrultulu batıya dalımlı fay belirlediğinden bahsetmiş, bunların bir kısmının cevher içerdiğini söylemiştir. Kuru Dere'nin her iki yanının yaklaşık 150-200 m. aralığında yoğun hidrotermal alterasyona (silisleşme ve breşleşme) uğradığını belirtmiştir.

EROL (1992), Batı Anadolu'daki tektonik olayların, yer yapısı üzerinde olduğu kadar, yer şekilleri üzerinde de önemli olduğunu belirtmiştir. Yazar, Biga Yarımadası'nın Orta-Üst Miyosen ve Pliyosen başlangıcı dönemine ait paleomorfoloji haritasında bölgede sırasıyla; Orta-Üst Miyosen aşınım yüzeyleri ve bu yüzeyler üzerinde bulunan ada dağlar, Üst Miyosen aşınım yüzeyleri, Üst Miyosen yüzeylerinin Üst Miyosen tortulları üzerinde gelişmiş olan aşınım ve dolgu yüzeyleri, Üst Pleyistosen alçak şekilleri ve Holosen vadi tabanı alüvyon yapılarını belirlemiştir.

SEYİTOĞLU ve SCOTT (1992), Batı Anadolu'da yaygın olarak izlenen Senozoik volkaniklerindeki bileşimsel değişimlerin bölgesel tektonik rejimin değişimi ile ilişkili olmadığını ileri sürmüşlerdir. Batı Anadolu'da K-G kabuksal gerilmenin Geç Oligosen-Erken Miyosen de başladığını belirten yazarlar, bu dönemde yaygın olarak gelişmiş olan kalkalkalen ortaç ve asidik volkaniklerin gerilme rejimi altında geliştiklerini ileri sürmüşlerdir.

VELİNOV ve PETROUNOV (1993), yaptıkları çalışmalarda Kuru Bölgesi'ndeki kayalarları siferülitik riyolit, onların piroklastikleri ve volkanik-tortul formasyon olarak tanımlamışlardır. Kuru Dere hidrotermal mineral oluşumlarının volkanik

temelli epitermal çökeltili düşük sülfürlü/adularya serizit tipi olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca hidrotermal yankayaç alterasyonunun karakteristik olarak siferülitik riyolit ve piroklastiklerinin üzerinde geliştiğini, düşük serizit ve karbonat bulunduğunu, barit mineralinin adular oluşumundan sonra geldiğini söylemişlerdir. Ana cevher minerallerinin galenit, sfalerit ve barit, tali minerallerinin ise kalkopirit, pirit ve markasit olduğunu, gümüş ve gümüşlü minerallerin yoğun olarak galenit, daha az oranda ise sfalerit içerisinde kapanımlar halinde bulunduğunu belirtmişlerdir.

ERCAN vd. (1994), Biga Yarımadası'ndaki Tersiyer volkanizmasını inceleyen yazarlar, volkanizmanın ilk olarak Üst Eosen'de başladığını belirtmişlerdir. Biga-Çanakkale arasında izlenen bu volkanikler fosil içeren Orta Eosen yaşlı çökeller ile ardalanır. Üst Oligosen den itibaren başlayan ve yarımada'nın ortası, doğusu ile Gökçeada, Altınoluk çevrelerinde yaygın olan yeni volkanik aktiviteye ait lavlarda K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemeleri sonucunda 28,2-23,6 my arasında değişen yaşlar saptandığını belirtmişlerdir. Biga Yarımadası'nda izlenen Miyosen volkanizması ise geniş alanlar kaplar ve iki evrelidir. Yarımada'nın kuzeybatısında ve Bozcaada ile Gökçeada'da alt Miyosen'den itibaren başlamış felsik, ortaç lav, tuf, kül yığılımları, ignimbritler ve laharlar üretmişlerdir. Bu volkaniklerin radyometrik yaş tayinleri sonucunda 22,3-13,6 my yaşlı oldukları belirlenmiştir. Volkanizma Üst Miyosen'de yeni bir evre ile etkin olmuş ve siyah renkli trakiandezitler ve alkali olivinli bazaltlar geliştirmişlerdir. Yazarlara göre, bölgede izlenen Eosen volkanizması, yitim zonu kökenli kalkalkalen bir yay volkanizması özelliğindedir.

ERCAN (1995), Kuzeybatı Anadolu'da görülen Tersiyer volkanizmasına ait çeşitli arazi ve laboratuvar çalışmaları yapmış, inceleme alanındaki volkanik kayaçların Eosen'den Üst Miyosen sonlarına kadar çeşitli evrelerde geliştiğini belirtmişlerdir. Bunlar; Eosen yaşlı Balıklıçeşme volkanitleri, Oligosen yaşlı Çan volkanitleri, Üst Oligosen yaşlı Kirazlı volkanitleri, Alt-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitleri, Orta Miyosen yaşlı Hüseyinfakı volkanitleri ve Üst Miyosen yaşlı Ezine Bazaltıdır. Eosen-Orta Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, sadece Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin ise alkali nitelikte olduğunu belirtmiştir. Volkanitlerin bölgedeki tektonik rejim ile ilişkili olduğunu, kalkalkalen nitelikli volkanitlerin sıkışma rejiminin, alkali nitelikli volkanitlerin ise tam tersine gerilme rejiminin etkin olduğu bir ortamda meydana geldiğini söylemiştir.

KARACIK (1995), Biga Yarımadası'nın batısı, Ezine-Ayvacık çevresindeki çalışmada bölgedeki kayaçların saha ilişkilerini, petrografik ve petrolojik nitelikleri ile köken ve ortam sorunları üzerinde durmuştur. Yazar, Kestanbol granitinin; litolojik özellikleri, çevre kayalar ile ilişkileri, kökeni ve oluşum ortamı hakkında özgün sonuçlara varmıştır.

VELİNOV vd. (1995), Kuru Dere'deki hidrotermal mineralizasyonun siferülitik riyolitler içerisinde, düşük sülfürlü epitermal yataklanma türü olduğunu belirtmişlerdir. Hidrotermal yankayaç alterasyonunun yalnızca siferülitik riyolit ve onların piroklastikleri üzerinde geliştiğini, karşılaştırmalı olarak serizit ve karbonatların varlığının düşük olduğunu söylemişlerdir.

YILMAZ (1995), Batı Anadolu'da magmatizmanın birbirinden farklı olarak üç dönemde gelişim gösterdiğini söylemiştir. Bölgedeki granitlerin 35-20 my, andezitlerin 30-15 my, bazaltların ise 11-4 my yaşda olduğunu belirtmiştir. Sıkışma rejiminden gerilme rejimine geçiş dönemi arasındaki süre, magmatizmanın gelişiminde 15-24 milyon yılları arasında bir kesikliğin yaşanmasına neden olmuştur.

OKAY vd. (1996), Kuzeybatı Anadolu'nun tektonik evrimi üzerine yaptıkları çalışmada, metamorfik kayaçların Karakaya Kompleksi'nin temelini oluşturduğunu ve zayıf dereceli metamorfik karbonat istifin Geç Permian-Erken Triyas döneminde gelişmiş olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Ezine çevresinde izlenen büyük peridotit kütlelerinin, zayıf dereceli metamorfik sleyt, silttaşı, kalsitürbidit ve karbonat istifi üstüne geldiğini ve Intra-Pontit Okyanusu'ndan kaynaklandığını söylemişlerdir. Peridotitlerde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metodu ile yapılan izotopik yaş tayinlerinde ofiyolitin yerleşme yaşı 118 my Erken Kretase olarak belirlenmiştir.

ANDIÇ VE KAYHAN (1997), masif cevher kütlelerinin riyolit ve andezit kontağı boyunca geliştiğini belirtmişlerdir. Tabanda kloritleşmiş, az killeşmiş bol çatlaklarla ağsal görünüm kazanmış andezitlerin bulunduğunu, daha genç ve breşik yapıları riyolitlerin ise saçınımlı yer yer damar şeklinde cevher içerdiklerini belirtmişlerdir. Araştırmacılar Cu-Pb-Zn-As-Sb elementlerinden birinin veya birkaçının bir araya gelerek oluşturduğu altı anomali sahası saptamışlardır. Çalışmada Kuru Bölgesi'nin içinde bulunduğu alanın ikincil dereceden öneme sahip olduğunu belirtmişlerdir.

BEŞİR (1999), Tahtalıkuyu-Sulumağara cevherleşmelerinin görüldüğü kayaçları, cevherleşme açısından tabanda andezitik dasitik bileşimde lav, tuf ve aglomera

içeren volkanitler ve bu volkanitleri keserek çıkan siferülitik riyolitler olarak ikiye ayırmıştır. Cevherleşmenin mezotermal-epitermal arası granit ve granitleşmeye bağlı hidrotermal tipte bir cevherleşme olduğu, cevherleşmenin siferülitik riyolit volkanitlerle olan dokanağında ve bu dokanağı kesen süreksizlikler içinde yer aldığını belirtmiştir. Cevher yerleşiminin yoğun silisleşmenin ardından başlangıçta dolgu ve daha sonra ornatım beraberliği içinde geçtiğini belirtmiştir. Cevher damarının üst kotlarda kalın, saçınımlı ve breşik tarzda, alt kotlarda daha ince ve damar biçiminde olduğunu söylemiştir.

OKAY ve SATIR (2000), Kuzeybatı Türkiye’de Geç Oligosen yaşlı ve Kaz Dağı Bölgesi’ndeki metamorfik kompleksde gözlenen yaşıt plütonizma ve metamorfizmayı inceleyen yazarlar yapısal, petrolojik ve izotopik verilerin ışığında Ege Bölgesi’ndeki açılmanın Helenik dalma-batma zonuna bağlı olarak geliştiğini ortaya koymuşlardır. Kazdağ metamorfitlerinin son metamorfizma koşullarında; masifin 15 km. derinde olduğu ve Oligo-Miyosen’den itibaren bugünkü konumuna kadar yükseldiğini belirtmişlerdir.

BOZKAYA (2001), Kuru Bölgesi’ndeki cevherleşmelerin yakın çevresinde yüzeyleyen volkanik kayaçların, Eosen yaşlı Akçaalan volkanitleri, Oligosen yaşlı Adadağı Piroklastikleri, Miyosen yaşlı Dededağı Dasiti, Pliyosen-Kuvaternar yaşlı Karaömerler Bazaltı şeklinde ayırmış ve bu birimlerin yer yer Kuvaterner alüvyonlar tarafından örtüldüğünü söylemiştir. Akçaalan volkanitleri başlıca andezit, bazaltik andezit, ender olarak riyodasit ve dasit bileşimli volkanik kayaçlardan oluştuğunu ve yer yer piroklastik ara katkılar ve kireçtaşı merceklerinin de gözlendiğini söylemiştir. Adadağı Piroklastikleri’nin Akçaalan volkanitleri üzerine uyumsuz olarak oturduğunu ve trakit latit, dasit, riyodasit bileşimli tuf ve aglomeralar ile ender olarak andezitik ve dasitik lavlardan meydana geldiğini belirtmiştir.

İnceleme alanındaki cevherleşmelerin Adadağı Piroklastikleri içinde BKB-DGD konumlu fay hattı boyunca damar tipi ve üst seviyelerdeki ileri derecede breşleşmiş kesimlerde stockwork tipi oluşumlar şeklinde olduğunu söylemiştir. Cevherleşmelerde galenit, sfalerit ve baritin hakim mineraller olduğunu, pirit, kalkopirit, fahlerz (tennantit), markazit, kalkosin, kovellin, bornit ve kuvarsın az miktarlarda bulunduğunu söylemiştir. Kükürt izotopları jeokimyası incelendiğinde, baritlerin bileşimindeki kükürdün deniz suyu içindeki sülfattan kaynaklandığını,

sülfürlü minerallerdekinin ise deniz suyu içindeki sülfatın bakteriyel indirgenme süreçleri ile oluşacak izotopsal bileşimle tutarlı olduğunu belirlemiştir.

HOWARD (2001), Odyssey Resources Limited Şirketi adına sahadaki cevher yataklarını incelemesi sonucu Kuru Bölgesi'ndeki cevherleşmenin birden fazla faz içeren Tersiyer yaşlı volkaniklerin içerisindeki riolit karmaşığı ile ilgili olduğunu ve bunların içerisinde volkanik yan kayaçlı masif sülfid yataklarının bulunduğunu belirtmiştir. Tahtalıkuyu cevher kütlesinin en eski maden işletmesi olduğunu, iki cevher zonu içerdiğini belirtmiştir.

OKAY, vd. (2001), Üst Kretase-Alt Eosen arası tortul kayıtlarından yararlanarak Batı Türkiye'de ofiyolit çıkışı (obduction), dalma-batma ve kıta-kıta çarpışma alanlarını araştırmışlardır. Tanımladıkları otuz sekiz adet stratigrafik kesitten bölgede ilk göze çarpan kaydın yay magmatizması olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca bol ve kesin biyostratigrafik verilerin Geç Kretase ve Palaosen'de Orta Kuzeybatı Türkiye'nin geçirmiş olduğu orojenik olaylar için levha tektoniği yorumuna imkan sağladığını yazmışlardır.

YILMAZ, vd. (2001), yapmış oldukları çalışmada Kuzeybatı Anadolu'da birbirinden kökensel olarak farklı iki magmatik evre bulunduğunu belirtmişlerdir. Bunlardan birincisi Oligosen-Erken Miyosen boyunca biçimlenen felsik bileşimli kalk-alkalen magmatizma, ikincisi ise Geç Miyosen-Pliyosen boyunca gelişen alkalen bazaltlardır. Ayrıca, aynı çalışmada K-G gerilme rejimi sonucunda Ege'de oluşan, D-B uzanımlı grabenler boyunca çıkan bazaltlar ile Biga Yarımadası'nda genç fay zonları boyunca çıkan bazaltların kökensel olarak birbirinin aynısı olduğunu da belirtmişlerdir.

BEŞİR (2003), Korudere Bölgesi'ndeki cevherleşmelerin yakın çevresinde yüzeylenen volkanik kayaçları, taban volkanitleri ve siferülitik riolitler olarak ikiye ayırmıştır. Sferülitik riolitlerin volkanik camın devitrifikasyonu ile ortalama %75 sferülitlerden oluştuğunu söylemiştir. Korudere cevherleşmelerinde ana damarın bu iki volkanit tipinin dokanağında yer aldığını belirtmiştir. Araştırmacı, Korudere cevherleşmesinde çeşitli ince kesit çalışmaları yapmış, cevherleşme ile ilişkili olan alterasyon tiplerini silisleşme, serizitleşme ve adularya oluşumu şeklinde tanımlamıştır. Ayrıca yankayaç örneklerinin jeokimyasal analizleri sonucunda,

volkanik ada yayı ortamında ve çarpışma ile eş yaşı olarak gelişmiş bir magmatizmanın ürünleri olduklarını bulmuştur.

ÖRGÜN vd. (2003), Yenice-Arapuçandere (Çanakkale) cevherleşmesi ile ilgili mikroprop analizleri ve cevher mikroskobisi çalışmalarının sonucunda volkanojenik hidrotermal cevherleşmelerin kanıtı olan tetraedrit minerallerini tespit etmişler ve bu cevherleşmelerin volkanojenik hidrotermal tipte olduğunu söylemişlerdir. Ayrıca cevherleşmelerde inkluzyonlar halinde bizmutinit mineralinin varlığından bahsetmişlerdir.

YILDIZ vd. (2005), yaptıkları çalışmalar ile bölgenin ilk olarak 1/5000 ölçekli jeoloji haritasını oluşturmuşlardır. Bölgedeki cevherleşmelerin tüfler içerisinde zayıf damar, damarcık ve yer yer saçınımlı olduğunu belirtmişlerdir. Sferülitli ve porfiritik riyolitler içerisinde ise hem riyolit feederında ve hem de lavında hidrotermal breşik ve ornatma, ağsal, çatlak dolgulu ve saçınımlı şekilde oluştuğunu, galenit, sfalerit yer yer pirit ve alt seviyelerde yer yer kalkopirit içerdiğini belirtmişlerdir.

KASAPÇI (2005), yazar Kuzeybatı Anadolu'da Pb-Zn cevherleşmelerinin oluşumlarını incelemiştir. Genel olarak bölgedeki cevherleşmelerin Üst Kretase-Alt Miyosen yaşı olduklarını belirtmiştir.

SUNER vd. (2007), Kuru Bölgesi'ndeki kurşun-çinko cevherleşmelerinin nadir toprak element analiz jeokimyası açısından irdelenmiştir.

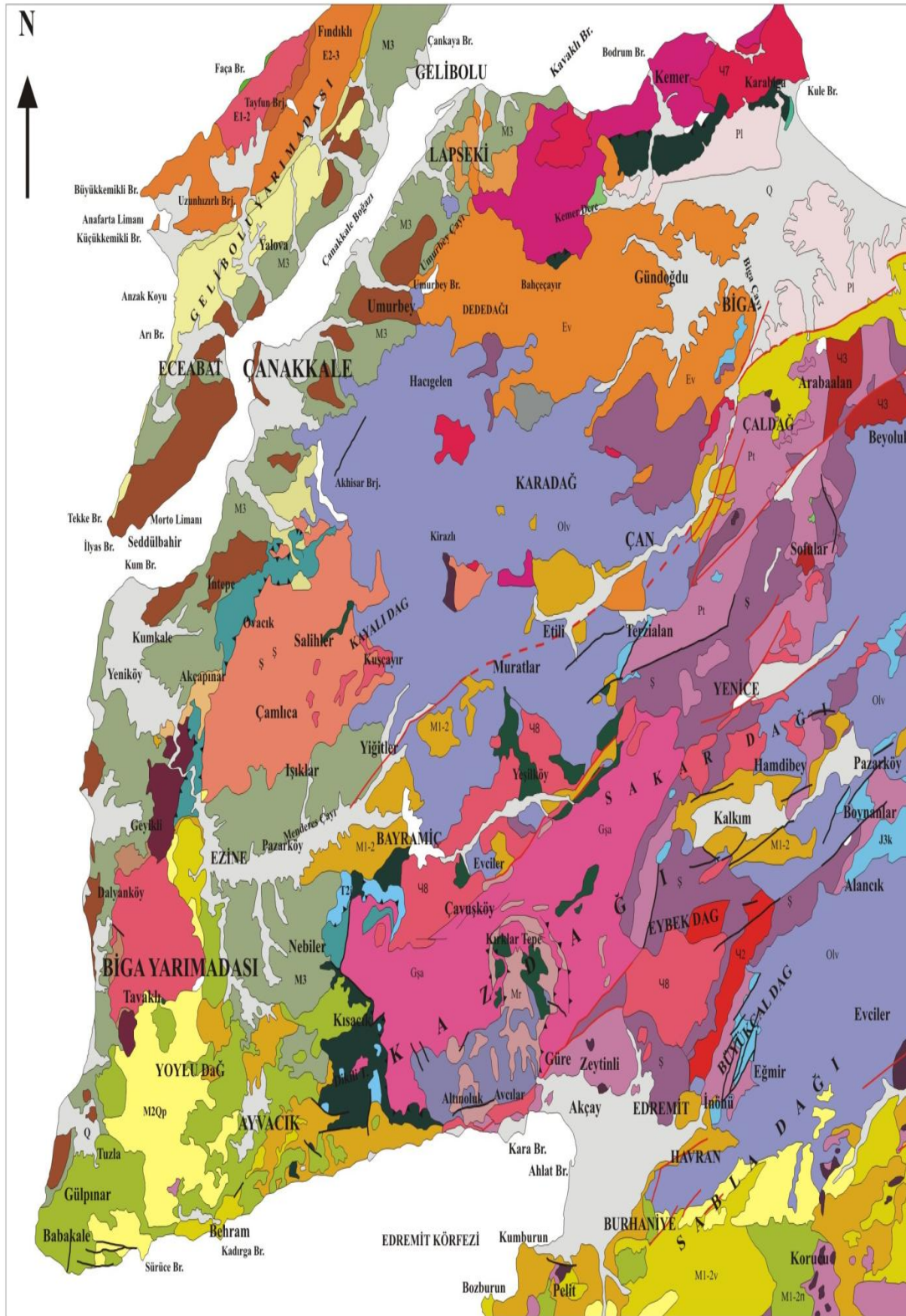
YALÇINKAYA (2010), inceleme alanında riyolitik ve andezitik lavlar ile bunlara ait piroklastiklerin yüzeylendiğini ve bunların galenit, sfalerit ve barit oluşumları ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Riyolitlerin porfiritik dokulu olduğunu ve bol miktarda sferülit içerdiğini söylemiştir. Bölgedeki cevherleşmelerin hidrotermal breşik, ağsal, damar ve damarcık, çatlak dolgulu ve saçınımlı tiplerde olduğunu, porfiritik riyolitler içerisinde ve kenarlarında oluşan cevherleşmelerin yüksek tenörde olduğundan bahsetmiştir. Kuru Bölgesi'nin uydu görüntülerinden çapı yaklaşık 10 km. olan dairesel bir yapı içine düştüğünü, bu dairesel yapının dışında Eosen yaşı andezitik volkaniklerin, merkezinde ise daha genç olan Miyosen yaşı riyolitik volkaniklerin olduğundan bahsetmiştir. Yazar, sıvı kapanım ve izotop çalışmaları sonucunda, hidrotermal sıvıların magmatik kökenli olduğunu ve cevher minerallerinin oluşum sıcaklıklarının epitermal yataklardan Kuroko tip yataklara doğru değiştiğini göstermiştir.

KIRAN YILDIRIM vd. (2013), Koru Bölgesi'ndeki volkaniklerden elde edilen örnekler üzerinde MELTS algoritmasını uygulayarak, bölgedeki kayaçların diferansiyasyon mekanizmasının kantitatif bir biçimde yorumlanmasını sağlamışlardır. Bu bölgedeki kayaçların, %95 başlangıç kayacı (bazaltik andezit) ile %5 riolit kayacının, 1000 bar toplam basınçta, QFM+1 oksijen fugasitesinde ve %2 ağırlık su içeriğinde karışmasıyla oluştuğunu göstermişlerdir. Bu koşullar hem toplam alkali-silika diyagramında hem de harker diyagramlarında test edilmiş ve uyumluluk sağlanmıştır. Ayrıca, cevher minerallerinin oluşumuna dair, dissemine olmuş cevherin ne şekilde çözünüp sulu çözeltilerle çatlaklara taşınıp yeniden damar şeklinde oluştuğu sorusuna jeokimyasal açıdan yorum getirmeye çalışmışlar ve inceleme alanındaki cevher minerallerinin termodinamik oluşum koşullarını belirlemişlerdir.

2. İNCELEME ALANININ JEOLJİK KONUMU

2.1 Bölgesel Jeoloji

Bölgenin jeolojisi, genel olarak metamorfik topluluklar, ofiyolitik kayaçlar, bunların üzerine gelen Neojen havza çökelleri ve Eosen'den başlayıp Pliyosen'e kadar aralıklarla gelişimini sürdürmüş magmatik aktivitenin ürünü olan volkanik birimlerden oluşmaktadır. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş 1/500000 ölçekli jeoloji haritası Şekil 2.1'de ve bölgedeki kaya birimlerinin ilişkilerini gösterir genelleştirilmiş sütun kesiti ise Şekil 2.2'de verilmektedir. Biga Yarımadası'nın temelini Sakarya Kıtası'nın metamorfik kayaçları oluşturur (Okay vd., 1990, 2001). Kazdağ metamorfikleri olarak isimlendirilen bu birim, Paleozoyik yaşlı olup (Bingöl, 1968) mermer, gnays ve mikaşist gibi farklı seviyelerden oluşmaktadır. Kazdağ metamorfiklerinin üzerinde tektonik bir dokanakla, aktif kıta kenarı çökelleri ile temsil edilen Alt Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi bulunmaktadır (Bingöl vd., 1973). Bu kompleks, genellikle kireçtaşı bloklu spilit ve grovak, şeyl ve silttaşı gibi birimlerden oluşmaktadır. Karakaya Kompleksi birimleri üzerinde uyumsuzlukla gelen, tabanda konglomera ile başlayan ve üste doğru kireçtaşlarına geçen Jura yaşlı Bayırköy formasyonu (Okay vd., 1990) ve Jura-Erken Kretase yaşlı Bilecik kireçtaşı çökelmiştir. Bölgede Geç Kretase-Paleosen aralığında geniş bir yayılıma sahip olan, karmaşık ve düzensiz bir iç yapıya sahip, Çetmi ofiyolitik melanji yerleşmiştir. Başlıca spilit, grovak, pelajik şeyl, serpantinit ve radyolaritlerden oluşan Çetmi ofiyolitik melanji, Biga Yarımadası'nın değişik kesimlerinde yüzlekler vermektedir. Paleozoyik veya daha yaşlı birimler üzerinde tektonik dokanakla duran Çetmi melanji ile benzer litolojik ve yapısal özellikler sunan ofiyolitik kütleler de bölgede görülmektedir. Bu kütleler Kanlıoba Melanji ve Denizgören ofiyolitleri olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 2.1 : Biga Yarımadası'nın geliştirilmiş jeoloji haritası (MTA, 2002).

AÇIKLAMALAR

SEDİMENTER KAYALAR

KUVARTERNER	Q	Ayrılmamış kuvarterner	PERMO-TRİYAS	P	Karasal kırıntılılar
KUVARTERNER	Q	Alüvyon yelpazesi, yamaç molozu vb.	PERMO-TRİYAS	Pt	Karasal ve karbonatlar
PLİYOSEN	Pl	Ayrılmamış karasal kırıntılılar	ORTA-ÜST TRİYAS	T2-3	Karbonatlar ve kırıntılılar
ÜST MİYOSEN-PLİYOSEN	M3Pl	Ayrılmamış karasal kırıntılılar	ORTA TRİYAS-JURA	T2j	Neritik kireçtaşı
ÜST MİYOSEN	M3	Neritik kireçtaşı			
ÜST MİYOSEN	M3	Karasal kırıntılılar			
ORTA-ÜST MİYOSEN	M2-3	Karasal kırıntılılar			
MİYOSEN	M1-2	Karasal kırıntılılar			
ORTA-ÜST EOSEN	E2-3	Kırıntılılar ve karbonatlar			
ORTA-ÜST EOSEN	E2-3	Neritik kireçtaşı			
ALT-ORTA EOSEN	E1-2	Kırıntılılar (yer yer karasal)			
ÜST JURA ALT KRETASE	J3k1	Neritik kireçtaşı			
ÜST SENONİYEN	K2s	Kırıntılılar ve karbonatlar (fliş)			

VOLKANİK KAYALAR

OLİGOSEN	Olv	Ayrılmamış volkanitler
EOSEN	Ea	Andezit
EOSEN	Ev	Ayrılmamış volkanitler
TRİYAS	Tß	Bazalt, split
ALT-ORTA MİYOSEN	M1-2Π	Piroklastik kayalar
ÜST MİYOSEN	M3ß	Bazalt
ORTA MİYOSEN	M2Qp	Dasit, riyolit, riyodasit
ALT-ORTA MİYOSEN	M1-2ß	Bazalt
ALT-ORTA MİYOSEN	M1-2v	Ayrılmamış volkanitler

METAMORFİK KAYALAR

ÜST KRETASE	Kμ	Metabazit, amfibolit vb.
TRİYAS-JURA	Ş	Şistler
PERMİYEN	Mr	Mermer
PREKAMBRIYEN ve/veya PALEOZOYİK	Mr	Mermer
PALEOZOYİK	Ş	Şistler
PALEOZOYİK	G	Gnays
PREKAMBRIYEN	A	Amfibolitler
PALEOZOYİK ve/veya PREKAMBRIYEN	Gşa	Ayrılmamış gnays, metagranit, şist, mermer vb.
PALEOZOYİK	Ş	Şistler

Km

PLUTONİK KAYALAR

OLİGOSEN	q8	Granitoid
EOSEN	q7	Granitoid

OFİYOLİTİK KAYALAR

ÜST KRETASE	K2μ	Ofiyolitik melanj
MESOZOYİK	ψ	Peridotit
YAŞI BİLİNMEYEN	Oİ	Bazik ve ultrabazik kayalar

İŞARETLER

—	TANIMLANMAMIŞ FAY
---	OLASI FAY
+	DÜŞEY FAY
—▲—▲—▲—	SÜRÜKLENİM
—	AKTİF FAY
---	OLASI AKTİF FAY

Şekil 2.1 (devam) : Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritasının açıklama lejandı (MTA, 2002).

Yaş	Litoloji	Açıklamalar
Kuvaterner	Q	Denizel ve Karasal Seki, Alüvyon (Özbek Fm v.s.) — Uyumsuzluk —
Üst Miyosen- Miyosen	m3B m1-2	Neojen Denizel-Karasal Çökeller ve Bazalt (Çanakkale Fm, Bayramiç Fm, Kirazlı Fm, Çan Fm, Taştepe bazaltı ve Karaömerler bazaltı)
Oligo-Miyosen	v8 olv	Biga Yarımadası Magmatik Kompleksi (Evciler, Kestanbol, Karabiga Plütonları, Balıklıçeşme, Çan, Kirazlı, Behram, Hüseyinfaki, Ezine ve Akçaalan volkanitleri, Adadağ Piroklastikleri ve Dededağ Dasiti)
Üst Kretase	k2m	Ofiyolitik Kayaçlar (Çetmi, Kanlıoba Melanjı, Denizgören Ofiyolitleri) — Tektonik Dokanak —
Orta Triyas-Jura	t2j	Karbonatlı Kayaçlar (Bilecik Kireçtaşı, Bayırköy Fm) — Uyumsuzluk —
Üst Paleozoyik- Triyas	mr ş	Metamorfik ve Olistostromal İstif (Karakaya Kompleksi, Ezine Grubu) — Tektonik Dokanak —
Paleozoyik	g v7	Metamorfik Temel Kayaçları (Kazdağ metamorfitleri, Çamlıca metamorfitleri)

Şekil 2.2 : Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş sütun kesiti (Tutkun, 2007).

Biga Yarımadası'nda Tersiyer döneminde ise yoğun bir magmatik aktivite meydana gelmiştir. Plütonik ve volkanik kayaçlar olarak gözlenen bu magmatik kayaçlar bölgede yaygın olarak gözlenmektedir. Tersiyer magmatizmasının ürünleri olan, Kestanbol, Evciler, Karabiga plütonları, Alt Miyosen volkanizmasına bağlı olarak gelişen sığ sokulumlar olarak tanımlanmışlardır (Dayal, 1984; Genç ve Yılmaz, 1994; Genç, 1998). Bu plütonlar KD-GB uzun eksenli eliptik magmatik kütlelerdir ve ince taneli, benzer bileşimli volkanik kayaçlarla çevrelenmiştir (Karacık, 1995 ve Yılmaz, 1995). Tersiyer yaşlı volkanik birimleri oluşum zamanına göre üç grupta incelemek mümkündür. Biga Yarımadası'ndaki Eosen Volkanizması ürünleri, Ercan vd., (1995) tarafından Balıklıçeşme volkanikleri, Siyako vd., (1989) tarafından ise Akçaalan volkanikleri olarak adlandırılmıştır. Ayrıca (Bozkaya ve Gökçe, 2001)

tarafından yapılan bir diğer çalışmada, Orta Eosen yaşlı Akçaalan volkanitleri olarak ayırtlanmıştır. Akçaalan volkanitleri, andezit, dasit türde lav ve tüflerden (yer yer aglomera) oluşmaktadır. Bu döneme ait volkanizma Lapseki-Biga ilçe merkezleri arasında ve batıda Gelibolu Yarımadası'nda gözlenir. Bölgede görülen Oligosen volkanizması, Çan-Etili çevresinde, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yaygın olarak yüzeylemektedir. Ercan vd., (1995)'nin Çan Volkanitleri, Bozkaya (2001)'nin Adadağı piroklastikleri ve Beşir (2003)'in Taban Volkanitleri olarak isimlendirdiği birim, önceki araştırmacılar tarafından da Oligosen yaşlı olarak kabul edilmiştir. Bütün bu isimlendirmelerden sonra tarafımdan Oligosen volkanizmasına ait bu volkanik ürünler, Adadağ piroklastikleri olarak kabul edilmiştir. Adadağ Piroklastikleri, andezit, dasit, riyodasit türde lav, tüf ve aglomeralardan oluşur. Bölgedeki Miyosen volkanizması, Ayvacık-Gülpınar çevresinde, Bayramiç kuzeyinde, Edremit doğusunda ve Bozcaada'da yüzlek veren, andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tüf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbritlerden oluşmaktadır. Ercan vd., (1995) tarafından Behram volkanitleri olarak isimlendirilmiştir. Bozkaya ve Gökçe (2002) çalışmalarında dasitik karakterli ve ender olarak da riyodasit lav geçişli bu birimi Dededağ Dasiti olarak adlandırmışlardır. Bütün bu isimlendirmelerden sonra, Eosen volkanizmasına ait volkanik birimler Dededağ Dasiti olarak adlandırılmıştır.

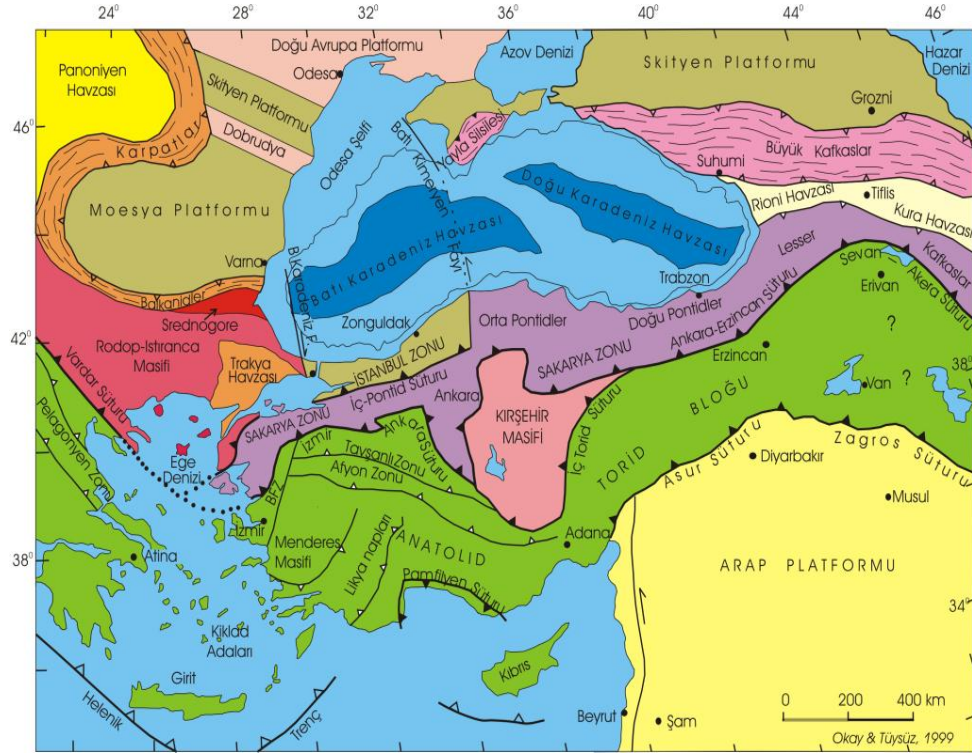
Bölgedeki plütonlar kurşun, çinko, bakır yanında demir, wolfram ve molibden bakımından, volkanikler ise kurşun, çinko, bakır, altın, gümüş mineralizasyonları bakımından önemlidir. Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Miyosen'den, Kuvaterner'e kadar geçen sürede çökelmiş tortul kayalar da mevcuttur. Bu çökeller, karasal, denizel ve geçiş ortamı ürünleridir. Karasal çökeller daha çok, Yarımada'nın iç kesimlerinde, Erken – Orta Miyosen volkanizması ile eş zamanlı oluşmuşlardır. Denizel çökeller ise daha çok Biga Yarımadası'nın kıyı kesimlerine yakın alanlarda mostra vermektedir. Bu bölgede kısıtlı alanda genç alüvyonlar, yamaç döküntüleri, kıyı kumulları, denizel ve akarsu şekilleri mostralar vermektedir.

2.2 Bölgenin Tektonik Konumu

Türkiye'nin genel jeotektonik birimleri Şekil 2.3'de verilmektedir. Bu şekilde de görüleceği gibi Biga Yarımadası'nın kuzeybatı'sı Ezine Zonu, geri kalan diğer kısımlar ise Sakarya Zonu'na aittir.

İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı bu Yarımada, Hersinien ve Alpin orojenezlerinin etkisi altında kalmıştır. Bölgede irili ufaklı birçok fay bu tektonik hareketliliğin sonucu olarak gelişmiştir ve birimler birbirlerini uyumsuzluklarla üzerlemişlerdir. Batı Anadolu’da bir genleşme tektoniğinin oluşmasına Miyosen’den itibaren Anadolu bloğunun doğrultu atımlı faylar boyunca yılda 5 mm batı’ya kayması sebep olmuştur (Okay vd.,’nin 1990). Buna bağlı olarak Batı Anadolu’da kabuk incelmış ve KD-GB gidişli grabenler oluşmuştur. Geç Paleozoik’te açılıp, Geç Triyas’ta kapanan “Paleotetis” denilen okyanusal bir havzanın mevcut olduğu Biga Yarımadası’nda, Geç Permiyen’de Paleotetis’in kuzeybatısında Karadağ Birimi karbonatları kalın bir istif şeklinde, güneydoğusunda ise Karakaya Kompleksi birimlerinden oluşan Nilüfer Birimi yer almaktadır. Bu birimlerin üst kesimleri yay içi ve yay önü havzaları iken, Paleotetis’in kuzeybatı kenarı pasif, güneydoğu kenarı ise aktiftir. Permiyen-Alt Jura arasında kuzeyden güneye doğru Türkiye’nin altına dalan Paleotetis, Karadağ Birimi’nin yay ardı kesimlerinde gerilme yaratarak bir riftleşme başlamasına sebep olmuştur. Bu riftin Kuzey kolunu, Alt Triyas’ta açılıp Erken Jura’da kapanan Karakaya Rifti oluşturmaktadır. Geç Permiyen-Erken Triyas yaşlı Denizgören Ofiyoliti bu Paleotetis’in pasif kıta kenarını üzerlemiştir. Rift volkanizmasının sona ermesi ile Camialan Kireçtaşı bölgede çökelmiştir (Okay vd., 1990). Okay vd., 1990’a göre, günümüzde de hala canlı bir fay olan Kuzey Anadolu Fayı’nın Erken Miyosen’de faaliyete geçmesi ile yarımada KD-GB gidişli yanal atımlı birçok fay meydana gelmiştir. Bu fayların çoğunluğu yarımada’nın doğusunda yer almaktadır.

Siyako vd. ise, 1989’da Çan ve Kalkın havzalarının doğrultu atımlı faylarla kontrol edildiklerini belirtmişlerdir. Ofiyolit melanjlari ile kıtasal kökenli kayalar, dik eğime sahip Geç Tersiyer yaşlı faylarla kesilmişlerdir. Bölgedeki doğrultu atımlı fay zonundaki sıkışmalı bölümleri, Kazdağ Grubu’nun ve Yolindi Metagranodiyoriti’nin bulunduğu bölgeler temsil etmektedir.



Şekil 2.3 : Türkiye'nin yapısal birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999).

Geç Triyas'ta Paleotetis'in kapanması sonucu olarak Ezine ve Sakarya Zonları'nın çarpışması ile başlayan sıkışma, Karakaya Rifti'nin kapanmasına sebep olmuştur. Bu kıtasal çarpışmayı takip eden doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak Geç Mesozoyik'te, Ezine Zonu Kuzeyi'nde "Pontit İçi Okyanusu" adı verilen bir okyanus açılmış ve Orta Paleosen-Orta Eosen arasında kuzeybatıya doğru dalarak kapanmıştır (Okay vd.,1990).

Jura'da Bayırköy Formasyonu ile Bilecik Kireçtaşı arasında bölge yükselmiş ve aşınmış olduğunu gösteren muhtemel uyumsuzluk düzeyleri görülmüştür. Üst Kretase-Eosen arasında ise, Alpin Orojenezinin etkili olduğu incelenen bölgenin kuzeyinde, Biga çevresinde Mesozoik istif devrik bir konumda bulunmaktadır. Bölgenin güneyinde ise, birimler yataya yakın bir konumdadır (Okay, 1988).

Malzemesini Pontit İçi Okyanusu'ndan alan Çetmi Ofiyolitik Melanjı, Rodop-Istranca Masifi ile Ezine-Sakarya Zonu arasındaki çarpışma sonucu Geç Paleosen'de, güneydoğuya doğru itilmeye başlanmıştır (Okay vd., 1990). Bu melanj, zamanla Ezine ve Sakarya Zonları'nın bir kesimini örtmüştür.

Erken Tersiyer'de Biga Yarımadası'nda meydana gelen kabuk kalınlaşması ile Oligosen'de bir yükselme ve Oligo-Miyosen'de yaygın bir kalkalkalen magmatizma

bölgeyi etkilemiştir (Okay vd., 1990). Okay 1988’de, bu volkanizmanın ürünleri olarak andezitik lavlar, riyolitler ve piroklastiklerin mostra verdiklerini belirtmiştir. İlk olarak andezitik lavlarla kendini gösteren volkanik aktivite, felsik lavlar ve piroklastik yağma, akma ürünleriyle sürmüştür.

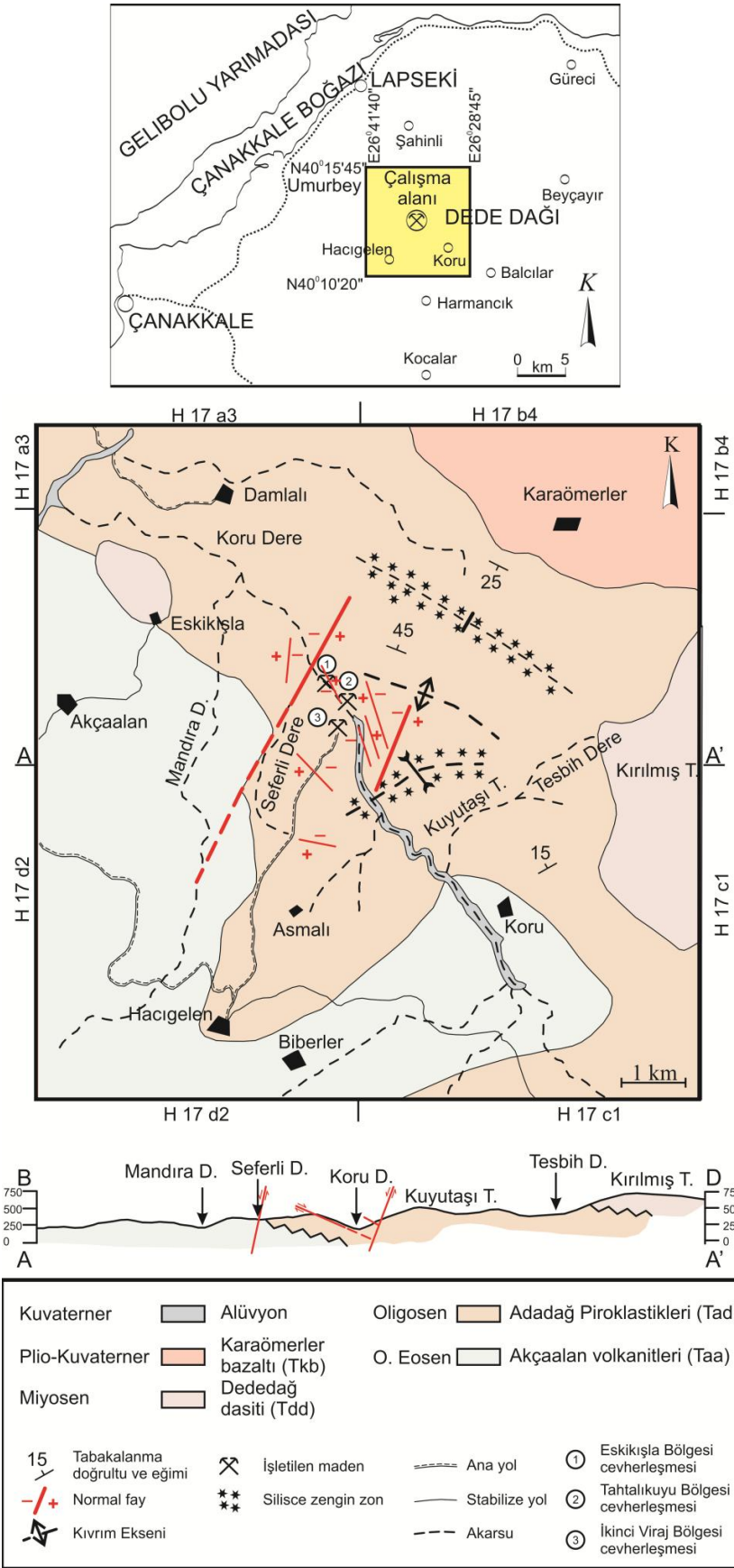
Miyosen’den itibaren Anadolu Bloğu doğrultu atımlı faylar boyunca Batı’ya kaymaya başlamıştır. Buna bağlı olarak Orta Miyosen’de Biga Yarımadası’nı da içeren Batı Anadolu’da kabuk incelmış ve grabenler oluşmuştur. Biga Yarımadası sağ yönlü bir transform fay zone olan Kuzey Anadolu Fay Zone’nun etkisinde kalmıştır (Kasapçı, 2005).

Sonuç olarak, Kazdağ Metamorfikleri önemli bir yükselti (horst) vermektedir. Tüm birimler ve tektonik hatlar GB-KD yönelmişlerdir. Tersiyer volkanit ve granitoidler bu hatlar boyunca yerleşmiştir, kalkalkali volkanit ve granitoidler Tersiyer başlangıcındaki bir yitimle ilişkilidir.

2.3 İnceleme Alanının Jeolojisi

2.3.1 Giriş

Biga Yarımadası, Kuru (Çanakkale) kurşun-çinko cevherleşmeleri, Tersiyer yaşlı volkanik kayalar içerisinde gözlenmektedir. Bu cevherleşmelerin yakın çevresinde yüzeylenen volkanik kayalar; Eosen yaşlı Akcaalan volkanitleri, Oligosen yaşlı Adadağı Piroklastikleri, Miyosen yaşlı Dededağ Dasiti, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Karaömerler Bazaltı şeklinde ayırtlanmışlardır (Bozkaya, 2001). Bu birimlerin yer aldığı inceleme alanının jeolojik haritası Şekil 2.4’de verilmiş, bölgenin stratigrafik sütun kesiti Şekil 2.5’de gösterilmiştir. İnceleme alanında görülen cevherleşmeler, Adadağı Piroklastikleri içerisinde, KB-GD konumlu fay hattı boyunca, üst seviyelerde damar tipi, ileri derecede breşleşmiş kesimlerde ise stockwork (saçınımlı) tipi oluşumlar şeklindedir. Cevherleşmelerde galenit, sfalerit hakim mineraller olup, pirit, kalkopirit, ve yer yer de kuvars minerali bileşime katılmaktadır. İleri bölümlerde Maden Jeolojisi kısmında, cevherleşmeler ile ilgili daha detaylı bilgi verilecektir.



Şekil 2.4 : İnceleme alanında bulunan Pb-Zn cevherleşmelerinin konumu ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Bozkaya ve Gökçe, 2001).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	LİTOLOJİ	FOSİL İÇERİĞİ
SENOZOYİK	TERSİYER	NEOJEN	KUVATER.				Alüvyon	
			PLİYOSEN	Karaömerler bazaltı (Tkb)			Koyu gri-siyah renkli bazalt lavı ve aglomera	
							Gri-kahverengi, koyu pembe renkli dasit ve riyodasit	
			MİYOSEN	Dededağ dasiti (Tdd)			Damar tipi Pb-Zn mineralizasyonu	
							Riyolitik, dasitik ve andezitik bileşimde sarımsı-beyaz ve grimsi-yeşil renkli litik ve vitrifiye tuf ve aglomera	
			OLİGOSEN	Adadağ piroklastikleri (Tad)		1000 m	Silisce zengin tuf arakatkılı	
	PALEOJEN	ORTA EOSEN	Akçaalan volkanitleri (Taa)				Kireçtaşı arakatkılı gri-yeşil renkli andezit ve andezitik tuf	Gypsina sp. Assilina sp. Rotalidae Gastropoda shell fragments Algae

Şekil 2.5 : İnceleme alanının stratigrafik sütun kesiti (Bozkaya ve Gökçe, 2001).

2.3.2 TERSİYER

2.3.2.1 Eosen

Akçaalan Volkanitleri (Taa)

İnceleme alanında Tersiyer volkanizması ilk olarak Eosen’de başlamaktadır. Biga Yarımadası’nın kuzey kısmında Lapseki-Biga ilçeleri arasında ve daha batıda Gelibolu Yarımadası’nda yüzlekler vermektedir.

Eosen volkanizmasının ilk ürünleri, altta Karaağaç Formasyonu (Sfondrini, 1961) türbiditik kumtaşı-şeyl ile başlar, üstte Fıçitepe Formasyonu (Sfondrini, 1961) ise kalınlığı 1000 m'ye ulaşan delta düzlüğü-flüviyal çökelleri oluşturan ince kömür arakatkılı kumtaşı ve şeyllerden oluşmuştur. Orta Eosen'de bölgede önemli bir transgresyon başlamış, resifal özellikli kireçtaşı (Soğucak kireçtaşı) (Holmes, 1966) çökelmiştir. Bu sırada Eosen volkanizması da etkinliğini sürdürmüş ve andezitik türde lavlar ve tüfler oluşmuştur. Daha sonra Üst Eosen'e doğru Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nı kapsayan havzanın güney şelfi giderek derinleşmiş ve genellikle türbiditlerden oluşan Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967; Siyako vd., 1989) çökelmeye başlamıştır. Biga Yarımadaı'nda türbiditik kumtaşı, şeyl ve marnlardan oluşan ve yaklaşık 500 m kalınlık sunan Ceylan Formasyonu içinde kılavuz seviye olarak nitelendirilebilecek yeşil-mavi renkli 10-30 m kalınlıkta iki dasitik tüf seviyesi Eosen Volkanizması'nın Üst Eosen'de de devam ettiğini kanıtlamaktadır.

Biga Yarımadaı'nda Alt Eosen'den başlayarak tüm Eosen boyunca, Üst Eosen sonlarına değin etkinliğini sürdüren, andezitik ve dasitik lav ve tüflerden oluşan Eosen Volkanizması, KB'ya doğru Gelibolu Yarımadaı'nda da benzer özelliklerde yüzlekler vermektedir. Tipik olarak gözlemlendikleri Balıklıçeşme yerleşme merkezi (Biga KB'sı) göz önüne alınarak, 'Balıklıçeşme volkanitleri' (Ercan vd., 1995) olarak adlandırılmış ve ayırtlanmıştır. Siyako vd., (1989) tarafından yapılan çalışmada Orta Eosen yaşlı olan Akçaalan volkanitleri, tez kapsamında da bu isimlendirme ile anlatılmıştır.

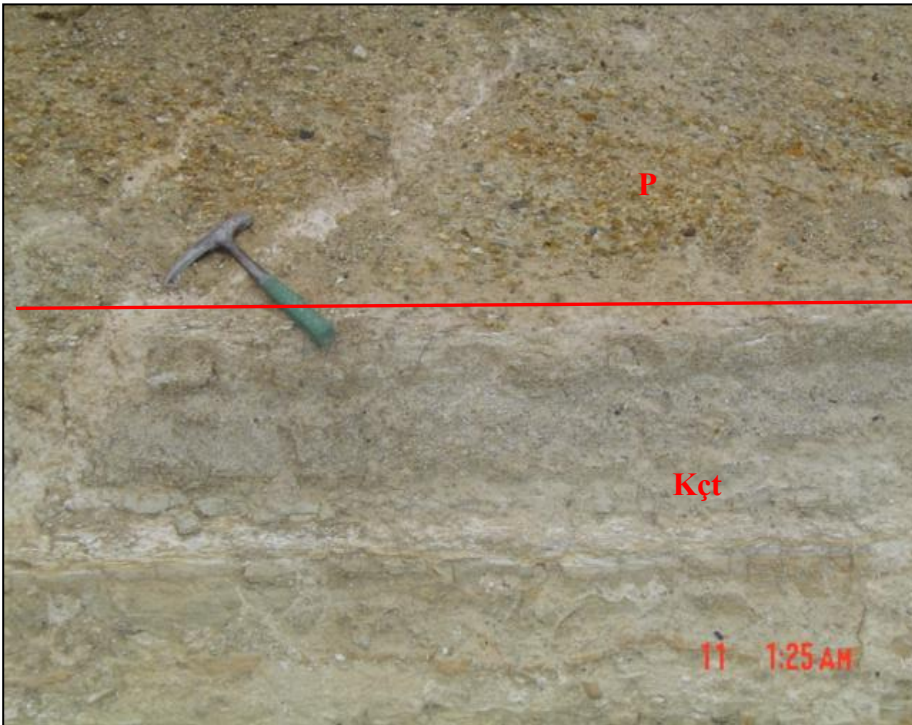
Akçaalan ve Akçaalan'ın güneydoğusuna doğru mostralara incelendiğinde, yeşilimsi ve yer yer vişne renkli andezitik ve dasitik tüfler gözlenmiştir (Şekil 2.6) Orta-Üst Eosen yaşlı çökel kayalarla arakatkılı olarak, lavlar ise yer yer küçük siller şeklinde izlenmektedir. Volkanik kayaçların yanı sıra üst seviyelere doğru piroklastik arakatkılar ve kireçtaşı arabantları da nadir olarak rastlanmıştır. (Şekil 2.7, Şekil 2.8, Şekil 2.9)

İnceleme alanında görülen tüfler genellikle litik tüf özelliği taşımaktadırlar. Üst Eosen yaşlı Ceylan formasyonu içinde bulunan ve "Ceylan Tüfleri" olarak adladıkları tüf birimlerinde inceleme yapan (Ertürk ve Uygur, 1994), bunların çoğunlukla vitrik, nadiren kristalen tüf olduklarını belirterek denizel ortamda oluşan iki farklı lithofasiyes ürünü ayırtlamışlardır. Bunlar, iyi yataklanmış laminasyon gösteren yeşil renkli tüfler ile karbonatlaşma yer yer silisli beyaz renkli tüflerdir. Bu

tüfler, yayılım alanı itibarı ile ayrı bir formasyon olarak ayırtlanmamış ve Orta Eosen yaşı, Akçaalan volkanitleri içerisinde değerlendirilmiştir (Şekil 2.10).



Şekil 2.6 : Akçaalan Volkanitlerine ait Akçaalan güneyinde gözlenen morumsu, vişne renkli andezitik tüfler (at).



Şekil 2.7 : Akçaalan Volkanitlerinin üst seviyelerinde gözlenen piroklastik ara katkılar (P) ve kireçtaşı (Kçt) ara bantları.



Şekil 2.8 : Akçaalan Volkanitlerine ait Kuru Köyü batısında mostra veren andezitik tüfler (at).



Şekil 2.9 : Akçaalan Volkanitlerine ait Kuru Köyü civarında mostra veren piroklastikler (P).

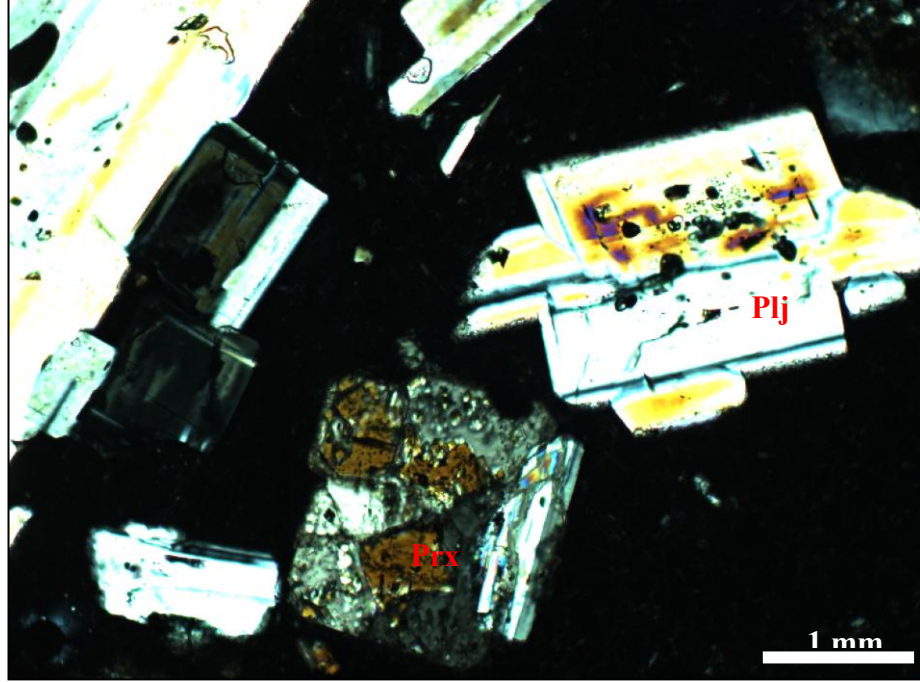


Şekil 2.10 : Koru şantiye yolu üzerinde mostra vermiş Akçaalan Volkanitlerine ait andezitik tüfler (at).

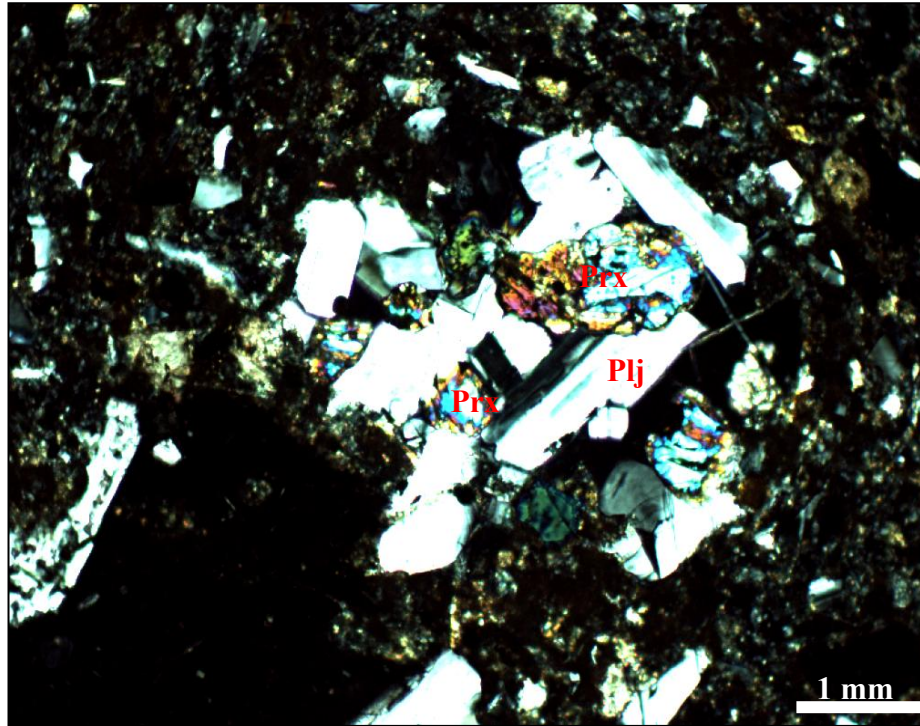
İnceleme alanındaki Eosen volkanizmasının son evrelerinde oluşmuş, dasitik bir lavdan Balıklıçeşme yakınından alınan bir örnekte K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlenmesi yapılmış ve 37.3 ± 0.9 milyon yıllık (Üst Eosen sonu) bir yaş elde edilmiştir (Ercan ve diğ., 1995).

İnceleme alanından alınan andezitlerin ince kesitlerine bakıldığında, genelde porfirik doku baskın olsa da, mikrolitik porfirik ve glomeroporfirik dokunun beraberce olduğu bazı kesitler de görülmüştür (Şekil 2.11, Şekil 2.12). Başlıca mineralojik bileşimlerinde plajyoklas fenokristalleri ve az oranda kuvars mineralleri, bunun yanı sıra daha küçük boyutlarda piroksenlere ve opak minerallere rastlanmaktadır. Kuvars taneleri, 20-25 mikron boyutlarında, genellikle şekilsiz agregatlar olarak; plajyoklas kristalleri ise özşekilli olup, 400-500 mikron boyutlarında izlenmektedir. Plajyoklas kristallerinde yaygın olarak alterasyona rastlanmaktadır. Altere olan andezitlerin bir kısmında kayaçların dokusu korunmakla birlikte alterasyon sonucu gelişen ikincil mineraller oluşmuştur. Bu ikincil minerallerin en fazla görülenleri muskovit ve serizittir. Daha az oranda epidotlara da rastlanmaktadır. Bu alterasyon ürünlerine ek olarak bir örnekte (U93) yaygın olarak albitleşme görülmektedir.

Plajiolklas mineralleri tipik polisentetik ikizlenme ve zonlama göstermektedir. Ayrıca plajiolklaslarda yer yer mineral inklüzyonlarına rastlanmıştır.



şekil 2.11 : Camsı hamur içinde özşekilli plajiolklas kristallerinin dağılımı ( ift nikol, Plj: Plajiolklas, Prx: Piroksen,  rnek No: U87).

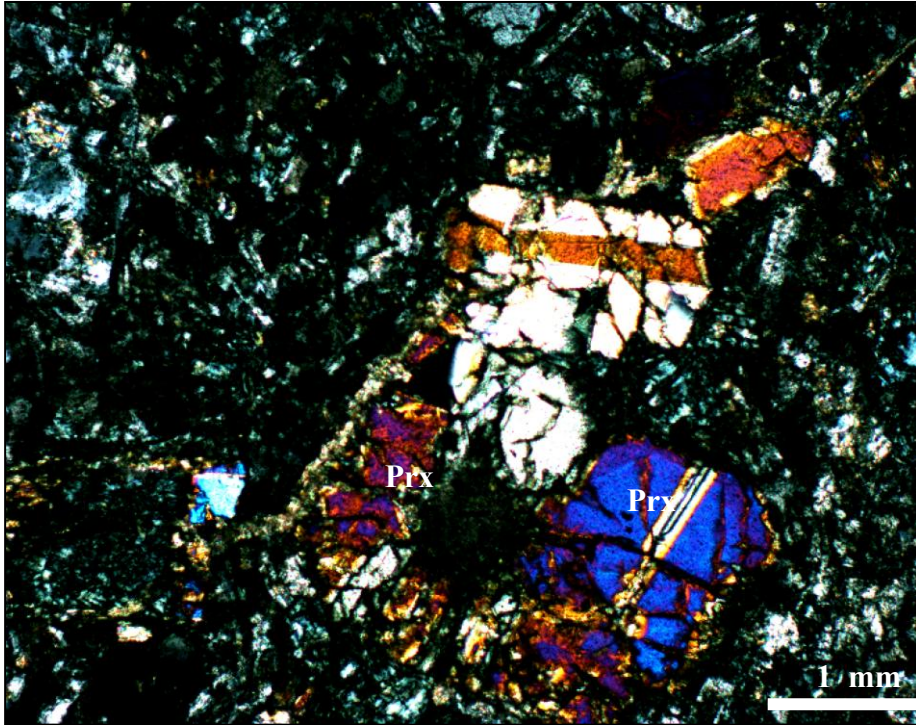


şekil 2.12 : Mikrolitik porfirik glomeroporfirik dokunun beraber andezitin çift nikol görünümü (Plj: Plajiolklas, Prx: Piroksen,  rnek No: U87).

İnceleme alanındaki bazaltik andezitlerin ince kesitlerine bakıldığında, genelde porfirik doku izlenmektedir. Bazaltik andezitlerde temel doku hipokristalen porfiriktir. Yaygın mineral olarak tipik polisentetik ikizlenme ve salınlı zonlanma gösteren plajioklaslar görülmektedir. Bu plajioklaslarda serisitleşme, epidotlaşma gibi alterasyonlara rastlanmaktadır. Özşekilli plajioklas fenokristalleri üzerinde yapılan ölçümlerde, plajioklaslar genelde andezin olarak belirlenmiştir. Plajioklasların yanı sıra ikincil mineral fazı piroksenler olarak belirlenmiştir.

Bu kayaçların piroksen içeriği, inceleme alanındaki diğer kayaçlara göre daha fazladır. Daha az oranda gözlenen ince taneli kuvarslar ise genelde magmatik korozyona uğramıştır. Kayaç içinde yaygın kloritleşme izlenmektedir. Kuşaklı ikizlenme gözlenen piroksenlerde kısmen ayrışma ile karbonat, klorit ve epidot mineralleri de görülmektedir (Şekil 2.13).

Opak mineraller genelde düzensiz taneler şeklinde ferromagnezyen minerallerin ve plajioklasların ara boşluklarında irili-ufaklı taneler şeklinde, bazen de fenokristallerin dilinim düzlemleri boyunca görülmektedir. Bazı plajioklas tanelerinin orta kısımlarında opak tanelere de rastlanmıştır.



Şekil 2.13 : İri piroksen kristalinde kuşaklı ikiz görünümü ve yaygın alterasyon izleri (Prx: Piroksen, Çift nikol görünümü, Örnek No: TY 109).

2.3.2.2 Oligosen

Adadağı Piroklastikleri (Tad)

İnceleme alanında geniş bir yayılıma sahip olan bu volkanikler, özellikle Kuyutaşı Tepe ve Avcı Tepe’de izlenmektedir. Genelde trakit-dasit-riyolitik bileşimli tuf, aglomera ve piroklastik breşler ile nadir olarak andezitik-dasitik, trakiandezitik-trakidasitik bileşimli lavlardan meydana gelmektedir (Şekil 2.14).

Arakatkılar şeklinde ve en üst seviyelere karşılık gelen kesimlerde silisçe zengin zonlar da yer almaktadır. Pb cevherleşmesinin bulunduğu kesimlerde tüflerde silisleşme ve kaolenleşme türü alterasyonlar yaygındır. Bunlar inceleme alanında beyaz, sarı, kırmızı, kahve, yeşil ve mavi renklerde çok farklı konumlarda bulunmaktadır. Silisleşen tüfler sert ve midye kabuğu kırılmalıdır. (Şekil 2.15a; Şekil 2.15b.)



Şekil 2.14 : Asmalı mevkii güneyinde gözlenen Adadağ piroklastiklerine ait andezitik tüfler (at).

Ayrıışmamış olan lavlar çoğunlukla koyu renklerde olup, makro örnek bazında ele alındıklarında çubuklar şeklinde kahverengi plajiolas kristalleri, gri-siyah biyotit ve koyu gri piroksen fenokristalleri gözle ayırt edilebilmektedir.



Şekil 2.15a : Eskikışla Bölgesi'nde, Adadağ Piroklastikleri'ne ait tüfler (t).

Hamur ise genellikle altere olmuştur ve çoğunlukla siyah renklidir. Lavların büyük bir kısmı silisleşmiştir. Bölgedeki tüm metalik maden yatakları genellikle bu Oligosen volkanizması ile ilişkilidirler.



Şekil 2.15b : Eskikışla Bölgesi'nde, Adadağ Piroklastikleri'ne ait tüfler (t).

Kuzeybatı Anadolu'da Oligosen volkanizması, ilk kez Edremit doğusunda (Krushensky, 1976) tarafından gözlenmiş, "Hallaçlar formasyonu" olarak adlandırılmış ve radyometrik yaş tayini yapılarak 23.6 ± 0.6 milyon yıllık bir yaş bulunmuştur. Daha sonra (Dayal, 1984), Yenice dolaylarındaki andezitik lavlarda radyometrik yaş tayinleri yaparak 28.2 ± 1.4 ve 28.0 ± 0.9 milyon yıllık yaşlar saptamış ve Üst Oligosen volkanizmasının varlığını ortaya çıkarmıştır (Ercan vd., 1985).

Ercan, 1995'deki çalışmasında, Oligosen volkanizma ürünlerinin, tipik olarak Çan çevresinde görüldüğünü ve "Çan volkanitleri" olarak adlandırılmış olduğunu ve Gökçeada'daki yüzleklerinden alınan iki örnekte K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş ölçümü sonucunda 34.3 ± 1.2 ile 0.4 ± 0.7 milyon yıllık iki yaş saptanarak volkanizmanın Alt Oligosen sonlarından itibaren etkin olduğunu saptamıştır. Ancak kimi araştırmacılar bölgedeki Oligosen volkanizması ile daha sonra etkin olan Miyosen volkanizması birbirinden ayırmayıp bütünüyle Miyosen yaşlı olarak düşünmektedirler. Örneğin (Siyako vd., 1989) Adadağı Piroklastikleri'ni, "Doyran volkanitleri" olarak adlandırmış ve Alt Miyosen yaşta olduklarını kabullenmişlerdir. (Saner, 1985) tarafından "Hisarlıdağ Volkaniti" olarak adlandırılmıştır. Aynı adlama (Sümengen vd., 1987) tarafından da bu yöredeki volkanitler için de kullanılmış ve andezitik bir lav örneğinde yapılan bir radyometrik yaş ölçümü ile 35.0 ± 0.9 milyon yıllık (Alt Oligosen) bir yaş saptanmıştır.

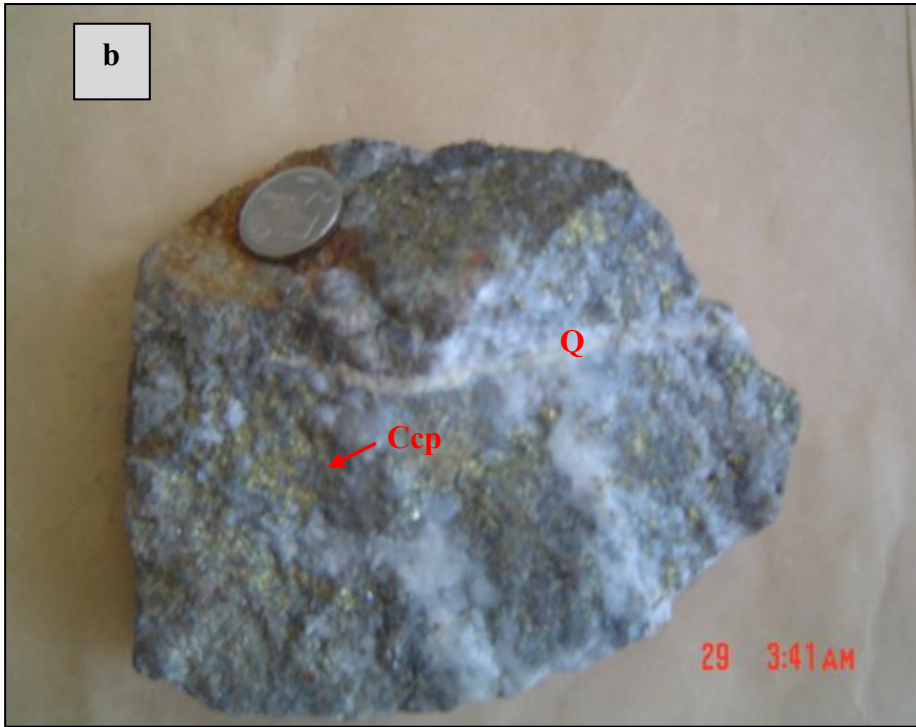
Adadağı Piroklastikleri (Tad), Kuzeybatı Anadolu'da zengin metalik maden yatakları içermeleri açısından büyük önem taşımaktadırlar. Hidrotermal alterasyon son derece yoğun olup, alterasyonun geliştiği yörelerde silisleşmiş zonlar içinde Au, Ag, Pb, Cu, As, Mo ve Hg yataklanmaları oluşmuş ve uzun yıllardan beri farklı firmalar tarafından işletilmiştir.

İnceleme alanından alınan makro örneklerin bir kısmında kloritleşme yoğun olarak gözlenmiştir. Eskikışla Ocağı içerisinde alınan makro örneklerde, gaz boşluklarında yer yer ikincil kuvars dolgusu görülmektedir. Bazı kesimlerde cevher oluşumları üzerinde kalkopirit sıvamalarına da rastlanmıştır. (Şekil 2.16a-b). Ender olarak dasitik türde olan lavlarda özşekilsiz ve yuvarlağımsı kuvars kristalleri yer almaktadır. Hamur, kristalen ve çok ince mikrolitlerden oluşmuş, silisleşmiş ve karbonatlaşmıştır.



Şekil 2.16a : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmeleri'nden alınmış makro el örneğindeki çatlaklarda kuvars (Q) ve kalkopirit (Ccp) görünümü.

İnceleme alanının güney kesimlerinde, yer yer siyah ve çok koyu yeşil renkte dayklar izlenmektedir. Bunlar, altıgen sütunsal soğuma yapıları gösterirler.



Şekil 2.16b : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmeleri'nden alınmış makro el örneğindeki çatlaklarda kuvars (Q) ve kalkopirit (Ccp) görünümü.

Lav akıntıları, Damlalı mevkii güneyinde yol kenarlarında mostralar vermiştir. Akma yapıları gözle rahatça seçilebilmektedir (Şekil 2.17). Ercan vd., 1995’de yaptıkları ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda; trakiandezit, bazaltik andezit, ender olarak da latit olarak adlanabileceklerini belirtmişlerdir.

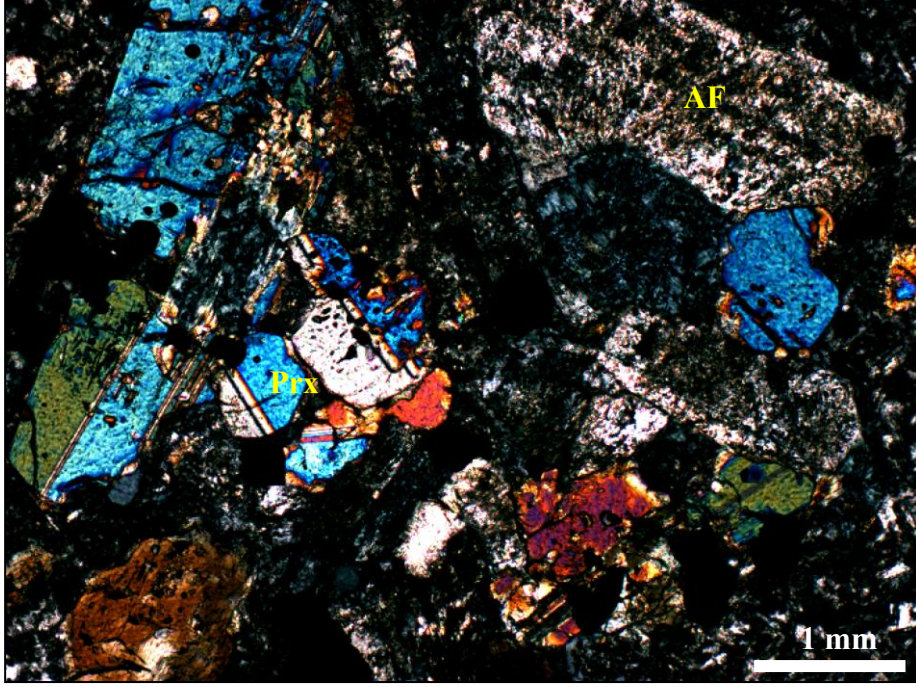
İnceleme alanı trakiandezitlerine ait örneklerin ince kesitleri, petrografik polarizan mikroskopta incelenerek, kayalar mineral bileşimleri ve dokusal özelliklerine göre isimlendirilmiştir. Bu örneklerin ince kesit fotoğraflarında da gözleendiği gibi inceleme alanı trakiandezitleri genelde porfirik, glomeroporfirik dokuda izlenmektedir (Şekil 2.18). Ancak trakiandezitlerde özellikle andezitten farklı olarak, plajiolklas mikrolitlerinin belirgin bir biçimde yönelenerek akma yapısı oluşturdıkları gözlenmiştir. Mineralojik bileşimi incelendiğinde çokluk sırasına göre, plajiolklas, alkali feldspat, piroksen ile az miktarda kuvars ve amfibol minerallerine rastlanmıştır.



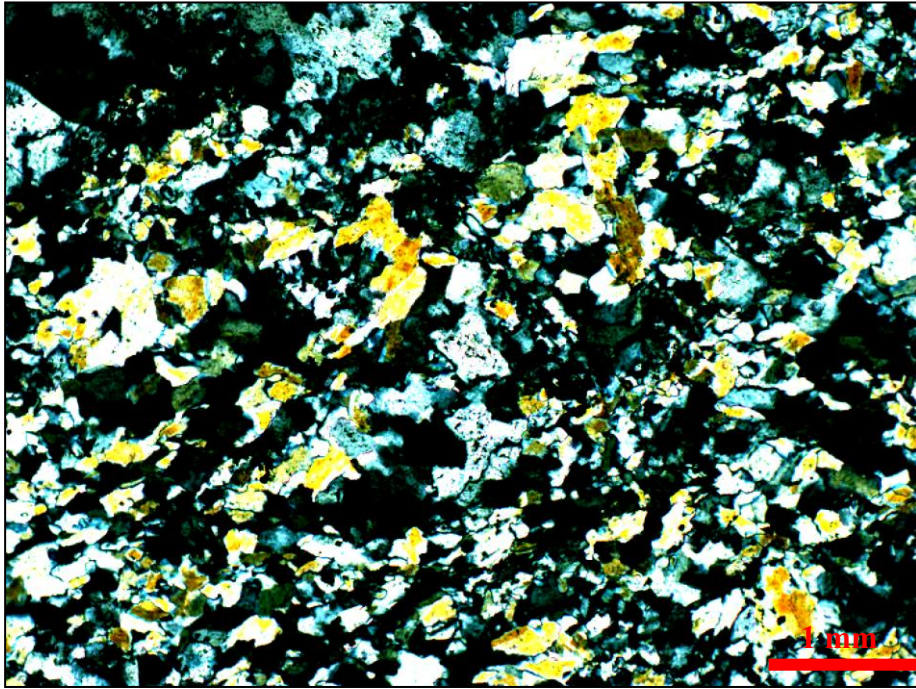
Şekil 2.17 : Damlalı güneyi, lav akma yapılarının görünümü.

Polisentetik ikizlenme ve zonlanma gösteren özşekilli plajiolklas fenokristalleri üzerinde yapılan ölçümlerde plajiolklaslar genelde andezin olarak belirlenmiştir. Fenokristaller matrikse göre daha fazladır.

Bu kayaçlarda fazlaca potasyum (K) getirimi ile alkali feldspat yoğunlaşması görülmüştür (Şekil 2.19). Alkali feldspatların ayrışmasıyla serizitleşme ve killeşme gelişmiştir. Piroksenlerde ise kuşaklı ikizlenme görülmektedir.



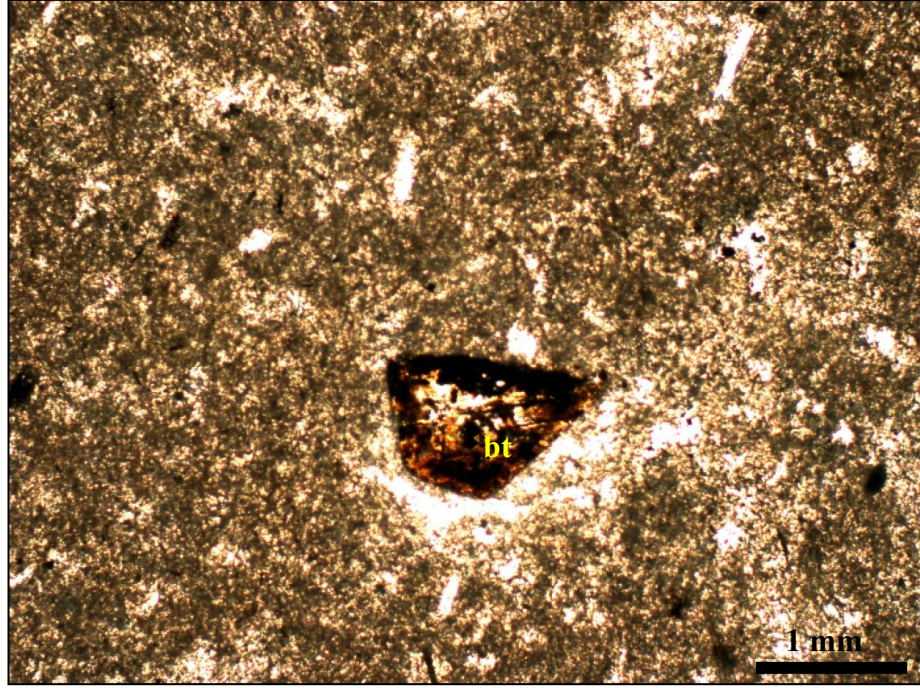
Şekil 2.18 : Glomeroporfirik doku (piroksenin kümelenmesi, AF:Alkali Feldspat, Prx: Piroksen, çift nikol, Örnek No: TY114).



Şekil 2.19 : Potasyum (K) getirimi ile alkali feldspat yoğunlaşması (Çift nikol, Örnek No: TY119).

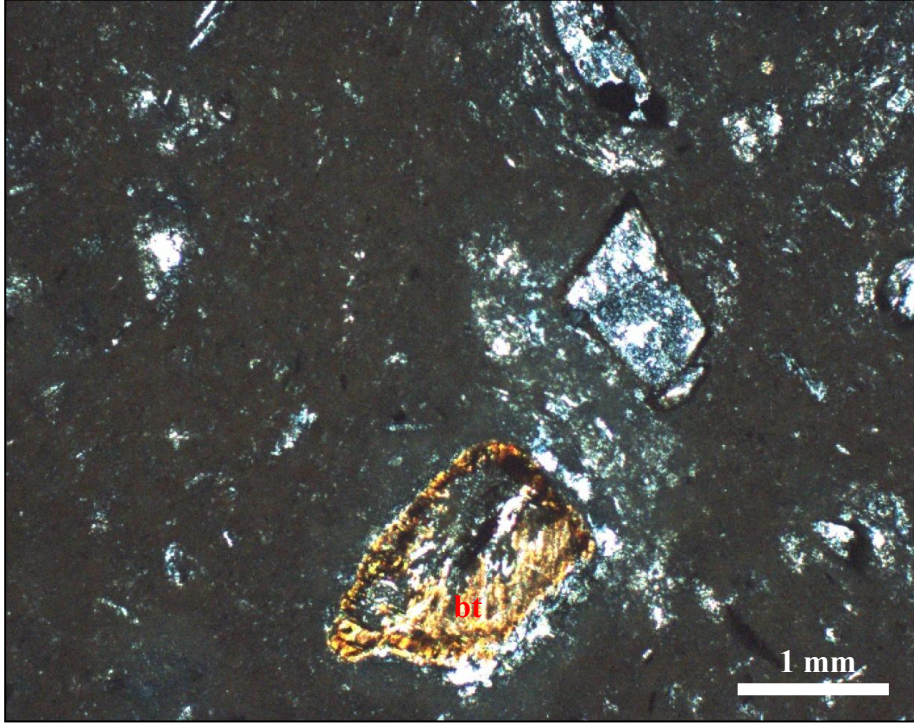
İnceleme alanındaki trakidasitlere ait ince kesit örneklerine bakıldığında, bunların mineral bileşimleri ve dokusal özellikleri yardımıyla kayacın karakteristik özellikleri ortaya konulmuş ve isimlendirilmiştir. İnce kesit fotoğraflarında da görüldüğü gibi, inceleme alanı trakidasitleri için yaygın doku, hyalo-porfirik doku yer yer de mikrolitik porfiriktir (Şekil 2.20, Şekil 2.21).

Mineralojik bileşim olarak bakıldığında, çok fazla plajiyoklas fenokristalleri ve ince taneli kuvars mineralleri, bunların yanında sırasıyla azalan oranlarda alkali feldispat, biyotit ve ikincil mineral olarak da muskovit, klorit görülmektedir. Biyotit mineralleri çoğunlukla levhamsı bazen de yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Sanidin minerallerinde ise genellikle basit ikizlenme görülmektedir. Sanidinlerin yüzeyinde yer yer killeşme mevcuttur.



Şekil 2.20 : Yarı özşekilli biyotit (bt) kristalinin mikrolitik porfirik doku içinde görünümü (Tek Nikol, Örnek No: K61).

Adadağı Piroklastikleri içinde bunları kesen daha genç riyolitler bulunmaktadır. Bunlar tipik olarak Kuyutaşı Tepe güneybatı yamacında, grimsi bej, pembemsi gri renkleriyle tanınmaktadırlar (Şekil 2.22).



Şekil 2.21 : Yarı özşekilli biyotit (bt) kristalinin mikrolitik porfirik doku içinde görünümü (Çift Nikol, Örnek No: K61).



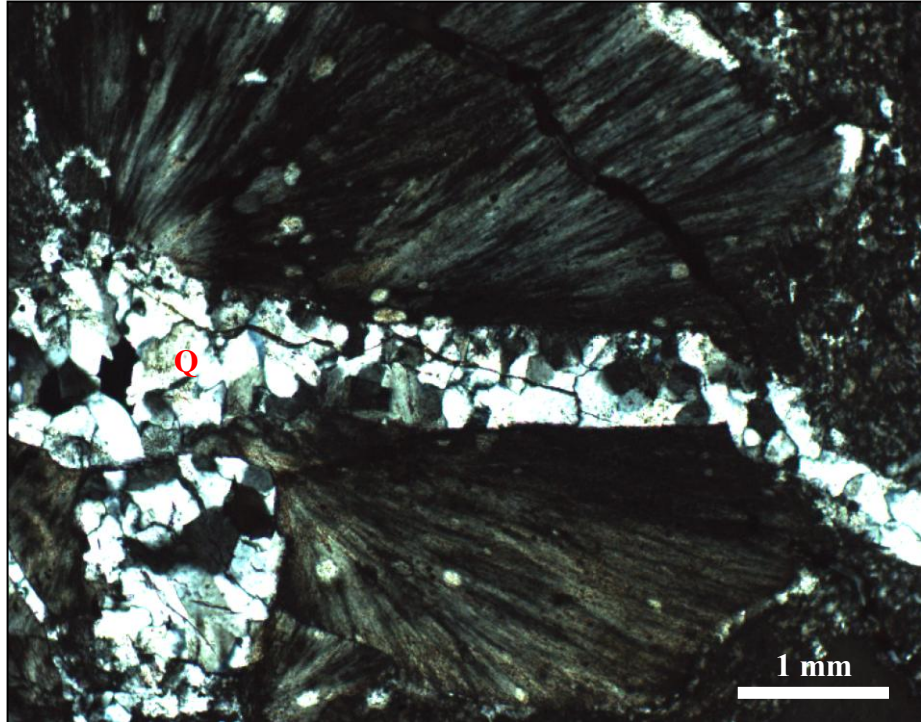
Şekil 2.22 : Kuyutaşı Tepesi'nde Adadağı Piroklastikleri'ni kesen riyolitlin (r) görünümü.

İnceleme alanındaki riyolitlerde gözlenen baskın doku hyalo-porfirik ve bazen de vitrofirik doku olup, az oranda sferulitik doku gözlenmektedir. Ancak daha önce

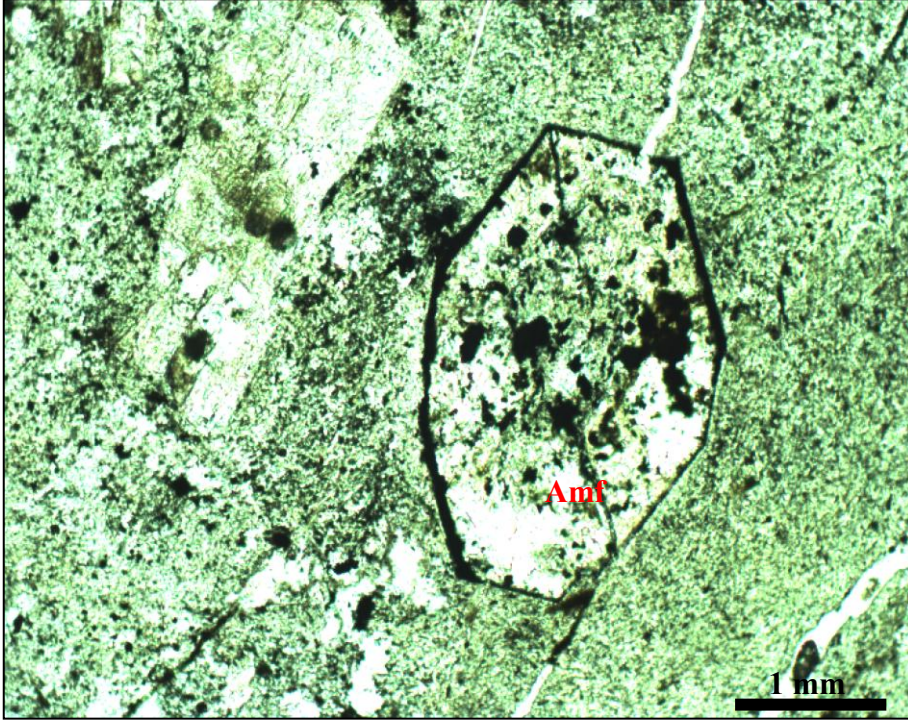
incelenen trakiandezit, andezit ve bazaltik andezit bileşimli kayalara göre iri kristal oranı belirgin biçimde azalmış, fenokristaller özşekillerini kaybederek yarı özşekilli ve özşekilsiz bir görünüm kazanmıştır.

Volkanik hamur trakiandezit, andezit ve bazaltik andezitlere göre daha fazla volkan camı ve daha az oranda plajiolklas mikroliti içermektedir. Mineralojik bileşiminde, genelde plajiolklas, alkali feldspat, biyotit, kuvars, çok az da amfibol gözlenmiştir. İkincil veya alterasyon mineralleri olarak klorit, serizit ve muskovit gözlenmiştir. İçinde yer yer mineral kapanımlarına rastlanan plajiolklas mineralleri tipik polisentetik ikizlenme ve salınımlı zonlama göstermektedir. Alkali feldspatlarda karsbald ikizi gözlenmiştir. Genelde prizmatik, tek yönlü dilinimli ve çubuksu şekillerde görülen biyotitlerin birçoğunun kenarları siyah renkli bir zarf ile çevrili olarak izlenmektedir. Birincil kuvarslar, iri fenokristal taneli ve magmatik korozyona uğramış, ikincil kuvarslar ise ince taneli ve sferulitik doku ile gelişmiş şekilde bulunmaktadır (Şekil 2.23, Şekil 2.24, Şekil 2.25 ve Şekil 2.26).

İnce kesit incelemelerinde, fenokristallerin ve mikrolitlerin yanısıra opak ve tali minerallerden zirkon ve apatit saptanmıştır.



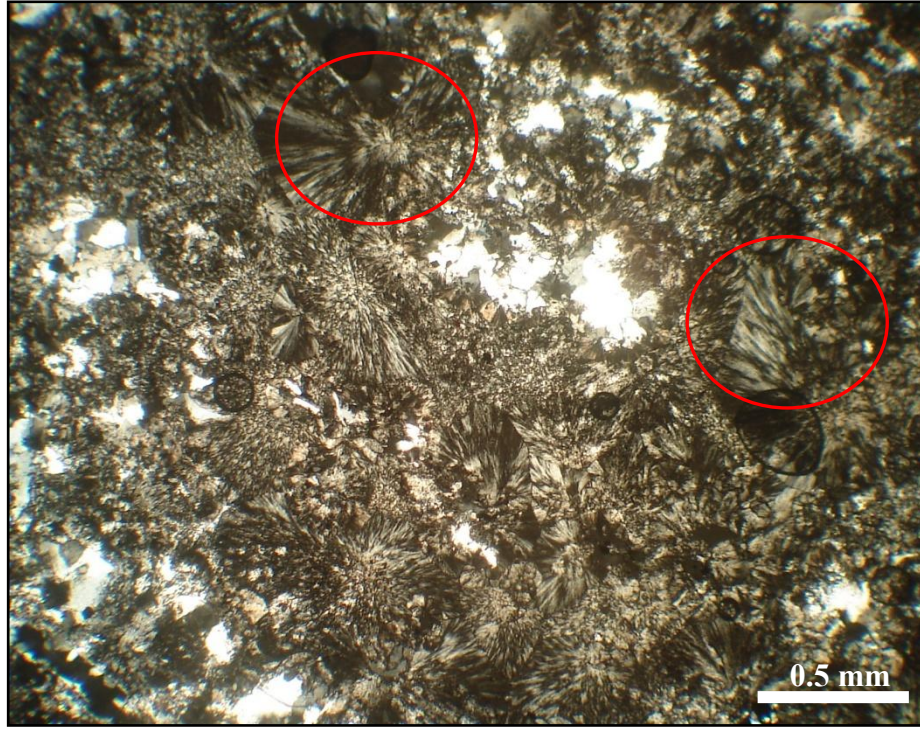
Şekil 2.23 : Silis getirimi ile oluşan ikincil kuvarslar ve sferulitik dokunun görünümü (Çift nikol, Q: Kuvars, Örnek No: E12).



Şekil 2.24 : Özşeklini koruyarak altere olmuş amfibolün (Amf) polarizan mikroskoptaki görünümü (Tek nikol, Örnek No: K58).



Şekil 2.25 : İri fenokristal taneli ve magmatik korozyona uğramış, birincil kuvars görünümü (Çift nikol, Örnek No: U93).



Şekil 2.26 : Riyolitlerde sferulitik dokunun görünümü (Çift nikol, Örnek No: K65).

2.3.2.3 Miyosen

Dededağ Dasiti (Tdd)

Biga Yarımadası'nda, Alt-Orta Miyosen boyunca, çeşitli evrelerle yoğun bir volkanizma egemen olmuş ve andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tuf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbritler meydana gelmiştir (Ercan ve diğ., 1995). Kuzeybatı Anadolu'da etkin olan ve geniş alanlar kaplayan Alt-Orta Miyosen volkanizması, ilk kez Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Bergama güneyinde "Yunt dağ Volkanitleri" olarak adlandırılmış, daha sonra Dikili dolaylarında Ercan ve diğerleri (1984a) tarafından, Edremit Korucu dolaylarında Ercan ve diğerleri (1984b) tarafından, Bigadiç dolaylarında Ercan ve diğerleri (1984c) tarafından ve Ayvacık çevresinde Gevrek ve diğerleri (1986) tarafından çalışılmış ve tanımlanmıştır.

Yapılan tüm radyometrik yaş belirlemeleri 21.5 ile 16.8 milyon yıl arasında Borsi ve diğerleri (1972) Alt-Orta Miyosen yaşını vermektedir. Ercan ve diğ. (1995) çalışmalarında bu formasyonu "Behram Volkanitleri" olarak, Bozkaya ve Gökçe (2002) ise çalışmalarında dasitik karakterli ve ender olarak da riyodasit lav geçişli bu birimi Dededağ Dasiti olarak adlandırmışlardır.

Miyosen volkanizması ürünleri, inceleme alanında; andezit, dasit, riyodasit, latit türde olan lavlar gri, siyah, sarı, pembe ve bordo renklerde izlenmiştir. Yer yer çok

sert, bol çatlaklı olan lavlarda tipik akma yapıları gözlenmektedir. Bazen de domsal yapılar tespit edilmiştir. Tüfler, gri, sarı ve beyaz renklerde olup yer yer kaolenleşmiştir.

2.3.2.4. Pliyo – Kuvaterner

Karaömerler Bazaltı (Tkb)

İnceleme alanında, Üst Miyosen sonlarına doğru Tersiyer volkanizmasının son evresinde alkali olivin bazaltik lavlar oluşmuştur (Ercan ve diğ, 1995). Bunlar genç açılma çatlakları boyunca yeryüzüne çıkarak yayılmış ve küçük yüzlekler oluşturmuşlardır (Ercan ve diğ, 1995). Bazen de ender olarak dayk yapısı da göstermektedirler.

İnceleme alanından elde edilen örnek üzerinde Borsi ve diğerleri (1972) tarafından radyometrik yaş belirlenmesi ile 9.7 milyon yıllık (Üst Miyosen) yaşı elde edilmiştir. Buna karşın bölgede çalışan Bingöl ve diğerleri (1973), bu bazaltların Kuvaterner yaşta olduklarını öne sürmüşler, ayrıca Siyako ve diğerleri (1989) ile Ertürk ve diğerleri (1990) gibi bazı araştırmacılar, bu birimleri "Taştepe Bazaltı" olarak adlandırmış ve Pliyo-Kuvaterner yaşta meydana gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. İnceleme alanında "Ezine Bazaltı" olarak adlandırılan bu alkali bazaltların Üst Miyosen sonlarına doğru yüzlekler verdiği saptanmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Bozkaya ve Gökçe'nin 2001 yılında yaptıkları çalışmalarında, Karaömerler Bazaltı olarak adlandırılan bu birim ise Sümengen ve diğ. (1987) tarafından yapılan radyometrik yaş tayini ile 67107 milyon yıllık bir değerle ölçülmüştür.

Ancak Umut ve diğ. (1984) ve Ercan (1992) gibi bazı araştırmacılar Trakya'daki bu alkali bazaltik volkanizmanın Pliyo-Kuvaterner'de de etkin olabileceğini belirtmişlerdir.

Bu tez çalışmasında Bozkaya ve Gökçe'nin 2001 yılında yaptıkları isimlendirme Karaömerler Bazaltı kullanılmıştır. Arazi gözlemleri sonucu bu formasyonun genelde bazaltik lav ve aglomeralardan oluştuğu belirlenmiştir. Arazide, siyah renkleri, çok taze görünimleri ve içerdikleri iri olivin fenokristalleriyle, kendilerinden daha yaşlı olan Dededağ Dasiti'nden ayırtlanabilmektedirler.

2.3.3. Kuvaterner

2.3.3.1 Alüvyon

Alüvyonlar; akarsu yataklarında yöredeki volkanik ve volkano-sedimanter kayalardan türemiş kırıntılar içeren, heterojen tane boylu ve pekişmemiş yığılımlar şeklindedirler. İnceleme alanı içerisinde kalan Kuru Dere ve kollarının geçtiği yataklar boyunca alüvyonlar gözlenmiştir.

2.4 Yapısal Jeoloji

İnceleme alanında gelişmiş başlıca yapısal unsurlar olarak uyumsuzluklar, kıvrımlar, faylar, faylarla birlikte gözlenen eklem ve çatlak sistemleri görülmektedir. Sahadaki riolitik lavlarda dom şekilli yapılar gözlenmektedir. Ayrıca sahada inceleme alanını da içine alan kaldera yapısına benzer dairesel bir yapı izlenmektedir.

2.4.1 Kıvrımlar

İnceleme alanında kuzeyde Avcıtepe antiklinali ve güneyde Kuyutaşı Tepe senklinali olmak üzere iki adet belirgin bir kıvrımlanma gözlenmektedir. Ayrıca inceleme alanının kuzeydoğusunda ve bu alanın dışında kalan diğer bir belirgin kıvrım ise İncirlitaş Tepe senklinalidir (Bozkaya,2001) .

2.4.2 Faylar

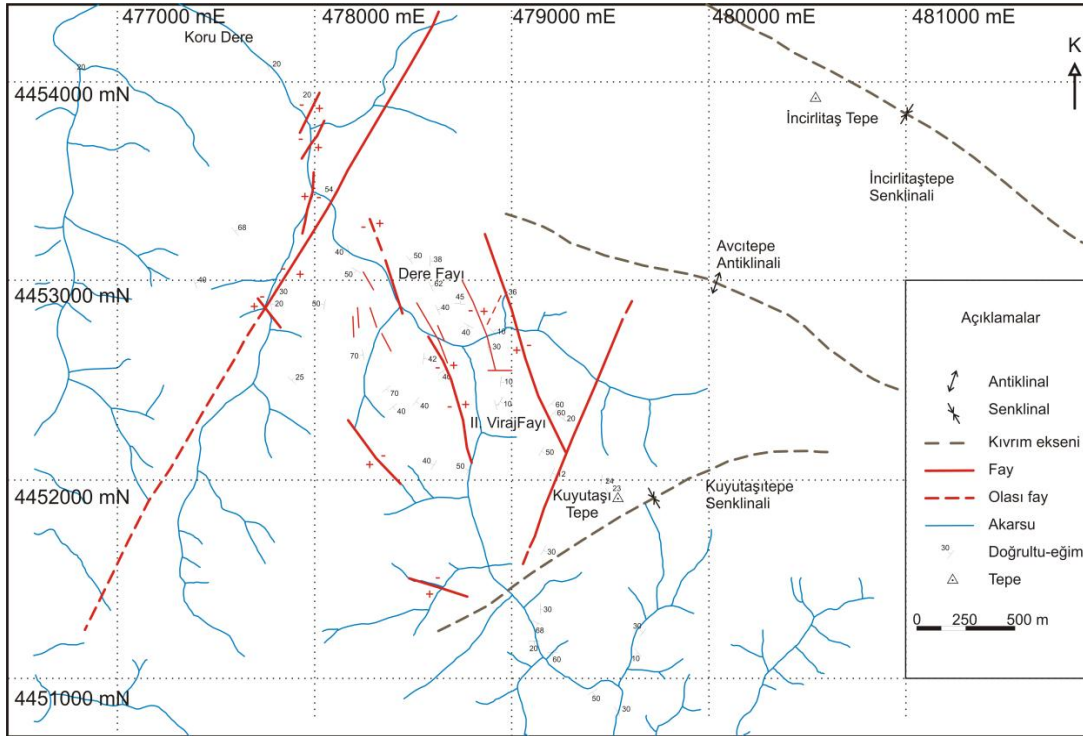
İnceleme alanının da içinde bulunduğu Türkiye'nin kuzeybatısı paleotektonik dönemde Üst Kretase'den Orta Miyosen'e kadar devam eden yaklaşık kuzey-güney yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisinde kalmıştır.

Sıkışmanın devam etmesiyle Üst Eosen-Oligosen'de geniş makaslama zonları şeklinde KB-GD doğrultulu doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Bu dönemde Biga Yarımadası ve çevresinde yaygın olarak kalkalkalen karakterli ada yayı tipi bir magmatizma gelişmiştir (Ercan vd., 1995). İnceleme alanındaki Oligosen-Alt Miyosen dönemine ait plütonik ve volkanik kayalar bu jeotektonik ortamın ürünüdürler.

Koru Bölgesi'nde gözlenen ve cevherleşmeyi etkileyen KB-GD yönlü ana faylar

bulunmaktadır. Bu faylardan “Dere Fayı” ve “II. Viraj Fayı” olarak adlandırılan her iki fayı da yüzeyden daha alt kotlarda izlemek mümkündür. Bölgedeki bu tektonizmanın Oligosen-Alt Miyosen dönemindeki makaslama zonunun etkisi ile oluşmuş olabileceği düşünülmektedir.

İnceleme alanında gözlenen büyük faylar, II. Viraj ve Dere faylarıdır (Şekil 2.27). II. Viraj Fayı, II. Viraj Ocağı galerilerinin girişinde altere olmuş riyoit lav ve piroklastikleri ile litik tüfleri ayıran K11°-14°B doğrultulu bir faydır. Bu fayın KD bloğu yükselmiş GB bloğu düşmüştür.



Şekil 2.27 : Kuru Bölgesi’nde bulunan faylar ve kıvrımlar (Yalçinkaya, 2010).

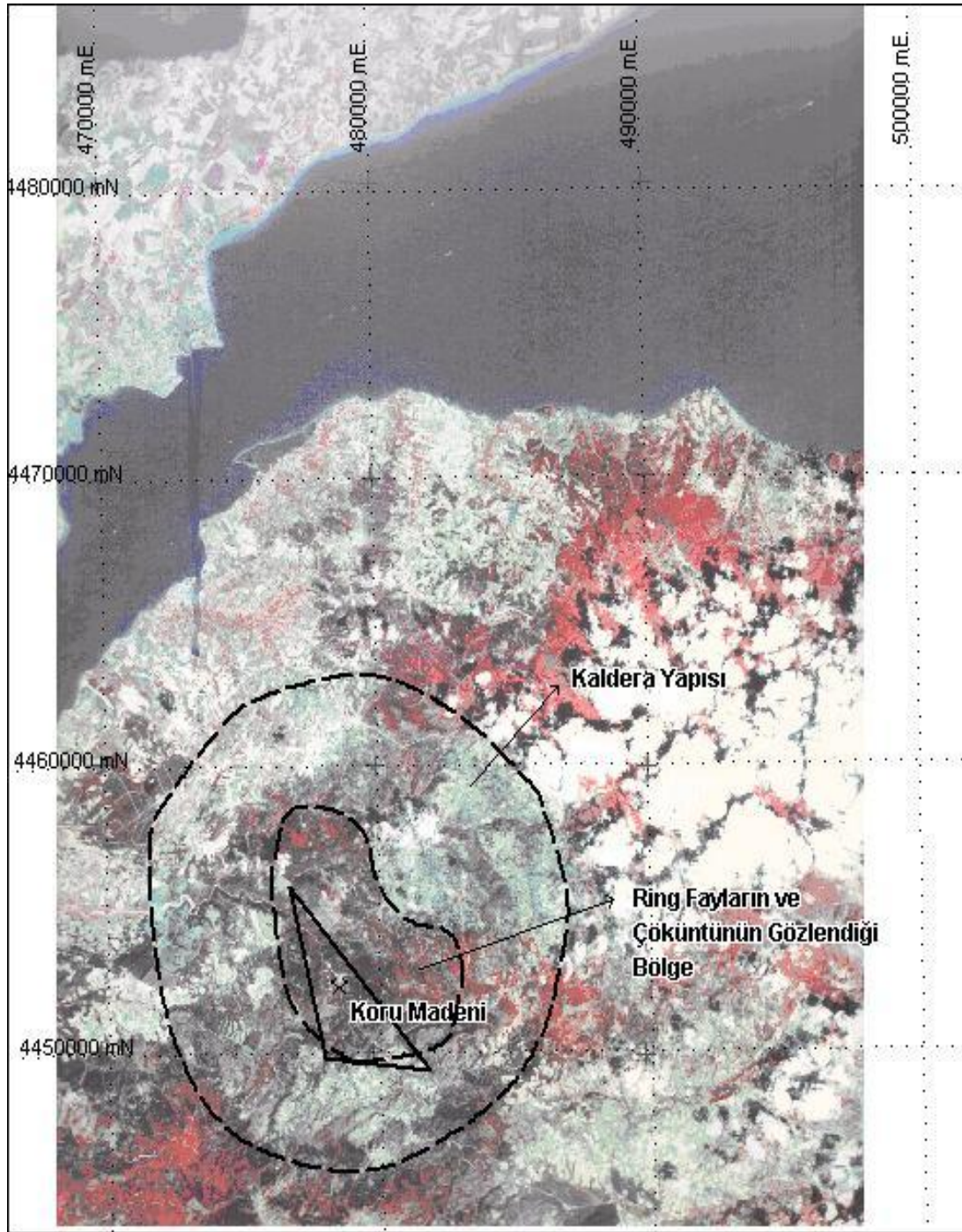
Aynı fay Tahtalıkuyu Bölgesi’nde riyoit lavı ve içindeki hidrotermal breşik cevheri de kesmektedir. İnceleme alanındaki ikinci önemli fay olan Dere fayı, Eskikışla cevherleşmelerini de sınırlamaktadır. K20°B doğrultulu ve 70° GB eğimli olan Dere fayı, Eskikışla cevherleşmesini ana kayası olan riyoit domunun doğusunda kesmektedir. Ayrıca KB-GD doğrultulu pek çok faylanma da görülmektedir (Şekil 2.27). Bu ring faylara paralel olan ana faylarının yanı sıra, bunlara göre daha ufak ve cevherleşmeyi kesen KD-GB doğrultulu radial faylar da yüzeylenmektedir. Bunlardan başlıcaları Tahtalıkuyu cevherleşmesini batıdan sınırlayan andezit daykı ve felsik tüfler arasındaki K10°D doğrultulu fay, K30°D doğrultulu Beton kuyu işletme kuyusunun hemen doğusundan geçen faydır. Eskikışla’nın yaklaşık 400 m

kuzeybatısında yüzeyleyen, riyoitik lav ve tüfler ile riyoitik tuf ve piroklastiklerini ayıran K16°D doğrultulu fay da bir diğeridir. Bu fay ile birlikte barit cevherleşmesine rastlanmaktadır. Bunun yanında Eskikışla cevherleşmelerinin yaklaşık 1 km kuzeybatısında yüzeyleyen ve andezitik daykın batısı ile riyoitik lav ve piroklastikleri ayıran K35°D doğrultulu fay, Eskikışla cevherleşmelerinin yaklaşık 800 m kuzeybatısında yüzeyleyen ve porfiritik riyoitik domunu doğudan sınırlayan K25°D doğrultulu fay da diğer önemli faylardır. İnceleme alanındaki cevherleşmelerin ana kayasını oluşturan porfiritik riyoitlerin, magmanın ring ve radial fayların kesim noktalarından çıktığını, riyoitlerdeki cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal eriyiklere yol oluşturdıkları görülmektedir (Yalçinkaya, 2010). Bu fayların, daha sonra tekrar aktif olarak cevher ve riyoitleri kestikleri düşünülmektedir. Bu nedenle, cevherleşme boyutlarının belirlenmesinde ve mevcut rezervin geliştirilmesinde arama çalışmalarına en büyük yardımcı bu faylar olmaktadır .

2.4.3 Kaldera Yapısı

İnceleme alanının uydu görüntülerinden elde edilen görüntüye bakıldığında, Kuru çapı yaklaşık 10 km. olan dairesel bir kaldera yapısının içine düşmektedir. Bölgedeki cevherleşmelerin tümü bu dairesel yapı içinde yüzeylenmektedir. Litik ve ince taneli tüflerin içine yerleştiği, Pb-Zn cevherleşmelerini içeren, porfiritik riyoitik domları bu dairesel yapının tam merkezinde yer almaktadır (Şekil 2.28). Ayrıca bölgede belirlenen birimlerin ring ve radial faylardan etkilendikleri düşünülmektedir. Bundan dolayı dairesel yapının dışında en yaşlı, merkezinde ise en genç jeolojik birimler yüzeylenmektedir. Dairesel yapının en dışındaki birimlere bakıldığında kuzeyde ve güneyde metamorfikler, merkezine doğru gidildikçe de Tersiyer volkanitleri görülmektedir.

Kuru Bölgesi'nde Eosen yaşlı volkanik birimlerden en güneydeki andezitik lav ve piroklastikler ile kuzeydeki andezitik tüfler arasında belirlenen kontak faylı olup bu fayın ring fayı olduğu düşünülmektedir.



Şekil 2.28 : Koru Bölgesi'nde çapı yaklaşık 10 km. olan kaldera yapısının uydu görüntüsü (ASTERVNIR RGB:Bands 3,2,1) (Yalçinkaya, 2010).

2.5 Maden Jeolojisi

Koru Bölgesi Pb-Zn cevherleşmeleri, inceleme alanındaki porfiritik riyalit domları ve bu riyalitlerle kontak yapan litik tüfler içerisinde görülmektedir. Cevherleşmeler hidrotermal breşik, ağsal, damar ve damarcık, çatlak dolgulu ve saçınımlı tiplerde olup, ayrıca felsik litik tüfler içerisinde damar tipi cevherleşmelere de

rastlanmaktadır.

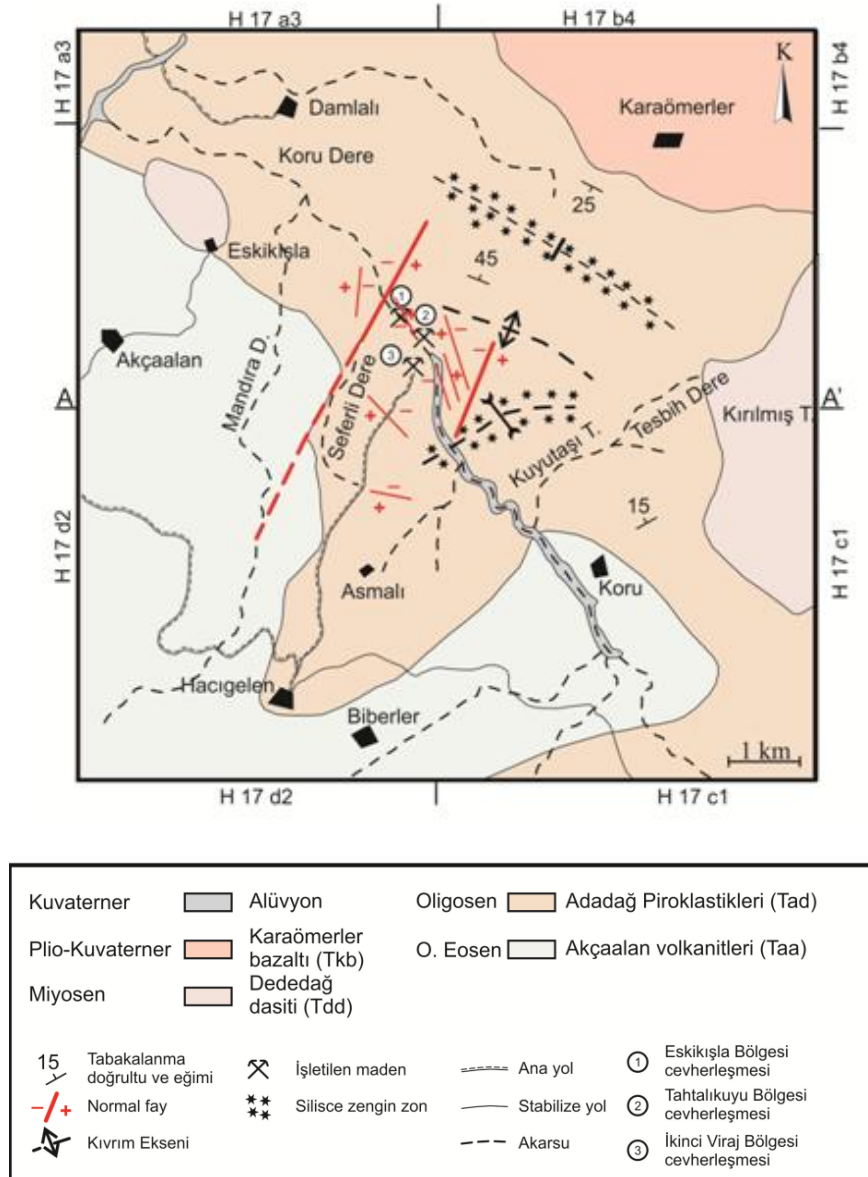
Riyolitik domlar içerisinde ve diğer birimlerle olan kontak zonlarında görülen cevherleşmeler işletme açısından oldukça ekonomiktir. Bu tip cevherleşmeler Eskikışla, Tahtalıkuyu ve II. Viraj Bölgeleri'nde görülmekte olup, geçmişten günümüze işletilmektedir. Ayrıca riyolitler içinde görülen damar tipi cevherleşmeler de işletme açısından oldukça ekonomiktir. Bu iki tip cevherleşmelerin tenörü genellikle % 8 Pb+Zn üzerinde görülmektedir. Tüfler içerisinde oluşan damar tipi cevherleşmeler ise boyutlarının küçük olması ve süreksizlikleri nedeniyle ekonomik değillerdir.

Büyük bir basınç ve sıcaklıkta yükselen hidrotermal ergiyikler, fay ve kırık sistemlerini takip ederek, riyolit domunun bacasındaki kırık ve çatlaklarda, bazen de riyolit-tüf kontağını takip ederek, hidrotermal breşik ve ornatma, ağsal, saçınımlı ve çatlak dolgulu cevherleşmeleri oluşturmuştur. Basıncı ve sıcaklığı düşen ergiyikler, bacadan sonra domun üst kısmında riyolit lavı ile tüf kontağını takip ederek riyolit lavının içindeki tüm boşluk ve çatlakları doldurmuştur. Gerek bacada gerekse riyolit lavının altında oluşan hidrotermal breşik cevherleşme birden fazla fazda oluşmuştur. Bu nedenle breşik cevherleşme içerisinde daha önce oluşmuş cevherlerin klastları, ametist, değişik silisli ve altere olmuş riyolit ve tüf klastları da görülmektedir. Cevherleşme sırasında riyolit domunda patlama olmadığı düşünülmektedir. Bu nedenle, cevher ergiyikleri riyolit domundaki tüm boşluk ve çatlakları doldurarak düzenli bir yataklanma oluşturmuştur.

3. KORU (ÇANAKKALE) BÖLGESİNDEKİ Pb-Zn CEVHERLEŞMELERİ

3.1 Giriş

İnceleme alanında Kuru Pb-Zn cevherleşmeleri, porfiritik dokulu riolit domları içerisinde ve bu riolit domları ile tüflerin kontağında gelişmiştir.

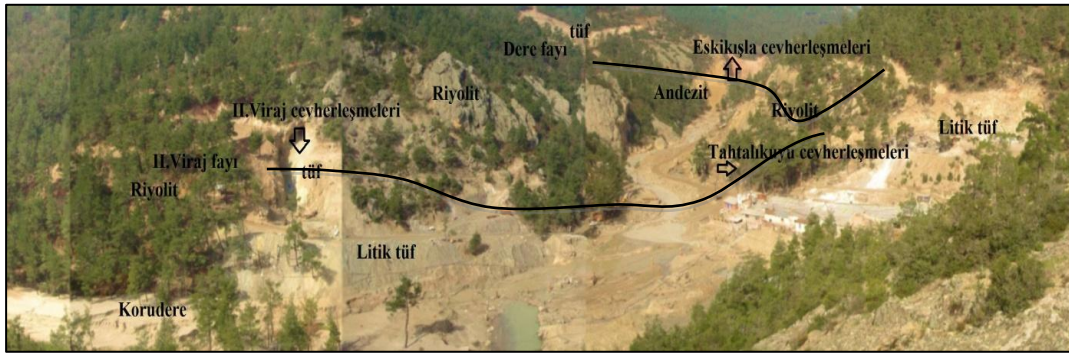


Şekil 3.1 : Kuru Bölgesi civarında bulunan cevherleşme alanları (Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj), jeolojik birimleri gösteren genel görünüm.

Bu tez kapsamında, inceleme alanında bulunan Çanakkale Madencilik A.Ş. tarafından işletilen üç adet ana cevherleşme bulunmaktadır. Bunlar, Eskikışla, Tahtalıkuyu ve II.Viraj Bölgesi cevherleşmeleridir (Şekil 3.1).

Riyolit domları içerisinde görülen cevherleşmeler çoğunlukla damar tipindedir ve işletme açısından oldukça önemlidir. Riyolitler ve bunların tüflerle olan dokanağında görülen cevherleşmeler de işletme açısından oldukça ekonomiktir. Bu iki farklı tipteki cevherleşmelerin Pb+Zn tenörü %8'in üzerindedir. Ayrıca tüfler içerisinde de küçük boyutta damar tipi cevherleşmelere rastlansa da, süreksiz olmaları nedeni ile işletme açısından ekonomik öneme sahip değillerdir.

İnceleme alanı içerisindeki üç farklı bölgedeki (Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj) cevherleşmelerin konumu ve civarının litolojisi aşağıda Şekil 3.2'de ayrıntılı olarak gösterilmiştir.



Şekil 3.2 : Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj bölgeleri cevherleşmelerinin konumu ve civarının genel görünümü.

3.2 Eskikışla Bölgesi Pb-Zn Cevherleşmeleri

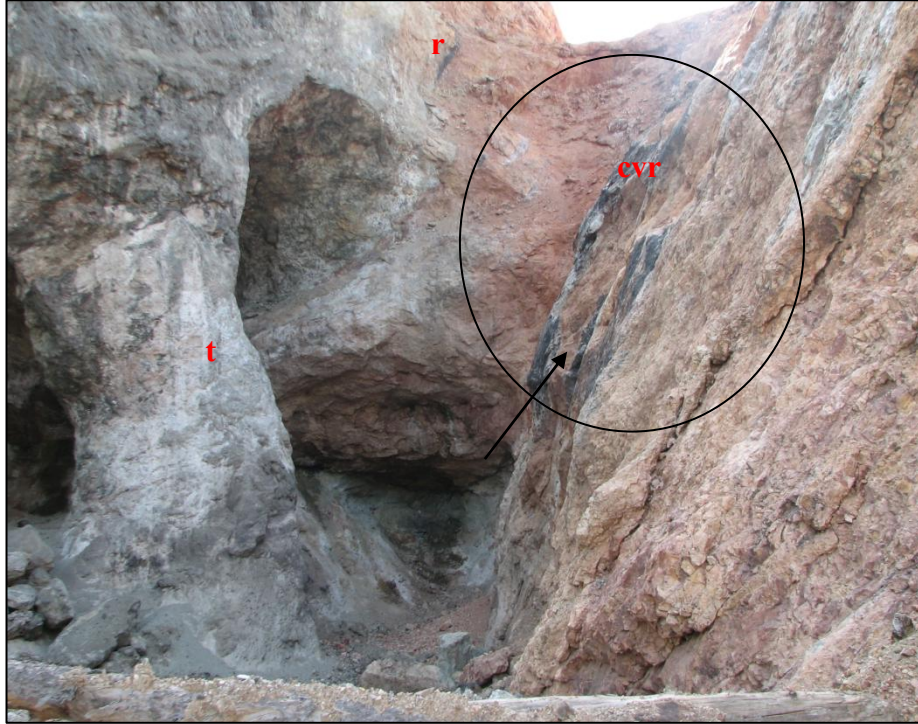
Eskikışla Bölgesi cevherleşmeleri girişi 478344 D – 4452768 K koordinatlarında, yaklaşık 160 m. kotunda yer almaktadır. Eskikışla Bölgesi cevherleşmelerinde 200 m. kotlarından 68 m. kotlarına kadar yeraltı ve yerüstü işletme çalışmaları yapılmaktadır (Şekil 3.2). Bu cevherleşmeler, porfiritik dokulu riyolit domları içerisinde ve riyolit-tüf kontağında görülebilmektedir (Şekil 3.3, Şekil 3.4).

Bu bölgede iki farklı tipte cevherleşme mevcuttur. Birincisi oda-topuk cevheri olarak isimlendirilen ve doğrultusu K62°B, eğimi 24° GB olan cevherdir. Bu cevherleşme, breş dolgusu, stockwork (ağsal) ve dissemine olarak gözlenmektedir. Breş dolgusu cevherleşmenin ortalama kalınlığı yaklaşık 3 metredir. Breşik cevherleşmenin üzerinde yaklaşık 12 metre kalınlığında stockwork oluşumları yer

almaktadır. Dissemine cevherleşmeler ise breşik cevherleşme üzerinde yaklaşık 8 metre kalınlığında yer almaktadır. Cevher parajenizi galenit ve sfalerit, gang mineralleri barit ve kuvars'dır (Şekil 3.5, Şekil 3.6).



Şekil 3.3 : Eskikışla Bölgesi'nde tüfler üzerinde görülen cevher zonu ve oda-topuk yöntemi ile cevheri alınmış galeriler.



Şekil 3.4 : Riyolit-tüf kontağında fay zonunda görülen cevher oluşumları.

Bu oda topuk cevheri, porfiritik dokulu riylolitler ile tüflerin kontak zonlarında görülmektedir. Bu cevherleşme kontak ile uyumlu bir şekilde yerle mi tir.



Şekil 3.5 : Eskiki la Bölgesi cevherleşmeleri'nde gözlenen galenit ve sfaleritler (cvt).



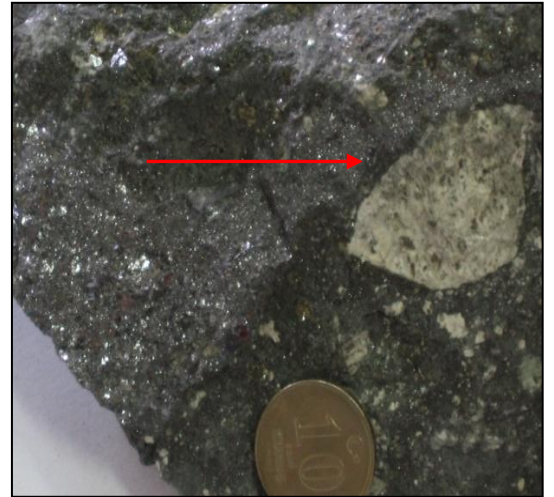
Şekil 3.6 : Eskiki la Bölgesi cevherleşmeleri, t f konta ı yan kayaç numunesi içerisindeki boşluklarda gözlenen kuvars (Q) oluşumları.

Eskiki la Bölgesi'nde doğu ve g neydo uya doğru gidildikçe görülen cevherle meler tamamen riylolit içinde geli mi  olup, yüzeyin 15-20 metre altına doğru devam etmektedir. Bu ikinci cevher, G l Damarı olarak isimlendirilmiştir. Doğrultusu K60 B, eğimi 65  GB'dır. Porfiritik riylolit

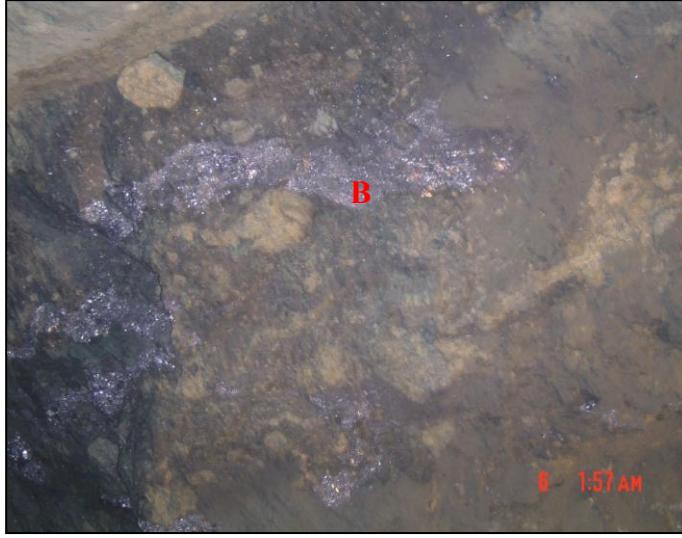
içerisinde oluşan hidrotermal breşik cevherleşme tuf kontağını da takip ederek yerleşmiştir. Bu riyolit-tuf kontağında görülen cevherleşmeler breşiktir. Yer yer de kalın-ince çatlak dolgulu, saçınımlı ve ince breşik cevherleşmeler de görülmektedir. Cevher parajenezi galenit ve sfalerit olup, gang minerali kuvarsdır (Şekil 3.7-3.8-3.9-3.10).



Şekil 3.7 : Eskikışla cevherleşmelerine ait cevher zonu.



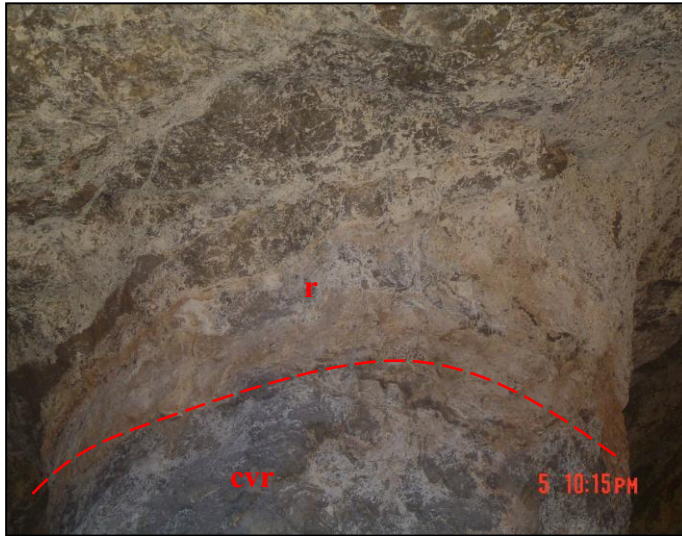
Şekil 3.8 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan tüflerin breş dolgusu olarak görüldüğü cevher örneği.



Şekil 3.9 : Riyolit lavı içerisinde oluşan breş dolgulu cevherleşme zonu (B).

Bu cevherin eğimi daha derin seviyelerde tamamen değişerek kuzeybatıya doğru dönmektedir. Ancak bu eğim değişimi ile cevherleşme ekonomikliğini kaybetmektedir.

Eskikışla Bölgesi'ndeki riyolit domu, cevherleşme oluştuktan sonra, doğuda andezitler tarafından kesilmektedir ve bu kontağa yakın yerde $K15^{\circ}B$ doğrultulu ve $74^{\circ}GB$ 'ya eğimli Dere fayı görülmektedir. Bu büyük faydan başka Eskikışla cevherleşmesini kesen birçok fay mevcuttur. Bunlardan en önemlileri, K-G doğrultulu ve $80^{\circ}B$ 'ya eğimli E1 fayı ile $K5^{\circ}B$ doğrultulu ve $80^{\circ}GB$ 'ya eğimli E2 fayıdır.



Şekil 3.10 : Eskikışla Bölgesi, topukta yer alan pembe-bejimsi riyolitler (r) ile cevher (cvr) kontağı.

3.3 Tahtalıkuyu Bölgesi Pb-Zn Cevherleşmeleri

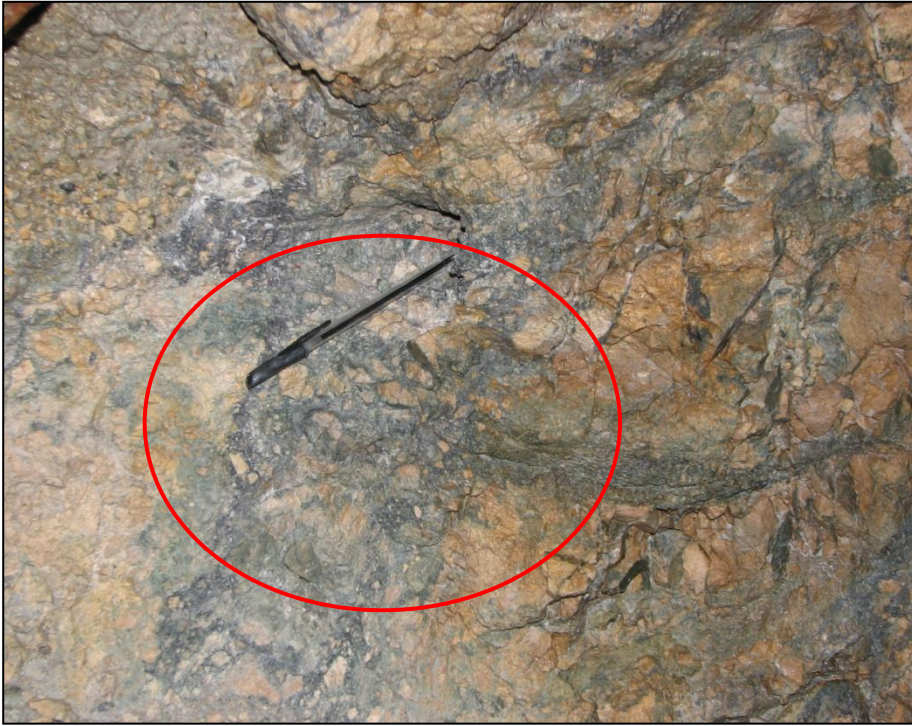
Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmeleri girişi 478568 D – 4452770 K koordinatlarında olup, 160 m. kotunda yer almaktadır (Şekil 3.11). Tahtalıkuyu Bölgesi'nde en yüksek 200 m. kotlarından 10 m. kotlarına kadar işletme çalışmaları yeraltı ve yerüstü olarak yapılmaktadır (Şekil 3.2). Tahtalıkuyu cevherleşmeleri, inceleme alanındaki en büyük cevherleşmelerdir. Bu cevherleşmeler, porfiritik dokulu riyolit domları içerisinde oluşmaktadır.

Bu bölgede iki ana cevherleşme görülmektedir. Bunlar Tahtalı Damarı ve Sulumağara cevherleşmeleridir. Tahtalı Damarı, K60°B doğrultulu ve 70°GB eğimli olup, ana cevher damarını oluşturmaktadır. Bu cevherleşmeler, kuzeybatıda K20°D doğrultulu ve 55°KB'ya eğimli bir fay ile, güneydoğuda ise K10°D doğrultulu ve 60°KB'ya eğimli bir fay ile kesilmektedir. Cevherleşmelerin kuzeybatısında andezitlere, güneydoğu ve doğusunda ise ince-orta tabakalı litik tüflerle aralanmalı olarak ince taneli tüflere rastlanmaktadır. Tahtalıkuyu Bölgesi'nde hidrotermal eriyiklerin riyolit domundan yükselirken oluşturduğu cevherleşmeler, çoğunlukla breşik, yer yer masif ve dissemine olarak görülmektedir. Riyolitler içerisinde, üst kotlarda hidrotermal breşik, galenit, sfalerit ve barit içeren cevherleşme oluşmaktadır.



Şekil 3.11 : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerine ait galeri girişinde riyolit-tüf kontağının görünümü.

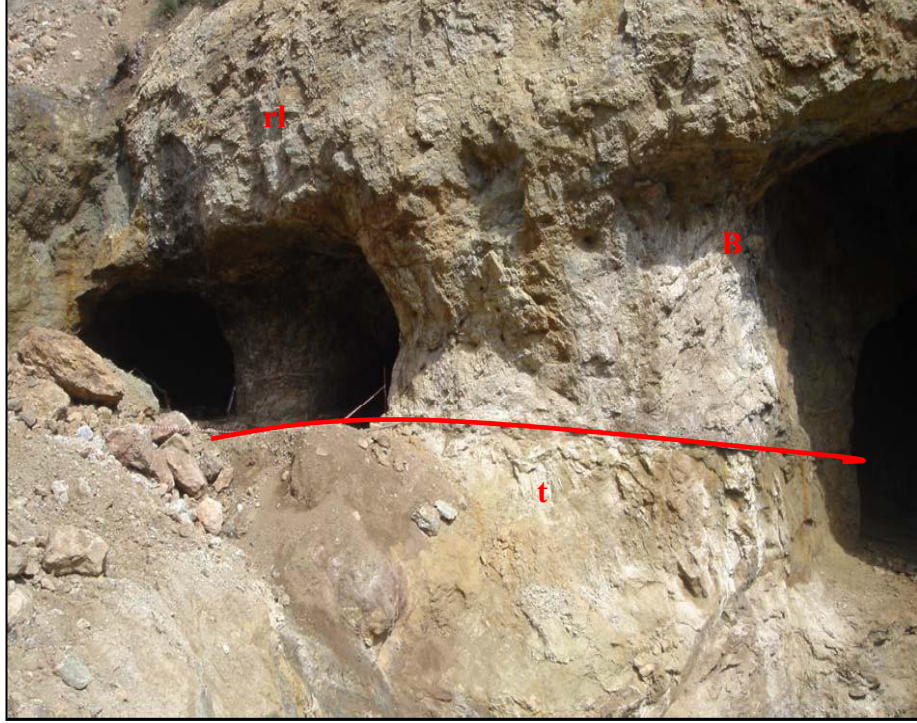
Üst seviyelerde stockwork (ağsal), alt seviyelerde ise damar olmak üzere iki farklı tipte cevherleşme görülmektedir. Stockwork tipi cevherleşmeler aglomeratik kayaç parçaları ve piroklastik breşler arasındaki boşluklarda ince damar ve damarcıklar şeklinde gelişmiştir (Şekil 3.12). Tahtalı Damarı, cevher parajenezleri galenit ve sfalerit, gang parajenezleri ise kuvars ve yer yer barit olarak bulunmaktadır. Damar tipi cevherleşmelere fay hatları boyunca rastlanmaktadır. Stockwork tipi cevher damarlarının kalınlıkları ince iken; damar tipi cevherin kalınlığı 20 cm ile 5 m arasında değişmektedir. Cevher damarı yer yer KD–GB doğrultulu normal faylarla kesilmektedir.



Şekil 3.12 : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerinde görülen breşik yapı.

Tahtalıkuyu Bölgesi'ndeki ikinci cevher damarı olan Sulumağara Cevheri, doğu ve güneydoğuda, K20°B doğrultulu 70°GB'ya eğimlidir. Cevherleşme tüfler içerisinde çoğunlukla masif damarcık, yer yer breşik ve stockwork şeklinde görülmektedir. Cevher parajenezleri galenit, sfalerit, az miktarda kalkopirit, gang parajenezleri ise çoğunlukla barit ve kuvars, yer yer de ametistlere rastlanmaktadır. Bu cevher damarı inceleme alanındaki en yüksek tenörde işletilen masif cevher damarı olup, 50 m. uzunluğunda ve 3 m. kalınlığındadır.

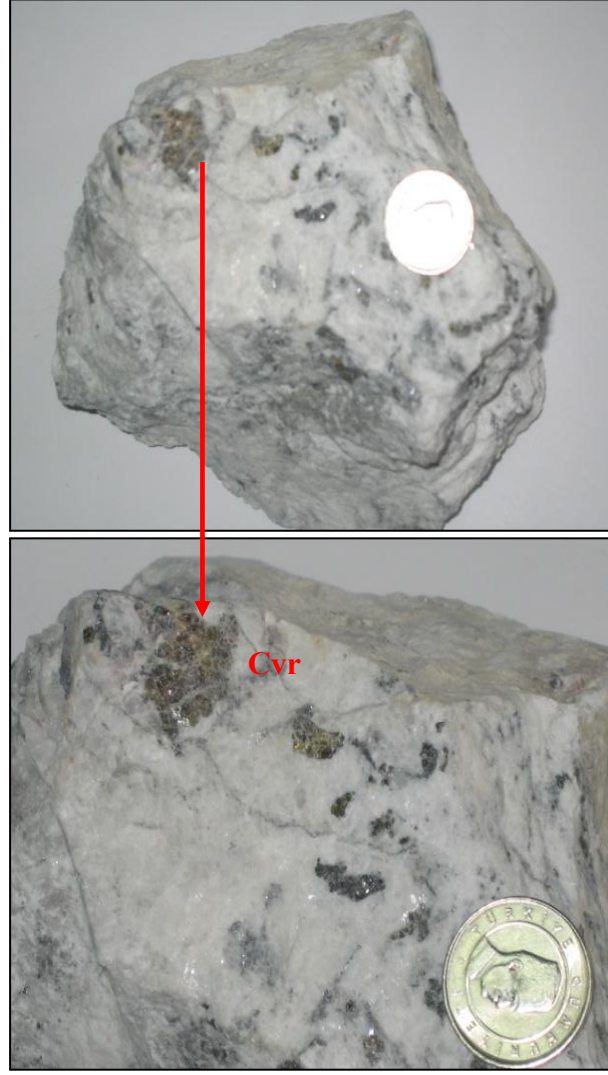
Tahtalıkuyu cevherleşmesi riylolit domunun tüflerin içersine yerleşmesinden sonra oluşmaktadır (Şekil 3.13). Tüfler içersinde genellikle silisleşme ve breşleşmeye rastlanmaktadır.



Şekil 3.13 : Tahtalıkuyu yatağında riylolit lavının (rl) altında oluşan breşik cevher oluşumu (B) ve cevherin altındaki tüfün (t) arazi görünümü.

Tahtalıkuyu cevheri ile Sulumağara cevheri arasında farklar görölmektedir. Tahtalıkuyu cevheri genellikle breşiktir. Breşik cevherli zonlar içinde ise yer yer masif cevherlere de rastlanmaktadır. Tahtalıkuyu cevheri galenit, sfalerit ve barit içermektedir. Alt kotlara gidildikçe saçınımlı olarak kalkopirit de görölmektedir. Sulumağara cevheri genellikle masiftir. Üst kotlara gidildikçe cevherleşmeler stokwork olarak da gözlenmektedir. Sulumağara cevheri içersinde düşük tenörlü ve breşik zonlar da bulunmaktadır. Cevher içersinde galenit, sfalerit, saçınımlı olarak kalkopirit, pirit ve bunun yanında yoğun olarak barit ve ametistlere de rastlanmaktadır (Şekil 3.14).

Tahtalıkuyu Bölgesi'ndeki riylolit domunun kuzeydoğusu, K40⁰B doğrultulu 75° KD'ya eğimli II. Viraj fayı ile yükselmiştir. Bu fayın doğusunda litik tüfler, güneyinde ise andezit daykı yüzeylenmektedir. Cevherleşmeler, bu fay ile birlikte görülen andezit daykı tarafından kesilmektedir.



Şekil 3.14 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan el örneğindeki barit oluşumları içerisinde görülen cevher (cvr) mineralleri.

3.4 II. Viraj Bölgesi Pb-Zn Cevherleşmeleri

II. Viraj Bölgesi cevherleşmeleri, Tahtalıkuyu ve Eskikışla Bölgesi cevherleşmelerine göre daha küçüktür. Girişi 478733 D – 4452465 K koordinatlarında olup, 180 m. kotunda yer almaktadır (Şekil 3.2). Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerinden Sulumağara cevherinin bulunduğu yerden 128 m. kotunda güneye doğru gidildiğinde, II. Viraj Bölgesi cevherleşmeleri ile Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmeleri birleşmektedir.

II. Viraj Bölgesi cevherleşmeleri, litik tüfler ile porfiritik dokulu riyalitlerin kontağında oluşmuştur (Şekil 3.15). Cevherleşmeler genellikle breşik yapıya sahiptir ve K40°D doğrultulu 60°GD'ya eğimlidir. Cevherleşmelerin ince dokulu yer yer

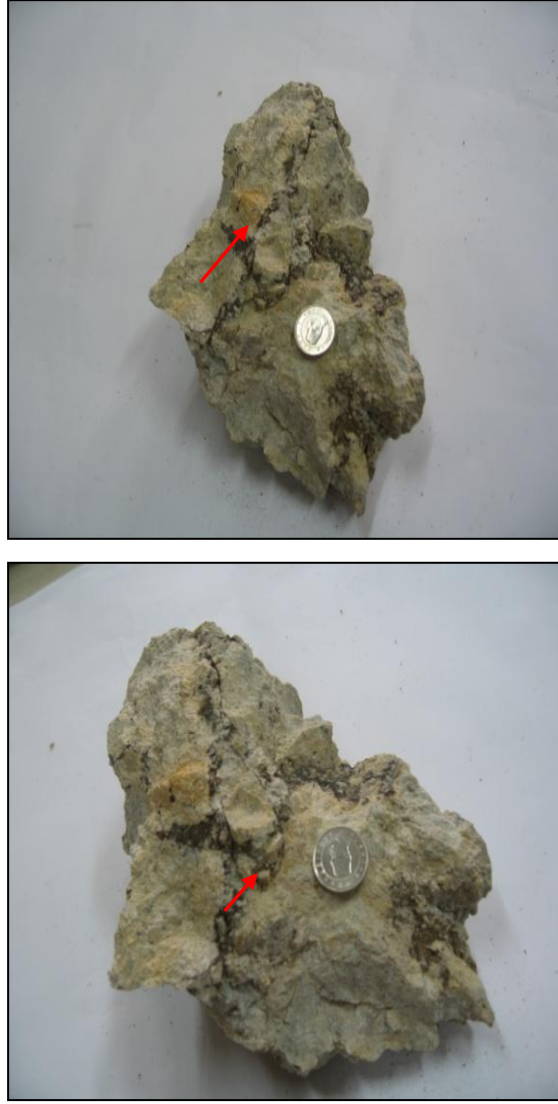
breşik olmasının yanı sıra, masif görümlü yer yer akıntı yapılı olduğu da görülmektedir (Şekil 3.17). Hidrotermal breşik ve ornatma tipi cevherleşmeler galenit, sfalerit ve az oranda barit ve kuvars içermektedir. Masif cevherleşmelere ise az oranda rastlanmaktadır. II. Viraj Bölgesi cevherleşmeleri girişinde K25°B doğrultulu ve 70° KD'ya eğimli II. Viraj Fayı ile kesilmiştir (Şekil 3.16).



Şekil 3.15 : II. Viraj Bölgesi'ndeki riyoalit lavının (r) altında oluşan breşik cevher yapısı (Bc) ve ince taneli, yer yer içerisinde çatlak dolgulu ve saçınlı galenit görülen ince taneli tuf (t).



Şekil 3.16 : II. Viraj Bölgesi Girişi ve II. Viraj Fayı.



Şekil 3.17 : II.Viraj Bölgesi, litik tüfün içerisindeki akıntı yapısına sahip cevher oluşumu.

Bu cevherleşmelerin KB'sında riyoalit lavların altında yaklaşık 1 m kalınlığında barit cevherleşmesine rastlanmaktadır.

Koru Bölgesi içerisinde yer alan Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj cevherleşmelerinin içerdiği kayaç türü, yan kayaç türü, cevher morfolojisi, cevher parajenezi, gang mineralleri, doğrultu ve eğimleri ayrıntılı olarak aşağıdaki Çizelge 3.1'de verilmektedir.

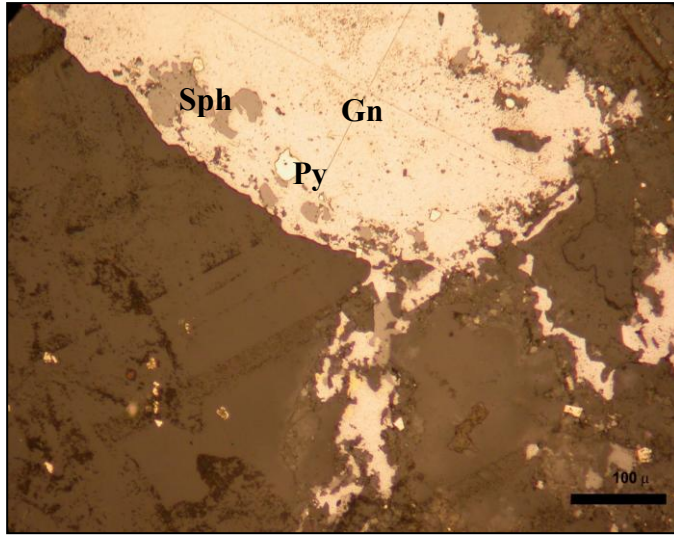
Çizelge 3.1: Kuru Bölgesi'ndeki cevher oluşumlarının genel özelliklerini içeren çizelge.

Kuru Bölgesi'ndeki cevherleşmeler	Cevherleşme İçeren Kayaç	Yan Kayaç	Cevher Morfoloji	Cevher Parajenez	Gang Mineral	Doğrultu	Eğim
Eskikışla Cevherleşmeleri							
Oda-Topuk Cevheri	Tabanda riyolit-tüf kontağı, üst kotlara doğru riyolit	Tüf Riyolit	Breşik, stockwork, disemine	Galenit, Sfalerit	Barit, Kuvars	K60-65°B	20-30° GB
Gül Damarı (115 - 83 m.)	Riyolit, Riyolit-Tüf Kontaklı	Tüf	masif, breşik	Galenit, Sfalerit	Kuvars	K60-65°B	60-70° GB
Gül Damarı (83 - 55 m.)	Riyolit-tüf kontağı, riyolit	Tüf	Breşik, az oranda masif	Galenit, Sfalerit	Kuvars	K70°B	65° KD
Tahtalıkuyu Cevherleşmeleri							
Tahtalı Damarı	Riyolit	Tüf, Andezit	breşik, yer yer masif ve disemine	Galenit, Sfalerit	Kuvars ,yer yer barit	K65°B	60-70° GB
Sulumağara	Tüf	Tüf	masif, yer yer breşik ve stockwork (ağsal)	Galenit, Sfalerit az miktarda kalkopirit, malakit	barit ve kuvars, yer yer ametist	K20°B	70-75° GB
II.Viraj Cevherleşmeleri							
	Riyolit-tüf kontağı	Tüf	Breşik, stockwork (ağsal)	Galenit, Sfalerit, az miktarda malakit	Barit, Kuvars	K45°D	56° GD

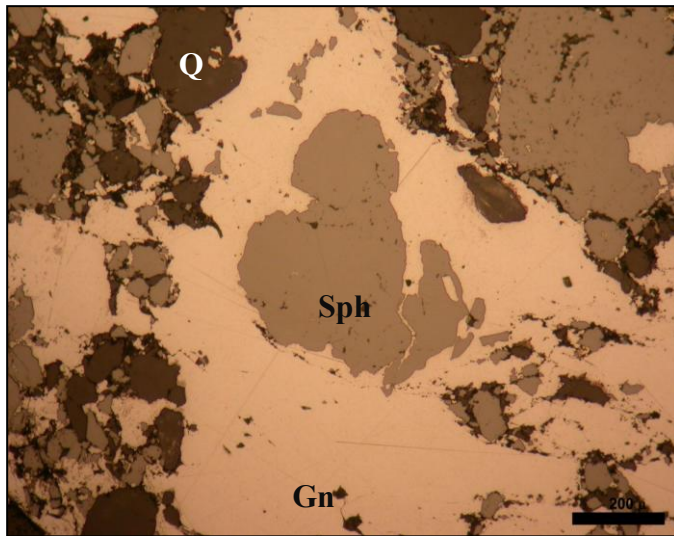
3.5 Cevher Mikroskobisi İncelemeleri

İnceleme alanındaki Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerinden derlenen örneklerde, cevher mikroskobisi çalışmaları, İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Doç. Dr. Emin Çiftçi ile birlikte yürütülmüştür. Parlak kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucunda, cevher mineralleri olarak sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, markazit, kovellin, kalkosin, gang mineralleri olarak kuvars ve barit başta olmak üzere kalsit gözlenmiştir. İncelemelerde özellikle galenit, sfalerit ve piritlerde iki evreli cevherleşme oluşumu varlığı dikkati çekmektedir. Bu durum cevherleşme sırasında meydana gelen tektonik bir olayla izah edilebilmektedir.

Sfalerit : Parlak kesitlerde en çok izlenen cevher mineralidir. Genelde galenit ve piritlerin yerini almış olarak gözlenmektedir. Sfaleriler, yer yer galenit damarlarıyla kesilmektedir. İçlerinde zonlu büyüme boyunca veya rasgele gelişmiş kalkopirit ve pirit mineral kapanımları içermektedir. Sfaleritlerin dış kenarlarında silisli kayaç mineralleri tarafından oluşturulan kemirme dokusu gözlenmektedir. Galenit mineralleri tarafından ornatıldığı da görülmektedir (Şekil 3.18; 3.19). Sfaleritler içerisinde görülen zonlu kalkopirit mineral kapanımları her iki mineralin birlikte geliştiğini göstermektedir. Bu birlikteğin görülmesi, cevher taşıyan çözeltilerin sıcaklığının yaklaşık 350 °C olduğunu göstermektedir.

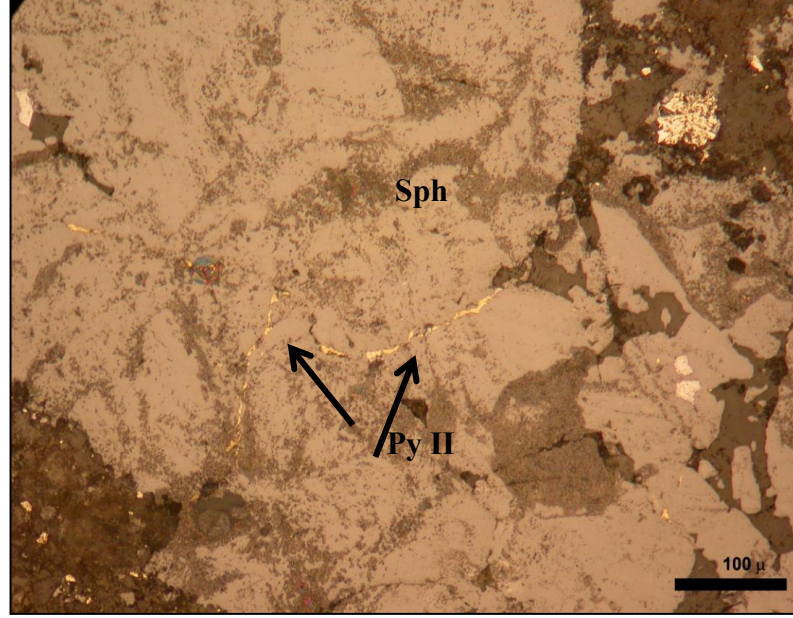


Şekil 3.18 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T41 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfalerit ve piriti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Py: Pirit).

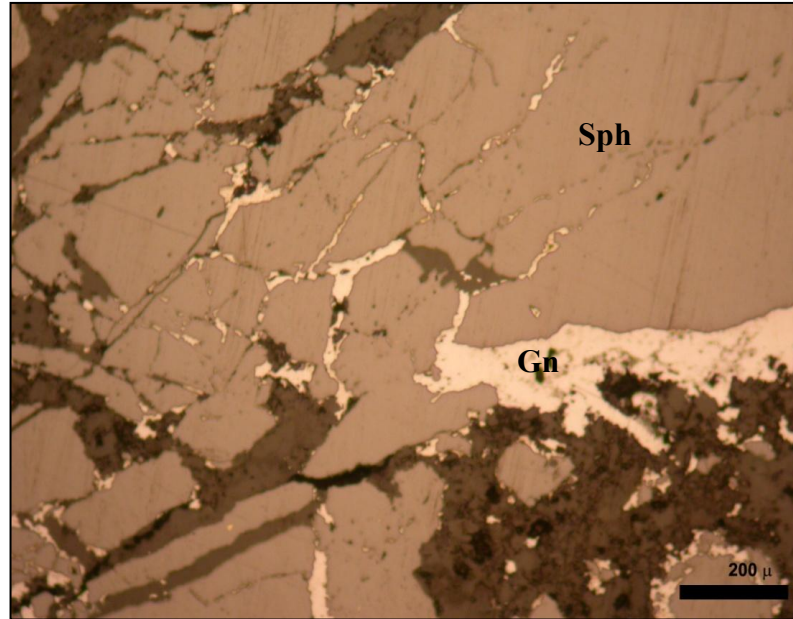


Şekil 3.19 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E29 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfaleriti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q:Kuars).

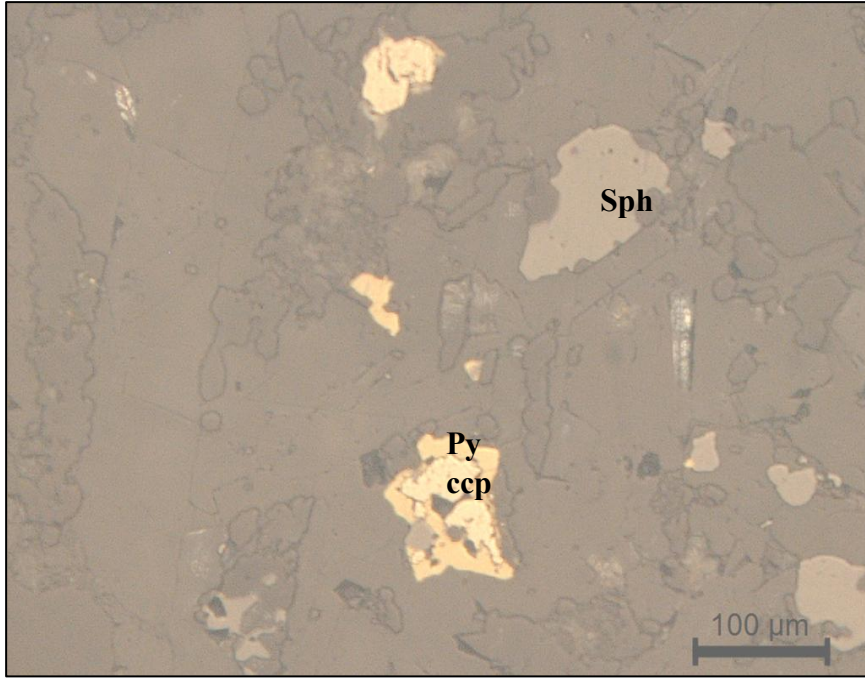
Sfalerit minerallerindeki çatlakların geç evrede oluşmuş piritler ve galenitler tarafından doldurulduğu izlenmektedir (Şekil 3.20; 3.21). Silikat matriks içerisinde pirit ile birlikte bulunan saçınımlı (dissemine) sfaleritler bu silisli matriks tarafından ornatılmaktadır (Şekil 3.22; 3.23). Bundan farklı olarak damar şeklinde de oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.24).



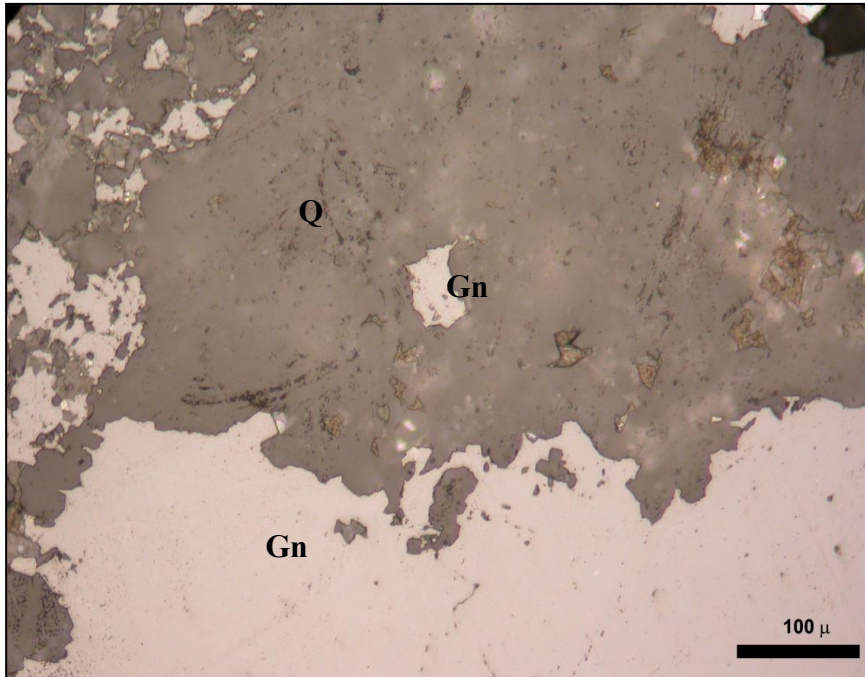
Şekil 3.20 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T41 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içinde geç evre pirit damarcıkları; (Sph: Sfalerit, Py II: geç evre Pirit).



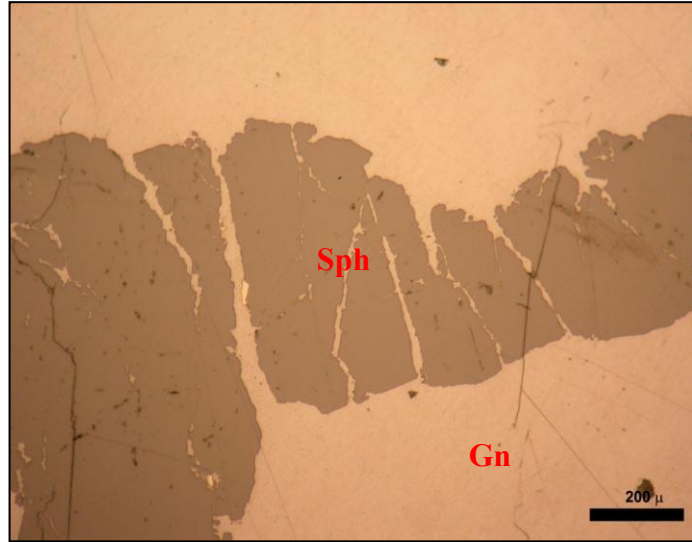
Şekil 3.21 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E16 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içindeki çatlakların geç evre galenit tarafından doldurulması, ((Gn: Galenit, Sph: Sfalerit)).



Şekil 3.22 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T49 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit ve kalkopiritlerin saçınım halinde silikat matriks içerisinde görülmesi, (Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Ccp:Kalkopirit)).

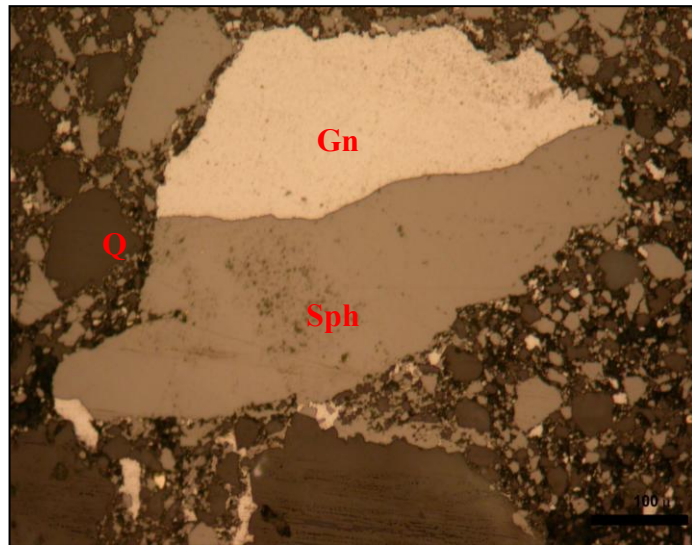


Şekil 3.23 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E24 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin silis matriksi (kuvars) tarafından ornatılması, Q:Kuars, Gn: Galenit)).

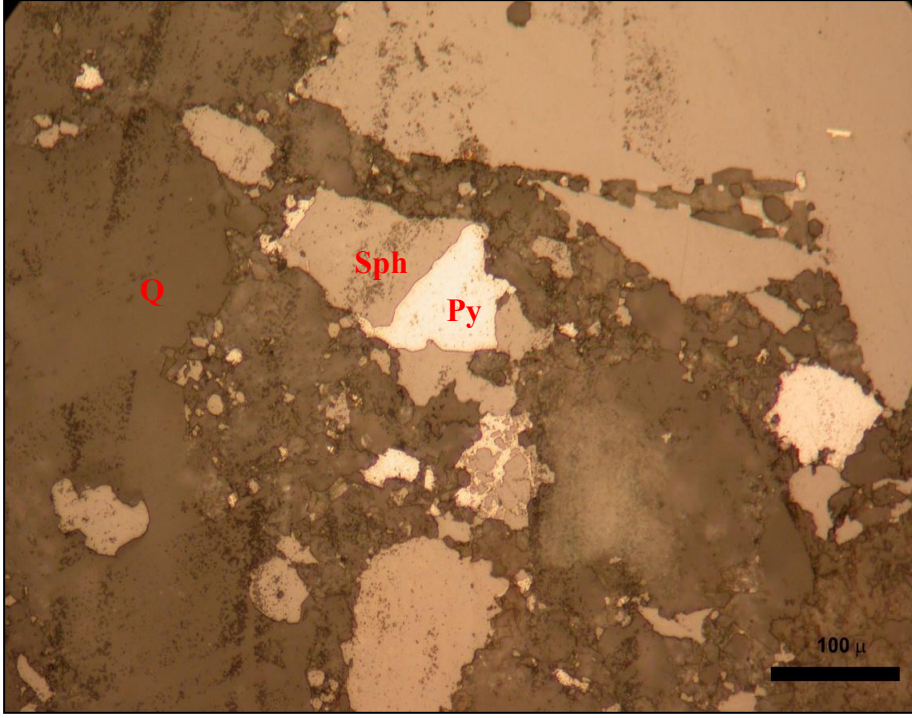


Şekil 3.24 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T47 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfaleritin galenit tarafından ornatılması; Gn: Galenit, Sph:Sfalerit).

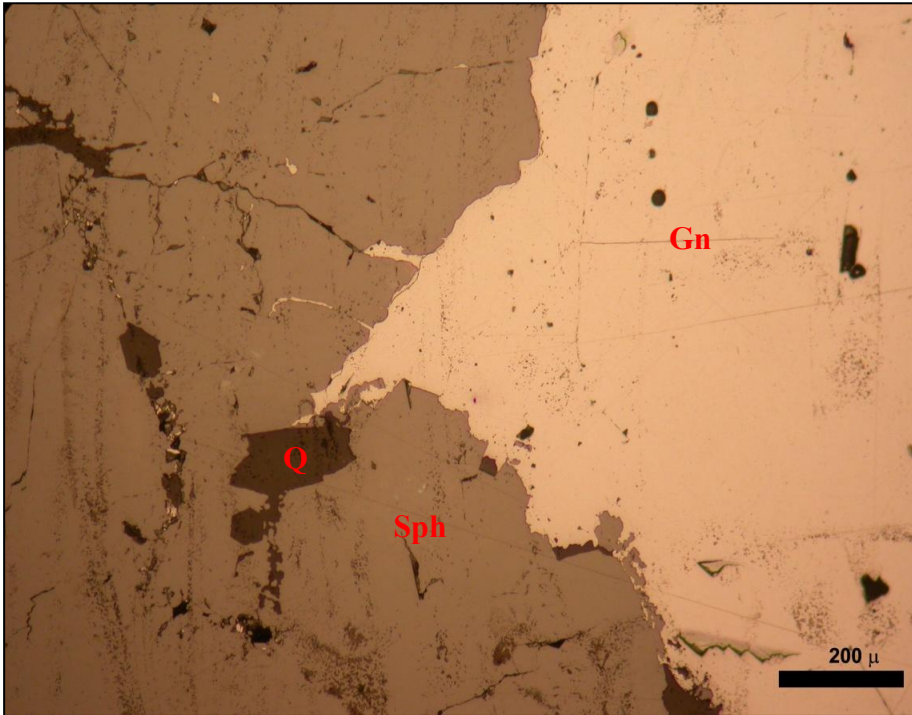
Galenit: Sfaleritten sonra en yaygın ikinci cevher mineralidir. Özşekilli, yarıözşekilli ve özşekilsiz birbirleri ile kenetli kristaller halinde görülmektedir. Boyutları mikrondan birkaç cm'ye kadar değişmektedir. Üç yöndeki dilinimleri çok belirgindir. Yüzeyleri zaman zaman kirlidir. Galenit cevherleşmede yaygın olarak izlenmekte ve kuvarsları damar şeklinde kestiği gözlenmektedir. Sfalerit ile eş zamanlı olduğu görülen galenitler mevcuttur (Şekil 3.25). Galenitin zaman zaman da sfalerit mineralini ornattığı görülmektedir (Şekil 3.26; 3.27; 3.28). Galenit mineralinin sfalerit ve kalkopirit mineralini ornattığı da izlenmektedir (Şekil 3.29).



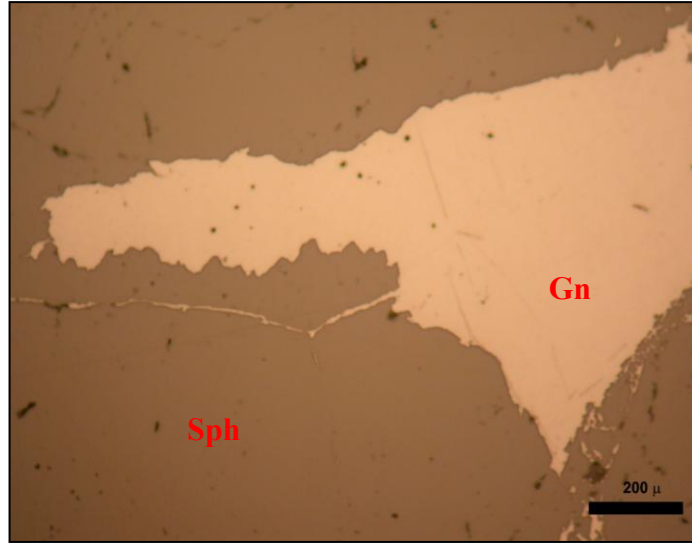
Şekil 3.25 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E31 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenit ile sfaleritin eş zamanlı oluştuğunu gösteren ortak sınır oluşumu; Q: Kuvars, Gn:Galenit, Sph: Sfalerit).



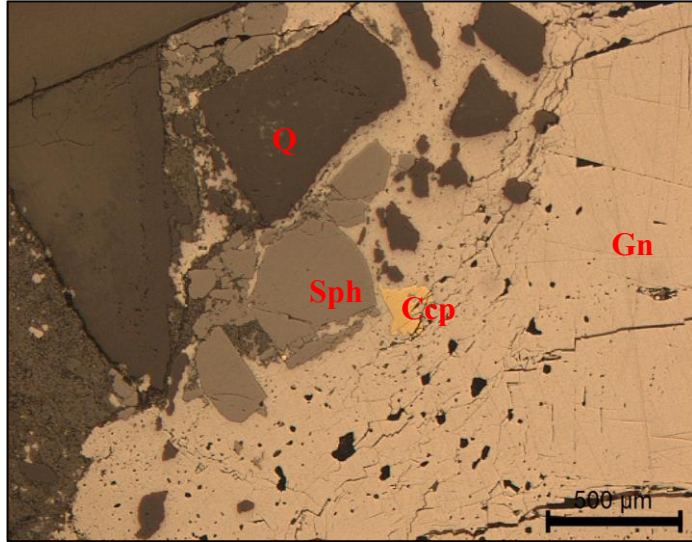
Şekil 3.26 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E24 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit ve pirit ilişkisi: Sfaleritin piriti kısmen ornatması; Sph:Sfalerit, Py: Pirit, Q:Kuars).



Şekil 3.27 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E20 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfaleriti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q: Kuvars).



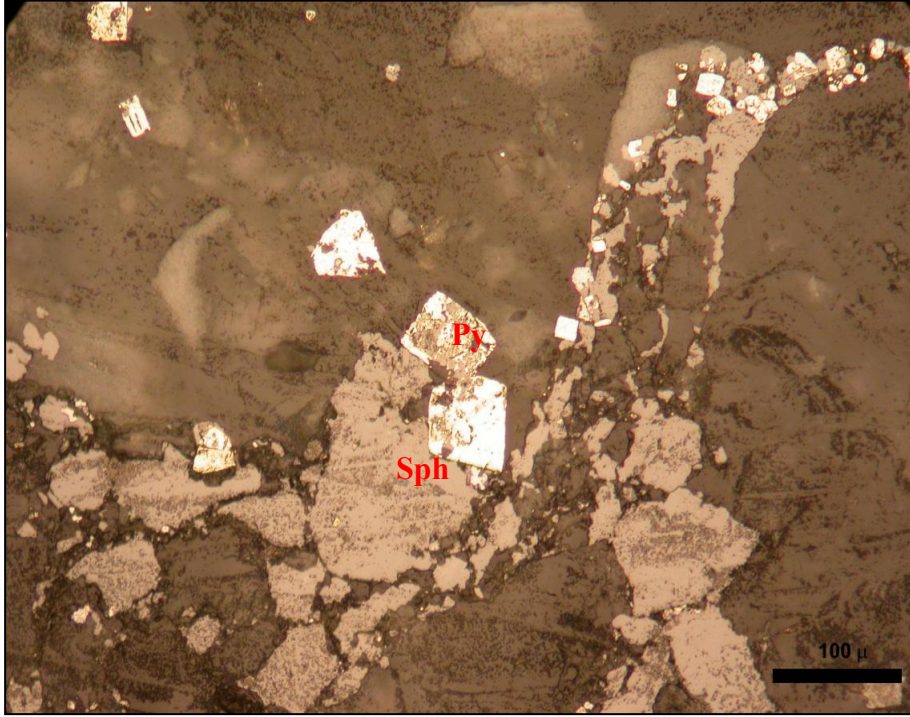
Şekil 3.28 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T47 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfaleritin galeniti ornatması; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit).



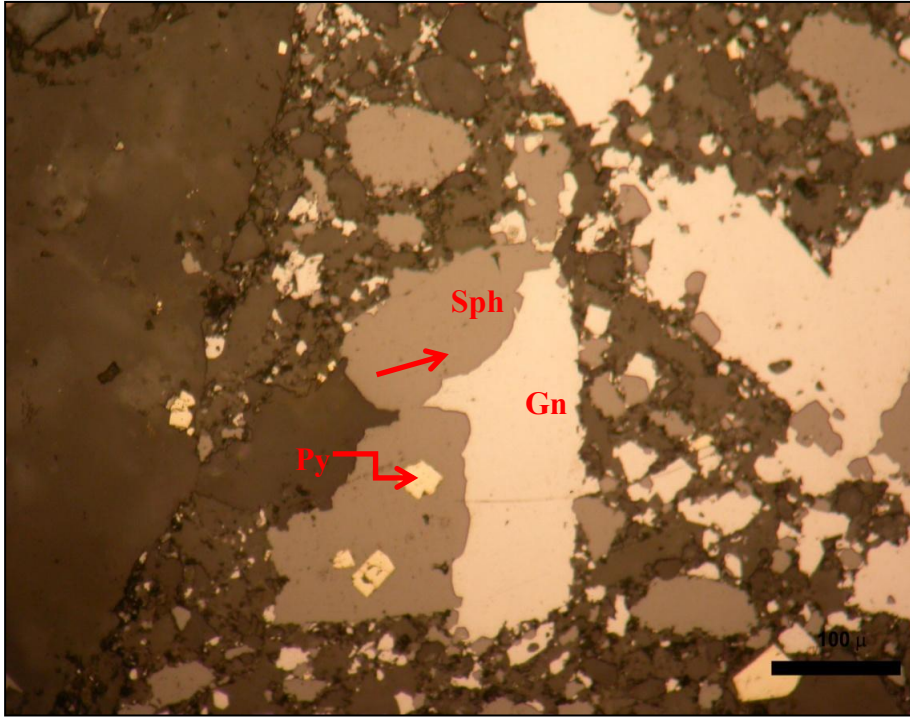
Şekil 3.29 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T38 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenitin sfalerit ve kalkopiriti ornatması; Gn:Galenit, Sph:Sfalerit, Ccp:Kalkopirit, Q:Kuvars).

Pirit: Geniş bir ısı aralığında olduğundan cevherleşmenin her aşamasında gözlenmektedir. Cevher mikroskobisi çalışmalarına göre, iki fazda olduğu izlenmektedir (Şekil 3.41). Sfalerit mineralinin çatlakları boyunca görülen piritler yer yer oksitlenmişlerdir. Galenit mineralinin içinde ise saçınımlar halinde gözlenmektedir. Otomorf (özşekilli) piritlerin sfalerit tarafından ornatıldığı da görülmektedir (Şekil 3.30). Pirit-Galenit-Sfalerit minerallerinin birlikteliği izlenmektedir (Şekil 3.31). Birden fazla evrede oluşmuş, 1-2 mikrondan 50-60 mikrona kadar değişen boyutta bulunan dissemine piritler ve boşlukların sfalerit

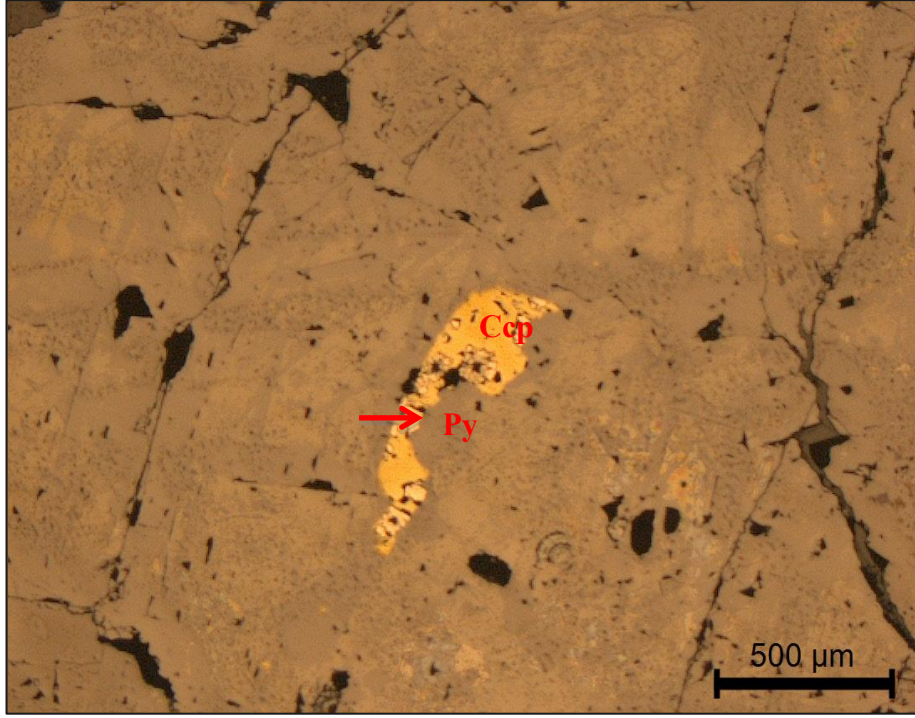
tarafından doldurulduğu gör÷lmektedir (Şekil 3.32). Bu piritler kümelenmiş halde de gör÷lebilmektedir (Şekil 3.33; 3.34; 3.35; 3.36).



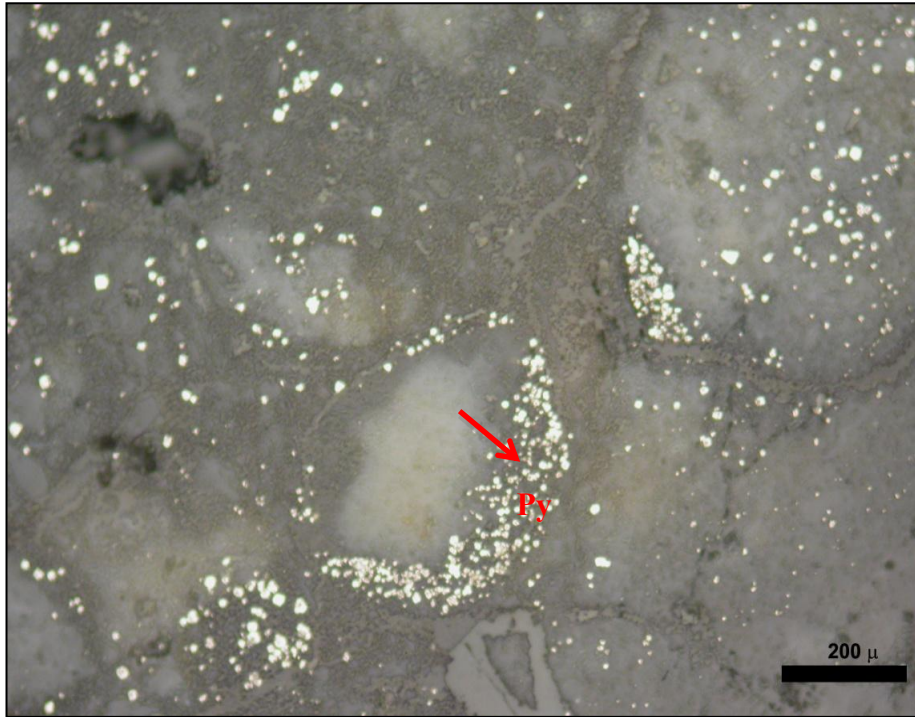
Şekil 3.30 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E24 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Özşekilli piritlerin sfalerit tarafından ornatılması; Sph: Sfalerit, Py:Pirit).



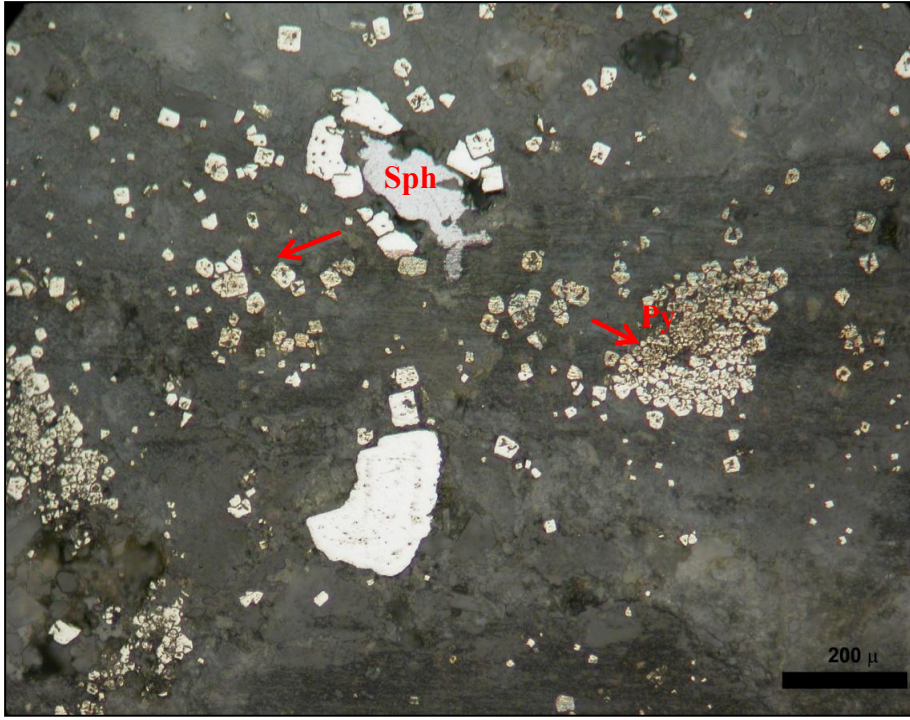
Şekil 3.31 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T45 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü Pirit-galenit-sfalerit ilişkisi : Galenitin sfalerit tarafından ornatılması; sfaleritin erken oluşan öhedral piritleri içermesi; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Py: Pirit.



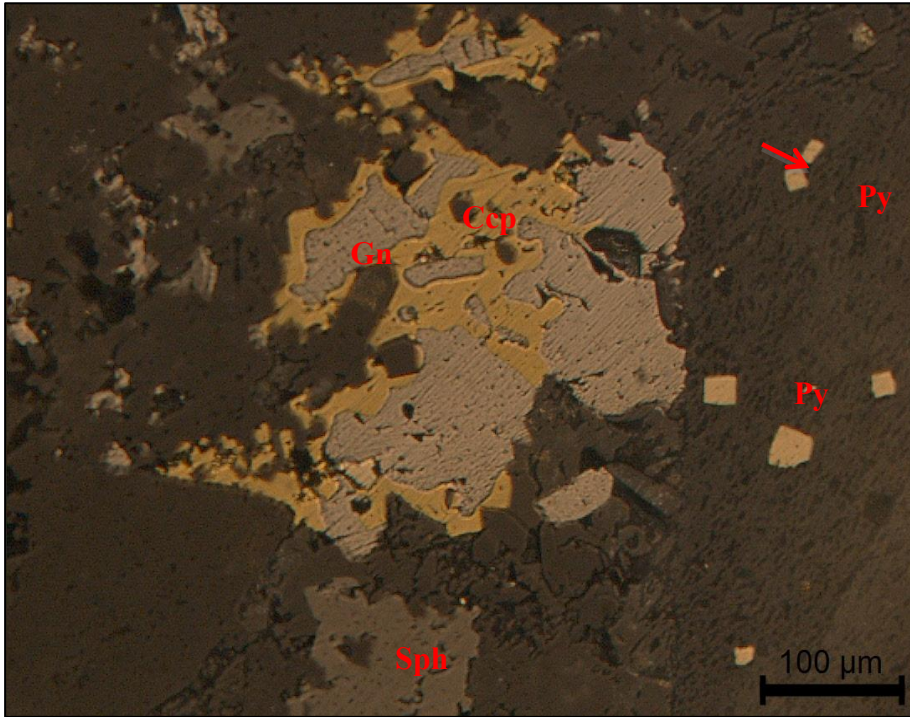
Şekil 3.32 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T43 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içerisinde pirit ve kalkopirit kapanımları; Py: Pirit, Ccp: Kalkopirit).



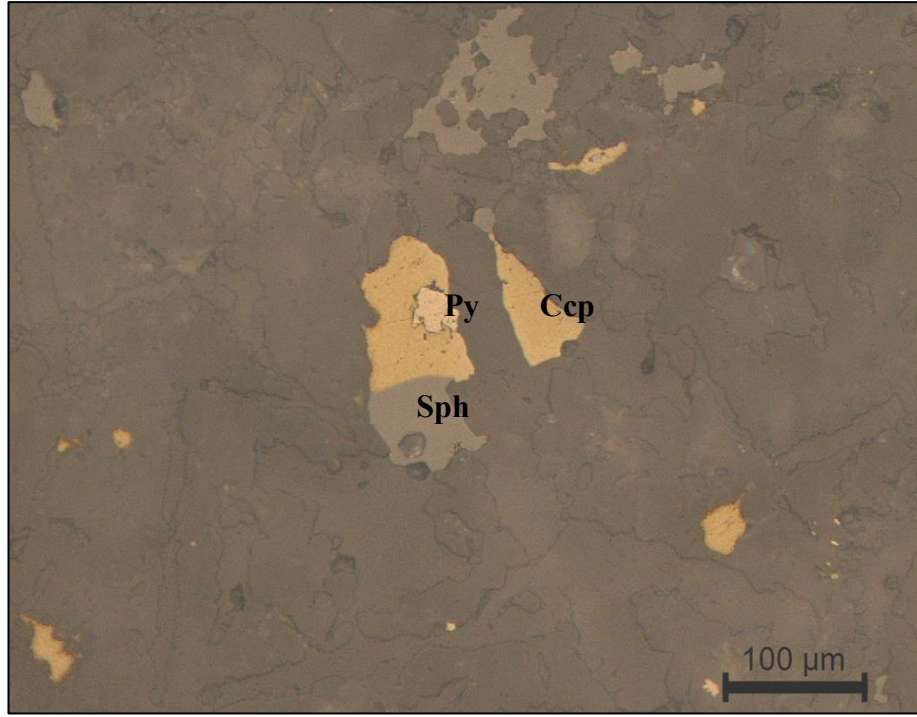
Şekil 3.33 : II.Viraj Bölgesi'nden alınan I52 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Pirit kristallerinin kümeleşmiş hali; silis matriks içerisinde pirit kümeleşmesi, Py: Pirit).



Şekil 3.34 : II.Viraj Bölgesi'nden alınan I52 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (İri kristalleri ve küçük pirit kristallerinin kümeleşmesi; Py: Pirit, Sph: Sfalerit).



Şekil 3.35 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T45 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Geç evre kalkopiritin galeniti ornatması; Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Gn: Galenit, Ccp: Kalkopirit).

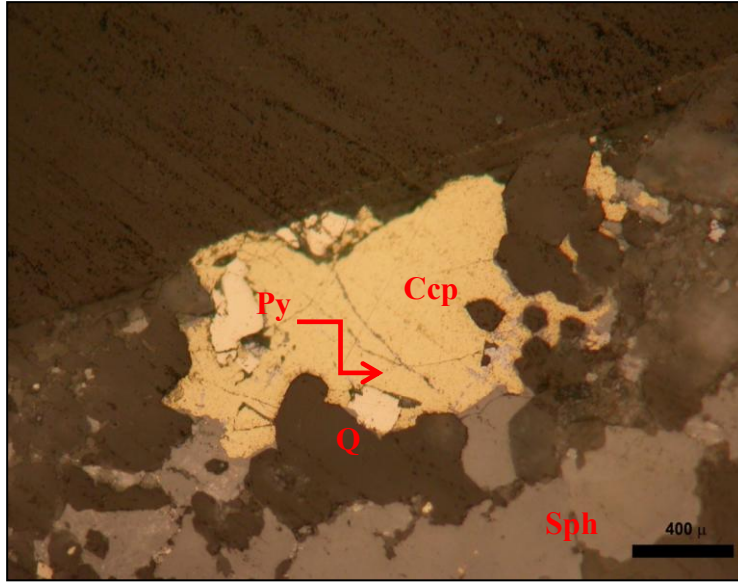


Şekil 3.36 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T49 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Erken oluşumlu pirit ile eş oluşumlu sfalerit ve kalkopiritlerin görünümü (Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Ccp: Kalkopirit).

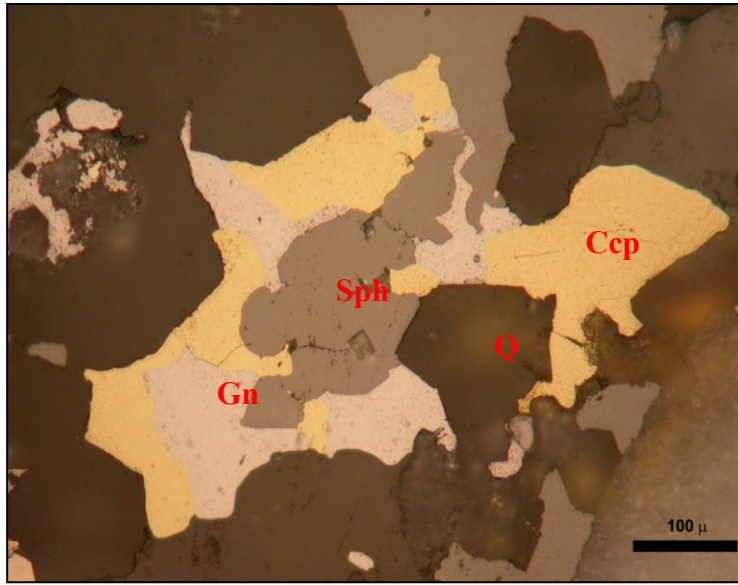
Kalkopirit: Hemen hemen tüm kesitlerde görülmesine karşın alt kotlardan alınan örneklerde diğer bakır mineralleri (kovellin, kalkozin, bornit) ile beraber gözlenmektedir. Bu mineraller kalkopiritlerin bozduğu göstermektedir. Birden fazla evrede olduğu izlenen kalkopiritler, sfaleritler içinde kapanım olarak görülmektedir. İçerisinde özşekli piritler kapanım şeklindedir (Şekil 3.37). Kalkopirit-Galenit-Sfalerit-Kuvars kristal birlikteliği görülmektedir (Şekil 3.38).

Markazit: Markazitler, tek nikelde yeşil-gri renklerde görülmektedir. Piritlerden kuvvetli anizotropi özellikleri ile kolaylıkla ayırt edilmektedir. Bazı yerlerde piritlerin bir kısmı, bazı yerlerde de piritlerin tamamı markasitleşmiş olarak gözlenmektedir. Piritlerin alterasyon ürünü olarak bilinmektedir.

Kalkosit ve Kovellit: Genellikle kalkopiritlerin kenar, köşe ve çatlaklarında ince damarlar halinde olduğu gözlenmektedir. Tek nikelde koyu mavi tonlarında görülmektedir. Genelde yassı kristaller şeklinde izlenen Kovellin kırmızı-turuncu-kahve tonlarında anizotropi renkleri göstermektedir.



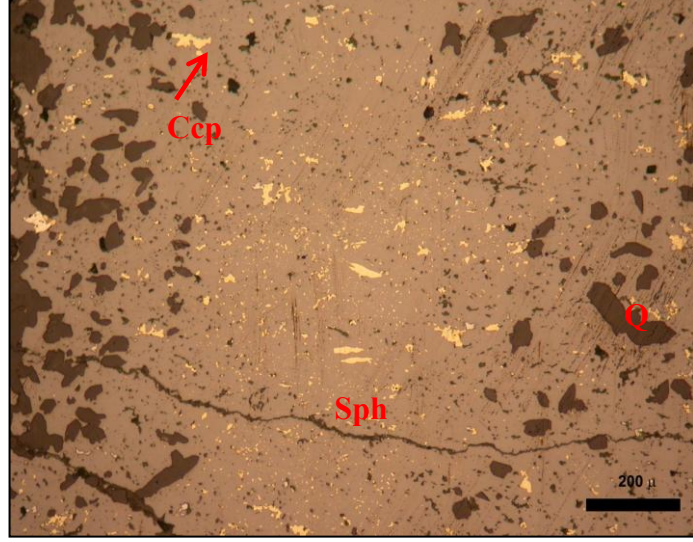
Şekil 3.37 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T41 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Kalkopirit-pirit ilişkisi; Sph: Sfalerit, Py: Pirit, Q: Kuvars, Ccp: Kalkopirit).



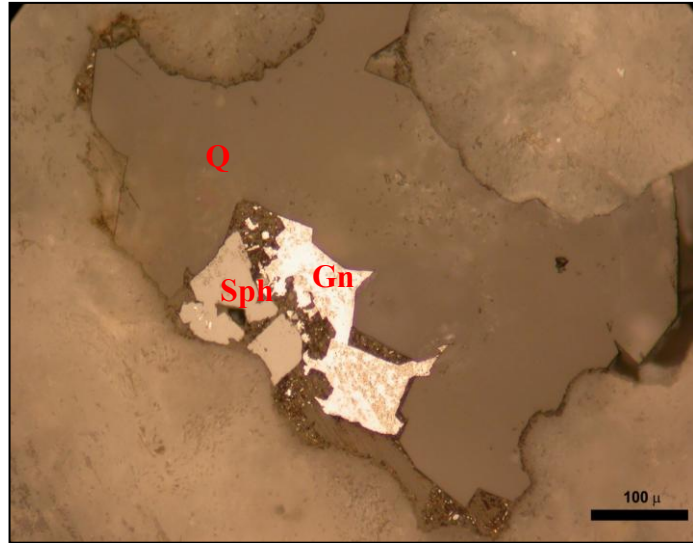
Şekil 3.38 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T45 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Galenit-kalkopirit-sfalerit-kuvars kristallerinin bir arada görülmesi; Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q: Kuvars, Ccp: Kalkopirit).

Kuvars: Değişik kristal boyut ve şekillerde görülen kuvarsların bir kısmı yarı özşekillidir. Bir kısmı da sfaleriti kesen damarcıklar şeklindedir. (Şekil 3.39). Sfaleritler tarafından ornatıldığı görülmektedir. Kuvars minerallerinin arasında oluşan boşluğun galenit ve sfalerit tarafından doldurulduğu izlenmektedir (Şekil 3.40). Bazen de kuvars ve sfaleritleri ornatın galenit içinde küçük özşekilli kristaller halinde de izlenmektedir.

Kalsit: Genelde cevher minerallerini kesen damarlar şeklinde olduğu gözlenmektedir. Çoğunlukla sfaleritlerin deforme ile oluşan kırıklarında izlenmektedir.



Şekil 3.39 : Eskikışla Bölgesi'nden alınan E25 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Sfalerit içinde kalkopirit ve kuvars varlığı; Ccp:Kalkopirit, Q: Kuvars, Sph: Sfalerit).



Şekil 3.40 : Tahtalıkuyu Bölgesi'nden alınan T48 no'lu cevher örneğine ait parlak kesit görüntüsü (Kuvars içerisinde pirit saçınımı ve intergranüler boşlukların sfalerit tarafından doldurulması, (Gn: Galenit, Sph: Sfalerit, Q: Kuvars)).

İnceleme alanındaki cevher mikroskobisi çalışmaları, Eskikışla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj Bölgeleri cevherleşmeleri üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Eskikışla Bölgesi cevherleşmelerinden, E29 ; E31 (68m.) no'lu örneklerle bakıldığında (Şekil 3.19), esas olarak sfalerit ve galenit, az miktarda kalkopirit,

kalkopiritten daha az oranda ise pirit oluşumları görülmektedir. Kalkopirit mineralleri genel olarak sfaleritler ile bulunmaktadır. Bazı sfalerit mineralleri, galenit tarafından damar şeklinde kesilmektedir. Galenit ve sfaleritlerin birlikteliği ortak sınır oluşturdıkları (Şekil 3.25), bazı yerlerde ise galenitin sfaleriti ornattığı da izlenmektedir. Bu örnekte, minerallerin bolluk sırası, sfalerit, galenit, pirit ve eser miktarda kalkopirit şeklindedir. E16; E20 (80-100 m.) no'lu örneklerde, esas mineral sfalerit ve galenitdir. Sfaleritler içerisinde, çatlaklarda galenit varlığı ve kalkopirit kapanımları önemlidir (Şekil 3.21; Şekil 3.27). E16 no'lu örnekte ise, cevher-kayaç kontağı dikkat çekmektedir. Ayrıca dissemine şeklinde piritlere de rastlanmaktadır. E24 (115 m.) no'lu örneğe bakıldığında (Şekil 3.26), en fazla sfalerit, daha az oranda galenit mineralleri görülmekte olup, pirit minerallerine de saçınım şeklinde rastlanmaktadır. Özşekilli görülen piritlerin (Şekil 3.30), sfaleritler tarafından ornatıldığı izlenmektedir. Ayrıca sfaleritlerin silis matriks (kuvars) tarafından ornatılması, silisleşme olduğunun bir göstergesidir (Şekil 3.23). E25 no'lu (145 m.) örnekte, esas cevher minerali sfalerittir. Diğer örneklere nazaran bol miktarda pirit varlığı söz konusudur. Silikat matriks içerisinde bulunan cevher minerallerine daha az oranda galenit de eşlik etmektedir. Sfalerit içerisinde toz bulutu halinde kalkopiritler olduğu için bu durum kalkopirit hastalığı olarak tanımlanmıştır. Örnekteki mineral bolluk sırası, sfalerit, pirit/galenit, kalkopirit ve markazit olarak belirlenmiştir.

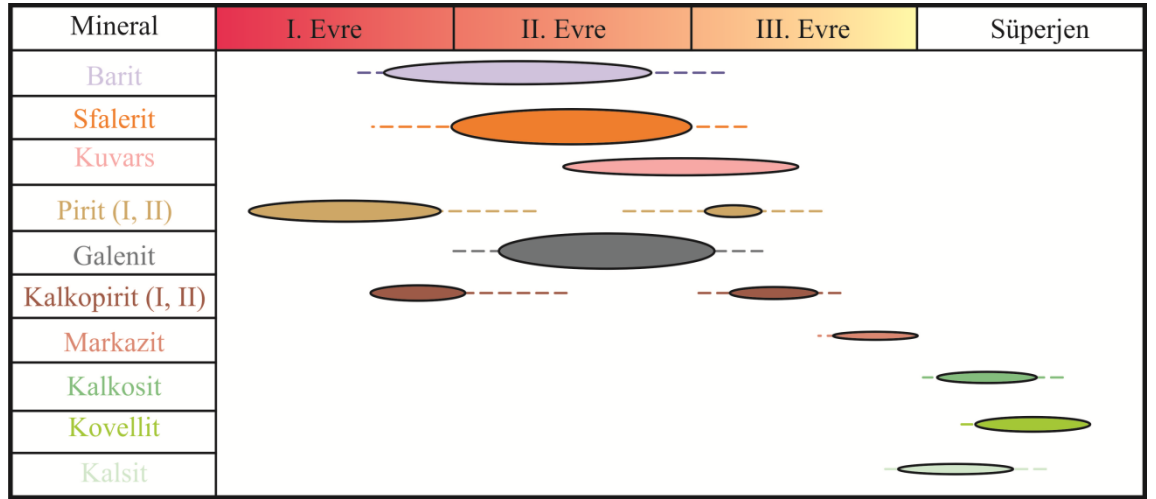
Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerinden, T45 (33 m.) no'lu örnekte, galenit, kalkopirit, sfalerit ve kuvars mineralleri bir arada görülebilmektedir (Şekil 3.38). Silikat matriks içerisinde dissemine sfalerit ve kütle ve damarcıklar halinde kalkopirit varlığı söz konusudur. Şekil 3.31'de ise, cevher mineralleri oluşum sırası, pirit-sfalerit-galenit olarak izlenmektedir. T47 (44-66 m.) no'lu örnek, masif galenit minerali olup, sfaleritin galenit tarafından ornatılması çok net görülebilmektedir (Şekil 3.24). T48 (66 m.) no'lu örneğe bakıldığında, silikat matriks içerisinde yarıözşekilli pirit kristalleri ve piritin birden fazla disseminasyonu izlenebilmektedir (Şekil 3.40). Ayrıca kuvars kristalleri arasındaki boşluğun galenit ve sfaleritler tarafından doldurulduğu da görülmektedir. T38 (110 m.) no'lu örnek içinde, masif galenit minerali olup, az oranda sfalerit ve kalkopirit görülmektedir. Galenit mineralinin sfalerit ve kalkopiriti ornatması kolaylıkla görülebilmektedir (Şekil 3.29). T41 (114 m.) no'lu örneğe bakıldığında, cevher mineralleri olarak, en bol sfalerit, daha sonra aynı bollukta pirit ve galenit saçınım şeklinde görülmektedir.

Sfaleritlerin çatlaklarında piritler, kalkopiritler içinde ise özşekilli piritler izlenmektedir. Cevher minerallerinin oluşum sırası, pirit-kalkopirit-sfalerit-galenitdir.

İkinci Viraj Bölgesi cevherleşmelerinden, I52 (110 m.) no'lu örnekte, bol miktarda 1-2 mikrondan 50-60 mikrona kadar değişik boyutlarda dissemine piritlere rastlanmaktadır. Silikat matriks içinde piritler kümelenmiş halde görülmektedir (Şekil 3.33;Şekil 3.34).

3.5.1 Cevher ve Gang Minerallerinde Parajenez ve Süksesyon

İnceleme alanındaki Eskikişla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj bölgelerinden alınan örneklerde, cevher mikroskobisi çalışmaları sonucu, cevher minerallerinin birbirleri ile olan dokusal ilişkileri göz önüne alınarak, birincil (I) ve ikincil evre (II) oluşumları şeklinde ayrılmış olup, oluşum evreleri ve sıraları aşağıdaki parajenetik süksesyon grafiğinde gösterilmiştir.



Şekil 3.41 : Eskikişla, Tahtalıkuyu ve İkinci Viraj Bölgeleri cevher ve gang minerallerine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi.

Buna göre cevher mineralleri olarak sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, markazit, kalkosit ve kovellit; gang mineralleri olarak ise barit, kuvars ve kalsit gözlenmiştir. Oluşum evreleri Şekil 3.41’de görüldüğü gibi, üç tane birincil evre ve süperjen evre olarak dört evre sınıflandırılmıştır. Gang minerali olarak bulunan baritler, ilk oluşan I. hidrotermal evrenin ürünü olarak görülmektedir. Aynı şekilde cevher minerallerinden pirit ve kalkopiritler, öz şekilli kristaller şeklinde bu evre ürünüdür. II. ve III. hidrotermal evreler; sfalerit, galenit, kalkopirit ve pirit gibi sülfürlü minerallerin oluştuğu ana cevherleşme evreleridir. Cevherleşmenin yüzeye yakın

kesimlerinden alınan örneklerde gözlenen kalkosit, kovellitler, kalkopiritlerin kenar kesimlerinde gözlenmekte olup, yüzeysel koşullarda meydana gelen oksidasyon- sementasyon zonu oluşumlarını temsil etmektedirler. Markazit mineralleri, III.evrede yaygın olarak görülmektedir. Gang mineralleri olarak gözlenen kuvarslar, II. ve III.evre ürünü olarak bulunmaktadır.

4. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

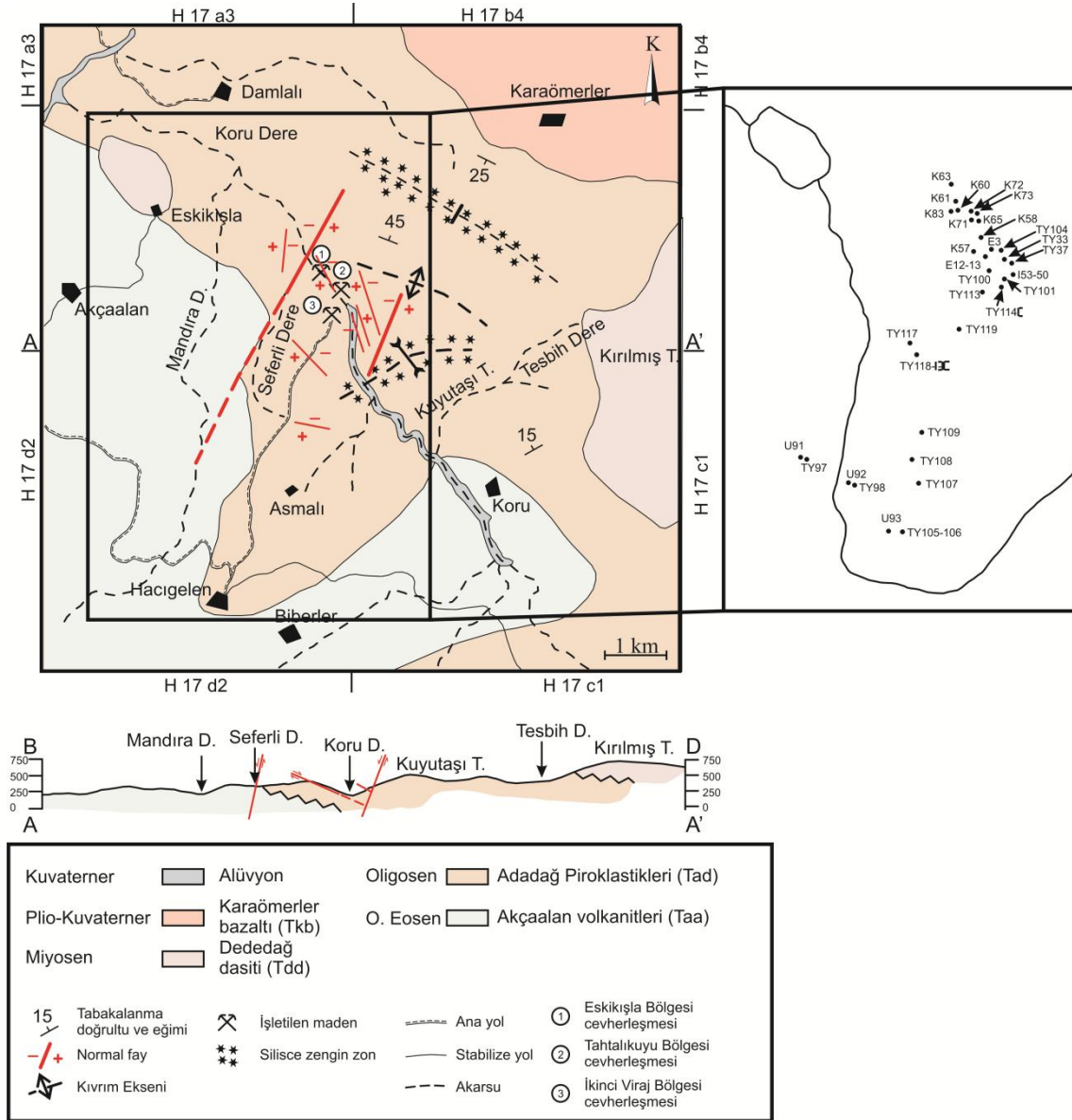
4.1 Giriş

İnceleme alanından alınan örneklerden yüz elli adedi kimyasal analize tabi tutulmuş, sonuçlar incelenerek örnekler cevher ve yankayaç jeokimyası için ayrılmıştır (Şekil 4.1). Bölgedeki Eosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalardan alınan örneklerin major oksit analizleri için XRF yöntemi; Nadir Toprak elementleri ve iz element analizleri için ICP-MS yöntemi kullanılmıştır. Analiz yöntemlerinden Bölüm 4.2’de detaylı olarak anlatılmaktadır.

4.2 Yankayaç Jeokimyası

4.1.1 4.2.1 XRF Çalışmaları

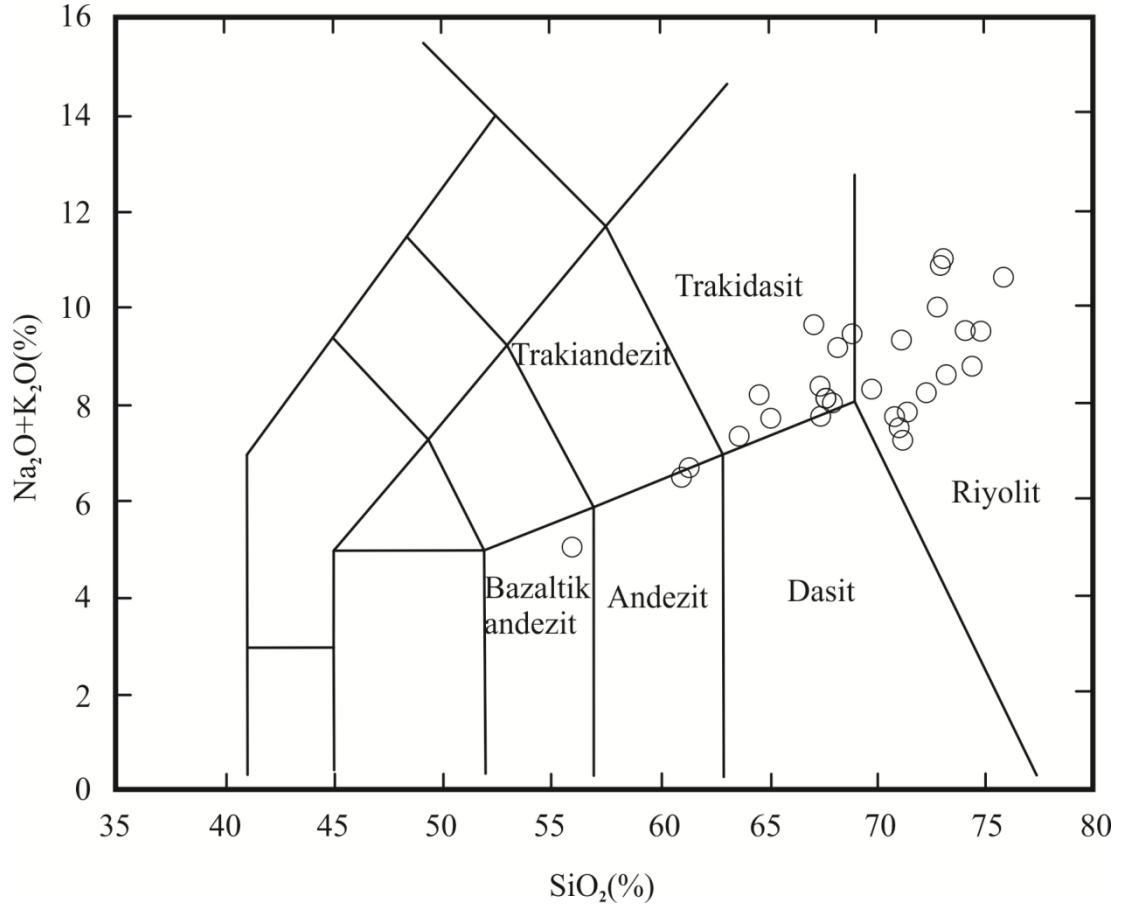
İnceleme alanında bulunan volkanik kayaların ana oksit analizleri X-Işınları Floresans (XRF) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, ilk olarak kayalar 200 mesh boyutunda ince toz haline getirilir. Bunun için kayalar önce küçük parçalar halinde kırılır ve bu parçalar tungsten karbit ile kaplanmış shatter box da öğütülür. Titreşimli bir güç kaynağına bağlı bir shatter box ile kayalar on dakika süresince toz haline getirilir. İstenilen incelikteki toz boyutu elde edildiğinde, toz haline getirilen her örnek ateşte su kaybı miktarının belirlenmesi için, sırasıyla 110°C ve 1000°C’deki fırınlarda ısıtılmaktadır. 110°C de ısıtılma sonundaki su kaybı gözenek suyu, 1000°C de ısıtılma sonundaki su kaybı ise, kristal suyudur. Kızdırma kaybı yapılmış örnekler lityum metaborat ile karıştırılarak cam disk haline getirilmekte ve bu cam diskler ana oksit kimyasal analizleri için kullanılmaktadır. Analiz sonuçları Çizelge 4.1’de ayrıntılı olarak verilmektedir.



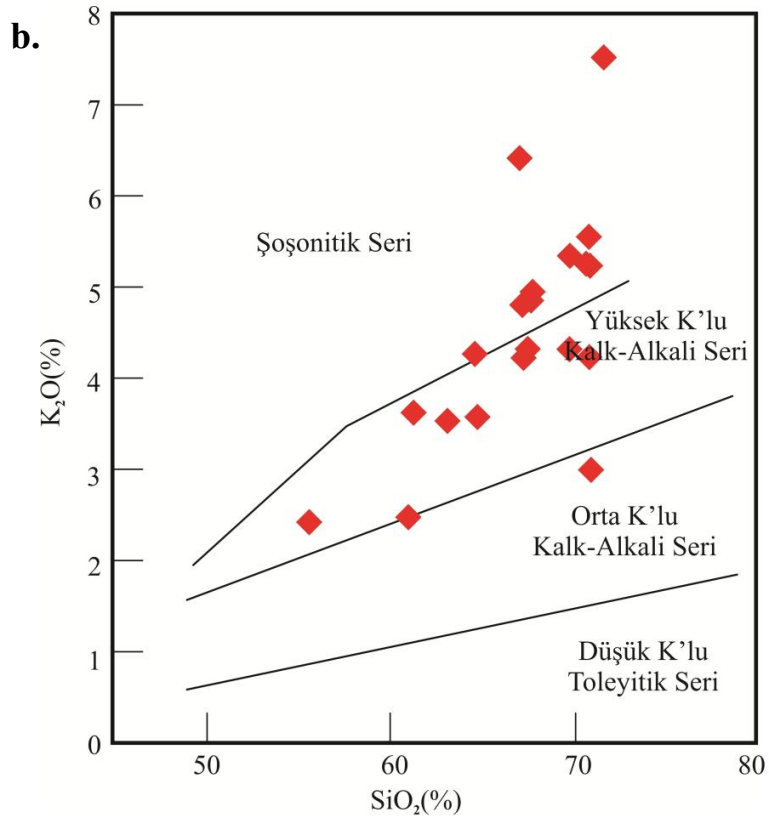
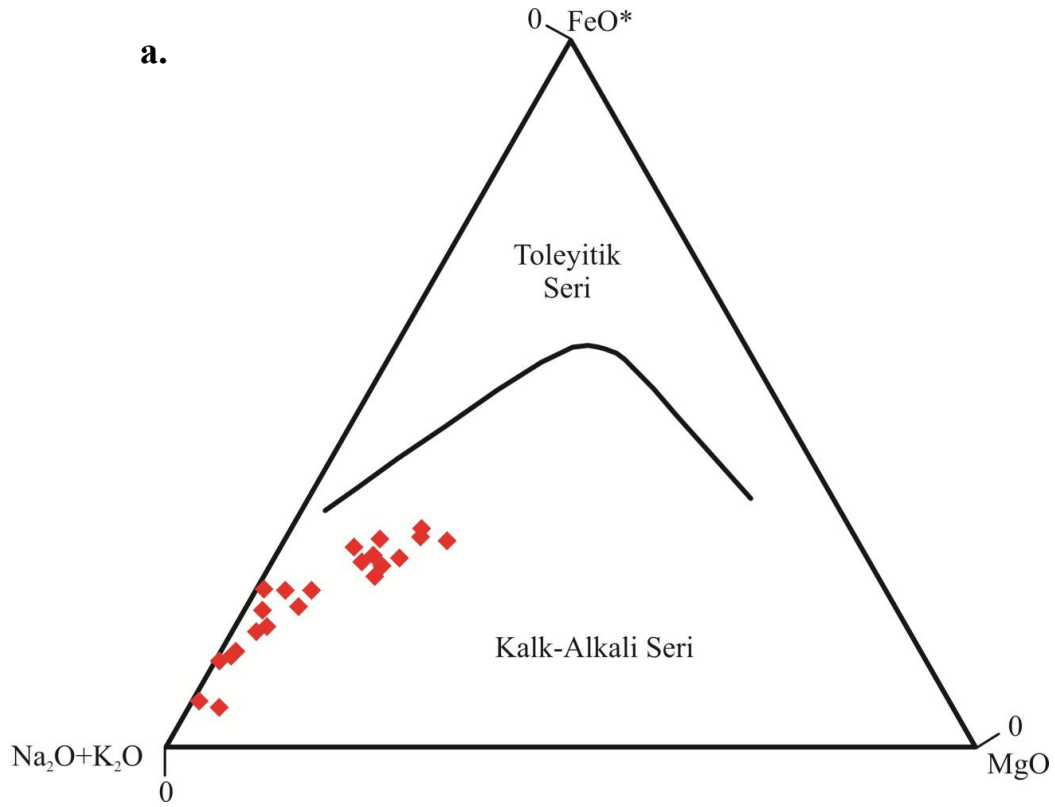
Şekil 4.1 : İnceleme alanından alınan örneklerin harita üzerinde gösterilmesi.

Yapılan ana oksit analiz sonuçları, yankayaç sınıflaması (TAS) diyagramına yerleştirilerek, harker diyagramları çizilmiştir. İnceleme alanındaki yankayaçlar, öncelikle Le Maitre (1989)'a ait $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramına aktarıldığında, bazaltik andezit, trakiandezit, andezit, trakidasit ve riolit alanlarına düştüğü gözlenmektedir (Şekil 4.2). Altunkaynak ve Genç, (2008)'de yaptıkları çalışmada, Biga Yarımadası'ndaki Senozoyik kıtasal volkanizmasını beş farklı evreye ayırmışlardır. Bunlar; Orta Eosen yaşlı volkanitler orta-K'lu kalkalkalen lavları, Oligosen yaşlı volkanitler yüksek-K'lu kalkalkalen lavları, Erken Miyosen yüksek-K'lu şoşonitik lavları, Orta Miyosen yaklaşık alkalen lavları ve Geç Miyosen alkalen lavları şeklindedir. İnceleme alanından alınan kayaçlar, Irvine&Baragar (1971)'e

göre toleyit/kalk-alkali ayırımı diyagramında değerlendirildiğinde, kalkalkalen özellikler sergilemektedirler (Şekil 4.3a). Pecерillo&Taylor (1976)'ın $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ arasındaki ilişkiye göre yaptığı sınıflamada, yüksek K'lu ve şoşonitik seri alanına düşmektedir (Şekil 4.3b).



Şekil 4.2 : İnceleme alanından alınan yankayaçların (O) toplam alkali-silika diyagramında sınıflandırılması (Le Maitre, 1989). (bazaltik andezit (Ba), traki andezit (Ta), andezit (A), trakidasit (Td) ve riyolit (r)).



Şekil 4.3 : Korymbos Bölgesi volkanitlerinin (a) Na₂O+K₂O-FeO*-MgO diyagramında toleyit/kalk-alkali ayrımı (Irvine&Baragar, 1971) ve (b) SiO₂-K₂O diyagramında (Pecerillo&Taylor, 1976) dağılımı.

Çizelge 4.1 : İnceleme alanındaki yankayaçlara ait ana oksit analiz değerleri (%).

Örnek No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Toplam
I53	75.40	0.16	12.41	0.79	0.04	0.04	0.06	0.39	10.17	0.02	99.47
I50	73.72	0.18	13.69	1.94	0.06	0.32	0.03	0.11	9.35	0.03	99.43
T37	68.06	0.27	17.75	2.54	0.06	0.80	0.06	0.21	9.13	0.02	98.91
E12	71.70	0.24	14.00	1.61	0.00	0.01	0.08	0.88	9.78	0.03	98.33
E13	69.78	0.25	14.43	1.33	0.06	0.13	2.07	2.57	5.34	0.58	96.54
K58	75.31	0.23	12.76	0.59	4.43	0.33	0.24	0.31	8.52	0.14	102.85
K72	72.02	0.18	12.80	2.49	0.05	0.25	0.39	0.20	9.69	0.82	98.90
TY107	67.67	0.49	14.93	3.72	0.08	2.13	2.84	3.22	4.85	0.13	100.05
TY108	71.00	0.42	14.19	3.13	0.08	1.70	1.83	4.49	2.98	0.17	99.99
TY109	55.57	0.93	16.11	7.33	0.12	6.09	7.89	2.58	2.44	0.26	99.32
TY114-II	61.17	0.77	15.43	6.20	0.13	4.06	5.04	2.99	3.64	0.20	99.63
TY118-I	67.18	0.58	15.08	4.37	0.10	3.04	1.50	3.50	4.20	0.13	99.67
TY118-II	66.96	0.58	15.37	4.76	0.11	1.89	0.35	3.14	6.42	0.14	99.70
TY97	69.70	0.47	14.45	3.21	0.07	1.78	1.87	3.97	4.30	0.17	99.98
TY98	64.47	0.56	16.40	4.48	0.12	2.49	3.00	3.89	4.25	0.20	99.87
K57	71.67	0.29	14.21	1.21	0.01	0.02	0.46	0.94	7.51	0.03	96.35
K60	70.79	0.33	15.03	2.07	0.08	0.41	1.50	4.05	5.20	0.09	99.55
K61	67.75	0.46	17.04	2.85	0.09	0.85	1.02	4.12	4.95	0.14	99.28
K63	72.64	0.19	13.59	1.69	0.03	0.15	0.10	0.86	10.05	0.03	99.33
K73	74.10	0.28	12.29	2.78	0.04	0.10	0.11	0.37	9.06	0.05	99.19
TY105	67.49	0.46	15.21	3.32	0.08	1.39	3.29	3.64	4.31	0.15	99.33
TY106	63.03	0.67	17.09	5.45	0.13	2.36	2.78	3.70	3.54	0.22	98.96
TY113	70.67	0.40	16.63	2.33	0.09	0.37	1.55	2.46	5.25	0.06	99.81
TY117	70.84	0.43	15.21	3.50	0.07	1.13	0.25	2.18	5.55	0.09	99.24
TY96	70.70	0.46	14.85	3.20	0.08	1.39	1.26	2.95	4.23	0.17	99.29
U91	67.21	0.48	15.18	3.69	0.09	1.62	2.95	3.47	4.83	0.17	99.68
U92	64.83	0.60	16.27	4.42	0.11	2.28	3.16	4.06	3.59	0.19	99.49
U93	60.91	0.73	17.60	5.52	0.20	2.23	5.92	3.98	2.47	0.25	99.80

4.2.2 MELTS Çalışmaları

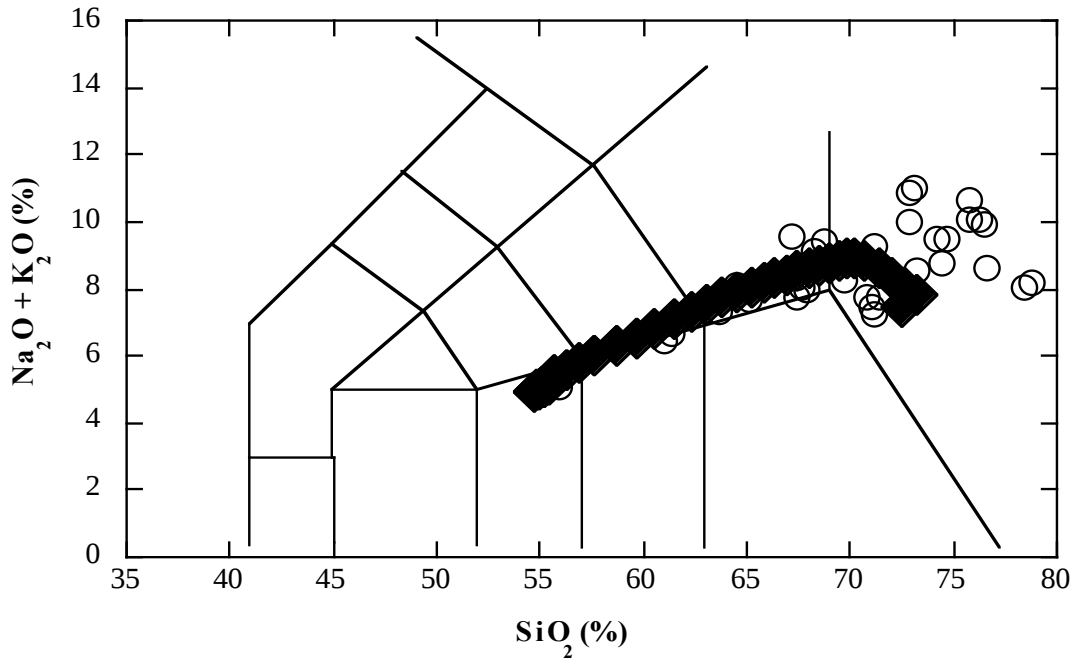
MELTS algoritması, magmatik petrolojinin irdelenmesine yönelik bir yöntemdir. Bu algoritmanın çalışma prensibi, ana magmanın dönüşlü parametrelerinin (basınç, ergime sıcaklığı, oksijen fugasitesi, su içeriği) belirlenmesidir. Belirlenen bu parametreler ile, farklılaşma mekanizmaları tanımlanmaktadır. MELTS algoritması, bu farklılaşma mekanizmalarının çalışılmasında kullanılan en yeni hesaplama yöntemidir. Bu algoritma, mineral ve silikat sıvılarının termodinamik modellerini kullanarak değişen dönüşlü parametreler ve ana kompozisyon doğrultusunda faz dengelerinin hesaplamasında kullanılmaktadır (Ghiorso ve Sack,1995). Bu algoritma, faz dengelerinin hesaplanması için kompleks sistemlerde toplam Gibbs Serbest Enerji potansiyelini minimize etmektedir.

Bu modelleme, Ghiorso ve Sack (1995) tarafından geliştirilmiş olup, 1000-2500⁰C sıcaklık ve 0-1 GPa basınç aralıklarında hesaplamalar yapabilmektedir. Bu nedenle MELTS algoritması, ana magmanın basınç, oksijen fugasitesi ve su içeriği gibi değişkenlerini belirledikten sonra, magmatik sistemdeki faz dengelerinin termodinamik modellemesi ile farklılaşma mekanizmaları etkilerinin tartışılmasında kullanılabilir.

MELTS modellemesi ile, bazı başlangıç parametreleri spesifikasyonunun (ana magmanın kimyasal kompozisyonu, başlangıç sıcaklığı, bitiş sıcaklığı, basınç, oksijen fugasitesi, ve su içeriği) belirlenmesi gerekmektedir. Bu parametreleri belirlerken, MELTS algoritmasının kabul ettiği farklılaşma mekanizması fraksiyonel kristallenmedir. Çünkü, bu modelleme başlangıç parametrelerini belirlerken doğada en çok rastlanan farklılaşma mekanizması olarak fraksiyonel kristallenmeyi kabul etmiştir. Bu parametreler belirlendikten sonra, magmatik differensiyasyonun geliştiği koşullar (Dengeli kristallenme, fraksiyonel kristallenme, magma karışımı) denştirilmiştir.

Kimyasal analizi yapılan kayaçlar ile toplam alkali-silika diyagramı oluşturulduğunda, silika içeriği en düşük olan kompozisyon, en pirimitif yani diğer kompozisyonlara göre en ana kompozisyon belirlenmektedir. Daha sonra bu ana kompozisyonun sabit basınçta ve 1300-800⁰C aralığında ergime sıcaklığı bulunmaktadır. Ergime sıcaklığı bulunduktan sonra, çeşitli basınç (0.5 - 4 kbar), oksijen fugasitesi (QFM-2 - QFM+2) ve su içeriği (ağırlıkça % 0.5 - 3) aralıklarında

oluşacak türevsel MELTS bulunmaktadır ve bunlar doğal kayaçların dağılımı üzerine aktarılmaktadır. Bu üç parametreden her biri ayrı ayrı sabit tutularak, kalan diğer iki parametre değiştirilmektedir. İlk önce basınç değeri sabit tutulup, oksijen fugasitesi ve su içeriği değiştirilerek birçok kombinasyon oluşturulmaktadır. En uygun benzerliği gösteren basınç, oksijen fugasitesi ve su içeriği, ana magmanın başlangıç parametreleri olarak kaydedilmektedir. Daha sonraki adımda ise, bu parametreler ile, Dengeli kristallenme, fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı modelleri denenmiştir. Oluşturulan modeller kayaçlar üzerine toplam alkali-silika ve harker diyagramlarında karşılaştırma yapılmaktadır.

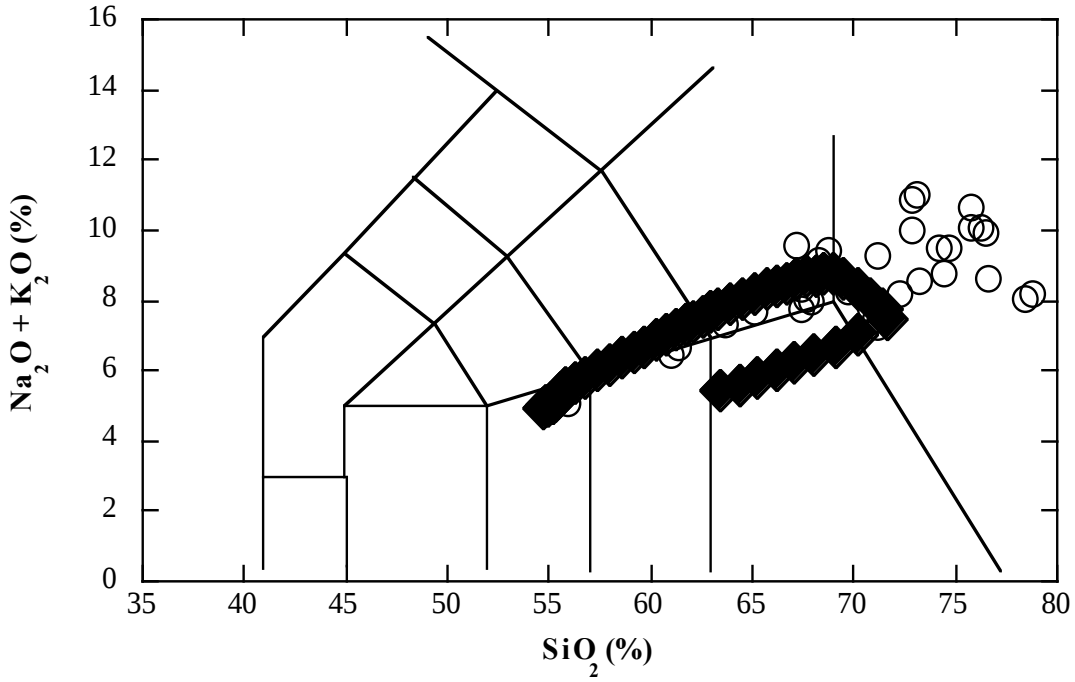


Şekil 4.4 : 500 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi).

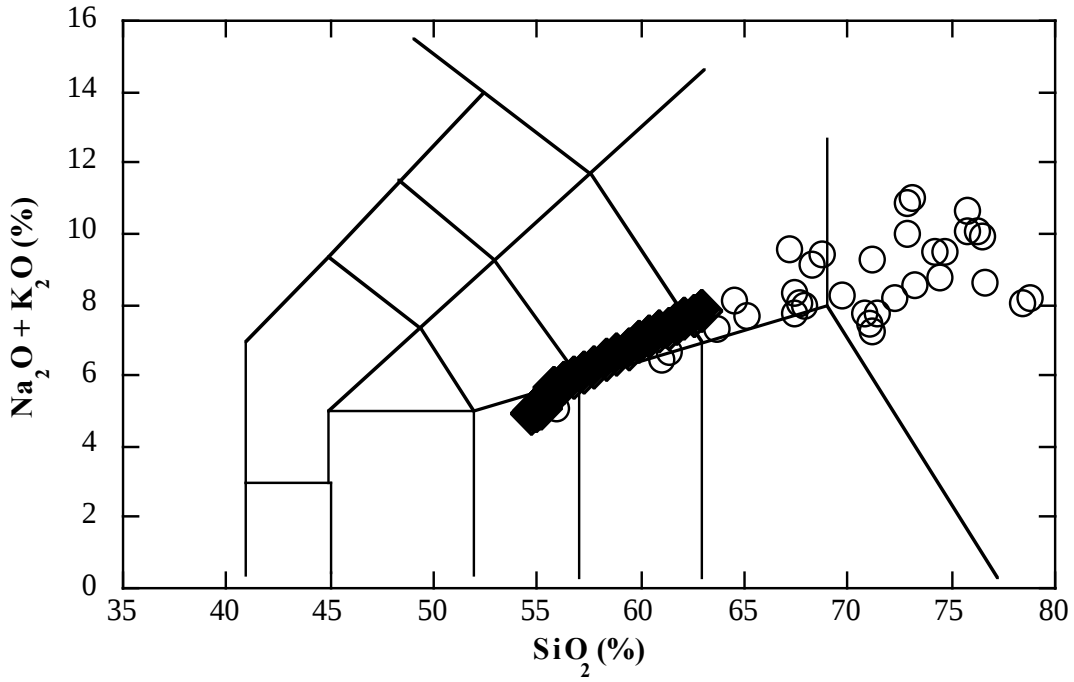
Bu değişken parametrelerden ilk olarak belirlenmesi gereken basınç değeridir. Basınç değerini belirleyebilmek için, diğer iki değişken (oksijen fugasitesi ve su içeriği) parametreler sabit kabul edilmektedir. Farklı oksijen fugasitesi ve farklı su içeriği etkileri tartışılana kadar basınç belirleme işlemi sırasında çalışılan kayaçlar bazaltik kayaçlardan biraz daha gelişmiş olduğu için oksijen fugasitesi QFM+1 ve amfibol biyotit gibi mineraller içerdiği için su içeriği sıfırdan büyük olarak alınmaktadır.

Bu durumda, inceleme alanında ana magma olarak kabul edilen bazaltik andezit (TY109) ile çeşitli basınç değeri altında oluşturulan türevsel MELTS toplam alkali-

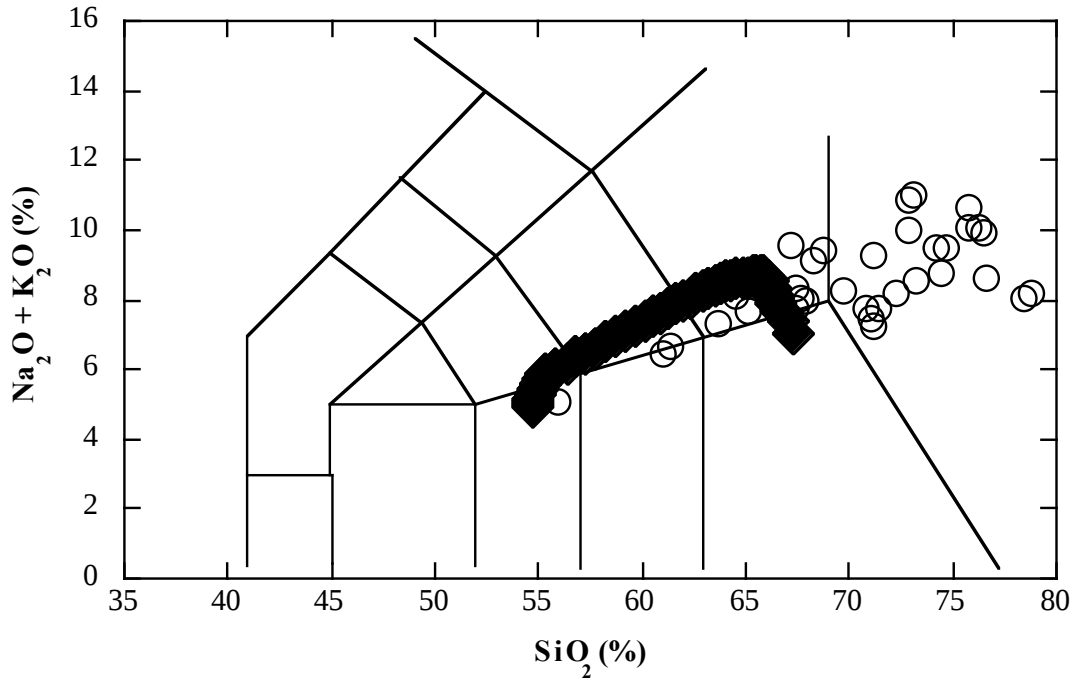
silika diyagramında aşağıdaki şekillerde (Şekil 4.4, Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7 ve Şekil 4.8)'de gösterilmektedir.



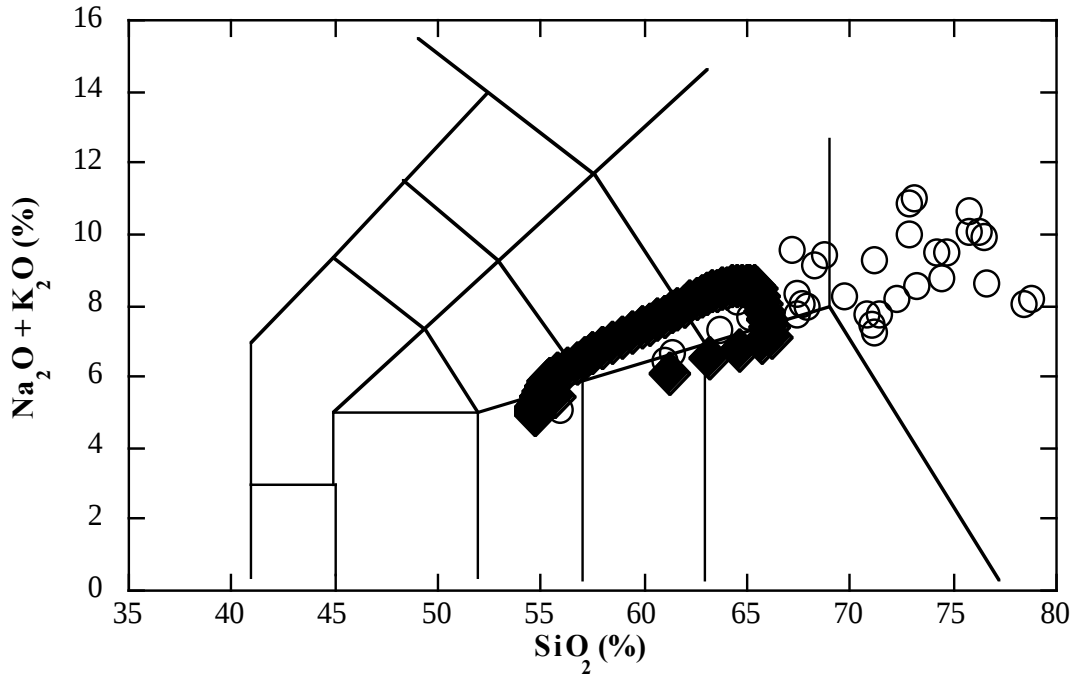
Şekil 4.5 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi).



Şekil 4.6 : 2000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi).



Şekil 4.7 : 3000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi).

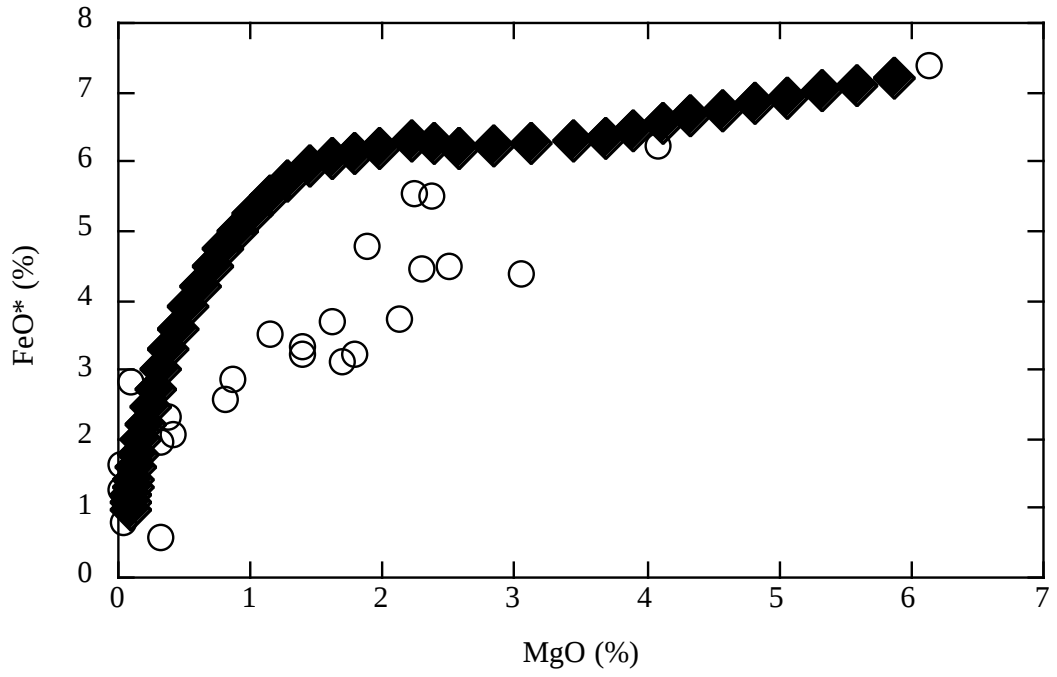


Şekil 4.8 : 4000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-toplam alkali diyagramı (O:Yankayaç, ◆: MELTS modellemesi).

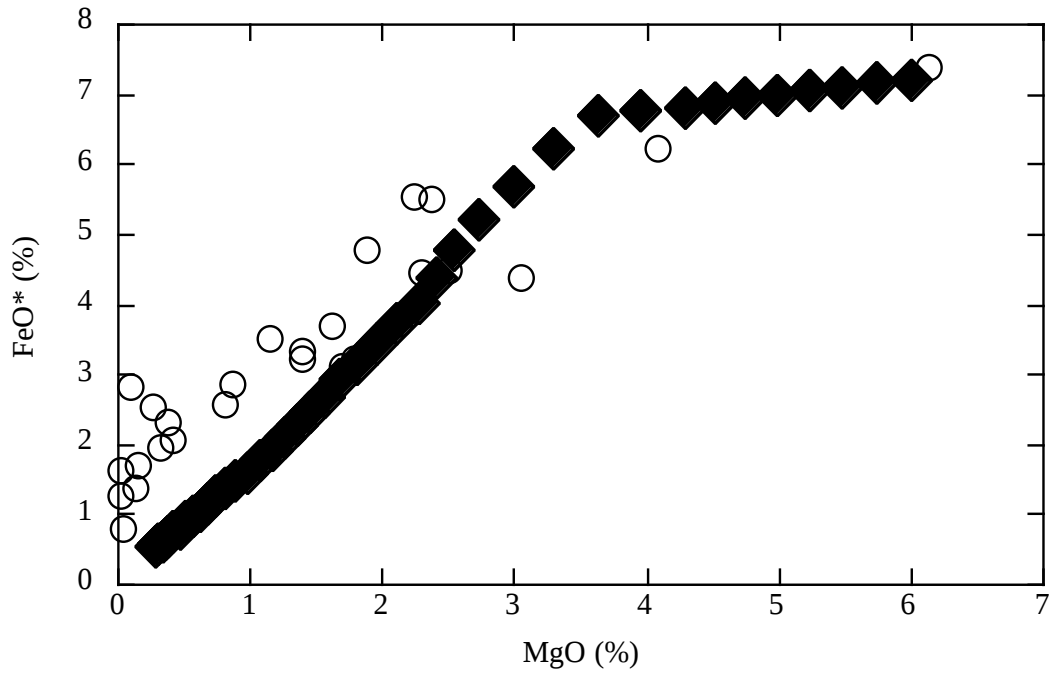
Her beş basınç değerinde de ana magmadan oluşan türevsel MELTS doğal kayalardan bazaltik andezitten trakidasite kadarki aralığı oluşturabilmektedir. 500 bar basınçta ana magmadan oluşan kompozisyonlar ağırlıkça %71 SiO₂, 1000 bar

basınçta ağırlıkça %70 SiO₂, 2000 bar basınçta ise 64 ağırlıkça % SiO₂, 3000 bar basınçta ise ağırlıkça %66 SiO₂, 4000 bar basınçta ise ağırlıkça %65 SiO₂ değerlerine kadar ulaşabilmektedir. Yani, 500 bar basınçta ana magmadan oluşan kompozisyonlar doğal kompozisyonlardan ağırlıkça %71 SiO₂ değerine, 1000 bar basınçta ağırlıkça %70 SiO₂ değerlerine kadarki kompozisyonları türetebilmiştir. Dolayısıyla, her ne kadar ana magma kompozisyonu olarak kabul edilen bazaltik andezit (TY109), fraksiyonel kristallenme altında, farklı basınçlardaki differansiyasyonlarına bakıldığında, her dört basınç değerinde de doğal riyolit kayaçlarının tümünün oluşturulamadığı görülmüşse de, oluşturulan kompozisyonların basıncı arttırdıkça doğal kayaçların bir kısmını üretebilmektedir. Bu fark yukarıdaki grafiklerde açıkça görebilmektedir (Şekil 4.4, Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7 ve Şekil 4.8). Bu nedenle 1000 bar test edilen basınç değerleri içerisinde, en uygun basınç olarak kabul edilmiştir.

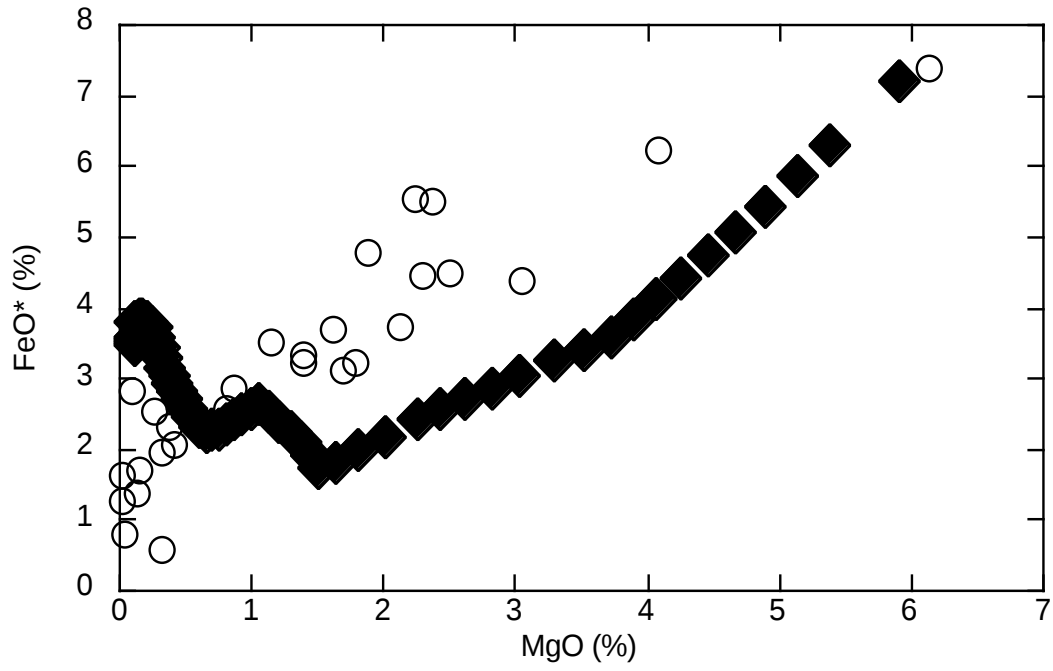
Sistem parametrelerinden olan basınç değeri belirlendikten sonra, ikinci adım ana magmanın oksijen fugasitesini belirlemektir. Çeşitli basınç kompozisyonlarından en uygun olanı 1000 bar kabul edildikten sonra, bu basınç sabit tutulup değişik oksijen fugasiteleri (QFM-2 – QFM+2) değerleri için sistem kontrol edilmektedir. Su içeriği yukarıda da tartışıldığı üzere, ağırlıkça %2 olarak sabit tutulmaktadır. Farklı oksijen fugasite değerlerinin sistemi nasıl etkilediğini görebilmek için, oluşturulan kompozisyonlar her biri farklı fugasite değeri için doğal kayaçların üzerine MgO - toplam FeO (FeO*) diyagramlarında karşılaştırılarak yorumlanır (Şekil 4.9, Şekil 4.10, Şekil 4.11, Şekil 4.12 ve Şekil 4.13). MgO ve FeO* sistemdeki oksijen fugasitesine en duyarlı oksitler olduğu için karşılaştırma bu iki oksiti içeren harker diyagramlarında yapılır. QFM-2'den QFM+2'e doğru gidildikçe dağılımın eğiminin azaldığını görmekteyiz. Her ne kadar QFM-2–QFM+2 aralığındaki tüm varyasyonlar doğal kayaçların tümünü (bazaltik andezit - riyolit) kapsasa da, QFM-2 koşulunda türetilen kompozisyonun MgO-FeO*'ine bakıldığında, doğal kayaçlara göre daha fazla toplam FeO içerirken, QFM koşulunda türetilen kompozisyonun MgO-FeO*diyagramında, doğal kayaçlara göre daha az toplam FeO içerdiği gözlenmektedir. Bu durumda oksijen fugasite değerinin QFM+1 olduğu koşulda türetilen kompozisyonun MgO-FeO*'ine bakıldığında doğal kayaçların türetilen kompozisyon ile örtüştüğü gözlenmektedir. Bu nedenle oksijen fugasite değeri QFM+1 olarak belirlenmektedir.



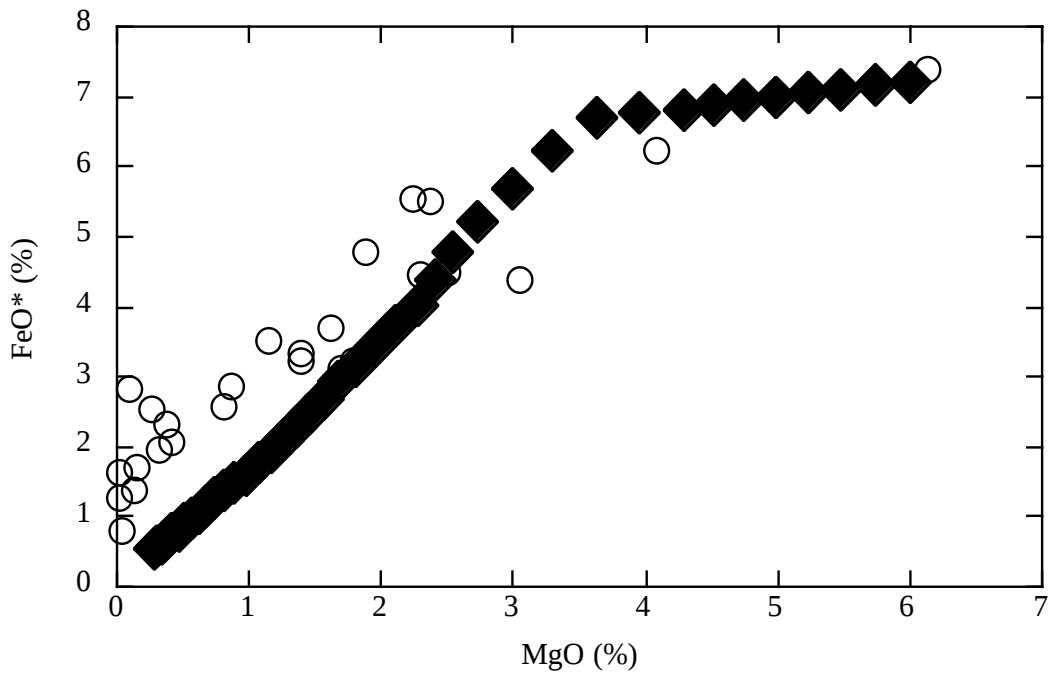
Şekil 4.9 : 1000 bar, QFM-2, ağırlıkça %2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO*) diyagramı.



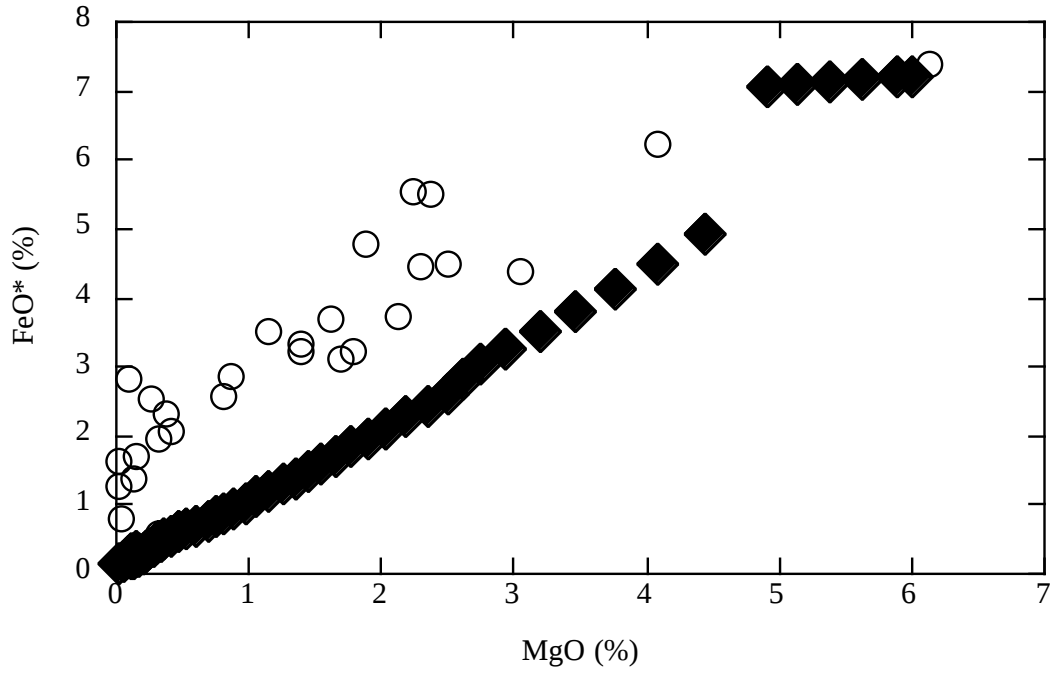
Şekil 4.10 : 1000 bar, QFM-1, ağırlıkça %2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO*) diyagramı.



Şekil 4.11 : 1000 bar, QFM, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO^{*}) diyagramı.

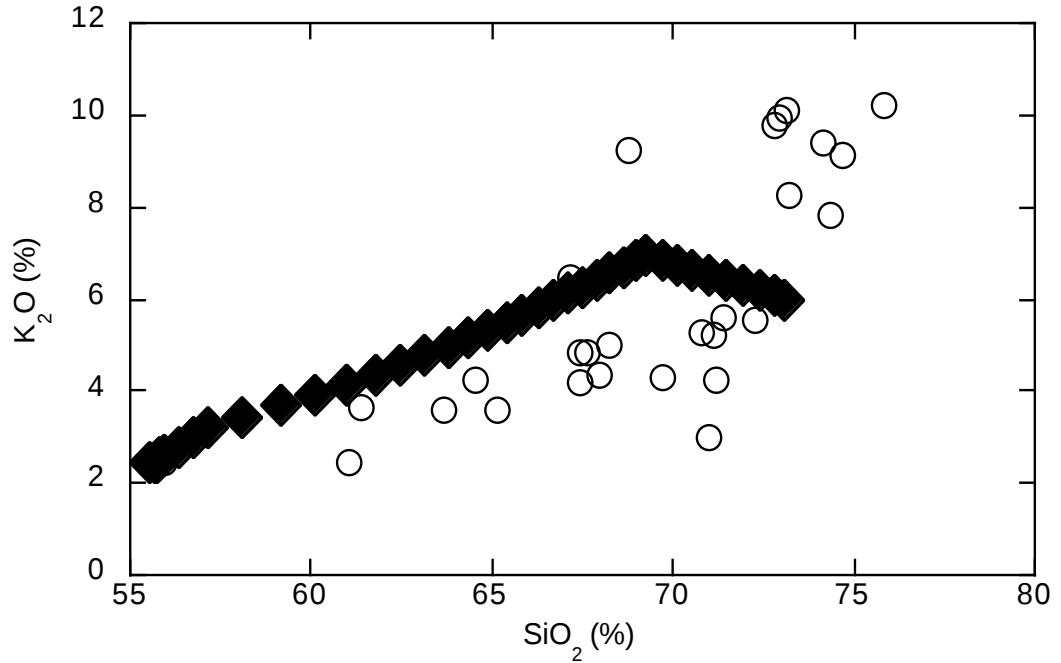


Şekil 4.12 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO^{*}) diyagramı.



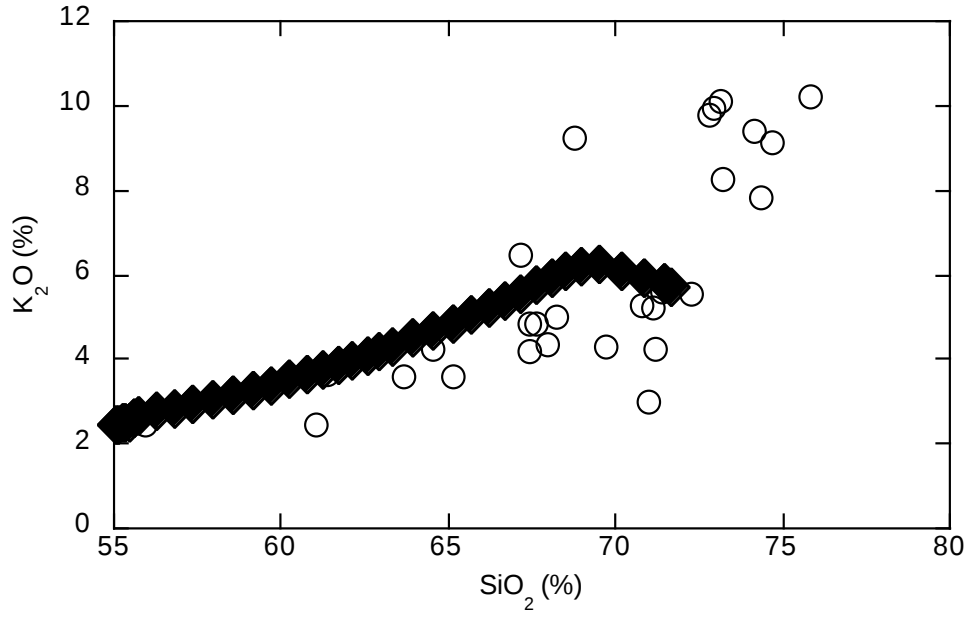
Şekil 4.13 : 1000 bar, QFM+2, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan MgO-toplam FeO (FeO^{*}) diyagramı.

Ana magma (TY 109) için, basınç ve oksijen fugasitesi değeri belirlendikten sonra, sistemin son değişken parametresi olan su içeriği değişik türevsel MELTS kompozisyonları belirlenmektedir.

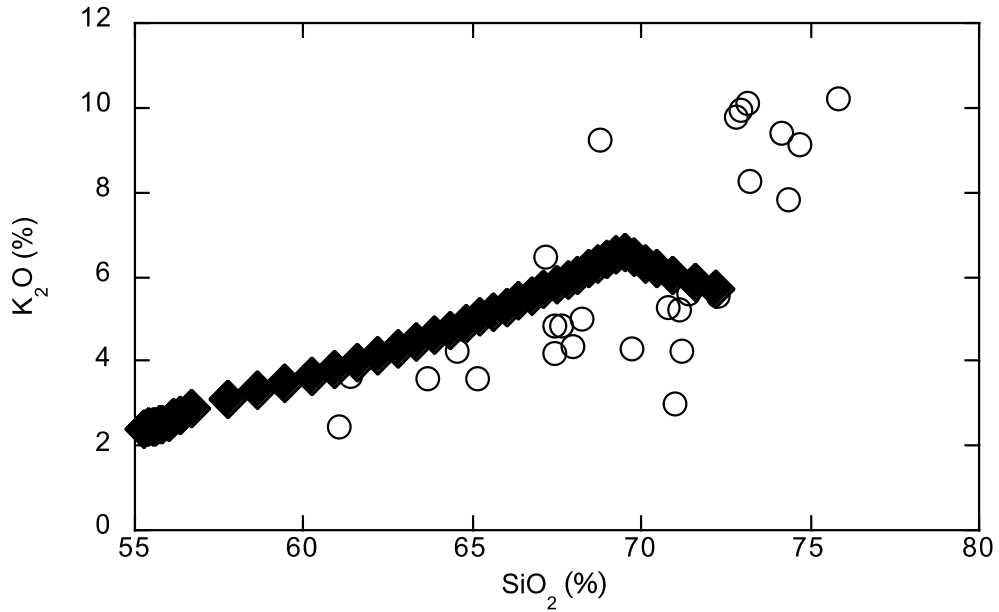


Şekil 4.14 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %0.5 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-K₂O diyagramı.

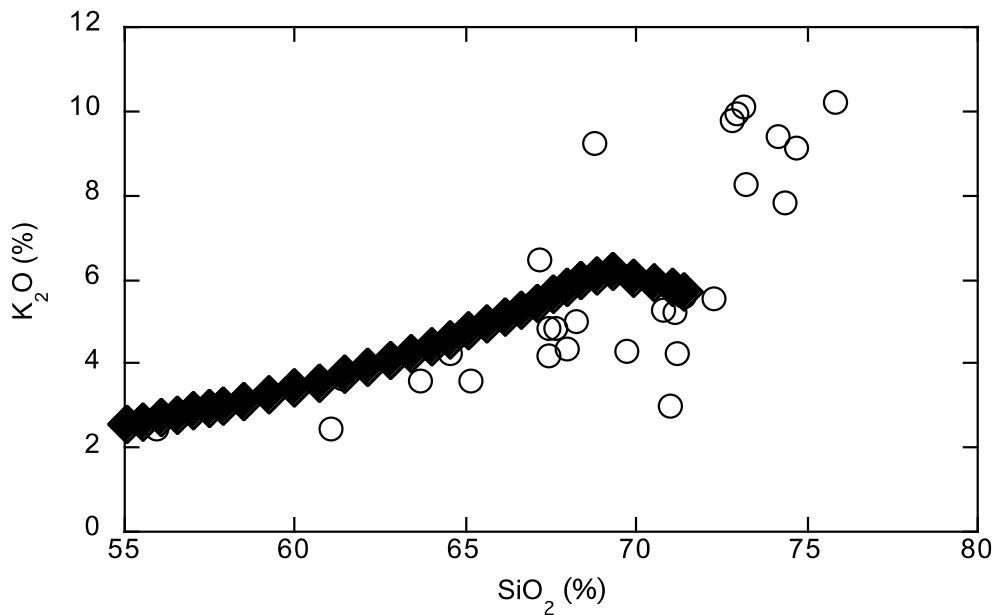
Basınç 1000 bar, oksijen fugasitesi QFM+1 kabul edildikten sonra değişik su içerikleri denemesi aşağıdaki grafiklerde gösterilmiştir (Şekil 4.14, Şekil 4.15, Şekil 4.16 ve Şekil 4.17). Ana magmanın farklı su içeriklerinde nasıl etkilendiğini görebilmek için, oluşturulan türevsel MELTS kompozisyonları doğal kayaçların üzerine $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramına aktarılarak gösterilmiştir.



Şekil 4.15 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %1 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramı.



Şekil 4.16 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H_2O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramı.



Şekil 4.17 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %3 H₂O koşulunda MELTS algoritması ile oluşturulan SiO₂-K₂O diyagramı.

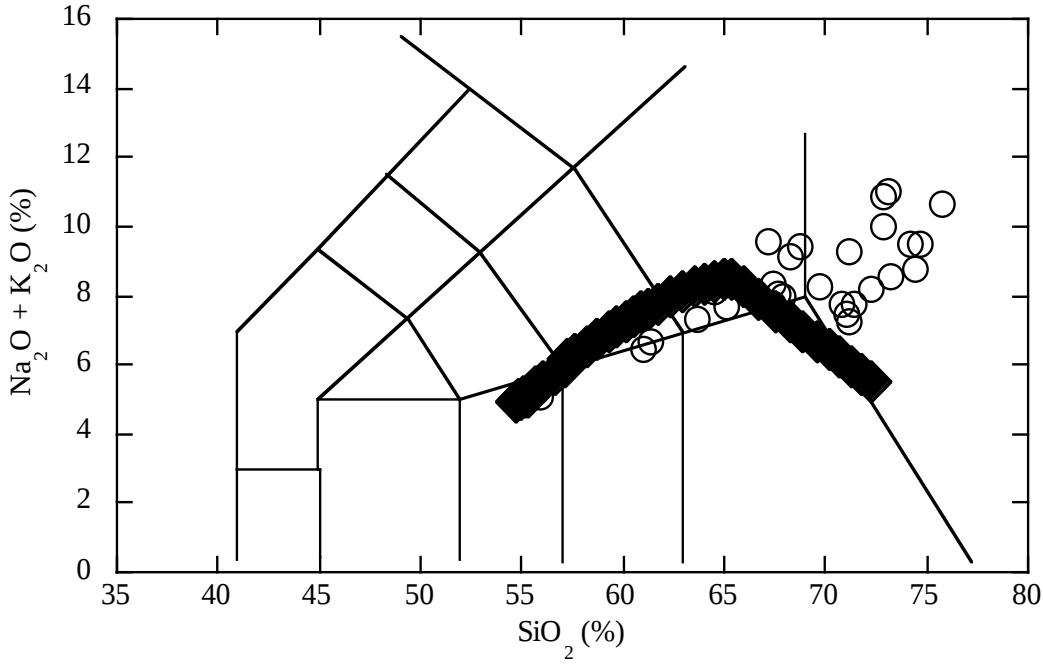
Tüm su içeriği aralıklarında (%0.5-3) oluşturulan türevsel MELTS kompozisyonlarına bakıldığında, %0.5 su içeriğinden %3 su içeriğine doğru gidildikçe trendin eğimi pek değişmemektedir. Bu yorum ile birlikte, toplam alkali-silika (TAS) ve SiO₂-K₂O diyagramına bakıldığında en uygun su içeriğini % 2 vermek daha doğru olacaktır.

Sistem parametrelerinin her biri deneştirilerek, uygun parametreler belirlenmeye çalışılmıştır. Oluşturulan bu türevsel kompozisyonlarda, basınç 1000 bar, oksijen fugasitesi QFM+1 , su içeriği ise ağırlık % 2 olarak belirlenerek, MELTS algoritmaları deneştirmesi yapılmıştır.

4.2.2.1 Melts Algoritması ile Diferansiyasyon Proseslerinin Tartışılması

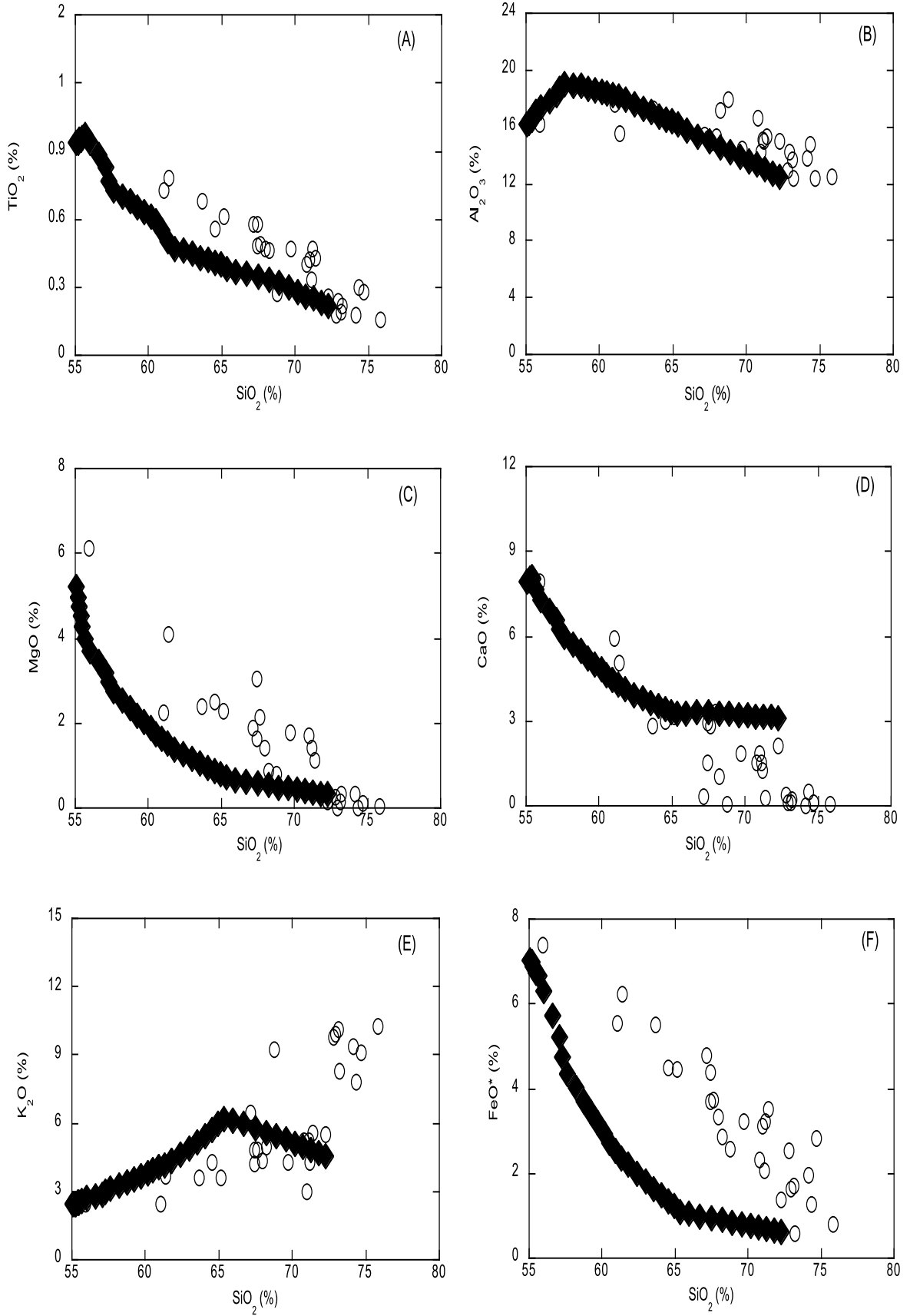
Dengeli (Equilibrium) Kristallenme: Sistemin basıncı 1000 bar , oksijen fugasitesi QFM+1, su içeriği ise ağırlıkça %2 olarak daha önceden belirlenmiş olup, dengeli kristallenme mekanizması irdelenmiştir. Bu diferansiyasyon koşulunda, doğal kayaçların bazaltik andezitten riyolitlere kadar elde edilemediği görülmektedir. Sistemde, bazaltik andezitin differansiyasyon sırasında, ağırlıkça %66 SiO₂ oranına ulaştığında, aniden bir kırılma gözlenmektedir. Dolayısıyla, Dengeli kristallenme ile doğal kayaçlardan riyolitlere kadar ulaşamadığı Şekil 4.18’de açıkça görülmektedir.

Aynı zamanda Fraksiyonel kristallenme modeli ile doğal kayaçların oluşturulamadığı harker diyagramlarında da görülmektedir (Şekil 4.19 A, B, C, D, E ve F).

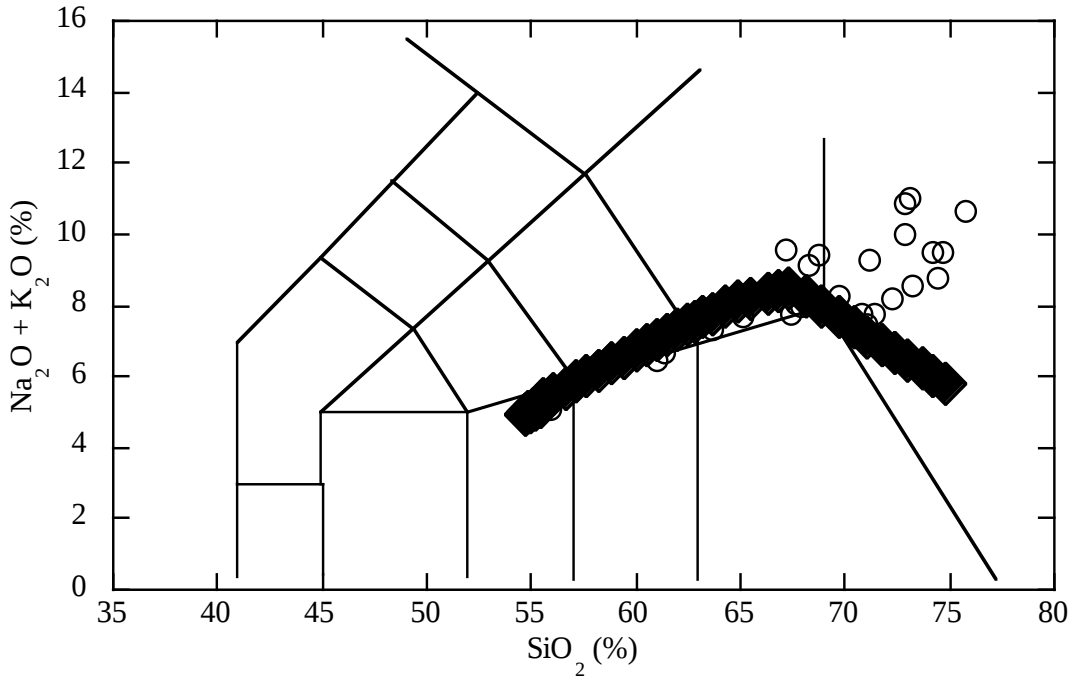


Şekil 4.18 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H₂O koşulunda MELTS ile Dengeli kristallenme modeli.

Fraksiyonel Kristallenme: En yaygın olan differansiyasyon modeli olan fraksiyonel kristallenme ile de aynı sistem parametreleri kullanılarak MELTS modellemesi yapılmıştır. Dengeli kristallenme modeli ile yaklaşık aynı sonuç elde edilmiştir. Dengeli kristallenmeden farklı olarak modelleme eğrisinin eğimi azalırken, SiO₂ oranı tam eğri yaptığı noktada daha da yükselmiştir. Buna göre, kullanılan bu sistem de inceleme alanındaki doğal kayaçların differansiyasyonu için uygun bir modelleme değildir. Bu durum Şekil 4.20’de açıkça görülebilmektedir. Aynı zamanda Fraksiyonel kristallenme modeli ile doğal kayaçların oluşturulamadığı harker diyagramlarında da görülmektedir (Şekil 4.21 A, B, C, D, E ve F). Fraksiyonel kristallenme modeli ve Dengeli kristallenme modeli ile oluşturulan harker diyagramları karşılaştırıldığında, MELTS modellemesinin her iki modelde de doğal kayaçlar ile tamamen örtüşmediği görülmektedir.

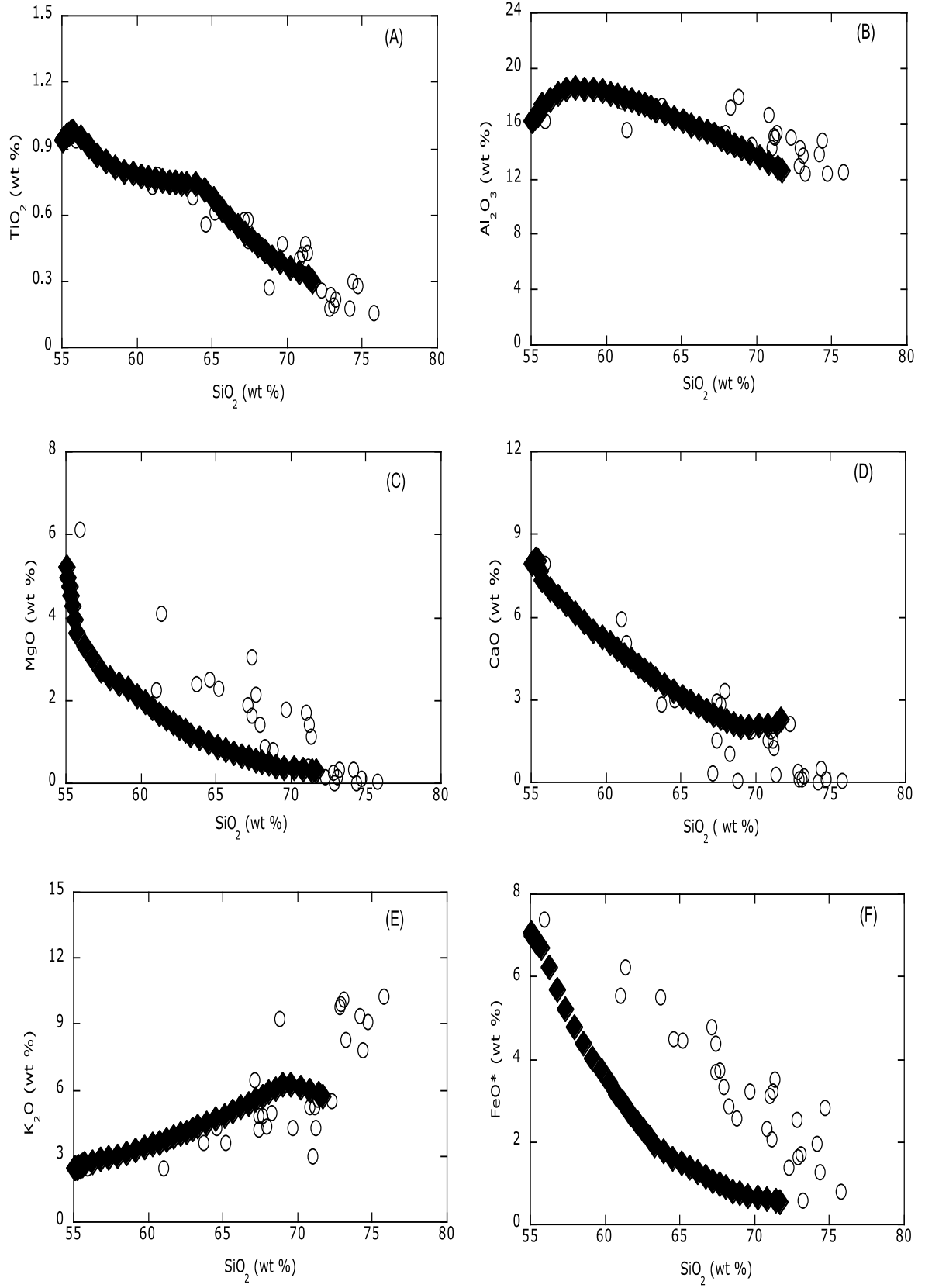


Şekil 4.19 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H_2O koşulunda MELTS ile Dengeli kristallenme modeli ve harker diyagramları (A, B, C, D, E ve F).

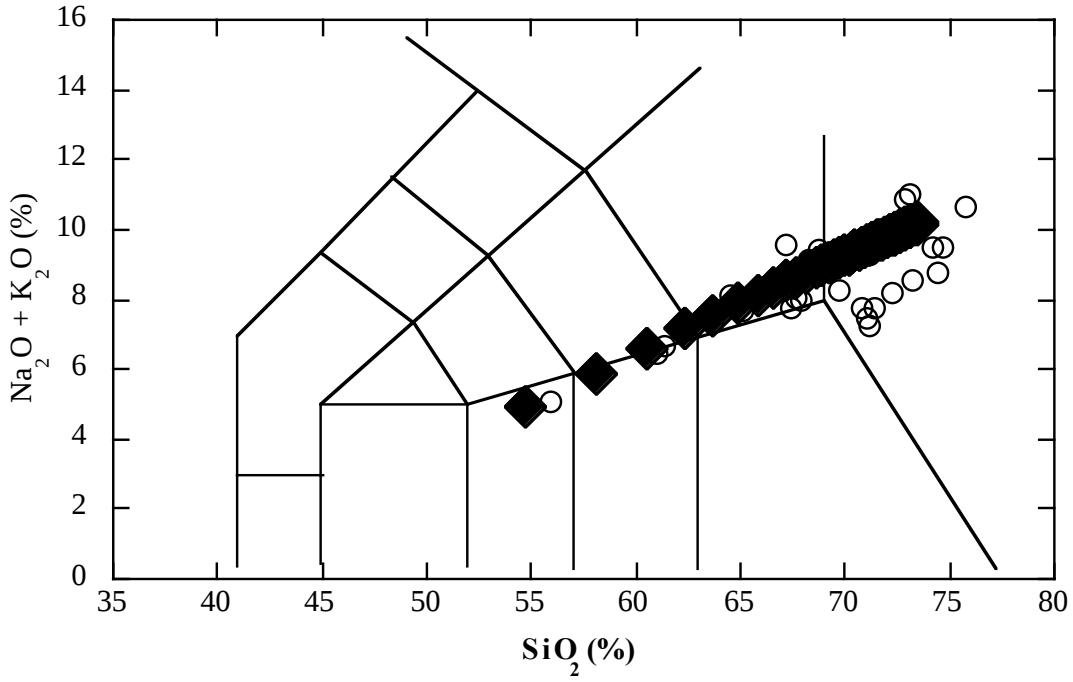


Şekil 4.20 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H₂O koşulunda MELTS ile Fraksiyonel kristallenme modeli.

Magma Karışımı: Dengeli ve fraksiyonel kristallenme ile denenen MELTS algoritması en son bu model ile irdelenmiştir. Başlangıç kayacı olan (TY109) ağırlıkça % 95, aynı sistem koşullarında, bu kez en uygun riolit kayaçlarından (I53) ağırlıkça %5 ile karıştırılarak MELTS algoritması kullanılmıştır. Bu magma karışımının diferansiyasyonu sırasında elde edilen Şekil 4.2'deki kayaçlar %95 başlangıç kayacı ile %5 riolitinin 1000 bar toplam basınçta, QFM+1 oksijen fugasitesinde, ve 2 ağırlık (%) su içeriğinde karışmasıyla oluşturulan grafik görülmektedir. Doğal kayaçlarımızın tümünün bu modelleme ile eşleşme gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.22). Aynı zamanda magma karışımının doğal kayaçları oluşturabildiği harker diyagramlarında da görülmektedir (Şekil 4.23 A, B, C, D, E ve F).



Şekil 4.21 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H₂O koşulunda MELTS ile Fraksiyonel kristallenme modeli ve harker diyagramları (A, B, C, D, E ve F).



Şekil 4.22 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça %2 H₂O koşulunda Magma karışımı modeli.

4.2.3 ICP-MS Çalışmaları

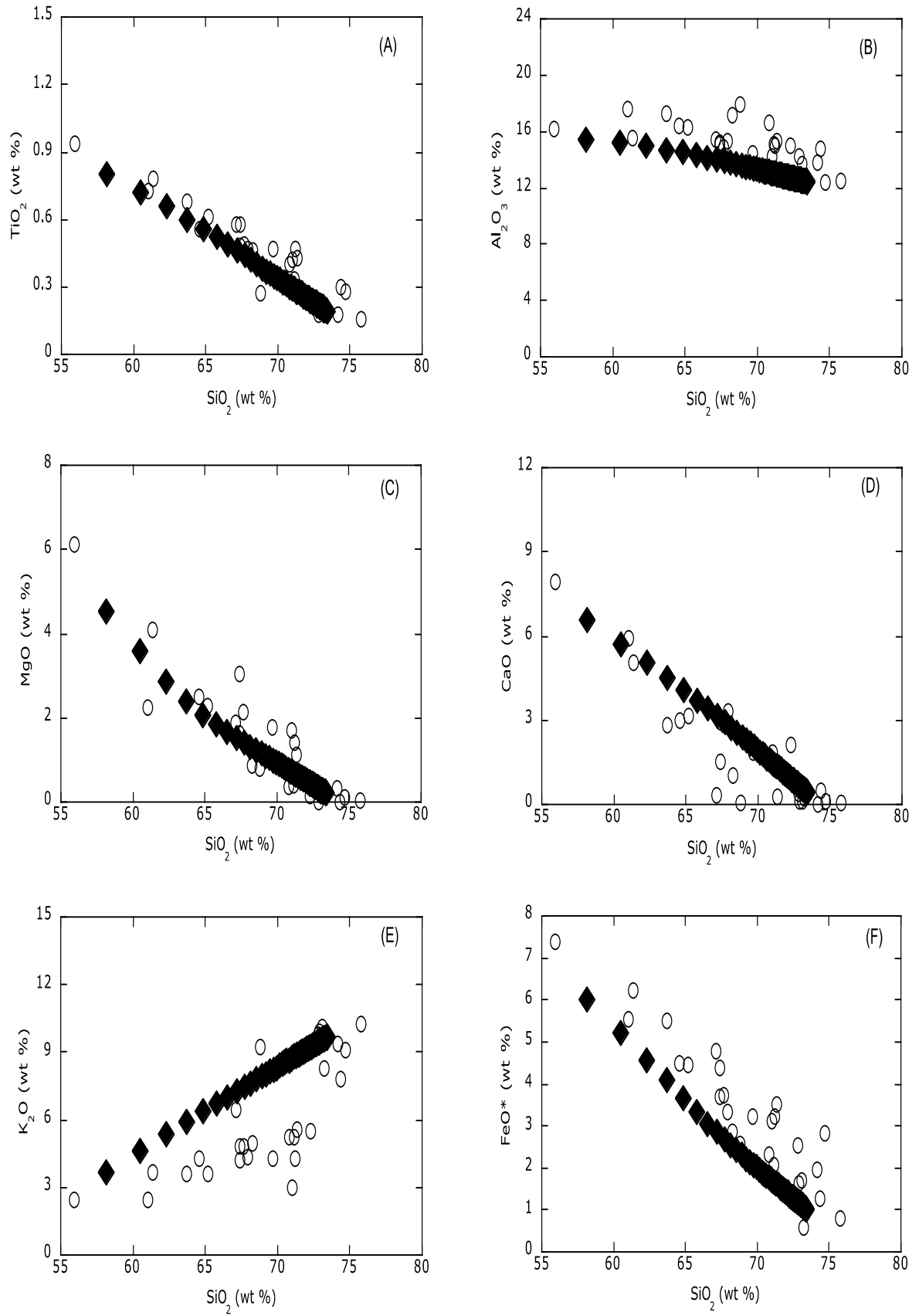
İnceleme alanındaki yankayaçlardan seçilen örnekler, İstanbul Teknik Üniversitesi'nde İTÜ Jeokimya Analiz Laboratuvarları'nda, ICP-MS yöntemi ile analize tabi tutulmuştur. EKB ve EKC'de inceleme alanındaki yan kayaçların iz element ve nadir toprak analiz değerleri verilmektedir.

4.3 Cevher Jeokimyası

4.3.1 XRF Çalışmaları

İnceleme alanındaki cevher içeren yan kayaçlardan seçilen örnekler ise, İstanbul Teknik Üniversitesi İTÜ Jeokimya Analiz Laboratuvarları'nda XRF yöntemi ile analize tabi tutulmuştur. EKD'de inceleme alanındaki cevher içeren yan kayaçlar için ana oksit analiz değerleri (ppm ve % cinsinden) verilmektedir.

EKD'de verilen major oksit değerlerine bakıldığında, SiO₂ değerleri %4.5-74.25 arasında değişmektedir. TiO₂ değerleri, bir örnek (E5) hariç (5.81), çoğunlukla 0.03-0.20 arasındadır. Al₂O₃ analiz sonuçları, onbir örnekte %5'in altında iken, diğer örneklerde % 5-16 aralığında izlenmektedir. Fe₂O₃ içeriği sadece beş örnekte %1'in üzerindedir. MnO değeri, E19 nolu örnek en çok(%4.09) MnO değerine sahiptir.



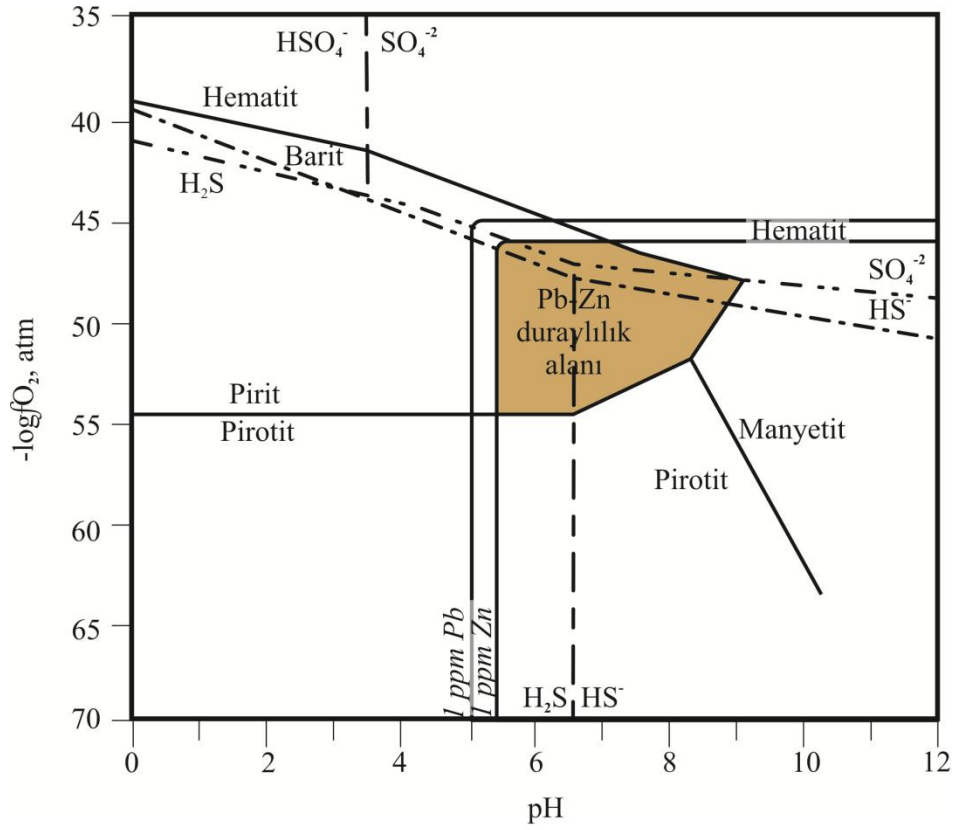
Şekil 4.23 : 1000 bar, QFM+1, ağırlıkça % 2 H_2O koşulunda MELTS ile Magma karışımı modeli ve harker diyagramları (A, B, C, D, E ve F).

MgO değerleri tüm örnekler için %0 ile %0.82 arasındadır. CaO değerleri, sadece iki örnekte %2'nin üzerindedir. E18 nolu örnekte en yüksek değerindedir (%4.65). E12, E21, T32, T34, I52 nolu örneklerde Na₂O+K₂O (toplam alkali) içerikleri diğer örneklerle nazaran en yüksek orandadır (%11-14). Cr₂O₃ içeriği sadece beş örnekte bulunup, %0.01 ile %0.04 arasında değişmektedir. BaO değerleri, örnekler içerisinde en çok E26 (%51.12) ve T36 (%55.99) bulunur; T48 nolu örnekte ise en azdır (1336 ppm). İnceleme alanındaki cevherleşmelerde görülen başlıca gang mineralleri barit ve kuvarsdır. Bu yüksek değerler bize barit varlığını göstermektedir. Ateşte kayıp değerleri, %1.5 ile %15 aralığındadır.

4.3.2 SUPCRT alışmaları

SUPCRT algoritması; 1000 bar basınç, 150⁰C sıcaklık , oksijen fugasitesi ve pH'ı sağlayacak toplam 10⁻³ molal sülfür değerinde sfalerit, galenit, magnetit, hematite ve baritin duraylılık sınırlarının hesaplanması için magnetit, hematit, pirit, pirotit, baritin yanısıra H-O-S sistemindeki iyonik ve sulu türlerin standart molal termodinamik özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmıştır. 7 mineral, 8 iyon ve 4 sulu kompleks için elde edilen data, sulu ayrımlaşmanın ve mineral çözünürlüğünün sıcaklık, basınç, pH, oksidasyon durumu, ve cevherli çözeltilerin sülfür içeriğinin fonksiyonu olarak sayısal hesaplanmasında kullanılmıştır (Johnson, vd., 1991).

SUPCRT92 25⁰C ve 500⁰C ile 1 bar ve 5000 bar sıcaklık basınç aralığında hesaplama yapmaktadır. Cevher mineralleri kayaçlarda damar şeklinde biriktiği için; "Dissemine olmuş cevherin ne şekilde çözülüp sulu çözeltilerle çatlaklara nasıl taşınıp yeniden nasıl damar mineralleri şeklinde biriktiği" sorusunu cevaplandırmak için sistemdeki toplam basınç, sıcaklık, toplam sülfür içeriği, pH ve oksijen fugasitesinin etkisini belirlemek gereklidir. Basınç diğer parametrelere göre en az etkiye sahip olduğu için hesaplamalarda basınç 1000 bar olarak varsayılmıştır. Bozkaya ve Gökçe'nin 2002'de yaptığı çalışmada, sıvı kapanımlarının sıcaklık aralığının 120-160⁰C olduğunu bildirmektedir. Bu tez kapsamında ise, sıvı kapanım oluşum sıcaklıklarının 350 ⁰C'ye kadar çıktığı tespit edilmiştir. Buna dayanarak 150⁰C, 250⁰C ve 350⁰C de hesaplamalar yapılarak logfO₂ –pH diyagramları oluşturulmuştur.



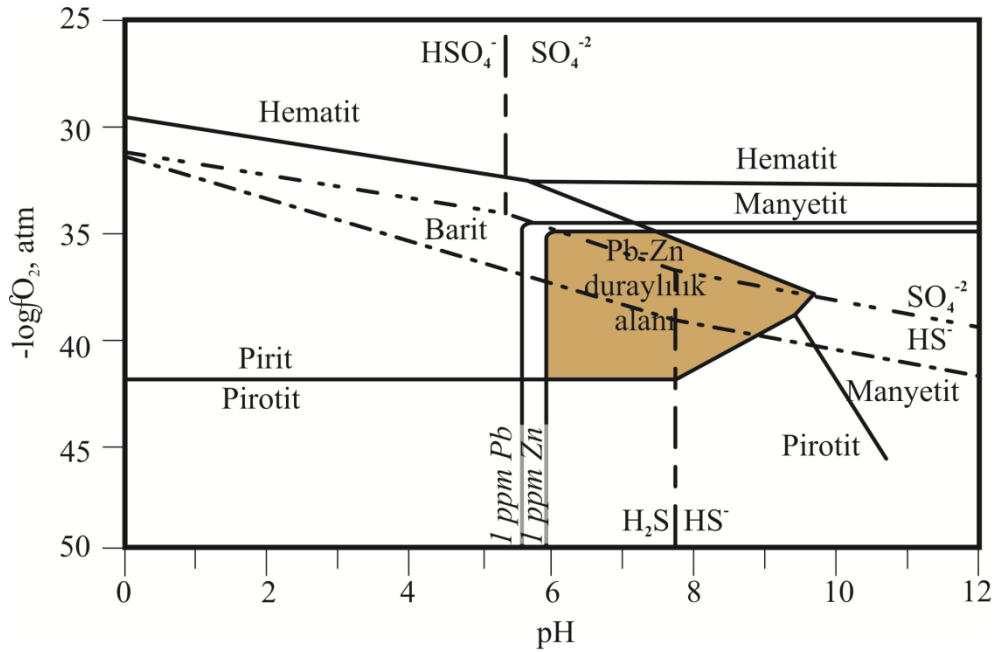
Şekil 4.24 : 150°C’de, $\Sigma S=10^{-3}$ M değerinde galenit-sfalerit cevher oluşumlarının SUPCRT hesapları ile oluşturulan $\log fO_2$ -pH diyagramı (Cooke,D.R.,et al.,1998).

SUPCRT algoritması ile; 150°C ve $\Sigma S=10^{-3}$ koşulunda ve H-S-O sisteminde $\log fO_2$ -pH diyagramı çizilmiş ve galenit, sfalerit, magnetit, hematit ve baritin duraylılık alanları üzerine aktarılmıştır. İlk olarak H_2S , HS , HSO_4^{-2} ve SO_4^{-2} türlerinin $\log fO_2$ ve pH boyunca duraylılık alanlarının belirlenmesi için çok sayıda kimyasal denklem kullanılmıştır. Bu çalışma ile Kuru Bölgesi’ndeki cevherleşmelerin damarlı birikimlerin cevher ortamını sıcaklık, toplam sülfür miktarı, $\log fO_2$ ve pH cinsinden 150°C sıcaklıkta belirlemektedir (Şekil 4.24).

Ayrıca bu sınırın farklı sıcaklıkta (250°C)’de hangi yöne değiştiği de Şekil 4.25’de verilmiştir. Cevherli minerallerin duraylılık alanları;cevherli çözeltilerin HS^{-} ve SO_4^{-2} alanlarında yerleşerek sfalerit ve galenit minerallerinin Kuru Bölgesi’ndeki cevherli çözeltilerden damar şeklinde oluştukça, $\log fO_2$ ’nin -55 ve -45 ile pH aralığının 5 ve 9 aralığında olduğunu göstermiştir. Sıcaklığın 350°C’de olduğu $\log fO_2$ -pH diyagramı, SUPCRT hesaplamaları yapılarak oluşturulduğunda bu sınırların önemli bir değişim göstermemesi ilgi çekmektedir.

Bu sistemi oluşturan parametreler, toplam basınç, sıcaklık, oksijen fugasitesi, pH ve toplam sülfür değerleridir. Sistemi denetleyen faktörler ise, sadece oksijen fugasitesi,

pH ve toplam sülfür değeridir. Bu çalışma için, toplam sülfür değeri $10^{-3}M$ kabul edilmiştir (Cooke,D.R.,et al.,1998).



Şekil 4.25 : 250°C’de $\Sigma S=10^{-3}M$ değerinde galenit-sfalerit cevher oluşumlarının SUPCRT hesapları ile oluşturulan $\log fO_2$ -pH diyagramı (Cooke,D.R.,et al.,1998).

Kimyasal reaksiyonların belirli sıcaklık ve basınçta denge sabitini (K) SUPCRT programı ile hesaplayabiliriz. İnceleme alanında görülen cevher ve gang minerallerinin duraylılık sınırları, 150°C ve 250°C’de ayrı ayrı çizilmiştir. Dönüşüm denklemlerine EK E’de yer verilmektedir.

4.4 İzotop Çalışmaları

4.4.1 Giriş

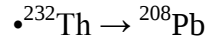
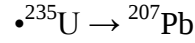
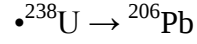
İnceleme alanındaki cevher oluşumu sistematğine ışık tutması amacı ile derlenen örnekler üzerinde izotop çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu cevherli kayalardan seçilen örneklerde, kurşun izotop analizleri Geochron Laboratuvarları’nda (USA), kükürt izotop analizleri Iso-Analytical Laboratuvarları’nda (UK) yapılmıştır. Örneklerin hazırlama şekli ilgili laboratuvarların çalışma prensibine göre hazırlanmıştır. Pb izotopu için gönderilen galenit örneği ve S izotopu için gönderilen galenit ve sfalerit örnekleri (toplam 20 adet) binoküler mikroskop altında ayırtlanarak, 1 gr.lık tüplere konularak laboratuvarlara gönderilmiştir.

Kükürt izotop analizleri için, Uluslararası Atom Enerji Kurumu (Viyana) tarafından referans verilen NBS-127, IAEA-S-1 ve IAEA-SO-5 standartlar kullanılmıştır.

4.4.2 Kurşun İzotop Çalışmaları

Kurşun, hem ilksel kurşun sülfür (galenit), hem de diğer sülfür ve sülfatlı mineralleri içerisinde iz element olarak yaygın olarak bulunmaktadır. Bu Pb izotop bileşimlerini kolaylıkla ölçmek mümkündür.

Kurşunun dört duraylı izotopu (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) olduğu bilinmektedir. Bunlardan sadece ^{204}Pb radyojenik değildir.



Cevher mineralleri içerisindeki U'nun Pb'ye oranla gerçekte düşük olması sebebiyle Pb izotop bileşimi içerisindeki zamana bağlı büyüme Fanerozoik zamanında oluşan mineraller için çok az ya da ihmal edilebilir seviyededir. Bu nedenle, eğer sistem değişmeden kapalı kaldı ise, ölçülen Pb izotop bileşimi, kristalizasyon sırasındaki hidrotermal akışkanın ve mineralin bileşimi ile benzerdir. Bunun aksine Proterozoik ve Arkeen yaşlı cevher minerallerinde Pb'nin kısmen radyojenik büyümesi için yeterli zaman mevcuttur. Çünkü Uranyum, kalkopirit ve pirit gibi bazı yaygın sülfür minerallerinden tamamen ayrılmamıştır. Bu tür yaşlı minerallerden ölçülen Pb izotop bileşimlerinin, ilksel bileşimi elde etmek için zamana bağlı olarak büyüme düzeltmesine ihtiyaç vardır (Tosdal vd.,1999). Arribas ve Tosdal (1994) ve Tosdal vd. (1999)'un işaret ettiği gibi Prekambriyen Pb izotop heterojenitesi sebebi ile lokal Pb izotop büyüme eğrileri, Pb izotop verilerinin herhangi tam bir kronolojik öneme sahip olmasından önce meydana gelmiş özel kıtasal bölgeler için uygulanabilmektedir.

Kabuksal büyüme eğrisi, bir ortalama kabuğun ya da belirgin bir provensin U/Pb ve Th/U oran karakteristiklerinin kullanımını temel almakta olup zamana bağımlı kıtasal kabuk Pb izotop bileşimini göstermektedir. Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi herbir aşaması farklı U/Pb ve Th/U oranları ile karakterize edilmiş kıtasal kabuğun iki aşamalı evrimine dayanmaktadır.

Maden yataklarındaki kurşunun kaynaklarını tespit etmek için Pb izotoplarının kullanımı, Pb içeren bir mineralin kurşun izotop bileşiminin doğrudan ölçümünü içermektedir. Kurşun izotop verileri, aynı kaynaktan türeyen, aynı hidrotermal akışkan ile taşınıp depolanmış Pb varsayımı nedeni ile, Zn, Cu, Au, Ag ve diğer metaller gibi birlikte bulunan metallerin kaynağının belirlenmesi için yeterli değildir.

Bu varsayım, hidrotermal akışkan içerisindeki özellikle de magmatik hidrotermal sistemlerdeki baz metal zenginleşmesi ve sedimanter ortamlardaki kurşunca zengin yataklardaki Pb, Zn ve Cu'nun jeokimyasal davranışları ile karşılaştırılabilir olması nedeni ile doğruluğu yüksektir (Henley vd.,1984).

4.4.2.1 Kurşun izotopları ile ilgili önceki çalışmalar

En önemli kurşun izotopları çalışmaları, Doe (1970), Faure (1977) ve Dickin (1995) tarafından yapılmıştır. Tosdal vd. (1999), cevher oluşumlarının köken süreçlerini anlamak için Pb izotop çalışmalarını kullanmıştır. Kurşun izotopları ile ilgili genel bilgiler önceki bölümde derlenerek sunulmuştur.

4.4.2.2 İnceleme alanında kurşun izotopları ile ilgili bulgular

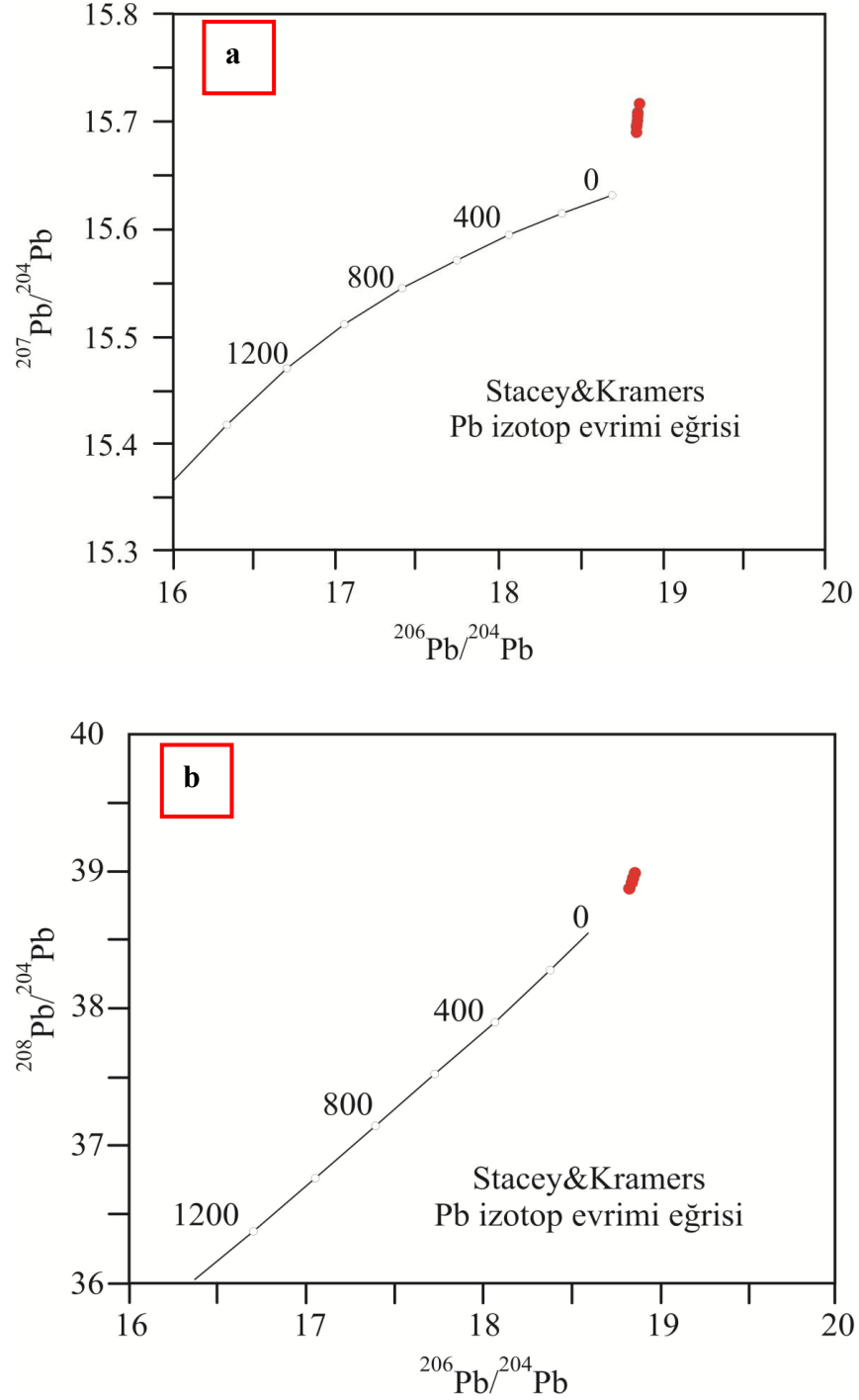
İnceleme alanında, Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri'nden alınan 10 adet galenit (E1, E5, E10, E31, T36, T41, T42, T45, T48 ve T49 kodlu örneklerine ait kurşun izotop analiz değerleri Çizelge 4.3'de verilmektedir. Kurşun izotop analizlerinin maliyetlerinin çok yüksek olması nedeni ile kısıtlı sayıda örnekten analiz yapılmıştır. Bu nedenle daha önceki çalışmaların izotop analiz sonuçları ile karşılaştırmalı yorumlamalar yapılmaya çalışılmıştır. Elde edilen literatür çalışmalarında jeotektonik ortam, yan kayaç bileşimi ve cevherleşme tipindeki benzerlikler nedeni ile kurşun izotop değerlerinin yorumlamaları, Arribas ve Tosdal (1994)'e göre yorumlanmıştır.

Bu çalışma kapsamında elde edilen Pb izotop analiz sonuçları, referans kabuksal büyüme eğrileri ile birlikte geleneksel Pb kovaryasyon diyagramlarına yerleştirilmişlerdir (Stacey&Kramers, 1975) (Şekil 4.26).

Çizelge 4.2 : Ortalama aktif kıtasal kurşun için iki aşama model parametrelerini gösteren çizelge (Stacey ve Kramers, 1975).

	Zaman (milyar yıl)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/ Pb	Th/Pb	Th/ U
İlk aşama başlangıç	4.57	9.307	10.294	29.487	7.19	33.21	4.62
İkinci aşama	3.70	11.152	12.998	31.230	9.74	36.84	3.78
Günümüz	0.00	18.700	15.628	38.630	9.74	36.84	3.78

Kabuksal büyüme eğrisi, bir ortalama kabuğun ya da belirgin bir provensin U/Pb ve Th/U oran karakteristiklerinin kullanımını temel almakta olup zamana bağımlı kıtasal kabuk Pb izotop bileşimini göstermektedir. Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi her bir aşaması farklı U/Pb ve Th/U oranları ile karakterize edilmiş kıtasal kabuğun iki aşamalı evrimine dayanmaktadır.



Şekil 4.26 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerini $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) diyagramlarını gösterir çizelgeler (Stacey&Kramers (1975)'nin ortalama kabuksal büyüme eğrisi).

Pb'nin evriminin ilk aşaması, Diablo Kanyonu'ndaki demir meteoritindeki triyolit içerisinde kaydedilen ilksel izotop oranları ile 4.57 milyar yıl önce başlamaktadır (Tatsumoto vd. 1973). İkinci aşama ise, ilk rezervuardaki U/Pb ve Th/U oranlarındaki değişiklik ile 3.7 milyar yıl önce meydana gelen rezervuardaki jeokimyasal farklılaşma ile başlamaktadır (ilksel mantodan kabuğun diferansiyasyonu) (Çizelge 4.2).

Bu grafikler incelendiğinde, analizi yapılan galenit örneklerinin Stacey&Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisinin yukarısında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.26). Eskikişla Bölgesi galenit örneklerinden elde edilen kurşun izotop analiz değerleri, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.836 ile 18.848 arası), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.704 ile 15.718 arası), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.977 ile 38.933 arası) değişmektedir (Çizelge 4.3).

Çizelge 4.3 : Eskikişla (E) Bölgesi cevherleşmelerine ait kurşun izotop analiz değerleri çizelgesi.

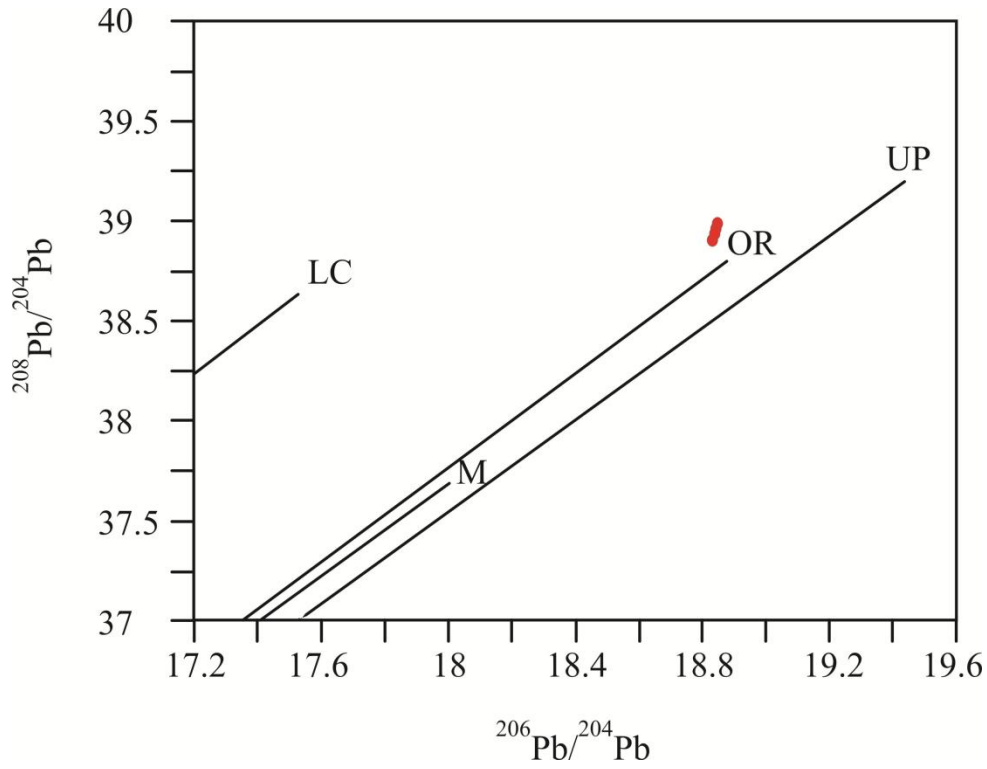
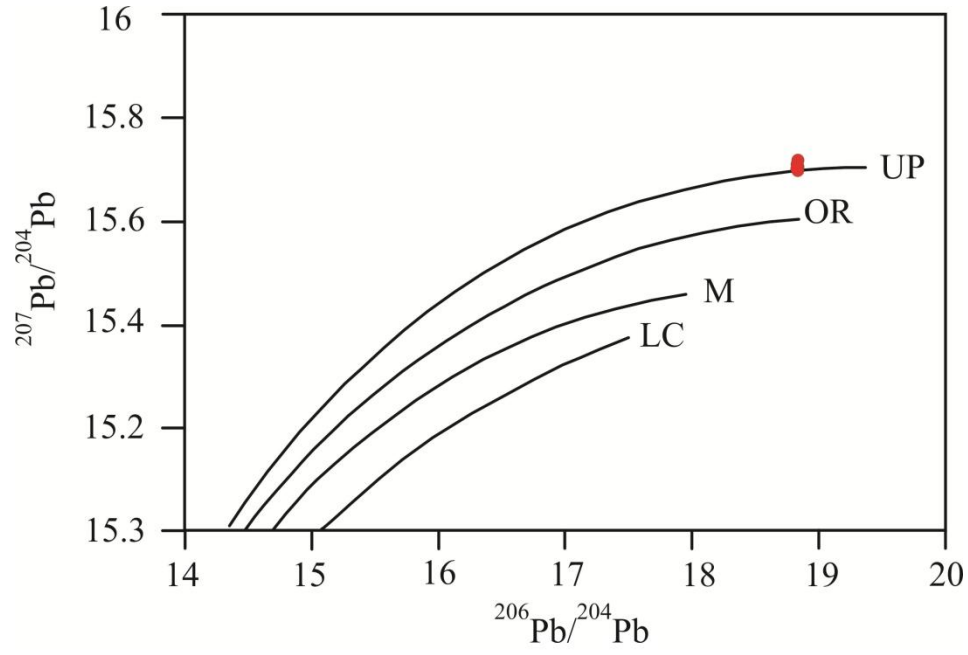
Örnek No	Tanımlama	Pb İzotop Oranı	Sonuç
E10 (90-95 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.848
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.718
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.977
E1 (Yüzey)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.842
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.709
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.95
E5 (120-130 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.836
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.704
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.933
E31 (68 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.839
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.706
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.939

Çizelge 4.4 : Tahtalıkuyu (T) Bölgesi cevherleşmelerine ait kurşun izotop analiz değerleri çizelgesi.

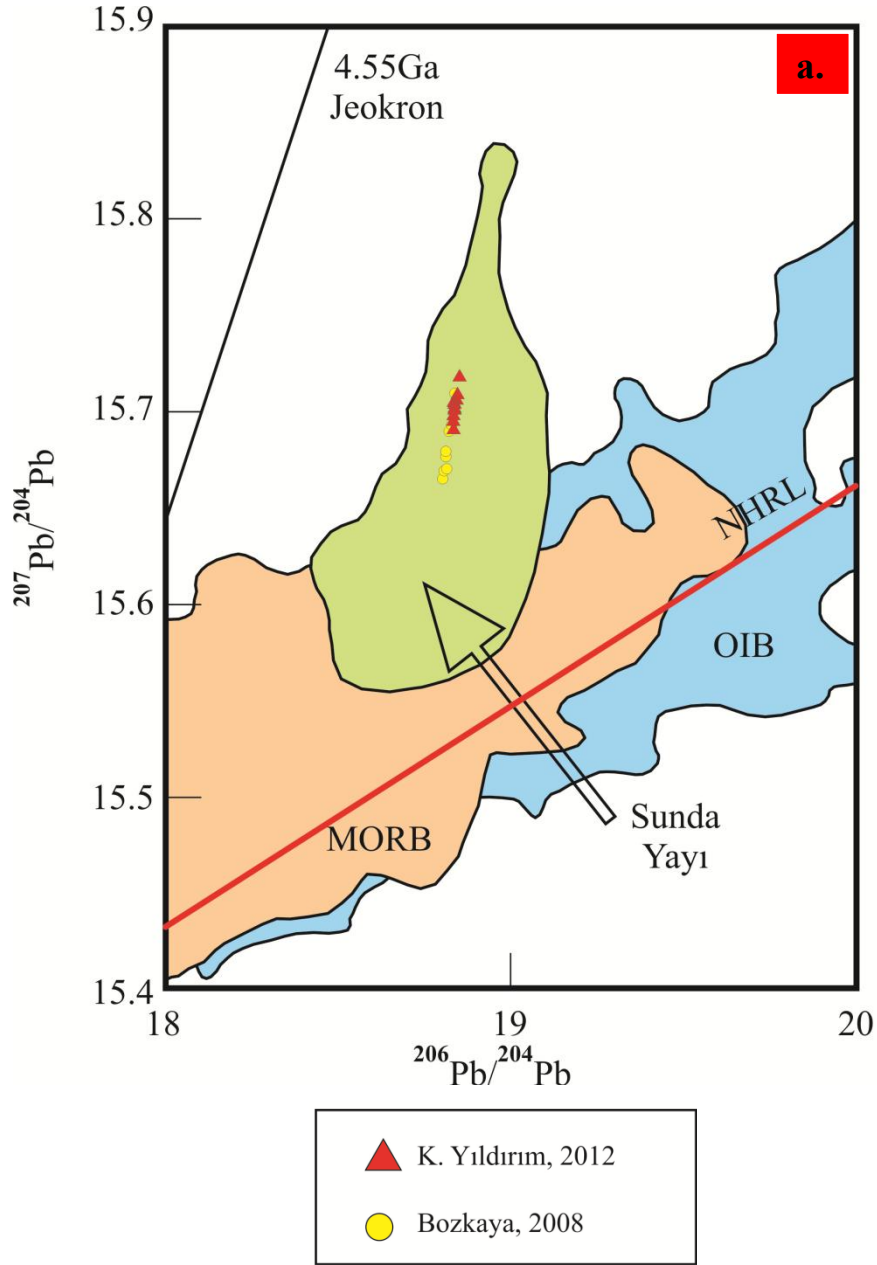
Örnek No	Tanımlama	Pb İzotop Oranı	Sonuç
T36 (110 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.831
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.691
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.883
T41 (Yüzey)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.835
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.702
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.923
T42 (115 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.834
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.7
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.917
T45 (33 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.831
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.697
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.91
T48 (66 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.839
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.706
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.939
T49 (96 m.)	Galenit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.833
		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.698
		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.912

Tahtalıkuyu Bölgesi galenit örneklerinden elde edilen kurşun izotop analiz değerleri, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.831 ile 18.839 arası), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.691 ile 15.706 arası), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.912 ile 38.939 arası) değişmektedir (Çizelge 4.4).

Bu izotop verileri Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modeline göre değerlendirildiğinde (Şekil 4.27), homojen bir izotopik bileşim dağılımı gösterdiği görülmektedir. Bu değerler, aynı zamanda kurşunun orojenik ve üst kabuk kökenli olduğuna işaret etmektedir.



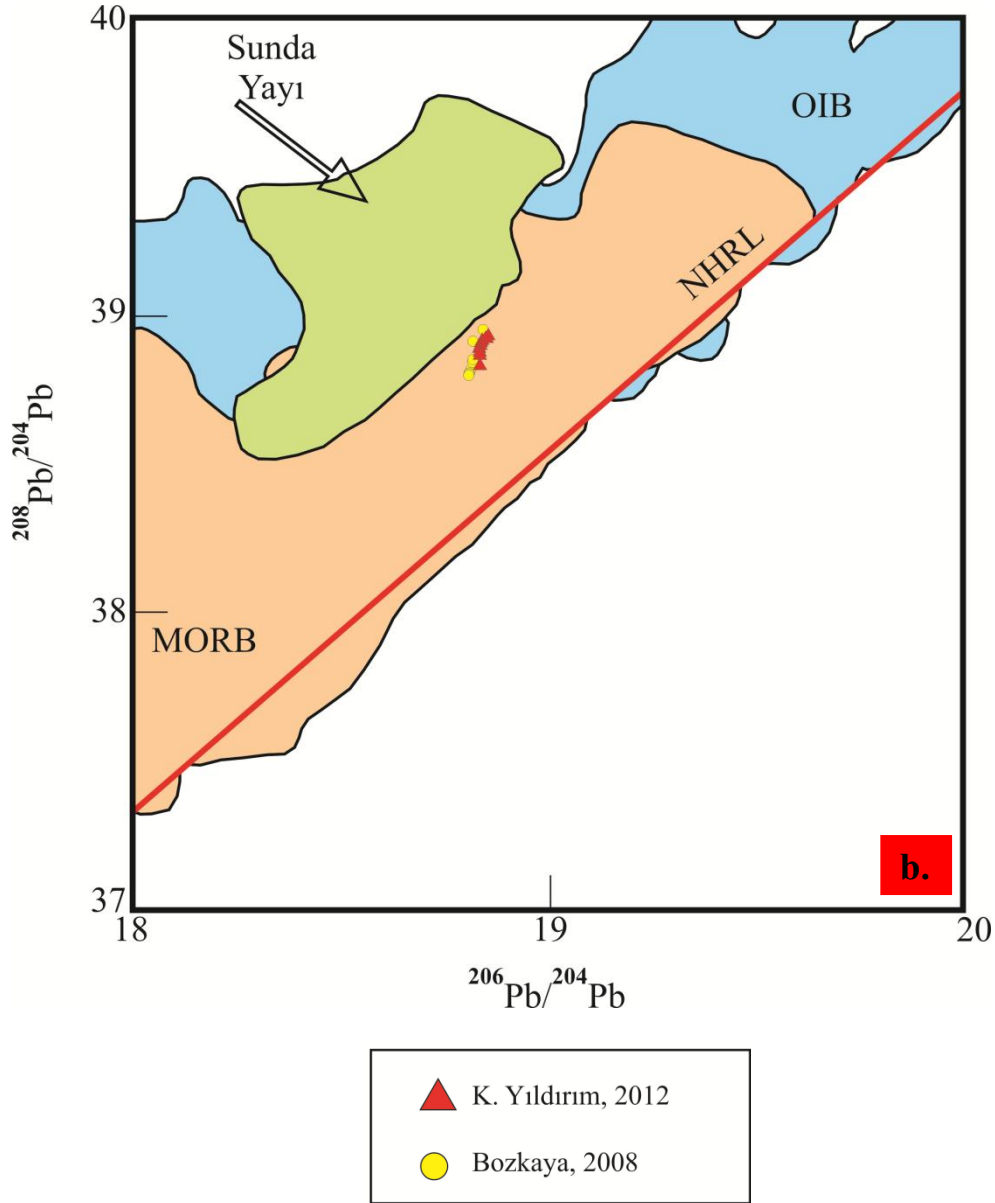
Şekil 4.27 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait Pb izotop değerlerinin Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen Plumbotektonik modelini gösterir grafikler (M: Manto, OR: Orogenik, UP: Üst kabuk, LC: Alt kabuk).



Şekil 4.28a : Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop değerlerinin Çiftçi (2013) tarafından geliştirilen ortam modeli (NHRL:Northern Hemisphere Reference line, MORB:Mid-ocean ridge basalt,OIB:Oceanic Island Basalt).

Tosdal (2001)'e göre daha düşük $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri temelden türeyen Pb'yi yansıtırken, daha yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri magmatik Pb'yi yansıtmaktadır. Ayrıca daha yüksek $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri hem magmatik hem de hidrotermal sistem içerisinde kabuksal malzemenin daha çokca bulunduğuna işaret ederken, daha düşük $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri daha yüksek bir magmatik bileşimi işaret etmektedir.

İnceleme alanındaki kurşun izotop verileri ayrıca Çiftçi (2013) tarafından geliştirilen ortam modeli grafiğine de iz düşürülerek yorumlamaya gidilmiştir. Bu ortam modeli grafiği, dünyada bilinen Sunda yayı, Kuzey yarımküre referans hattı (NHRL), Okyanus ortası sırt (MORB), Okyanus ada bazalt (OIB) ortamlarında yapılan kurşun izotop verilerine göre oluşturulmuştur (Şekil 4.28a; Şekil 4.28b). İnceleme alanında yapılan kurşun izotop değerleri, kuzey yarımküre referans hattına yakın, Sunda yayı alanına düşmektedir. Buna göre, kurşun değerleri, ada yayı volkanizmasına ait, dolayısıyla mantoya yakın kurşun değerleri ile örtüşmektedir.



Şekil 4.28b : Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerine ait $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop değerlerinin Çiftçi (2013) tarafından geliştirilen ortam modeli (NHRL:Northern Hemisphere Reference line, MORB:Midoccean ridge basalt,OIB:Oceanic Island Basalt).

Bu çalışmada elde edilen grafiklerden, bölgedeki Oligo-Miyosen magmatizmasının sistemi açık hale getirerek Pb'yi mobilize etmiş olabileceği ve belirli miktarda da magmatik katkıda bulunarak cevherleşmeyi oluşturmuş olabileceği yorumuna gidilmiştir.

4.4.3 Kükürt İzotop Çalışmaları

Kükürt metal olmayan bir element olarak, sülfürün baskın olduğu maden yataklarında ana bileşen olarak bulunabilmektedir. Evaporitik yataklarda ise, sülfat olarak görülebilmektedir. Magmatik ve metamorfik ortamların dışında, deniz sularından farklı sedimanter ortamlara kadar geniş bir sıcaklık aralığında oluşmaktadır. Doğal haldeki kükürt stabil izotoplarının bir karışımıdır. Bu karışımın yaklaşık yüzde dağılımları ise, ^{32}S :95,02 %; ^{33}S :0,75 %; ^{34}S :4,21%; ^{36}S :0,02%'dir. Magma oluşumu ve diferansiyasyonunun kapalı bir sistem içerisinde gerçekleştiği düşünüldüğünde, kükürt-oksijen bağları oluşmakta ve bir daha bozulmadığı kabul edilmektedir. Bu kapalı sistemden hidrotermal faza geçerken kapalı ve açık sistemin arasında bir karışım sistem oluşur. Bugüne kadar sıcaklığa bağlı olarak oluşan sülfid fazlar arasındaki izotop fraksiyonlaşmasını konu alan teorik ve deneysel birçok çalışma yapılmıştır. Silikat minerallerinin oksijen izotop içeriğine benzer olarak, birlikte oluşan sülfid mineralleri içinde de göreceli olarak $\delta^{34}\text{S}$ içeriğine zenginleşmesi sırası mevcuttur. En yaygın üç sülfid minerali arasında (pirit, çinkoblend, galenit) pirit her zaman en yüksek $\delta^{34}\text{S}$, galenit ise en düşük $\delta^{34}\text{S}$ içeriğine sahiptir. Farklı sülfid mineralleri arasındaki izotop fraksiyonlaşması üzerine yapılan deneysel çalışmalar bunların çoğunun arasında bir uyum olmadığını göstermektedir. Birlikte oluşan, izotopik açıdan dengede olan mineral çiftleri içinde termometrik çalışmalar için en uygun olan çift sfalerit (çinkoblend)-galenit çiftidir.

Genelde sülfid ve sülfat minerallerini oluşturan hidrotermal maden yataklarındaki kükürtün varlığı iki şekilde açıklanabilmektedir. Birincisi, bir magmatik kaynaktan; kükürt magmatik akışkanlarla taşınmaktadır; İkincisi, bir deniz suyu kaynağından; yani magmatik kayalar içerisindeki sülfürlü minerallerden yıkama yoluyla elde edilmektedir.

Deniz suyundaki kükürt sulu sülfatlara bağlı olarak gelişerek farklı yollar ile sülfid yataklarının bünyesine katılmaktadır. Dünyanın yüzeyine yakın bölgelerde kükürt indirgeyici bakteriler ile H_2S 'e indirgenen sülfatlar, sedimanter sülfitleri

oluşturmaktadır. Bu sedimanter sülfidler daha sonradan hidrotermal akışkanlar ile yıkanabilmekte veya metal taşıyan tuzlu sularla karşılaştıkları zaman diğer sülfid minerallerinin yerine alabilmektedirler. Aynı zamanda sulu sülfatların sulu sülfidlere indirgenmesi, yüksek sıcaklıklarda bakteriyel bir etki olmaksızın da meydana gelebilmektedir. Bu nedenle sülfat içeren deniz suyu, sülfatça zengin sular veya denizel evaporitlerden çözülmüş sülfat içeren meteorik sular, sülfid içeren hidrotermal akışkanlar içerisinde evrimleşebilmektedir (Hoefs, 1987).

Kükürt izotoplarının ayrışması, (1) sülfidlerin yıkanması sırasında veya magmadan akışkanların yayılması sırasındaki kükürtün kaynağında, (2) deniz suyu sülfat indirgenmesini içeren hidrotermal akışkanların evrimsel tarihi sırasında, (3) hidrotermal akışkanların soğuması sırasında, (4) minerallerin yerini alma veya oluşumları sırasında meydana gelmesi beklenmektedir.

İzotopsal ayrışma, akışkanlar, ergiyikler veya mineraller içerisindeki sülfürlü bileşenler arasında izotopik dengeleme sürerken veya denge olmayan bir durumda devam edebilmektedir. Bu tür izotopsal ayrışma kapalı veya açık sistemler içerisinde meydana gelmektedir. Hidrotermal minerallerde gözlenen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri bu nedendir ki, hidrotermal akışkanlar içerisindeki kükürtün farklı jeokimyasal tarihçesini göstermektedir. $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin düzgün olarak yorumlanması cevher jeolojisinin ve hidrotermal sistemler içerisindeki birçok izotopsal ayrışma işlemlerinin anlaşılması ile mümkün olmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979). Birçok cevher oluşumu, kalkalkalen intrüziyonlarla ilişkili, genellikle sülfat minerallerinden yoksun ve sülfid minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri 0 ‰'a yakın ve dar bir aralıktadır. Bu tür cevher oluşturan akışkanlardaki kükürt, magmatik kaynaklardan türemiş şekilde görülmektedir ve H_2S 'in baskın olduğu kükürt türlerinin bulunduğu pH- fO_2 koşullarında çökelmişlerdir (Ohmoto ve Rye, 1979).

Tipik olarak katı olan iki faz arasındaki kükürt izotop ayrışmasının sıcaklığa bağılılığı kükürt izotop jeotermometresinin temelini oluşturmaktadır. Kükürt izotop jeotermometresi, sfalerit ve galenit veya pirit ve barit gibi iki madde arasındaki kükürt izotoplarının ayrışmasını temel almaktadır. Çözülmüş SO_4^{2-} ve H_2S arasındaki kükürt izotop ayrışması, jeotermal sistemler içerisindeki rezervuar sıcaklıklarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Bu tür bir jeotermometre için kükürt izotopunun kullanımı birçok gerekliliğe ve varsayıma dayanmaktadır:

(1) Mineraller eş zamanlı oluşmalı ve tek bir sıcaklıkta birisi diğeri ile dengede olmalı. (2) Takiben bir mineralde veya her iki mineralde alterasyon veya yeniden dengelenme olmamalı. (3) Saf mineraller izotop analizi için ayrılmalı. (4) Ayrılanma faktörlerinin sıcaklığa bağlılığı bilinmeli.

Buna ek olarak, sıcaklık tahminindeki daha iyi hassasiyet ayrılanma sırasındaki azami sıcaklığa bağlı mineral çiftlerinin kullanımı ile mümkün olmaktadır. Kinetik sebepler jeotermometre için hem avantaj hem de dezavantaja sahiptirler. İzotop değişimindeki ani hareketlilik denge koşulları altında mineral oluşumunu düzenlemektedir. Fakat ani değişim hareketlilikleri aynı zamanda soğuma sırasında mineral çiftlerini yeniden dengelenmeye yatkın hale getirmektedir. Aksine yavaş hareketlilikler mineraller arasındaki izotopik dengelenmeye engel olmaktadır. Ancak bir kere dengelenen mineral çiftlerinde meydana gelen yavaş değişim hareketlilikleri, düşük sıcaklıklarda daha sonraki yeniden dengelenme olmaksızın oluşum kayıtlarını tutma eğiliminde olmaktadır (Seal II, 2006).

4.4.3.1 Kükürt izotopları ile ilgili önceki çalışmalar

Hidrotermal maden yataklarının kükürt izotop bileşimi hakkında fazlaca referans bulunmaktadır. Rye ve Ohmoto (1974), Ohmoto ve Rye (1979), Ohmoto (1986), Taylor (1987)'in bu konudaki çalışmaları birçok kişiye referans olmuştur. Sülfidik cevherlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin yorumlanmasındaki temel ilkeler Sakai (1968) tarafından açıklanmış, Ohmoto (1972) tarafından da genişletilmiştir.

Koru Bölgesi'nde yapılan ilk kükürt izotop çalışmaları, Bozkaya tarafından 2001 ve 2008'de yapılmış olup, başlıca çinkoblend, galenit ve barit mineralleri kullanılmıştır. Sfaleritlerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ortalaması $-1,6\text{‰}$ tür. Galenitlerse ise ortalama $-3,62\text{‰}$ olarak hesaplanmıştır. Aynı araştırmacıların barit üzerinde yaptığı çalışmada ise elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinden ortalama $+16,47\text{‰}$ değeri saptanmıştır (Çizelge 4.4).

Çizelge 4.5 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri’nden alınan örneklerle ait kükürt izotop analiz değerleri (Bozkaya, 2001; Bozkaya ve Gökçe, 2008; Yalçinkaya, 2010).

Örnek No	$D^{34}S_{VCDT (0/00)}$ Galenit	$d^{34}S_{VCDT (0/00)}$ Sfalerit	$d^{34}S_{VCDT (0/00)}$ Barit	Fark	Hesaplanan T °C (Ohmoto&Rye)
EK-6	-1.9	-3		1.1	537
TK-45	-3.4	-0.1		3.3	194
TK-61	-5.2		17.2	5.2	
TK-73	-4	-1.7		2.3	286
TK-75			17.2		
TK-83			14.9		

4.4.3.2 İnceleme alanında kükürt izotop bileşimleri ile ilgili bulgular

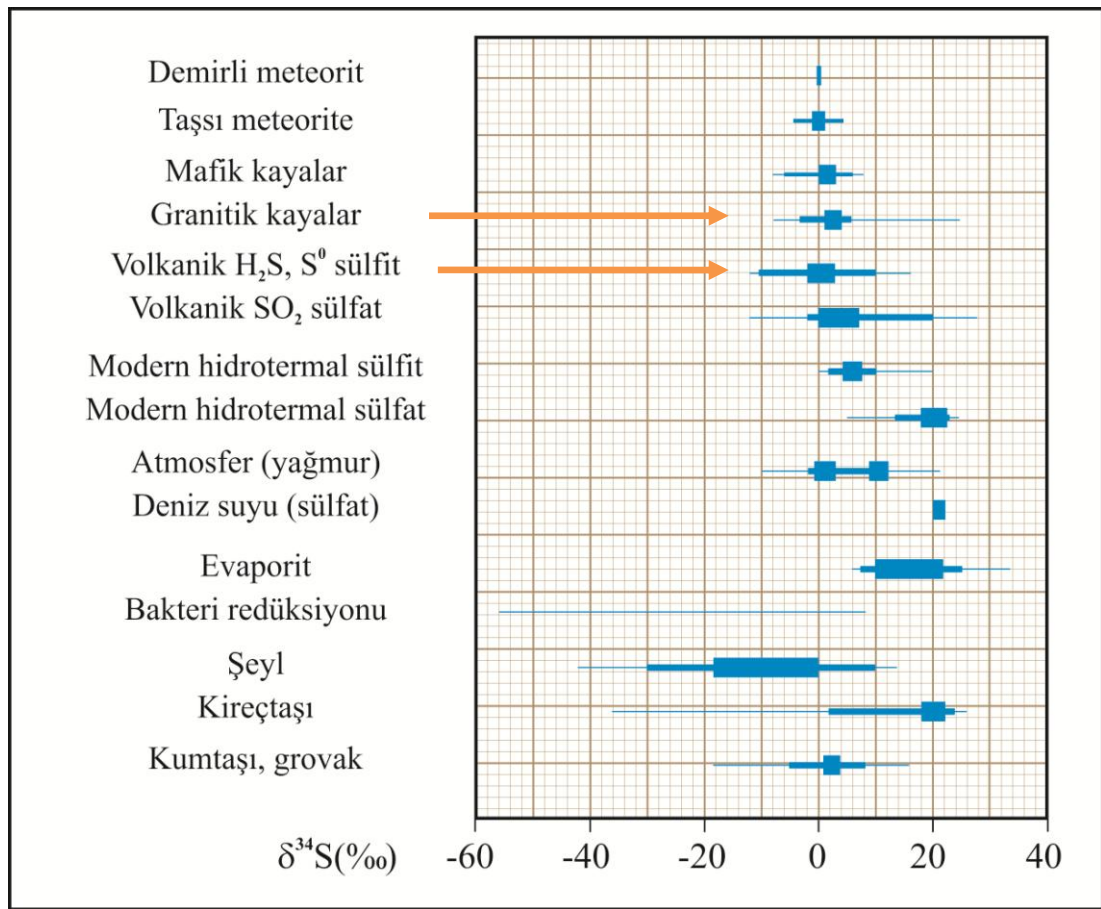
Bu çalışmada bölgedeki cevherleşmelerden temsili olarak seçilen galenit ve sfalerit örneklerinin kükürt izotop analizleri yapılmıştır ve bu örneklerin kükürt izotop bileşimleri Çizelge 4.5’de verilmektedir. Bu çizelgede ayrıca gösterilen ve kükürt izotop jeotermometresi ile hesaplanan değerlere (T °C) daha sonra değinilecektir.

Çizelge 4.6 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri cevherleşmelerine ait farklı metrelerden alınan örneklerde yapılan kükürt izotop analiz değerlerini gösteren çizelge.

Örnek No	Lokasyon	Sonuçlar $\delta^{34}S_{V-CDT (0/00)}$		Fark	T °C (Seal II,2006)
		GALENİT	SFALERİT	Sfalerit-Galenit	
E1	Yüzey	-3.81	-0.63	3.3	197.1
E1		-3.84	-0.41		
E10	90-95 m.	-3.75	-0.88	2.9	228.6
E10		-4.09	-1.16		
E31	68 m.	-2.59	-1.11	1.47	431.6
E31		-2.39	-0.94		
T41	Yüzey	-2.93	0.72	3.55	180.3
T41		-2.71	0.73		
T42	115 m.	-2.69	-	-	
T42		-2.76	-		
T38	110 m.	-5.69	-1.95	3.68	172.23
T38		-5.82	-2.19		
T49	96 m.	-4.63	-1.64	3.03	217.7
T49		-4.71	-1.65		
T48	66 m.	-4.18	-2.18	2.08	319.3
T48		-4.09	-1.92		

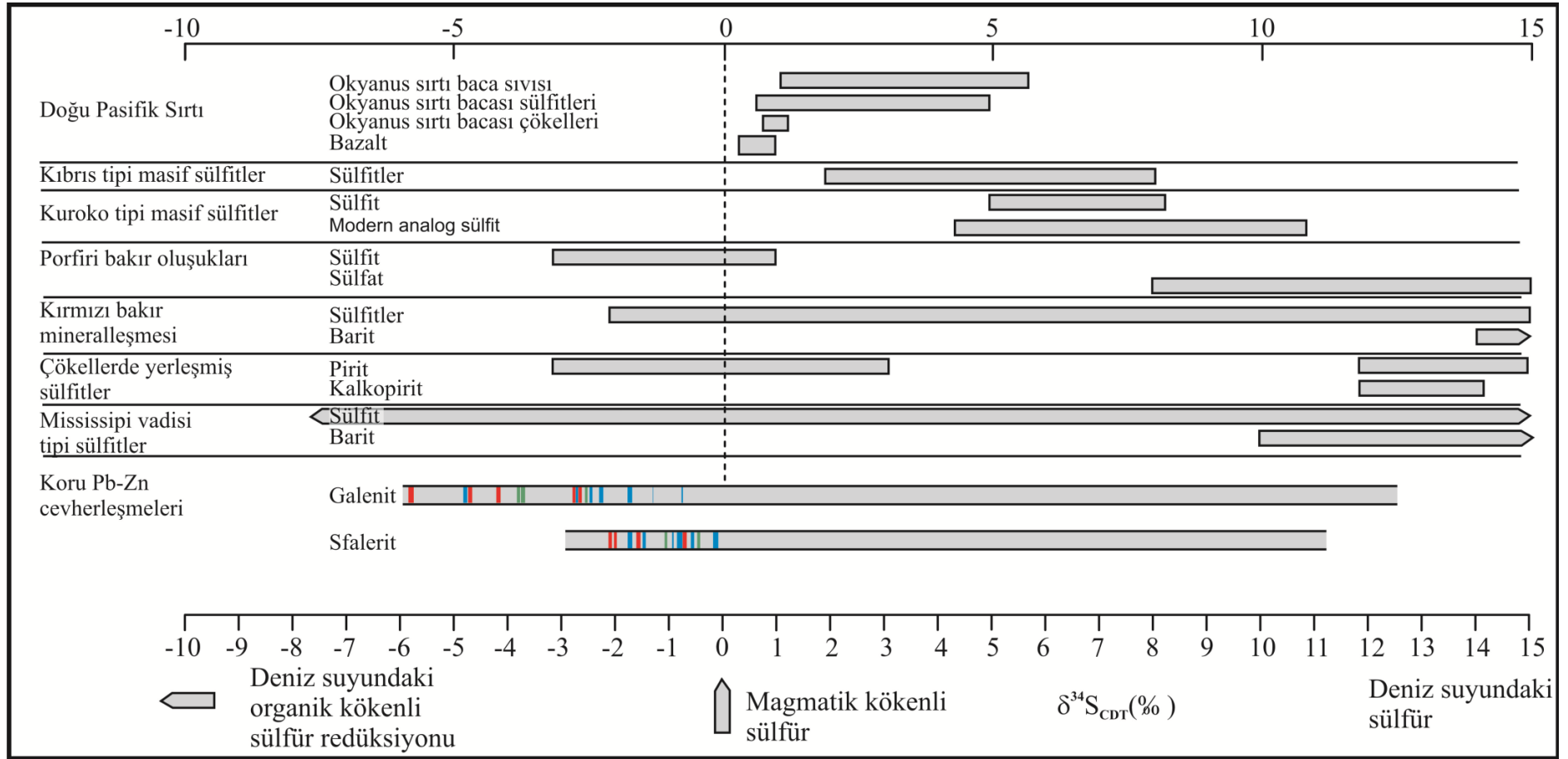
Bölgelerdeki $\delta^{34}\text{S}$ izotop değişimlerine bakıldığı zaman, Eskikışla bölgesindeki galenit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -4.09 ‰ ile -2.39 ‰ arasında (ort: -3.4 ‰), sfalerit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -1.16 ‰ ile -0.41 ‰ arasında (ort: -0.8 ‰) değişmektedir.

Kükürt izotopları analizi yapılan galenit-sfalerit mineral çiftinin arasındaki izotopsal ayrımlanma farkından yararlanılarak, kükürt izotop termometresine göre sıcaklıklar hesaplanmıştır (Seal II, 2006). Bu hesaplamalar sonucunda bulunan sıcaklık değerleri 172 °C - 431 °C ($\pm 10-40$ °C) arasında değişmektedir (Çizelge 4.5). Galenit ve sfalerit arasındaki izotopsal ayrımlanma farkı, sıcaklık arttıkça azalmaktadır.



Şekil 4.29 : Kükürt içeren bazı ortamlara ait $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değerlerinin dağılımını gösteren çizelge (Nielsen, 1979).

Tüm bu veriler değerlendirildiğinde, mineraller açısından $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinde önemli bir ayrım görülmemektedir. Tüm oranlar sıfıra çok yakın ve dar bir aralıkta dağılmış olarak bulunmaktadır. Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri galenit ve sfaleritlerinin kükürt izotop analiz verilerinin Şekil 4.29'e bakıldığında, Granitik kayalar ile Volkanik sülfid ortamlarına girdiği yorumuna gidilmektedir.



Şekil 4.30 : Hidrotermal yataklarda kükürt içeren bazı ortamlara ait $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değerlerinin dağılımını gösteren çizelge (Kerridge et.al., 1988, Ohmoto ve Rye, 1979, Halbach et. al., 1989, Naylor et al., 1989 ve Elridge et al., 1988)).

5. MİKROTERMOMETRİK İNCELEMELER

5.1 Giriş

Bu tez çalışması kapsamında, Kuru sahasında görülen Eskikışla ve Tahtalıkuyu cevherleşmelerinden alınan örneklerde sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Bu analizler İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarında, Linkam THMG-600 cihazı ile gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları, başlıca sfalerit, kuvars ve barit minerallerine ait kapanımlar üzerinde yapılmıştır. İnceleme alanından 25 adet iki yüzü parlatılmış kesitler hazırlanarak, bunlar içinden iyi gözlenebilen 120 adet kapanım incelenmiştir. Önce kapanımların büyüklük, dağılım, morfolojik görünüm, faz durumu gibi genel özellikleri incelenmekte, daha sonra kapanımlar dondurulup ısıtılarak termometrik incelemelere başlanmaktadır. Sıvı kapanımlardaki ölçümler, programlanabilir ısıtma-soğutma sistemi bağlanmakta, alttan aydınlatmalı özel mikroskoplar yardımıyla ısıtma (heating) ve soğutma (freezing) olarak tanımlanan iki evrede incelenmektedir. Tekrarlanan ölçümlere göre doğruluk, ısıtma evresi için $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$, soğutma evresi için $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 'dir. Bölgede daha önce yapılan sıvı kapanım çalışmaları analiz değerleri de referans amacı ile Çizelge 5.1'de verilmektedir.

5.2 Sıvı Kapanım İncelemeleri

Sıvı kapanımlar, kristallerin büyümesi sırasında veya minerallerin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında kapanlanmış (trapped) sıvı damlacıklarıdır. Sıvı kapanımların büyüklüğü, tek bir su molekülünden birkaç milimetre boyutunda kadar değişebilmektedir. Ortalama boyutu ise 0.01 mm 'dir (Roedder, E., 1979). Herhangi bir kristalde fazla sayıda sıvı kapanım olabilir.

Sıvı kapanım ile ilgili ilk temel çalışmayı Roedder (1979)'da yapmıştır. Konu hakkında genel bir giriş niteliği taşıyan Guilbert ve Park (1986)'ın çalışması, sıvı kapanım çalışmaları için pratik el kitabı niteliğindeki Shepherd ve diğ. (1985)'nin eseri ile Hollister ve Crawford (1981)'un eseri ve yine Roedder (1984)'in

yayınladığı “Fluid Inclusions” (Sıvı Kapanımlar) adlı eser, sıvı kapanımlar ile ilgili önemli çalışmalardır.

Sıvı kapanımların maden yataklarının incelenmesinde pek çok pratik faydası bulunmaktadır. Maden yataklarının oluşum sıcaklıkları, basınç koşulları, cevherleşmeye neden olan çözeltilerin yoğunluğu ve bileşimi gibi konularda sıvı kapanımlardan oldukça yararlı bilgiler edinilmektedir. Sıvı kapanımlar kökenlerine göre; birincil (primary), ikinci (secondary) ve yalancı ikincil (pseudosecondary) olmak üzere üç farklı tipde tanımlanmaktadır. Birincil kapanımlar, ya içinde bulunduğu mineralin büyüme sürecinde ve büyüme zonlarında veya kristalin büyümesi sırasındaki kusurlar nedeniyle izole olarak kapanlanmıştır. İkincil kapanımlar, içinde bulunduğu mineral büyümesini tamamladıktan sonra kapanlanmıştır. Bu tür kapanımlar hem kristal büyüme zonlarını hem de kristalin kenarını keserek oluştukları gibi, cevher oluşum evresi ile ilgili olmayan daha sonraki sıvıların mikro çatlaklarda kapanlanması şeklinde de gelişebilirler. Yalancı ikincil kapanımlar (pseudosecondary) kapanımlar ise mikro kırıklar boyunca veya kristalin büyüme zonlarının kenarlarında sonlanan, fakat bunları kesmeyecek şekilde gelişebilir. Bu ayırım basit olarak yapılmıştır. Bu tür kapanımların birincil mi yoksa yalancı ikincil mi veya ikincil mi olduğunu ayırt etmek bazen oldukça zordur. Ölçümlerde birincil ve yalancı ikincil kapanımlar kullanılır. Sıvı kapanımların genetik sınıflaması ile ilgili detaylı bilgiler Roedder, (1979)’dan, morfolojisi ve bileşimleri ile ilgili yapılan sınıflamaları ise Shepherd ve diğ., (1985)’de ayrıntılı olarak tanıtılmıştır.

Sıvı kapanımlar içerdikleri bileşimlerine göre Shepherd ve diğ., (1985) tarafından farklı tipte sınıflandırmıştır. Bunlar;

1. Monofaz sıvı kapanımlar (L): Tamamen sıvı faz (Liquide-L) ile doludur.
2. İki fazlı kapanımlar (L+V): Sıvı faz (Liquide-L) ve az miktarda gaz fazı (vapour-V) ile doludur.
3. İki fazlı kapanımlar (L+V): Kapanımda, gaz fazı (vapour-V) sıvı faza göre (Liquide-L) toplam hacmin % 50 sinden daha fazlasını doldurur (L+V).
4. Monofaz gaz kapanımlar (V): Tamamen düşük yoğunluklu gaz (vapour-V) faz ile doludur (genellikle H₂O, CH₄, CO₂ karışımı).

5. Katı faz içeren multifaz kapanımlar (S+L+/-V): Yavru (daughter) mineral olarak bilinen kristal içerirler. Bunlar genellikle Halit (NaCl) ve silvit (KCl) dir. Fakat sülfidler gibi çeşitli kristallerde kapanım içinde bulunabilir.
6. Karışmaz iki sıvı fazlı kapanımlar (L1+L2+/-V): Karışmaz iki farklı sıvı faz içerirler. Bunlardan biri genellikle H₂O'ca zengin , diğeri de CO₂'ce zengin sıvı fazlardır.

Genel olarak 2. ve 3. tip kapanımların birlikte bulunması, sıvının kapanlandığı sırada kaynadığına işaret etmektedir. Tek bileşenli (homojen) bir sistemin kaynaması durumunda, gaz kabarcığı ana sıvının gaz (vapour) fazıdır. Heterojen sistemin olması durumunda ise gaz fazı köpürme ile ortaya çıkmaktadır. Bununla birlikte, gaz kabarcığının varlığı karışmazlığa da işaret edebilir. Eğer, sıvıda CO₂ var ise bu soğutma ile ayırt edilebilir (Roedder, 1979). Yavru (daughter) minerallerin bulunması, aşırı doymuş sıvı solüsyonlara işaret etmektedir. Bu şekildeki aşırı tuzlu (Hypersaline) sıvılarda Na⁺, Cl⁻, Mg²⁺, ve Ca²⁺ en fazla bulunan çözülmüş iyonlardır. Sıvı kapanımlardaki ölçümler, özel dizayn edilmiş mikroskoplar yardımıyla, ısıtma (heating) ve soğutma (freezing) olarak tanımlanan iki evrede gerçekleştirilmektedir. Sıvı kapanım ölçümlerinde elde edilen sonuçların ifade edildiği gibi bazı terimlerin anlamları aşağıdaki gibidir.

Homojenleşme Sıcaklığı (Th): Isıtma evresinde (heating stage) sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazında homojenleşene kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanır. Elde edilen sıcaklık, o mineralin olduğu en düşük sıcaklık koşullarını temsil eder. Bu nedenle sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltilmesi yapılması gerekir.

Ergime Sıcaklığı (Tm): Su ile zengin kapanımlarda, buzun ergimesini ifade eder. Fakat sistemde ergimenin hangisi için gerçekleştiğini belirtmek gerekir. Zira, sistemde CO₂, NaCl gibi bileşenler var ise bunların ergime sıcaklıkları farklı olacaktır. Örneğin Tm-ice, Tm-NaCl, Tm-CO₂ şeklinde.

- **Ötektik Sıcaklık (Te):** Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanımda, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk fark edildiği

sıcaklıktır. Bu sıcaklık aynı zamanda farklı yazarlar tarafından ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) olarak da tanımlanır.

- **%NaCl Eşdeğer Tuzluluk Miktarı:** Sıvı kapanımdaki tuzluluk miktarının % NaCl eşdeğeri cinsinden ifade edilmesidir. Sistemde farklı tuzlar bulunmaktadır. Fakat genellikle bunlar %NaCl eşdeğeri olarak ifade edilir.

Sıvı kapanımlardan elde edilen ötektik sıcaklık (T_e) veya ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) değeri, sistemdeki tuzun türünün belirlenmesinde kullanılır. Ergime sıcaklığı (T_{m-ice}) veya son ergime sıcaklığı, sistemde hangi miktarda tuz olduğunu hesaplamamıza yardımcı olur.

5.3 Örnek Hazırlama ve Yöntem

Sıvı kapanım incelemeleri için, örneğin transparanlık derecesine göre 35-150 mikrometre kalınlığında her iki tarafı parlatılmış ince kesitler hazırlanmaktadır. Örnek hazırlama aşamaları aşağıdaki şekildedir:

- 1- Standart ince kesit hazırlanmasındaki gibi örnek küp veya dikdörtgen şeklinde kesilir,
- 2- Kesilen örneğin bir yüzeyi parlatılır ve parlatılan yüzey lama özel bir yapıştırıcı ile (solventi olan bir yapıştırıcı) yapıştırılır,
- 3- Yapıştırılmış olan örnek istenilen kalınlığa kadar aşındırılır ve aşındırılan bu yüzey de parlatılır. Böylece her iki tarafı parlatılmış örnek hazırlanmış olur.
- 4- Lam üzerindeki parlatılmış örnek özel solvent ile lamdan sökülür ve ölçüme hazır hale gelmiş olur.

Hazırlanan parlatılmış ince kesitler, standart teknikler ile (Roedder, E., 1984; Shepherd, T.J., ve diğ., 1985) polarizan mikroskopta incelenerek yukarıda belirtilen sıvı kapanım tipleri saptanmakta ve amaca uygun kapanımlar ısıtma-soğutma (heating-freezing) düzeneğinde (örneğin Linkham THM-600) ölçülür. Ölçümler sırasında; homojenleşme sıcaklığı (T_h), ötektik sıcaklık (T_e) veya ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) ile son buz ergime sıcaklığı (T_{m-ice}) değerleri ölçülür. Dondurma işlemlerinde sıvı nitrojen (azot) gazı ile kapanım -196 °C 'ye kadar soğutulabilir.

5.4 Sıvı Kapanım ile İlgili Önceki Çalışmalar

Bozkaya ve Gökçe'nin 2001'de, sıvı kapanım çalışmalarını barit, sfalerit ve kuvars minerallerindeki kapanımlar üzerinde yapmışlardır. Ölçümler için barit ve sfaleritlerde birincil ve ikincil kapanımlar, kuvarslarda ise sadece birincil kapanımlar kullanmışlardır. Yalçinkaya ise 2010'da yaptığı çalışmada barit, sfalerit ve kuvars minerallerindeki birincil kapanımlar üzerinde ölçüm yapmıştır. Bu çalışmalara ait ayrıntılı bilgiler çizelge şeklinde aşağıda verilmektedir (Çizelge 5.1).

Çizelge 5.1 : İnceleme alanındaki cevherleşmelerde daha önceki çalışmaların sıvı kapanım analiz değerleri (Bozkaya ve Gökçe, 2001; Yalçinkaya, 2010).

Sıvı Kapanım Çalışmasının Yapıldığı Bölge	Cevherleşme Tipi	Mineral	Homojenleşme Sıcaklığı (Th) °C	Tuzluluk Değerleri (% NaCl)
Koru, Çanakkale (Bozkaya ve Gökçe 2001)				
Barit İçindeki Birincil Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Barit	54,3/79,8	11,9/6,02
Barit İçindeki İkincil Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Barit	92,8/224,9	9,47/0,88
Sfalerit İçindeki Birincil Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Sfalerit	129,7/159,3	9,99/2,07
Kuvars İçindeki Birincil Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Kuvars	117,1	
Koru, Çanakkale (Yalçinkaya 2010)				
Koru Eskikışla Ocağı Sfaleritlerdeki Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Sfalerit	200,13	7,96
Koru Eskikışla Ocağı Baritlerdeki Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Barit	273,49	5,98
Koru Tahtalıkuyu Ocağı Sfalerit Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Sfalerit	228,11	9,47
Koru Tahtalıkuyu Ocağı Baritlerdeki Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Barit	323,50	9,04
Koru Tahtalıkuyu Ocağı Kuvarslardaki Kapanımlar	Pb-Zn-Ag	Kuvars	206,73	5,24

5.5 İnceleme Alanında Elde Edilen Bulgular

Eskikışla Bölgesi cevherleşmelerinde farklı metrelerden (80-100m.) alınan örneklerde, sfalerit ve barit içerisindeki kapanımlarda ölçüm yapılmıştır. Tahtalıkuyu

Bölgesi cevherleşmelerinde farklı metrelerden (110-114m.) alınan örneklerde de sfalerit, kuvars ve barit içerisindeki kapanımlarda ölçüm yapılmıştır.

Sfalerit, kuvars ve barit içerisindeki ölçüm yapılan genelde kapanımlar birincil ve iki fazlı (LV) kapanımlardır. Bunun yanı sıra sıvı-CO₂-gaz (LCV) kapanımlara da rastlanmıştır. Bulunan mineral kristalleri içerisindeki kapanımların tane boyu 5 ile 50 μ m arasındadır. Buhar fazındaki tane boyu baritlerde en büyük, kuvarslarda ise en küçüktür. Sıvı kapanım ölçümleri sırasında, sıvı kapanımın ötektik sıcaklığı veya ilk ergime sıcaklığını fark etmek her zaman kolay olmamaktadır. Yapılan incelemeler sırasında bazı örnekler için ötektik sıcaklık (Te) değerleri belirlenmiştir. Belirlenen Te ve Tmice değerleri Çizelge 5.2 ve Çizelge 5.3’de verilmektedir.

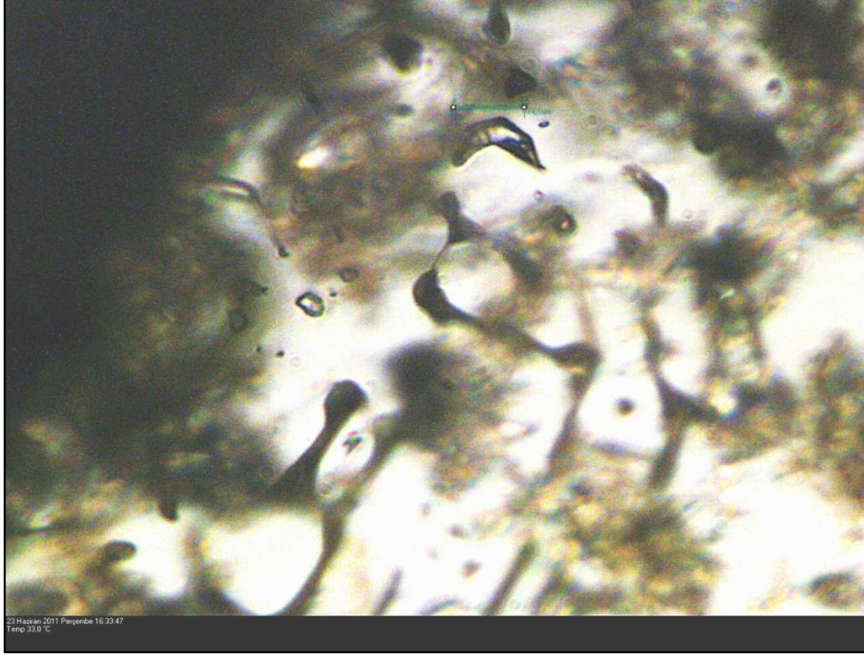
Çizelge 5.2 : Eskikışla Bölgesi cevherleşmelerine ait sıvı kapanım analiz değerlerini gösteren çizelge.

Bölge	Mineral	Ötektik Sıcaklık (Te) °C	Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tmice) °C	Tuzluluk (%NaCl eşdeğeri)	Homojenleşme Sıcaklığı (Th) °C
Eskikışla		-50.1	-4.8	7.59	185
		-28.1	-5.3	8.28	213.2
		-29.3	-5.2	8.14	214.5
		-41.2	-7.8	11.46	200
		-23.9	6	7.45	317
		-34.6	-3.7	6.01	232.6
		-41.6	-7.8	11.46	-
		-44	-7.8	11.46	-
	Sfalerit	-41.5	-0.7	1.22	130
		-44.3	-8.9	12.73	256
		-31	-7.2	10.73	279
		-44.1	-10	13.94	-
		-63.1	7.3	5.23	276
		-31	-7.2	10.73	258
		-36	-7.2	10.73	260
		-31	-7.2	10.73	279
		-23	-8.1	11.81	-
		-49.1	5.3	8.57	-
		-40.3	-5.3	8.28	202.1
		-39.3	-4.8	7.59	188
		-41.5	-4.2	6.74	129.2
		-48	-8.4	12.16	191
	Barit	-33.6	-4.7	7.45	269.8
		-46.8	-6	9.20	335.6

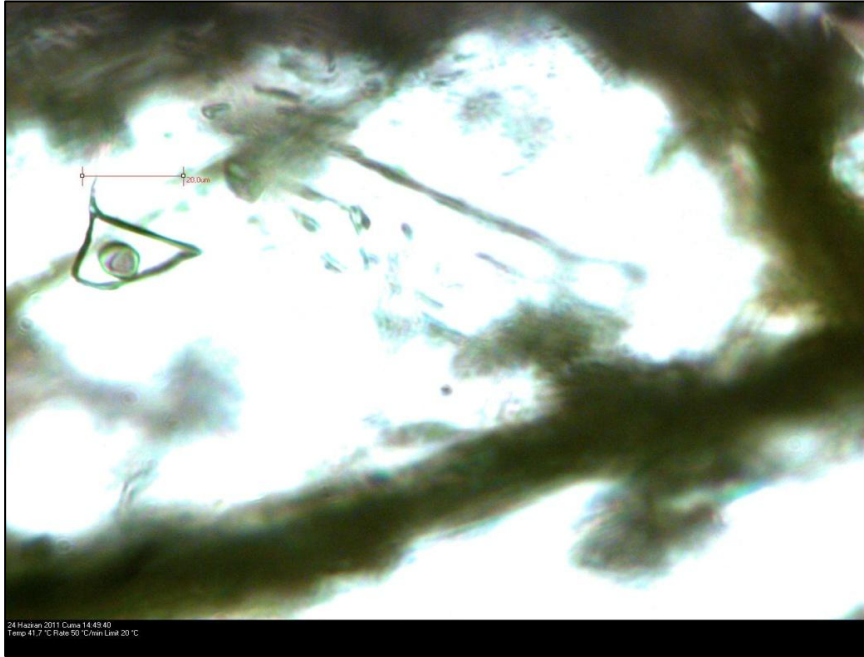
Çizelge 5.3 : Tahtalıkuyu Bölgesi cevherleşmelerine ait sıvı kapanım analiz değerlerini gösteren çizelge.

Bölge	Mineral	Ötektik Sıcaklık (Te) °C	Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tmice) °C	Tuzluluk (%NaCl eşdeğeri)	Homojenleşme Sıcaklığı (Th) °C
Tahtalıkuyu		-44.8	-0.9	1.57	111.4
		-37.4	-7.4	10.98	141.8
		-50.2	-7.8	11.46	273.7
		-53.8	-6.8	10.24	257.4
	Sfalerit	-45.6	-8.7	12.51	282.3
		-42.3	-12.2	16.15	178.8
		-35.6	-2.7	4.49	269.7
		-48	-8.3	12.05	190.8
		-40.8	-6.2	9.47	354.2
		-46.4	-1.8	3.06	258.1
		-39.5	-0.9	1.57	308.8
		-52.2	-6.8	10.24	256.2
		-44.5	-2.2	3.71	337.2
		-38.4	-6.2	9.47	200.1
	Kuvars	-39.1	-1.8	3.06	288.5
		-28.2	-3.7	6.01	188.9
		-24.7	-3.8	6.16	193.2
		-40.1	-4.3	6.88	165.3
		-24.7	-1.4	2.41	173.6
		-43.2	-5	7.86	223.2
	Barit	-39.1	-3.3	5.41	211.6
		-34.1	-0.6	1.05	265.7
		-35.2	-2.2	3.71	298.1
		-33.2	-3.6	5.86	308
		-47.9	-19.6	22.10	302.9
		-55.6	-27.1	26.86	358.4
		-49.6	-0.6	1.05	365.6
		-50.3	-3	4.96	323.2
		-44.3	-3.6	5.86	370.3
		-37.6	-0.7	1.22	369.8
		-52.4	-2.3	3.87	228.3

Eskikışla Bölgesi sfaleritlerde (Şekil 5.1, Şekil 5.2 ve Şekil 5.3) yapılan sıvı kapanımlarda tespit edilebilen Te değerleri (Çizelge 5.2) min.-63.1 °C ile max.-23 °C, baritlerde ise min.-46.8 °C ile max.-33.6 °C arasında değerler sunmaktadır. Te değerleri, Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgesi Pb-Zn cevherleşmelerinin oluşumunda etkin olan çözeltilerin kökenine ait bilgiler vermektedir.



Şekil 5.1 : Eskikışla Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (E19) sıvı kapanımların görünümü.

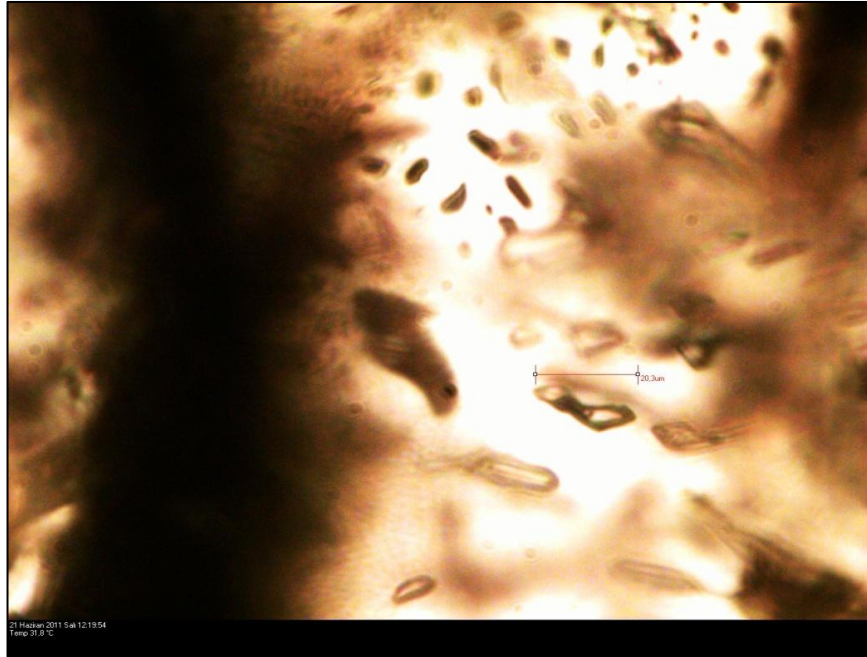


Şekil 5.2 : Eskikışla Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (E18) sıvı kapanımların görünümü.

Tahtalıkuyu Bölgesi'ndeki sfaleritlerde yapılan sıvı kapanımlarda (Şekil 5.4, Şekil 5.5 ve Şekil 5.6) tespit edilebilen Te değerleri (Çizelge 5.3) min. -53.8°C ile max. -35.6°C , baritlerde min. -55.6°C ile max. -34.1°C , kuvarslarda ise min. -43.2°C ile max. -24.7°C arasında değerler sunmaktadır.

Son buz ergime sıcaklıkları (T_{mice}) Eskikışla Bölgesi'ndeki sfaleritlerde min. -10°C ile max. -0.7°C , baritlerde ise min. -6°C ile max. -4.7°C aralığında değerler sunmaktadır. Tahtalıkuyu Bölgesi'ndeki sfaleritlerde bu değerler, min. -12.2°C ile max. -0.9°C , baritlerde min. -27°C ile max. -0.6°C , kuvarslarda ise min. -5°C ile max. -1.8°C aralığında değerler göstermektedir. Yapılan incelemelerde ölçülen bu sıcaklık değerleri bize çözeltilerin içinde NaCl, CaCl_2 ve MgCl_2 gibi tuzların var olduğunu göstermektedir.

T_{mice} değerleri, Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgesi Pb-Zn cevherleşmelerinin oluşumunda etkin olan çözeltilerin tuzluluk değerleri hakkında bilgiler vermektedir. Bodnar (1993) tarafından geliştirilen tuzluluk hesaplama eşitliği yardımı ile NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 5.2, Çizelge 5.3). Bodnar (1993)' göre tuzluluk hesaplama yöntemi ile %26 ile %0.2 aralığında değişen NaCl değerleri bulunmuştur.

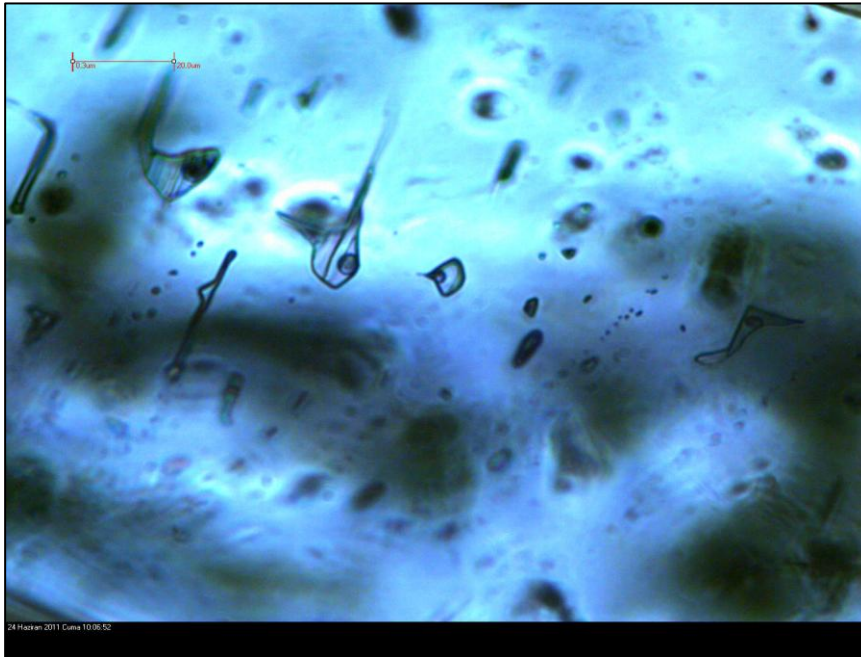


Şekil 5.3 : Eskikışla Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (E10) sıvı kapanımların görünümü.

Birincil kapanımlardan üç tanesinde buz ergime derecesi $+7.3^{\circ}\text{C}$, $+6^{\circ}\text{C}$ ve $+5.3^{\circ}\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Bu değerler, soğutma sırasında clathrate ($\text{CO}_2.5.3/4\text{H}_2\text{O}$) varlığını göstermektedir. Bunların tuzluluk değerleri, Darling (1991)'e göre hesaplanmaktadır. Bu da, her ne kadar oda sıcaklığında fark edilemese de, çözeltilerde bir miktar karbonik fazın varlığına işaret etmektedir.

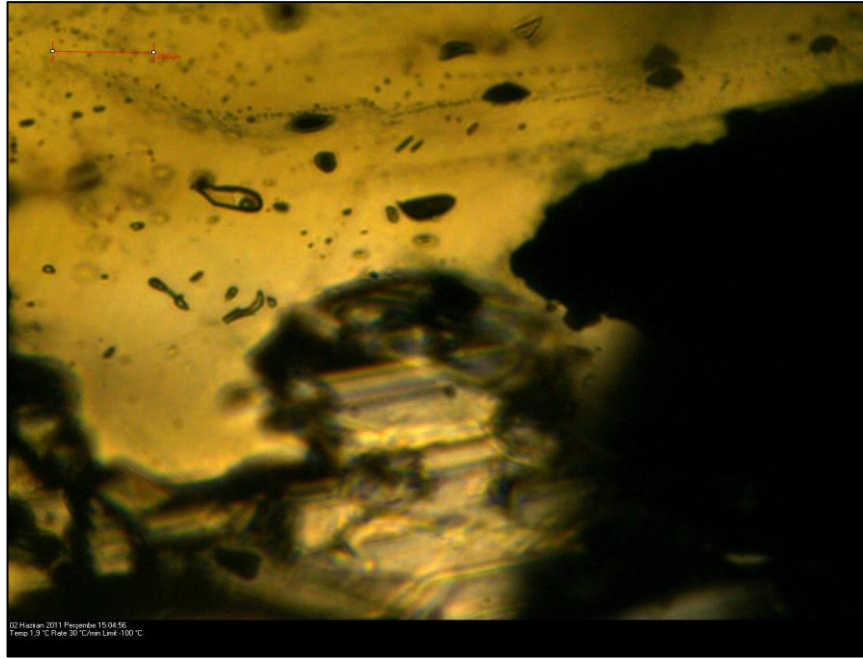


Şekil 5.4 : Tahtalıkuyu Bölgesi’ndeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait sfaleritlerde (T38) sıvı kapanımların görünümü.



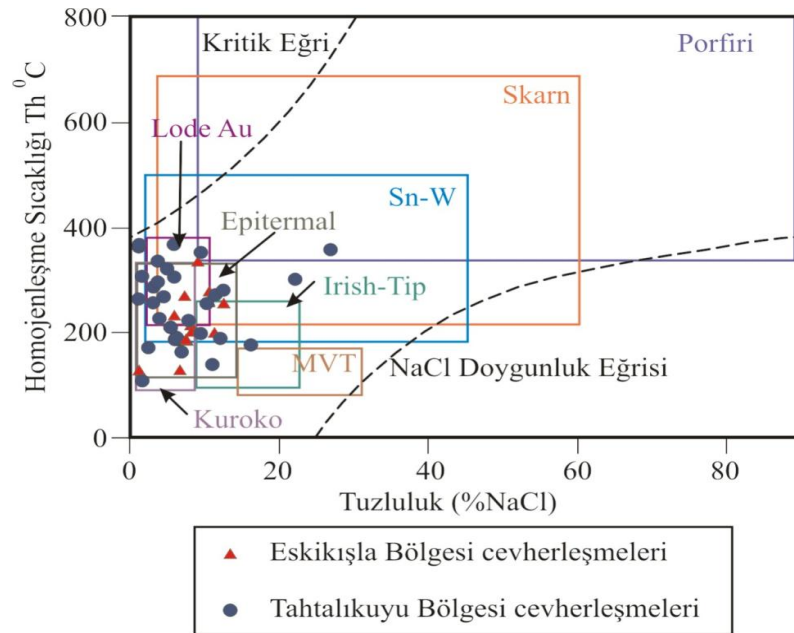
Şekil 5.5 : Tahtalıkuyu Bölgesi’ndeki Pb-Zn cevherleşmeleri (T38) içinde kuvarslardaki sıvı kapanımların görünümü.

Homojenleşme sıcaklığı (Th) ölçümleri ise cevherleşmelerin oluşum sıcaklığı ile ilgili bilgi vermektedir. Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgesi’nde sfalerit oluşumlarında elde edilen homojenleşme sıcaklık değerleri 111.1 °C ile 354 °C, kuvarslarda 165.3 °C ile 288.5 °C, baritlerde ise 228 °C ile 370.3 °C arasında değişmektedir.



Şekil 5.6 : Tahtalıkuyu Bölgesi'ndeki Pb-Zn cevherleşmeleri (T42) içinde baritlerdeki sıvı kapanımların görünümü.

Yapılan ölçümlerden elde edilen değerler, tuzluluk miktarı ve homojenleşme sıcaklığı diyagramına düşürülerek diğer cevher oluşumları ile karşılaştırılmalı gösterilmiştir (Şekil 5.7). Buna göre bölgedeki cevherleşmelerin çoğunlukla Epitermal ve Kuroko alanına düştüğü görülmektedir.



Şekil 5.7 : Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri cevherleşmelerinden alınan örneklerde ölçülen sıvı kapanım değerlerinden hesaplanan tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı diyagramı (Wilkinson, 2000).

6. TARTIŞMA VE YORUMLAR

Tez kapsamında, yankayaç ve cevher zonlarına ait mineralojik ve petrografik veriler, cevher mikroskobisi incelemeleri, jeokimya analizleri ve verileri ile izotop çalışmaları bulguları ayrı ayrı bölümlerde daha önce sunulmuş olup, tartışma ve yorumlamalar ilgili bölümlerde yapılmıştır. Bu nedenle, bu bölümde tez içerisinde yapılan tüm çalışmalara ait tartışmalar bir bütün halinde ele alınıp, bölgede çalışan diğer araştırmacıların bulgu ve verileri ile karşılaştırılarak değerlendirilecektir.

Kuzeybatı Anadolu'nun Kretase'den Pliyosen'e kadar jeolojik gelişimi bölgede daha önce yapılan çalışmalara göre özetlenmiştir. Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase sonu ile Tersiyer başı zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kuzeye, Sakarya kıtası altına doğru dalıp-batarak tüketilmesi ile, güneydeki Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası çarpışarak aralarında, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Kuzeybatı Anadolu'da kenet kuşağı gelişiminin ardından, hem kenet kuşağı birimleri; hem de Sakarya kıtasına ait temel kayaçlar, Orta Eosen yaşlı çökel kayaçları ile uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Bu stratigrafik veri, kıta-kıta çarpışmasının Orta Eosen döneminden önce tamamlandığını göstermektedir (Genç ve Altunkaynak, 2007).

Batı Anadolu'da Tersiyer kalkalkalen magmatizması, Tetis Okyanusu'nun kapanması ile ilişkilidir (Ketin, 1966). Tetis Okyanusu'nun Geç Mesozoyik - Erken Tersiyer aralığında kuzeye doğru Pontidlerin altına dalarak tüketildiği varsayılmaktadır (Harris vd., 1994). Eosen'de Pontidler ile Anatolid ve Toridler arasında kenet zonu oluşmuştur (Okay ve Tüysüz, 1999).

Harris vd., (1994) ve Bingöl vd., (1982) verilerine göre ise, çarpışma sonrası bölgelerde yer alan granodiyoritler kıtasal kalınlaşmanın sonucunda oluşmaktadır. Ancak granodiyorit oluşumları ile ilgili olarak aynı zamanda dalma batma ile ilişkili olduklarına dair de yorumlar yapılmaktadır (Delaloye ve Bingöl, 2000).

Okay vd., (1990) tarafından ileri sürülen görüşlere göre; Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve karasallaşma yaşanmıştır. Bu evrenin ardından çok yaygın ve yoğun bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması Biga Yarımadası'nı etkilemiştir. Biga Yarımadası'nın güneyindeki granitoidlerin tümünün yaşları Geç Oligosen-Erken Miyosen yaş aralığına sahiptir. Bu intrüziflerin dışında, Erken ve Orta Miyosen'de volkanik kayalar, Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır. Bu volkanik kayalar, Ercan (1979)'a göre, andezit, breşik dasit ve bölgesel genişleme ile oluşan dasit-andezit-trakit-bazalt oluşumlarını içermektedir.

Altunkaynak ve Genç (2008), yaptıkları çalışmada Biga Yarımadası'ndaki çarpışma sonrası Senozoyik yaşlı magmatik aktivitenin Orta Eosen'de ($45,3 \pm 0,9$ my) başladığını ve Geç Miyosen'e ($8,32 \pm 0,19$ my) kadar devam ederek sonlandığını belirtmişlerdir.

Yukarıda belirtilen tüm verilerin, bu tez kapsamında yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen kalkalkalen ve yüksek K'lı şösonitik kayalar grubu bulguları. manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türemiş olabileceği yorumlamaları ile uyumlu olduğu görülmektedir.

Bölgede bugüne kadar birçok araştırmacı (Beşir, 1999; Bozkaya, 2001; Yalçinkaya, 2010) ortak birçok noktada hem fikir olunmasına rağmen, bu çalışmada farklı olarak bölgedeki kayaların oluşum modellemesine yönelik MELTS algoritması uygulanmış, bu algoritmaya göre %95 başlangıç kayacı bazaltik andezit (TY109) ile %5 riylitin (I53) 1000 bar toplam basınçta, QFM+1 oksijen fugasitesinde ve 2 ağırlık (%) su içeriğinde karışması ile oluşmuştur. Yapılan jeokimyasal çalışmalarda diferansiyasyon mekanizmasının kantitatif bir şekilde diğer hipotezlerin irdelenmesi ile elde edildiği için bütün çalışmalar arasında farklı bir yaklaşım modeli sunmuştur. Yalçinkaya, 2010' a göre, inceleme alanındaki cevherleşmelerin, riylitik ve andezitik lav bileşimli kayalar ve bunların piroklastikleri ile ilişkili olduğu söylenmektedir. Beşir, 1999'a göre, bölgede riylitlerin yanında andezitik-dasitik yer

yer de riylolitik bileşimli lav, tf ve aglomeralardan oluşan Taban Volkanitleri ve Sferülitik Riylolitlerin cevherleşme ile ilişkili olduğu belirtilmektedir.

Bütün bu çalışmaların içeriğini oluşturan ve cevherleşmenin gözlendiği riylolitlerin MELTS algoritması sonucunda mağma mixing sonucu meydana geldiğini ortaya konulmuştur. Tarafımızdan yapılan arazi çalışması sırasında alınan bazaltik andezit üzerinde yapılan MELTS uygulaması bu kayacın riylolit oluşturamayacağı ve mutlaka bir mixing olayının gerçekleştiğini göstermiştir. Bu diğer araştırmalardan farklı bir sonuçtur. Yapılan optik mikroskop çalışmalarında kuvarsların magmatik korozyona uğramış olduğu, plajiolklaslarda kompleks zonlanma grldğu, piroksenlerde ise ozilatori zonlanma grldğu magma mixing tezini desteklemektedir.

Ayrıca SUPCRT algoritması, cevherleşmelerin hangi Ph ve oksijen fugasitesi aralığında duraylı kalabildiğini söylemektedir. Bunun ortaya konması için gerekli veriler basınç 1000 bar, sıcaklık 150-250 °C , oksijen fugasitesi ve Ph'ı sağlayacak toplam sülfür değeri 10^{-3} Molar değerinde sfalerit, galenit, magnetit, hematit, ve baritin duraylılık sınırlarının hesaplanması için magnetit- hematit-pirit-pirotin ve barit in yanısıra H-O-S sistemindeki iyonik ve sulu türlerin standart molar termodinamik özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmıştır. Buna göre yapılan SUPCRT algoritması ve sıvı kapanım çalışmaları sonucu bölgedeki cevherleşmelerin yaklaşık 350°C civarında oluştuğunu ortaya koymuştur. Ayrıca kökensel anlamda cevherlerin oluşumunu belirleyebilmek için Pb ve S izotopları yapılmış olup yukarıdaki anlatılan çalışmalara destek olması açısından önemli bulgular elde edilmiştir. Galenit sfalerit mineral çifti arasındaki izotopsal ayrımlanma farkına bakıldığında kükürt izotop termometresi yapılmıştır. Bu hesaplamalar sonucunda bulunan ortalama sıcaklık Eskikişla cevherleşmeleri için 285.76°C ve Tahtalıkuyu cevherleşmeleri için 222.30°C aralığında bulunmuştur. Buda SUPCRT ve sıvı kapanım çalışmaları ile uyumludur.

Cevherleşmelerin arazi çalışmaları sonucu yapılan jeolojik bulgularına gelince, Kuru Pb-Zn cevherleşmelerinin riylolitler içinde oluştuğu gözlenmiştir. Hidrotermal breş, ağsal, damar ve damarcık, saçınım ve dolgu şekinde gözlenen cevher yaygın olarak bulunmaktadır. Bölge tamamen ekonomik önem sahiptir. Tenör olarak %8-9 Pb-Zn'dir. Cevherleşme tamamen fay ve kırık sistemleri tarafından kontrol

edilmiştir. Büyük basınç ve sıcaklık altında yükselen hidrotermal eriyikler breş, ornatma, saçınım şeklinde gözlenmektedir.

Cevherleşmelerin oluşum olarak Kuroko tipi şeklinde oluştuğu düşünülmektedir. Çünkü barit, siyah cevher, sarı cevher bölgede gözlenmektedir. Volkanizmanın kalkalkalen olması, Tersiyer volkanizmasına ait olması dasit ve riyolitlerin bulunması,yapılan sıvı kapanım çalışmalarında elde edilen tuzluluk oranlarının %1.5-8.5 aralığında olması nedeni ile Kuroko tipi bir yataklanma olduğu düşünülmektedir. Ayrıca taban kayalarda görülen kuvvetli silisleşme, cevher oluşumlarında görülen kuvars, serizit ve klorit oluşumları, tavan kayalarda ise klorit ve pirit oluşumları ile Kuroko tipi cevherleşmelerin tipik zonlanması bu ihtimali kuvvetlendirmektedir. Cevherleşmelerin breşik , stokverk (ağsal) , saçınım , damar ve damarcık şeklinde bulunması da ayrıca bu tip yataklanma için önemli bir bulgudur.

7. SONUÇLAR

1. Koru Bölgesi'nde yüzeyleyen ve Pb-Zn cevherleşmelerinin birlikte görüldüğü yan kayacı Oligosen yaşlı volkanojenik kayalar; çoğunlukla andezit, dasit, riyodasit bileşimli tuf, aglomera ve breşlerden oluşmaktadır.
2. İnceleme alanında yüzeyleyen Tersiyer yaşlı volkano-sedimanter kayalar; türleri, yayılımları ve yaşları dikkate alınarak; Akçaalan volkanitleri (Eosen), Adadağı Piroklastikleri (Oligosen), Dededağ Dasiti (Miyosen), Karaömerler Bazaltı (Pliyo-Kuvaterner) ve alüvyon (Kuvaterner) şeklinde ayırtlanmışlardır.
3. Akçaalan volkanitleri, başlıca andezit, bazaltik andezit, ender olarak riyodasit ve dasit bileşimli volkanik kayalardan oluşmaktadır. Volkanik kayaların yanı sıra üst seviyelere doğru piroklastik arakatkılar ve kireçtaşı arabantları da gözlenmektedir.
4. Adadağı Piroklastikleri; trakit, dasit, riyodasit bileşimli tuf, aglomera ve piroklastik breşlerden oluşmakta ve ender olarak andezitik ve dasitik lavlar içermektedir. Bu birimin, en üst seviyelere karşılık gelen kesimlerde, arakatkılar şeklinde silisce zengin zonlar, ayrıca Pb-Zn cevherleşmelerinin bulunduğu kesimlerde breşleşmeler ve alterasyonlar (kloritleşme, serizitleşme, killeşme, epidotlaşma) yaygındır.
5. Dededağ Dasiti; dasitik bileşiminin yanı sıra ender olarak riyodasit bileşimli lavlardan oluşmaktadır.
6. En genç volkanikler olan Karaömerler Bazaltı ise bazaltik lav ve aglomeralar ile temsil edilmektedir.
7. İnceleme alanındaki ana faylar KB-GD yönlü olup cevherleşmeyi sınırlamaktadır. Bunları kesen KD-GB ve K-G yönlü faylar da cevherleşmeleri ve birimleri kontrol etmektedir.
8. Koru Pb-Zn cevherleşmeleri, Adadağı Piroklastikleri içinde yerleşmiş olup; üst seviyelerde ağsı, alt seviyelerde ise damar tipi olmak üzere iki farklı tip cevherleşme görülmektedir. Ağsı cevherleşmeler aglomeratik kayalar parçaları

ve piroklastik breşler arasındaki boşluklarda ince damar ve damarcıklar şeklinde gelişmiş, damar tipi cevherleşmeler Adadağı piroklastikleri içerisinde yer alan fay zonu boyunca izlenmektedir.

9. Cevher petrografisi ve mineralojisi çalışmaları sonucunda, sfalerit ve galenitin ana cevher mineralleri olduğunu, daha az olarak pirit ve kalkopiritin bunlara eşlik ettiği görülmektedir. En yaygın gang mineralleri, barit ve daha az oranda kuvarsdır. Cevherleşme parajenez ve süksesyon ilişkisine bakıldığında, inceleme alanındaki pirit ve kalkopirit cevherleşmelerinin iki evrede, diğer cevher minerallerinin ise tek evrede olduğu izlenmiştir. En yaygın görülen galenit ve sfalerit mineralleri barit oluşumlarını izleyen evrede oluşmuştur. Breşik cevherleşme içerisinde yoğun olarak sfalerit oluşumlarına rastlanırken, damar şeklindeki cevherleşmelerde galenit oluşumları daha yoğun olarak görülmektedir.
10. İnceleme alanındaki alanındaki kayaçlar %95 baslangıç kayacı (TY109) ile %5 riyolit (I53) 1000 bar toplam basınçta, QFM+1 oksijen fugasitesinde, ve 2 ağırlık (%) su içeriğinde karışmasıyla oluşmuştur. Bu koşullar hem toplam alkali silika diyagramında hem de harker diyagramlarında test edilmiş ve uyumluluk sağlanmıştır.
11. Her ne kadar bölgedeki volkanik kayaçların farklılaşmasına ilişkin daha önceden yapılmış pek çok jeokimyasal çalışma olsa da, magmanın diferansiyasyon mekanizmasının MELTS algoritması ile kantitatif bir biçimde modellenmesinin yapılması türündeki çalışmalar arasında farklı bir yaklaşım sunmaktadır.
12. Jeokimyasal açıdan, inceleme alanındaki cevherli minerallerin termodinamik koşulları belirlenmiştir. Sistem sıcaklığı, önceki çalışmalar baz alınarak 150⁰C ve bu çalışma kapsamında elde edilen sıvı kapanım ölçümlerine göre 250 ⁰C baz alınarak, toplam sülfür içeriği 10⁻³ M kabul edildiğinde, inceleme alanındaki cevher ve gang minerallerini oluşturan tepkimelerin kabul edilen basınç ve sıcaklık koşullarında denge sabitleri hesaplanmış ve cevher minerallerine (Galenit-Sfalerit) ilişkin duraylılık sınırları logfO₂-pH ilişkisi ile irdelenmiştir.

13. Cevherli minerallerin duraylılık alanları; cevherli çözeltilerin HS^- ve SO_4^{2-} alanlarında birleştirildiğinde sfalerit ve galenit minerallerinin inceleme alanındaki cevherli çözeltilerden damar şeklinde oluştuğu ve bu oluşumun kimyasal koşullarının $\log f\text{O}_2 = -55$ ile -45 ve $\text{pH} = 5$ ile 9 aralıklarında olduğu sonucuna varılmıştır. Cevherli çözeltilerin oluşumu açısından da benzerleri arasında bu anlamda ilk kantitatif çalışma olduğu için tezde kullanılan yaklaşım önem taşımaktadır.
14. Eskikışla Bölgesi galenit örneklerinden elde edilen kurşun izotop analiz değerleri $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.836 ile 18.848 arası), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.704 ile 15.718 arası), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.977 ile 38.933 arası) değişmektedir. Tahtalıkuyu Bölgesi galenit örneklerinden elde edilen kurşun izotop analiz değerleri $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.831 ile 18.839 arası), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.691 ile 15.706 arası), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.912 ile 38.939 arası) değişmektedir. Bu izotop verileri Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modeline göre değerlendirildiğinde (Şekil 4.27), homojen bir izotopik bileşim dağılımı gösterdiği görülmektedir. Bu değerler, aynı zamanda kurşunun orojenik ve üst kabuk kökenli olduğuna işaret etmektedir.
15. İnceleme alanındaki cevherleşme bölgelerinde $\delta^{34}\text{S}$ izotop değişimlerine bakıldığı zaman, Eskikışla bölgesindeki galenit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -4.09 ‰ ile -2.39 ‰ arasında (ort: -3.4 ‰), sfalerit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -1.16 ‰ ile -0.41 ‰ arasında (ort: -0.8 ‰) değişmektedir. Tahtalıkuyu bölgesindeki galenit mineralleri için ise, $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -5.82 ‰ ile -2.71 ‰ arasında (ort: -4.02 ‰), sfalerit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -2.19 ‰ ile 0.73 ‰ arasında (ort: -1.26 ‰) değişmektedir. Sfalerit–galenit farkları ise 1.47 ile 3.68 arasında değiştiği görülmektedir. Eskikışla ve Tahtalıkuyu Bölgeleri galenit ve sfaleritlerinin kükürt izotop değerleri, granitik kayalar ile volkanik sülfür ortamlarına girdiği yorumuna gidilmektedir.
16. Kükürt izotopları analizi yapılan galenit-sfalerit mineral çiftinin arasındaki izotopsal ayrışma farkından yararlanılarak, kükürt izotop termometresine göre sıcaklıklar hesaplanmıştır (Seal II, 2006). Bu hesaplamalar sonucunda bulunan ortalama sıcaklık, Eskikışla 285.76 °C ve Tahtalıkuyu 222.30 °C ($\pm 10-40$ °C) dir.

- 17.** Sıvı kapanım çalışmalarının yapıldığı sfalerit, kuvars ve barit mineralleri içerisinde genelde kapanımlar birincil ve iki fazlı (LV) kapanımlardır. Bunun yanısıra sıvı-CO₂-gaz (LCV) kapanımlara da rastlanmıştır. Eskikışla cevherleşmelerinde baritlerde ortalama 302.7 °C, sfaleritlerde ortalama 224.15°C sıcaklıkları ölçülmüştür. Tahtalıkuyu cevherleşmelerinde ise baritlerde ortalama 319.03 °C, sfaleritlerde ortalama 244.32 °C, kuvarslarda ise ortalama 206.32 °C sıcaklıkları ölçülmüştür. Bodnar (1993)' göre tuzluluk hesaplama yöntemi ile %26 ile %0.2 aralığında değişen NaCl değerleri bulunmuştur.
- 18.** Birincil kapanımlardan üç tanesinde buz ergime derecesi +7.3 °C, +6 °C ve +5.3 °C olarak belirlenmiştir. Bu değerler, soğutma sırasında clathrate (CO₂.5.3/4H₂O) varlığını göstermektedir. Bu da, her ne kadar oda sıcaklığında fark edilemese de, çözeltide bir miktar karbonik fazın varlığına işaret etmektedir.
- 19.** Sıvı kapanım çalışmaları sonucu hesaplanan tuzluluk değerleri ve homojenleşme sıcaklığına göre oluşturulan grafikte cevherleşmelerin epitermal ve Kuroko tipi yataklar alanına düştüğü görülmektedir. Ancak cevherleşmelerin Kuroko tipi şeklinde oluştuğu daha fazla düşünülmektedir. Çünkü barit, siyah cevher, sarı cevher inceleme alanında çok net görülebilmektedir. Volkanizmanın kalkalkalen olması, Tersiyer volkanizmasına ait olması, dasit ve riolitlerin bulunması, Kuroko tipi ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Cevherleşmelerin breşik , stokvork (ağsal) , saçınım, damar ve damarcık şeklinde bulunması da ayrıca bu tip cevherleşme için önemli bir bulgudur.

KAYNAKLAR

- Akyürek, B., and Soysal, Y.** (1983). Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *MTA Dergisi*, 95-96,1-13.
- Alpan, T.** (1968). Kuru-Balcılar (Çanakkale) köyleri civarının jeoloji etüdü. *MTA Enstitüsü, Rapor No: 6840*, 28s.
- Altunkaynak, Ş. and Genç, Ş.C.** (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia, Turkey. *Lithos*, 102, 316-340.
- Andıç, T. and Kayhan, F.** (1997). Çanakkale-Lapseki yöresinin genel jeokimyasal etüd Raporu. *MTA Enstitüsü, Rapor No:10059*.
- Arribas, Jr. A. and Tosdal, R. M.** (1994). Isotopic composition of Pb and S in base and precious-metal deposits of the Betic Cordilera, Spain: Origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology*, 89, 1074-1093.
- Asimow P.D and Ghiorso MS.** (1998). Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *American Mineralogist*, 83, 1127-1131.
- Beşir, D.** (1999). Kuru (Lapseki-Çanakkale) Tahtalıkuyu-Sulumağara Pb-Zn-Ag Yatağının Jeolojisi ve Jeokimyasal Açından İncelenmesi. (*Bitirme Projesi*). Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir, Türkiye, 64s.
- Beşir, D.** (2003). Kuru Köyü (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn-Ag Yatağının Jenetik İncelenmesi. (*Yüksek Lisans Tezi*). Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, Türkiye, 107s.
- Bingöl, E.** (1968). Contribution a l'étude Géologique de la Partie Centrale et Sud-Est du Massif de Kazdağ. (*Doktora Tezi*). Nancy Univ., France.
- Bingöl, E., Akyürek B. and Korkmazer B.** (1973). Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun özellikleri. *50. Yıl Yerbilimleri Kongresi*.
- Bingöl, E.** (1976). Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi, *MTA Dergisi*, 86, 14-34.
- Bingöl, E., Delaloye, M. and Ataman, G.** (1982). Granitic intrusions in western Anatolia : a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geol. Helv.*, 75, 437-446.
- 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.
- Boikov,G.** (1992). Report about Researches, Maden in the districts of Ezine, Kocayayla, Kuru Dere and others deposits about their prospective estimation. *Project of geological researching works*. Madjarovo.

- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, R.** (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bull.*, 36, 473-496.
- Bozkaya, G.** (2001). Koru (Çanakkale) baritli kurşun-çinko yataklarının jeolojisi. (*Doktora tezi*). Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 126 s.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A.** (2001). Koru (Çanakkale) Pb-Zn yataklarının Jeolojisi, Cevher Mikroskobisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A Yer Bilimleri*, 18 (1), 55-70.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A.** (2002). Koru (Çanakkale) Kurşun-Çinko yataklarının Ana, Eser ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası İncelemeleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45, 1-17.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A.** (2008). Lead and Sulfur Isotope Studies of the Koru (Çanakkale, Turkey) Lead-Zinc Deposits. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol.18, 127-137.
- Cooke, D. R., Bull, S. W., Donovan, S., and Rogers, J. R.** (1998). K-Metasomatism and Base Metal Depletion in Volcanic Rocks from the McArthur Basin, Northern Territory-Implications for Base Metal Mineralization. *Economic Geology*, Vol.93, 1237-1263.
- Çiftçi, E.** (2013). Mineralogical and Geochemical Characteristics of Pb-Zn deposits in Tauride Belt. *International Workshop on Base and Precious Metals*, MTA.
- Darling, R. S.** (1991). An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.55, 3869-3871.
- Delaloye, M. and Bingöl, E.** (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Dayal, A.** (1984). Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler. (*Doktora Tezi*), Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, Türkiye.
- Dickin, A. P.** (1995). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dinçer, H.** (1958). Çanakkale vilayeti Lapseki kazası Umurbey nahiyesi civarındaki barit cevherleşmeleri. *MTA Dergisi*.
- Doe, B. R.** (1970). *Lead Isotopes*. New York: Springer Verlag.
- Elridge, C. S., Compston, W., Williams, I. S., Both, R. A., Walshe, J. L., and Ohmoto, H.** (1988). Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP: I. An example from the Rammelsberg orebody. *Economic Geology*, 83, 443-449.

- Ercan, T.** (1979). Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik Volkanizması. *Jeoloji Müh. Dergisi*, Vol.9, 23-46.
- Ercan, T.** (1992). Trakya'daki Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı. *Jeoloji Müh. Derg.*, 41, 37-50.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adıs, C., Walter, H. ve Yıldırım, T.** (1995). Biga Yarımadasıyla Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 117, 55-86.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J.** (1990). Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı. *MTA Derg.*, 110, 113-130.
- Ercan, T. ve Öztunalı, Ö.** (1984). Magmatik kayaların Sr izotop oranı içeriklerinin kökensel yorumlamada kullanılışı; Batı Anadolu ve Ege adalarındaki volkanik kayalardan örnekler. *Jeol. Müh. Der.*, 19, 23-32.
- Ercan, T. ve Türkecan, A.** (1984). Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi. *Ketin Sempozyumu*, 189-208.
- Ercan, T., Günay, E. ve Türkecan, A.** (1984 a). Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu. *TJK Bült.*, 27, 21-30.
- Ercan, T., Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M. ve Özkirişçi, C.** (1984 b). Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20, 47-60.
- Ercan, T., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Küçükayman, A., ve Erkan, M.** (1984c). Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi. *TJK Bildiriler Kitabı*, 75-85.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., ve Can, B.** (1985). Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine Ait Yeni Kimyasal İzotopik ve Radyometrik Verilerin Yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 28, 121- 136.
- Ercan, T., Akyürek, B., Bodur, D., Özbayrak, İ.H., Taşçı, A. ve Yıldırım, T.,** (1994). Biga yarımadasındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri, *TJK Bildiri özleri*, 102, 47.
- Ercan, T.** (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Enstitüsü, Rapor No: 9785*.
- Erol, O.** (1992). Çanakkale yöresinin jeomorfolojik ve neotektonik evrimi. *TPJD Bülten*, 4/1, 147-165.
- Ertürk, O., vd.** (1990). Petrology of the Cenozoic volcanics in the Biga peninsula, NW Turkey, *Int. Earth Sci. Cong. On Aegean Region*, 368-384.

- Ertürk, O. ve Uygur, E.** (1994). Petrographical, sedimentological and diagenetic characteristics of the Ceylan tuffs and their reservoir potential, Thrace basin, Turkey. *IAVCEI International volcanology Congress*, Abstracts, Ankara.
- Faure, G.** (1977). *Principles of Isotope Geology*, New York: John Wiley&Sons.
- Fytikas, M., Giuliano, O., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R.** (1976). Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea. *Tectonophysics*, 31, 29-34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Mannetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L.** (1979). Neogen volcanism of the Northern and central Aegean region. *Annal. Geol. Pays. Hell.* 30, 106-29.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Mannetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L.** (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, Geological Society Special Publication, 17, 687-699.
- Genç, Ş.C.** (1998). Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 233- 249.
- Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y.** (1994), Post collisional magmatism in Armutlu Peninsula, NW Anatolia. *IAVCEI International Volcanology Congress*, Abstracts, Ankara.
- Genç, Ş.C. ve Altunkaynak, Ş.** (2007). Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme. *Yerbilimleri*, 28(2), 75-98.
- Gevrek, A., Şener, M. ve Ercan, T.** (1986). Çanakkale-Tuzla jeotermal alanının hidrotermal alterasyon etüdü ve volkanik kayaçların petrolojisi. *MTA Dergisi*, 103/104, 55-81.
- Ghiorso, Mark S., and Sack, Richard O.** (1995). Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.
- Gjelsvik, T.** (1956). Türkiye'nin batısında Biga yarımadası bölgesinde Alpin volkanizmaya bağlı maden yatakları üzerinde aramalar. *MTA Enstitüsü, Rapor no: 2480*.
- Goldschmidt, V. M.** (1964). *Geochemistry*, England: Oxford University Press.
- Gözler, Z., Ergül, E., Akçören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş.** (1984). Çanakkale Boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu, *MTA Enstitüsü, Rapor No:7430*.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., Jr.** (1986). *The Geology of Ore Deposits*. New York:Freeman.

- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Kaselitz, L., Hansen, R.D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, A., Ishibashi, J., Czerwinski, S., and Blum, N.** (1989). Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, 338, 496-499.
- Hall, A.** (1988). *Igneous petrology*. English language Book Society: Longman.
- Hatch, F.H. and Wells, M.K.** (1972). *Petrology of the igneous rocks*. London: Thomas Murby Co.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B., Jr., and Whitney, J. A.** (1984). Fluid mineral equilibria in hydrothermal systems. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 1, 267.
- Hoefs, J.** (1987). *Stable isotope geochemistry (third edition)*. New York, Springer Verlag.
- Holmes, A. W.** (1966). 1. Bölge Trakya'nın jeolojik etüdü ve stratigrafisi. *TPAO Arama Grubu Raporu*, No: 368.
- Hollister, L.S. and Crawford, M.L.** (1981). Short course in fluid inclusions: application to petrology. *Mineralogical Association of Canada*, 304.
- Howard, A.E.** (2001). A review of Properties Belong in to Çanakkale Madencilik Ltd. Şti. (Çanakkale Mining Co. Ltd.), *Odyssey Resources Limited İç Raporu*.
- Irvine, T.N., Barager, W.R.A.** (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Can. Jour. Earth Science.*, 8, 523-548.
- Johnson, J.W., Oelkers, E.H., and Helgeson, H.C.** (1991). SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases aqueous species and reactions from 1 to 5000 bars and 0 to 1000 °C.
- Karacık, Z.** (1995). Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri. (*Doktora Tezi*), İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kasapçı, C.** (2005). Kuzeybatı Anadolu Pb-Zn Yataklarının Jeolojisi ve Oluşumlarının Karşılaştırmalı İncelemesi. (*Yüksek Lisans Tezi*), İÜ Fen Bil. Enstitüsü, İstanbul, Türkiye.
- Kerridge, J.F., Haymon, R.M. and Kastner, M.** (1983). Sulfur isotope systematics at the 21°N site, East Pacific Rise, Earth Planet, *Sci. Lett.*, 66, 91-100.
- Ketin, İ.** (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Bül.*, 66, 23-34.
- Kıran Yıldırım, D., Kılınç, A., Kumral, M., Budakoğlu, M., Üstünışık, G., ve Suner, F.** (2013). Origin of galena and sphalerite mineralization in Kuru Volcanics, Biga Peninsula, Turkey: Insights from MELTS modeling and SUPCRT Calculations, *International Geology Review*, vol:55, 830-841.
- Kumbasar, I. ve Aykol, A.** (1993). *Mineraloji*. İstanbul: İTÜ Matbaası.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. And Zanettin, B.** (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R. ve Zanettin, B.** (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Mckenzie, D.P. and Yılmaz. Y.** (1991). Deformation and volcanism in western Turkey and the Aegean. İstanbul: *Bulletin Technical University*.
- Naylor, H., Turner, P., Vaughan, D.J., Boyce, A.J. and Fallick, A.E.** (1989). Genetic studies of red bed mineralisation in the Triassic of the Cheshire basin, northwest England. *Geol. Soc. Lond.*, 146, 685-699.
- Nielsen, H.** (1979). *Sulfur Isotopes in Isotope Geology*. New York: Springer.
- Ohmoto, H.** (1972). Systematic of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67, 551-578.
- Ohmoto, H.** (1986). *Stable isotope geochemistry of ore deposits*. *Rev. Mineral*, 16, 185-225.
- Ohmoto, H., and Rye, R.O.** (1979), *Isotopes of sulfur and carbon*, in Barnes, H., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (second edition)*. New York: Rinehart and Winston, 509-567.
- Ohmoto, H. and Goldhaber M. B.** (1997). *Sulfur and carbon isotopes*. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed.) J. Wiley and Sons, 517-611.
- Okay, İ.A.** (1988). Çan-Yenice-Biga Arasının Jeolojisi ve Tektoniği, *İTÜ Yerbilimleri ve Yer altı Kaynakları UYG-AR Merkezi*, İstanbul, Türkiye.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O.** (1999), Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), *Geological Society, London, Special Publication 156*, 475-515.
- Okay, İ.A., Siyako, M. ve Bürkan, K.A.** (1990). Biga yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi, *TPJD Bülteni*, 1/3, 83-121.
- Okay, İ.A., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. and Akyüz, S.** (1996). Paleo-and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey. in *Geological and Geochronological constraints, in Tectonic of Asia*, Eds. A. Yin and M. Harrison, Cambridge University Press, 420-441.
- Okay, İ.A. and Satır, M.** (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 135/5, 495-516.
- Okay, İ.A., Tansel, İ. and Tüysüz, O.** (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138/2, 117-142.
- Önem, S.** (1974). Gelibolu yarımadası ve Çanakkale dolaylarının jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 877*.

- Öngür, T.** (1978). Behram kalderası, Kuzeybatı Anadolu. *T.J.K. 32 Bil. ve Teknik Kurultayı Bil. Özleri Kitabı*. Ankara.
- Örgün, Y., Gültekin, A.H., and Önal, A.** (2003). Geology, Mineralogy And Fluid Inclusion Data From The Arapucan Pb-Zn-Cu-Ag Deposit, Çanakkale, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 629-642.
- Pecerillo, R. and Taylor, S.R.** (1976). Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Roedder, E.** (1979). Fluid inclusions as samples of ore fluids. In *H.L. Barnes (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd edition.*, New York: Wiley Interscience, 684-737.
- Roedder, E.** (1984). Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy. *Mineralogical Society of America, Washington*, v. 12, 644.
- Rollinson, H. R.** (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, UK: Longman, 352.
- Rye, R. O. And Ohmoto, H.** (1974). Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Economic Geology*, 69, 826-842.
- Sakai, H.** (1968). Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.*, 2, 29-49.
- Saner, S.** (1985). Saros körfezi dolayının çökme istifleri ve tektonik yerleşimi Ege Denizi, Türkiye. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 28, 1-10.
- Savaşçın, M.Y.** (1982). Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik özellikleri, in: Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli. *TJK Bül.*, 22-38.
- Savaşçın, M.Y. and Güleç, N.** (1990). Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey with examples from the coastal section. *IESCA-1990, Publ. 1*, Abstract.
- Seal, R. R. II.** (2006). Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61 (1), 633-677.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.** (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geol. Mag., Great Britain*, 128/2, 155-166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.** (1992). Late Cenozoic volcanic evolution of the Northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Sezerer, Kuru, G.** (2006). Sıvı Kapanımlar. *Ankara: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 96, 48.
- Sfondrini, G.** (1961). Surface Geological Report on Ar/TPAO/1/538 and 537. *TPAO arama grubu, Rapor No: 1429*.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M.** (1985), A practical guide to fluid inclusion studies. *Glasgow, Blackie*, 239.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, İ.A.** (1989). Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *TPJD Bül.*, 1/3, 183-199.

- Stacey, J. S. and Kramers, J. D., (1975).** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Suner, F., Gedikoğlu A., Maral M., Kıran D., Maral D., Altunay C., Kepekli A., Aktuna Z. (2007).** Genetic constraints from REE geochemistry of the Kuru Lead-Zinc deposits-Biga Peninsula, North western Turkey. *Digging Deeper, Proceedings of Ninth Biennial SGA Meeting*, Dublin, 189-191.
- Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1987).** Gelibolu yarımadası ve güneybatı Trakya havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği: *MTA Enstitüsü, Rap. no. 8128*.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., (1981).** Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, v. 75, 181-241.
- Tatsumoto, M., Knight, R. J. and Allegre, C. J. (1973).** Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180, 1279-1283.
- Taylor, B. E. (1987).** Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Stable isotope geochemistry of low temperature fluids. *Short course Min. Ass. Canada*, 13, 337-445.
- Toker, V. and Erkan, E. (1985).** Gelibolu Yarımadası Eosen formasyonları nannoplankton biyostratigrafisi. *MTA Dergisi*, 101/102, 72-92.
- Tolun, E. & Baykal, F. (1960).** Çanakkale-Lapseki-Umurbey-Koru Deresi Cu-Pb-Zn yataklarına ait rapor. *MTA Enstitüsü, Rapor no: 456*.
- Tosdal, R. M. (2001).** Sulfide Pb isotope from ore deposits and prospects in Turkey and Iran. *Comments and observations prepared for Cominco Ltd.*, (not published).
- Tosdal, R. M., Wooden, J. L. And Bouse, R. M. (1999).** Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes, application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration, *Reviews in Economic Geology*, 12, 1-28.
- Tufan, E.A. ve Kara, A. (1987).** Çanakkale-Yenice-Vakıf Köyü Pb-Zn-Cu Cevherleşmesi Maden Jeolojisi Raporu, *Proje no:86-10a*, MTA Genel Müd., Ankara, Türkiye.
- Tutkun, S.Z. (2007).** Biga Yarımadası'nın Jeolojik ve Tektonik Özelliklerine Genel bir Bakış, *Jeoloji Mühendisleri Öğrencileri Yıllık Dergisi*, Çanakkale, 3, 13-17.
- Url-1 <http://www.googleearth.com>**, alındığı tarih: 2007.
- Ünal, O. (1967).** Trakya jeolojisi ve petrol imkanları. *TPAO Arama Grubu Raporu*, No: 391.
- Wilkinson, J.J. (2001).** Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. *Lithos*, vol.55, Issues 1-4, 229-272.
- Velinov, I., Petrounov, R. (1993).** Metallogenic forecast of hydrothermal ore manifestations in the region of Çanakkale, Southwestern Turkey: *Geotechnin – SVS Consulting & Engineering, Ltd.*, Sofia.

- Velinov, I., Petrounov, R. and Zdravkov, V.** (1995). Explanatory notes on the geological mapping of Kuru dere (scale 1:500) and Kartal tepe (scale 1:1000) deposits (NW Turkey). *Geotecmin-SVS Consulting & Engineering, Ltd.*, Sofia.
- Yalçınkaya, N. K.** (2010). Kuru Köyü (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn-Ag Yatağının, Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi. (*Doktora Tezi*), Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale, Türkiye.
- Yanagiya, K. & Sato, J.** (1989). Report on the mineral exploration in the Çanakkale area Republic of Turkey. *MTA, Rapor no: 8999*, Phase I-II, 132.
- Yıldız, B., Nahide, Y., Kılıç, S., Keskinler, Y.** (2005). Kuru Pb-Zn-Ag yatağı ön etüd raporu. *Çanakkale Madencilik Raporu*.
- Yıldız, B., Ünal, N.K., Kılıç, S. And Keskinler, S.Y.** (2008). Geology, Alteration, and Mineralization of the Kuru Pb-Zn-Ag Deposits, Biga Peninsula, Turkey. *Geology of Ore Deposits in Turkey Symposium*, Istanbul, 69-99.
- Yılmaz, Y.** (1995). Ege Bölgesinde Genç Magmatizmanın Oluşumu ile Litosferin Evrimi arasındaki İlişki Üzerine Düşünceler. *Jeofizik 9 -10*, 107-110.
- Yılmaz, Y.** (1989). An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey, Tectonic evolution of the Tethyan region. *Kluwer Academic Publication*.
- Yılmaz, Y.** (1990). Comparisons of the young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional regime: a review. *Jour. Vol. and Geo.*, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K.** (1994). Kuzeybatı Anadolu'da geç Kretase yaşlı kıta kenarının jeolojik evrimi. *Türkiye 10. Petrol Kongresi*, 37-55.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş.** (2001). Two Contrasting Magmatic Associations of Northwestern and their Tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.
- Zartman, R. E., and Doe, B. R.** (1981). Plumbotectonics-the model. *Tectonophysics*, 75, 135-162.

EKLER

EK A : İnceleme alanı ve çevresinin Jeoloji haritası.

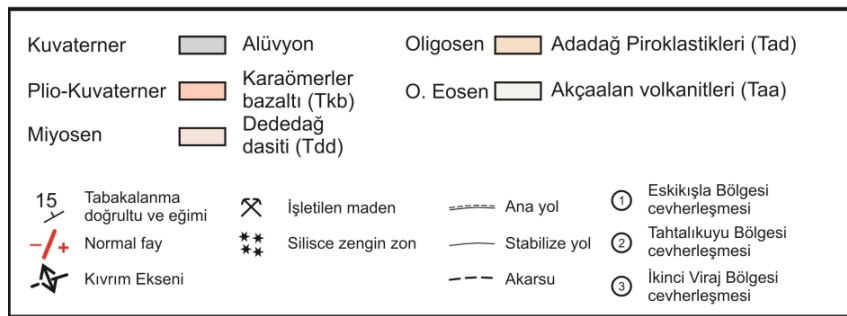
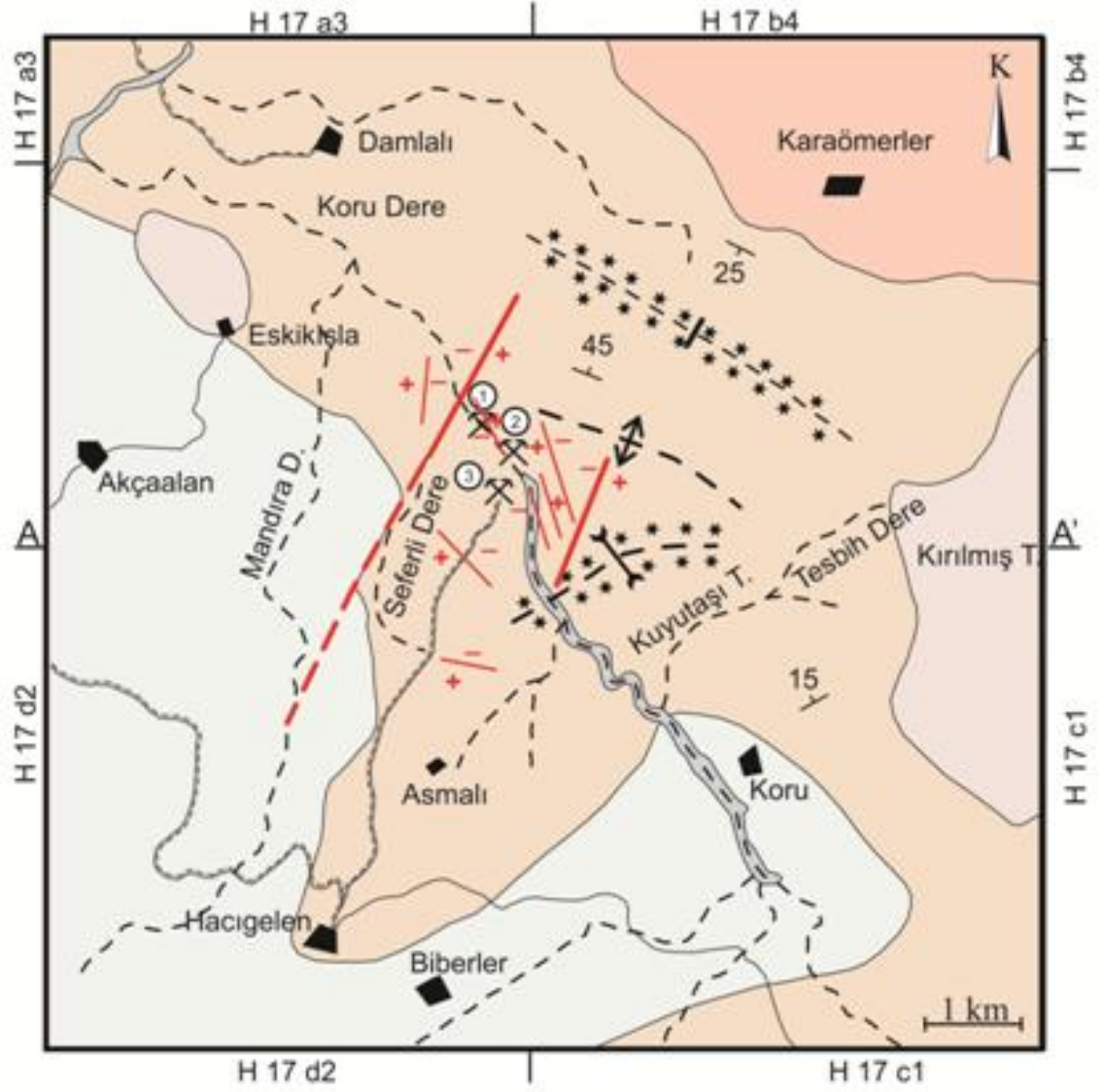
EK B : İnceleme alanında bulunan yankayaçlara ait nadir toprak element analiz değerleri.

EK C : İnceleme alanında bulunan yankayaçlara ait iz element analiz değerleri.

EK D : İnceleme alanında bulunan cevher içeren kayaçlara ait ana oksit değerleri.

EK E : SUPCRT hesaplamalarında kullanılan kimyasal tepkimeler.

EK A



Şekil A.1 : İnceleme alanında bulunan Pb-Zn cevherleşmelerinin konumu ve yakın çevresinin jeoloji haritası.

EK B**Çizelge B.1 : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait nadir toprak element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).**

Örnek No	Kayaç Türü	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
I53	Riyolit	0.11%	24.40	30.81	57.57	6.09	20.76	4.16	0.95	3.65
I50	Riyolit	82.95	22.57	32.30	62.25	6.58	22.78	4.60	1.07	3.94
T37	Trakidasit	88.85	22.09	38.46	67.77	6.84	23.63	22.07	14.07	4.09
E12	Riyolit	82.05	17.52	36.02	66.85	6.90	22.91	4.03	0.80	3.12
K58	Riyolit	68.31	16.73	28.74	52.01	5.38	18.46	4.04	1.17	3.11
K72	Riyolit	87.55	22.03	31.88	56.87	5.99	20.96	4.45	1.21	3.88
TY107	Trakidasit	86.69	26.58	28.97	59.52	6.67	25.29	5.21	1.09	5.14
TY108	Riyolit	0.16%	36.23	40.74	96.68	8.79	25.31	6.59	1.79	6.45
TY109	Bazaltik Andezit	0.12%	28.94	24.83	48.13	5.88	23.99	5.17	1.41	5.29
TY114 II	Trakiandezit	0.11%	38.25	35.50	67.44	8.13	31.61	6.63	1.56	6.61
TY118	Trakidasit	73.89	23.10	26.66	52.46	5.89	22.21	4.50	0.92	4.38
TY97	Riyolit	0.13%	27.00	35.51	67.85	7.42	27.57	5.35	1.38	5.16
TY98	Trakidasit	78.29	23.83	29.14	56.60	6.35	23.61	4.85	1.26	4.85

Çizelge B.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait nadir toprak element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th
I53	Riyolit	0.52	3.27	0.69	2.21	0.35	2.49	0.43	14.26
I50	Riyolit	0.55	3.36	0.72	2.30	0.36	2.59	0.46	14.08
T37	Trakidasit	0.56	3.55	0.77	2.60	0.55	3.74	1.69	16.98
E12	Riyolit	0.40	2.44	0.53	1.87	0.31	2.28	0.41	14.68
K58	Riyolit	0.45	2.78	0.60	1.93	0.31	2.21	0.39	13.34
K72	Riyolit	0.54	3.20	0.64	1.96	0.30	2.08	0.37	13.80
TY107	Trakidasit	0.72	4.40	0.89	2.73	0.41	2.75	0.43	14.09
TY108	Riyolit	0.86	5.13	1.04	3.16	0.46	3.10	0.51	13.39
TY109	Bazaltik Andezit	0.74	4.43	0.89	2.60	0.37	2.38	0.37	5.40
TY114 II	Trakiandezit	0.92	5.47	1.10	3.29	0.46	3.05	0.48	9.39
TY118	Trakidasit	0.62	3.78	0.78	2.37	0.35	2.35	0.36	11.08
TY97	Riyolit	0.69	4.11	0.83	2.57	0.38	2.58	0.43	12.22
TY98	Trakidasit	0.68	4.06	0.82	2.48	0.36	2.41	0.38	8.97

Çizelge B.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait nadir toprak element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm)

Örnek No	Kayaç Türü	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
K57	Riyolit	59.47	13.67	24.40	44.51	4.59	15.88	20.66	13.51	2.53
K60	Riyolit	0.11%	24.02	34.82	63.41	6.58	21.88	4.21	1.03	3.81
K61	Trakidasit	0.10%	23.28	33.75	63.76	6.77	23.36	4.36	1.16	4.01
K63	Riyolit	0.10%	30.46	35.36	74.02	7.29	22.64	5.10	1.10	4.70
K73	Riyolit	75.08	18.67	24.35	43.42	4.49	15.33	3.11	0.83	2.65
TY105	Trakidasit	99.98	27.11	35.89	67.77	7.37	26.97	5.17	1.26	5.06
TY106	Trakidasit	0.10%	29.31	33.40	64.74	7.37	27.90	5.70	1.50	5.72
TY113	Riyolit	60.64	10.72	18.34	33.72	3.49	12.00	2.25	0.66	2.08
TY117	Riyolit	0.13%	27.16	34.15	99.26	6.92	16.65	4.62	0.95	4.49
TY96	Riyolit	0.15%	30.76	35.14	80.90	7.12	24.75	5.71	1.42	5.60
U91	Trakidasit	0.11%	29.18	35.60	68.27	7.50	27.87	5.44	1.36	5.25
U92	Trakidasit	0.12%	29.85	31.78	62.41	7.28	27.35	5.71	1.49	5.55
U93	Andezit	82.26	24.37	25.62	48.73	5.77	22.54	5.08	1.60	4.62

Çizelge B.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait nadir toprak element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th
K57	Riyolit	0.34	2.19	0.48	1.59	0.36	2.35	1.35	10.77
K60	Riyolit	0.53	3.22	0.68	2.19	0.35	2.46	0.42	13.78
K61	Trakidasit	0.54	3.25	0.68	2.23	0.36	2.54	0.44	13.34
K63	Riyolit	0.66	4.20	0.92	3.00	0.47	3.29	0.55	17.05
K73	Riyolit	0.38	2.47	0.54	1.75	0.28	1.94	0.34	11.65
TY105	Trakidasit	0.68	4.00	0.81	2.55	0.38	2.55	0.41	12.30
TY106	Trakidasit	0.78	4.72	0.95	2.83	0.41	2.67	0.42	8.41
TY113	Riyolit	0.29	1.80	0.38	1.19	0.19	1.32	0.22	9.00
TY117	Riyolit	0.63	4.01	0.84	2.69	0.42	2.92	0.47	22.11
TY96	Riyolit	0.64	4.34	0.79	2.73	0.36	2.85	0.42	14.74
U91	Trakidasit	0.71	4.27	0.86	2.62	0.39	2.67	0.43	12.07
U92	Trakidasit	0.77	4.67	0.93	2.81	0.41	2.73	0.43	9.71
U93	Andezit	0.64	3.86	0.78	2.30	0.33	2.13	0.35	5.73

EK C

Çizelge C.1 : İnceleme alanında bulunan yan kayalara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	Ni	Cu	As	Cd	Ba	Pb	Be	V	Co	Zn
I53	Riyolit	2.24%	0.41%	0.17%	96.35	7.10%	7.87%	6.16	61.73	0.15%	49.52%
I50	Riyolit	1.18%	0.43%	65.02	0.23%	5.03%	20.86%	3.53	69.18	9.62	78.97%
T37	Trakidasit	1.41%	37.41	26.18	2.40	3.52%	0.65%	10.78	80.12	17.85	0.95%
E12	Riyolit	0.77%	42.58	40.54	0.12%	2.71%	3.18%	1.94	25.88	43.82	43.92%
K58	Riyolit	1.25%	33.46	0.19%	2.84	8.20%	0.17%	14.91	62.60	17.90	0.76%
K72	Riyolit	0.85%	23.30	0.11%	0.15	3.73%	59.10	4.21	40.15	18.71	0.17%
TY107	Trakidasit	1.38%	44.23	42.74	0.40	2.64%	52.16	2.38	0.20%	51.22	0.13%
TY108	Riyolit	1.16%	50.60	29.15	0.32	1.95%	0.13%	5.14	0.16%	30.23	0.13%
TY109	Bazaltik Andezit	0.81%	60.87	38.63	0.31	0.83%	15.56	1.70	0.26%	50.51	95.16
TY114II	Trakiandezit	0.63%	35.53	21.21	0.29	0.92%	19.86	2.38	0.17%	33.07	0.11%
TY118	Trakidasit	0.99%	49.67	22.38	0.30	1.61%	27.69	2.80	0.15%	25.89	94.60
TY97	Riyolit	0.95%	23.45	16.11	0.34	1.56%	24.80	3.18	0.12%	34.44	88.26
TY98	Trakidasit	1.84%	62.11	54.36	0.44	3.03%	44.85	3.76	0.26%	51.67	0.20%

Çizelge C.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayalara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	Ni	Cu	As	Cd	Ba	Pb	Be	V	Co	Zn
K57	Riyolit	2.19%	0.15%	34.40	0.53	4.99%	1.03%	4.28	90.40	0.13%	0.30%
K60	Riyolit	1.06%	31.91	20.34	1.11	2.39%	0.10%	5.02	49.26	64.16	0.20%
K61	Trakidasit	1.28%	45.53	32.68	0.47	2.71%	51.40	5.57	95.00	42.21	0.26%
K63	Riyolit	1.64%	49.29	38.91	1.26	4.95%	0.28%	6.17	87.11	75.71	0.46%
K73	Riyolit	0.91%	24.24	73.10	0.21	3.76%	78.49	6.73	56.67	48.87	0.22%
TY105	Trakidasit	1.77%	48.46	54.71	0.30	2.52%	30.45	7.73	0.30%	59.01	0.14%
TY106	Trakidasit	0.78%	58.08	21.17	0.42	1.26%	71.58	2.58	0.15%	17.69	0.17%
TY113	Riyolit	0.27%	65.13	41.26	0.36	2.07%	50.05	1.39	0.14%	17.45	0.11%
TY117	Riyolit	1.37%	47.27	28.46	0.30	1.86%	47.09	5.64	0.24%	40.76	0.12%
TY96	Riyolit	1.43%	51.42	42.43	0.48	2.46%	40.41	6.37	0.20%	31.80	0.15%
U91	Trakidasit	1.15%	33.88	20.78	0.20	1.98%	25.69	5.08	0.16%	30.54	0.14
U92	Trakidasit	1.56%	52.62	27.65	0.28	1.87%	33.16	6.92	0.21%	43.23	0.17%
U93	Andezit	0.83%	23.99	53.16	0.60	4.35%	65.73	3.54	0.20%	24.57	0.21%

Çizelge C.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	U	Sr	Li	Cr	Rb	In	Cs	Ti	Ge	Mo	Zr
I53	Riyolit	13.28	0.12%	64.20	71.76	1.15%	0.12	3.14	2.24%	3.52	43.62	0.14%
I50	Riyolit	6.45	74.72	18.97	0.24%	0.65%	0.04	3.65	4.43%	6.12	96.23	0.21%
T37	Trakidasit	16.32	0.47%	19.93	0.11%	0.87%	0.03	9.68	3.66%	3.22	0.13%	0.25%
E12	Riyolit	11.29	55.07	20.87	40.25	0.29%	0.04	1.26	2.45%	3.21	89.68	0.14%
K58	Riyolit	4.44	90.11	42.67	97.47	0.71%	0.04	12.89	2.89%	10.08	0.13%	0.21%
K72	Riyolit	10.28	71.96	17.75	36.16	0.46%	0.03	10.28	2.37%	3.33	37.81	0.14%
TY107	Trakidasit	11.11	1.13%	27.77	89.58	0.31%	0.08	3.00	9.98%	5.39	89.31	0.54%
TY108	Riyolit	5.08	0.74%	26.87	52.94	0.16%	0.06	1.89	5.39%	2.69	24.03	0.16%
TY109	Bazaltik Andezit	2.16	0.83%	19.73	0.21%	55.10	0.06	0.91	9.75%	2.29	51.99	0.26%
TY114II	Trakiandezit	2.71	0.41%	25.71	71.34	80.76	0.05	1.16	8.20%	2.68	24.74	0.39%
TY118	Trakidasit	6.02	0.39%	20.11	78.80	0.20%	0.07	4.88	5.66%	2.13	40.64	0.24%
TY97	Riyolit	4.38	0.29%	9.28	53.61	0.16%	0.05	3.01	5.46%	2.27	52.68	0.15%
TY98	Trakidasit	7.83	1.09%	15.15	91.74	0.28%	0.11	4.60	9.14%	4.14	75.17	0.29%

Çizelge C.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	U	Sr	Li	Cr	Rb	In	Cs	Ti	Ge	Mo	Zr
K57	Riyolit	8.89	3.43%	27.17	0.11%	0.71%	0.07	3.21	2.88%	3.86	67.85	0.15%
K60	Riyolit	5.67	0.14%	54.46	32.62	0.27%	0.03	3.54	2.43%	4.28	24.40	0.16%
K61	Trakidasit	6.63	0.35%	29.29	40.89	0.25%	0.04	3.88	7.10%	3.40	41.09	0.69%
K63	Riyolit	10.41	50.34	62.88	79.34	0.72%	0.03	5.27	2.06%	3.00	45.59	0.12%
K73	Riyolit	5.96	67.69	43.89	24.97	0.34%	0.02	5.26	2.57%	6.35	25.69	0.14%
TY105	Trakidasit	7.80	0.78%	21.93	62.82	0.30%	0.08	6.10	6.24%	2.48	36.76	0.18%
TY106	Trakidasit	3.77	0.68%	8.48	37.14	0.11%	0.08	3.22	6.53%	2.43	36.04	0.14%
TY113	Riyolit	8.11	0.36%	5.63	21.98	0.20%	0.04	9.16	4.28%	3.51	26.66	0.13%
TY117	Riyolit	10.53	0.39%	29.59	54.76	0.34%	0.07	19.93	5.54%	3.21	38.22	0.13%
TY96	Riyolit	7.98	0.82%	22.79	48.67	0.28%	0.08	5.76	5.88%	3.90	35.85	0.22%
U91	Trakidasit	5.74	0.33%	14.56	40.20	0.20%	0.06	5.18	5.14%	2.05	32.10	0.15%
U92	Trakidasit	5.39	1.09%	43.19	85.33	0.16%	0.08	2.84	6.30%	2.65	43.87	0.13%
U93	Andezit	3.15	0.58%	12.28	40.01	0.11%	0.06	6.61	7.04%	3.09	40.27	97.26

Çizelge C.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	Au	Sn	Hf	Pt	Sb	Ga	Ag	Bi	Nb	Ta	W
I53	Riyolit	0.25	3.75	2.17	n.d	7.33	0.45%	10.44	0.46	21.10	2.32	0.64%
I50	Riyolit	0.02	1.33	2.24	0.01	14.08	0.24%	8.41	0.28	34.86	2.16	15.43
T37	Trakidasit	0.03	1.69	2.01	0.01	6.95	0.12%	11.36	0.23	27.99	2.21	90.31
E12	Riyolit	0.03	1.65	2.05	0.01	7.03	0.11%	3.12	0.12	22.69	1.71	0.54%
K58	Riyolit	0.01	1.18	1.94	0.01	22.21	0.36%	1.02	0.21	21.22	1.60	0.16%
K72	Riyolit	n.d	3.15	4.00	n.d	0.15%	0.16%	1.22	0.20	15.20	1.12	0.13%
TY107	Trakidasit	n.d	2.74	4.96	0.00	0.48	0.12%	1.16	n.d	31.94	2.39	0.29%
TY108	Riyolit	0.03	2.05	2.24	0.01	1.02	0.11%	0.99	0.75	16.95	1.23	0.10%
TY109	Bazaltik Andezit	n.d	3.46	5.00	n.d	1.45	48.87	0.67	0.07	20.52	1.21	94.75
TY114II	Trakiandezit	0.01	1.83	3.25	0.01	0.32	48.76	0.41	0.05	18.32	1.21	0.13%
TY118	Trakidasit	n.d	4.03	5.92	0.00	0.84	87.27	0.79	0.09	17.88	1.29	63.37
TY97	Riyolit	0.01	1.57	1.80	0.01	0.37	83.74	0.37	0.64	18.26	1.34	0.19%
TY98	Trakidasit	n.d	3.26	2.95	n.d	0.85	0.16%	1.04	0.43	27.06	1.88	0.16%

Çizelge C.1 (devam) : İnceleme alanında bulunan yan kayaçlara ait iz element analiz değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	Kayaç Türü	Au	Sn	Hf	Pt	Sb	Ga	Ag	Bi	Nb	Ta	W
K57	Riyolit	n.d	2.69	3.37	0.00	11.21	0.21%	9.97	0.14	23.46	2.56	0.78%
K60	Riyolit	0.02	1.35	2.18	0.01	15.14	0.12%	1.52	0.15	15.94	1.18	0.37%
K61	Trakidasit	0.02	1.60	4.40	0.02	1.73	0.16%	1.25	0.08	22.92	1.53	0.23%
K63	Riyolit	0.02	1.58	2.26	0.01	5.71	0.26%	6.05	0.13	19.37	1.53	0.32%
K73	Riyolit	0.02	1.28	1.80	0.01	65.85	0.17%	0.97	0.20	14.79	1.16	0.39%
TY105	Trakidasit	0.05	3.31	2.61	0.02	2.08	0.17%	1.12	0.48	21.45	1.59	0.14%
TY106	Trakidasit	n.d	4.45	3.84	n.d	1.29	67.96	0.62	0.34	15.67	1.00	43.72
TY113	Riyolit	n.d	3.40	2.44	n.d	2.05	71.35	0.63	0.09	14.62	1.16	0.11%
TY117	Riyolit	0.06	2.30	2.31	0.01	2.37	0.12%	0.56	0.32	23.18	2.12	0.21%
TY96	Riyolit	0.09	3.38	3.48	0.03	2.51	0.16%	0.83	0.45	22.70	1.73	96.85
U91	Trakidasit	0.02	2.04	2.06	0.01	1.45	0.11	0.49	0.67	17.18	1.29	82.25
U92	Trakidasit	0.02	1.74	1.80	0.01	0.44	0.12%	0.93	0.30	16.43	1.13	75.50
U93	Andezit	n.d	3.77	2.31	n.d	16.04	0.19%	3.06	0.19	14.55	0.87	86.54

EK D

Çizelge D.1 : İnceleme alanındaki cevher içeren kayalara ait ana oksit değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Cr ₂ O ₃	Pb	Zn	BaO
E1	33.59	0.06	7.10	2.31	1.36	0.06	0.13	0.62	4.22	0.03	11.57		10.3%	28.66%	
E4	67.30	0.16	8.67	1.34	0.26	0.19	0.12	0.04	6.64	0.05	2.99	0.02		4.53%	1.44%
E5	62.42	5.81	9.41	0.61	0.01	0.06	0.09	0.05	0.40	0.08	5.90		1.42%	13.74%	
E6	40.17	0.03	4.01	1.05	0.06	0.11	0.34	1.59	2.56	0.26	10.17		2.49%	25.45%	
E10	6.65		0.19	0.09		0.04	2.58		0.06	1.90	6.11		55.78%	5.25%	
E11	14.10	0.02	1.47	0.70	0.02	0.10	1.58	0.58	0.52	1.34	8.15		22.71%	31.16%	2.33%
E12	69.77	0.15	14.20	0.64	0.01	0.00	0.08	0.60	11.00	0.03	2.02			1.49%	
E13	46.82	0.09	10.22	0.79	0.06	0.25	1.49	0.40	5.95	0.80	8.28	0.01	4.67%	14.3%	
E15	29.82	0.05	5.75	1.13	0.10	0.20	1.66		2.66	0.74	10.52		11.54%	24.08%	
E17	73.66	0.12	11.39	0.47	0.01	0.00	0.11	0.57	8.99	0.06	2.82			1.8%	
E18	27.13	0.05	3.85	0.53	0.05		4.65	0.47	2.87	3.36	5.77		15.69%	21.32%	3.31%
E19	37.28	0.04	5.00	2.48	4.09	0.82	1.90	0.56	2.78	0.07	15.13	0.01	2.21%	19.45%	
E20	21.54	0.03	2.91	0.83	0.04	0.04	3.13	1.59	1.71	2.38	11.41		4.01	35.31%	
E21	69.15	0.16	14.27	0.92	0.00	0.17	0.51	0.00	11.46	0.11	1.72			1.52%	
E24	47.67	0.03	2.07	0.37	0.02	0.07	1.00	0.79	0.92	0.93	8.00		4.96%	21.43%	1.55%
E25	64.72	0.11	9.91	0.66	0.01	0.00	0.06	0.59	7.47	0.03	4.58			4.98%	
E26	4.50	0.10	0.40	0.23	0.01	0.03	0.11		0.10	0.09	3.82		1.92%	7.22%	51.12%
E28	58.91	0.07	8.59	0.70	0.02	0.05	0.07	0.34	5.78	0.03	5.60			13.71%	
E29	41.12	1.47	2.76	0.41	0.02	0.08	0.40	0.28	0.84	0.03	7.73		13.9%	20.19%	

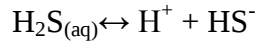
Çizelge D.1 (devam) : İnceleme alanındaki cevher içeren kayalarla ait ana oksit değerlerini gösterir çizelge (% ve ppm).

Örnek No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Cr ₂ O ₃	Pb	Zn	BaO
T32	68.70	0.16	13.37	0.57	0.14	0.10	0.05	0.31	11.17	0.04	2.48		2.91%		
T33	59.78	0.13	9.35	0.75	0.13	0.16	0.04	0.37	7.50	0.02	2.27	0.04	11.97%		
T34	64.16	0.19	15.73	0.55	0.29	0.19	0.00	0.19	13.28	0.03	4.25	0.01		1.14%	
T36	6.04	0.09	0.33	0.10			0.01		0.11	0.35	2.62		1.57%	3.38%	55.99%
T38	27.15		0.35	0.35	0.35		0.06	0.23	0.21		7.69		42.37%	3.33%	
T39	70.47	0.13	8.69	0.68	0.01	0.00	0.04	0.14	7.55	0.02	3.40		8224 ppm	3.05%	
T42	7.15		0.07				0.06		0.03	0.03	4.65		65.84%	1.41%	
T48	74.25	0.12	10.77	0.51	0.00	0.00	0.08	0.30	8.91	0.05	1.54		994 ppm	1.17%	1336 ppm
I50	62.71	0.15	13.98	0.87	0.07	0.47	0.00	0.09	9.56	0.03	4.02		7508 ppm	3.17%	2176 ppm
I51	64.79	0.18	10.79	0.53	0.07	0.23	0.07	0.21	7.84	0.05	3.71		2489 ppm	9706 ppm	2338 ppm
I52	67.67	0.20	13.73	0.94	0.03	0.08	0.00	0.16	12.07	0.01	3.00			2071 ppm	2499 ppm
I53	69.43	0.15	12.55	0.76	0.10	0.04	0.07	0.40	10.12	0.03	2.26		2199 ppm	1.39%	

EK E : SUPCRT hesaplamalarında kullanılan kimyasal tepkimeler

(T=150 °C ve T=250 °C, P=1 kb, total sülfür değeri=10⁻³M)

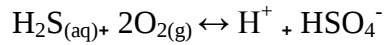
- **H₂S-HS⁻ sınır çizgisi**



$$\log K = -6.265$$

$$\text{pH} = 6.265$$

- **H₂S-HSO₄⁻ sınır çizgisi**



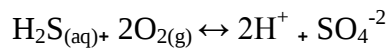
$$\log K = 82.985$$

$$\log K = \log a_{\text{H}^+} - 2\log f_{\text{O}_2}$$

$$-\log K = \text{pH} + 2\log f_{\text{O}_2}$$

$$\text{pH} + 2\log f_{\text{O}_2} = -82.99$$

- **H₂S-SO₄⁻² sınır çizgisi**

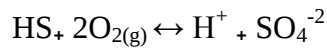


$$\log K = 79.551$$

$$-\log K = -2\log a_{\text{H}^+} + 2\log f_{\text{O}_2}$$

$$2\text{pH} + 2\log f_{\text{O}_2} = -79.55$$

- **HS⁻-SO₄⁻² sınır çizgisi**

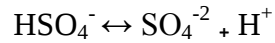


$$\log K = 85.816$$

$$\log K = \log a_{\text{H}^+} - 2\log f_{\text{O}_2}$$

$$\text{pH} + 2\log f_{\text{O}_2} = -85.82$$

- **HSO₄⁻-SO₄⁻² sınıır çizgisi**



$$\log K = -3.434$$

$$\text{pH} = 3.43$$

- **K Feldspat-Muskovit Sınıır çizgisi**

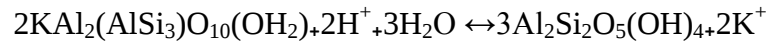


$$\log K = 8.645$$

$$\log K = 2\log a_{\text{K}^+} - 2\log a_{\text{H}^+} \quad (\text{K}^+ = 0.46)$$

$$\text{pH} = 3.8625$$

- **Muskovit-Kaolinit Sınıır çizgisi**

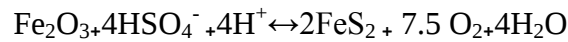


$$\log K = 5.077$$

$$\log K = 2\log a_{\text{K}^+} - 2\log a_{\text{H}^+} \quad (\text{K}^+ = 0.46)$$

$$\text{pH} = 2.0785$$

- **Hematit-Pirit Sınıır çizgisi (HSO₄⁻ alanı)**



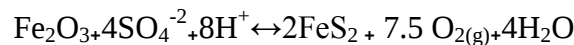
$$\log K = -286.132$$

$$\log K = 7.5\log f\text{O}_2 - 4\log a_{\text{HSO}_4^-} - 4\log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$\log K = 7.5\log f\text{O}_2 + 4\text{pH} + 12$$

$$-298.132 = 7.5\log f\text{O}_2 + \text{pH}$$

- **Hematit-Pirit Sınıır çizgisi (SO₄⁻² alanı)**

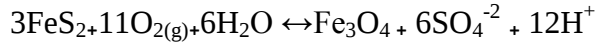


$$\log K = -272.395$$

$$\log K = 7.5\log f\text{O}_2 - 4\log a_{\text{SO}_4^{-2}} - 8\log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$-284.395 = 7.5\log f\text{O}_2 + 8\text{pH}$$

- **Pirit-Manyetit Sınır çizgisi (SO_4^{-2} alanı)**

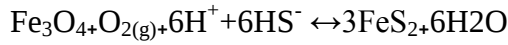


$$\log K = 396.881$$

$$\log K = -11\log f\text{O}_2 - 6\log a_{\text{SO}_4^{-2}} + 12\log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$-414.881 = 11\log f\text{O}_2 + 12\text{pH}$$

- **Manyetit-Pirit Sınır çizgisi (HS^- alanı)**



$$\log K = 118.015$$

$$\log K = -\log f\text{O}_2 - 6\log a_{\text{HS}^-} - 6\log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$\log K = -\log f\text{O}_2 + 6\text{pH} + 18$$

$$100.015 = 6\text{pH} - \log f\text{O}_2$$

- **Pirit-Pirotit Sınır çizgisi (HS^- alanı)**



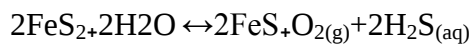
$$\log K = -73.492$$

$$\log K = \log f\text{O}_2 + 2\log a_{\text{HS}^-} + 2\log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$-\log K = -\log f\text{O}_2 + 2\text{pH} + 6$$

$$-67.492 = \log f\text{O}_2 - 2\text{pH}$$

- **Pirit-Pirotit Sınır çizgisi (H_2S alanı)**



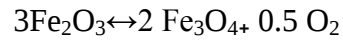
$$\log K = -60.962$$

$$\log K = \log f\text{O}_2 + 2\log a_{\text{HS}^-} + 2\log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$-\log K = -\log f\text{O}_2 + 2\text{pH} + 6$$

$$-67.492 = \log f\text{O}_2 - 2\text{pH}$$

- **Hematit- Manyetit Sınır çizgisi (SO_4^{-2} alanı)**

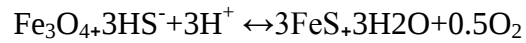


$$\log K = -23.424$$

$$\log K = 1/2 \log f\text{O}_2$$

$$\log f\text{O}_2 = -46.848$$

- **Manyetit-Pirotit Sınır çizgisi (HS^- alanı)**



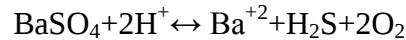
$$\log K = 7.77$$

$$\log K = 0.5 \log f\text{O}_2 - 3 \log a_{\text{HS}^-} - 3 \log a_{\text{H}^+} \quad (\Sigma S = 10^{-3})$$

$$\log K = 0.5 \log f\text{O}_2 + 3\text{pH} + 9$$

$$1.23 + 3\text{pH} = -0.5 \log f\text{O}_2$$

- **Barit Sınır çizgisi (H_2S^- alanı)**

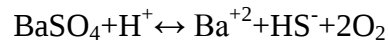


$$\log K = -86.572$$

$$\log K = \log a_{\text{Ba}^{+2}} + \log a_{\text{H}_2\text{S}} + 2 \log f\text{O}_2 - 2 \log a_{\text{H}^+}$$

$$-80.572 = 2 \log f\text{O}_2 + 2\text{pH}$$

- **Barit Sınır çizgisi (HS^- alanı)**



$$\log K = -94.862$$

$$\log K = \log a_{\text{Ba}^{+2}} + \log a_{\text{HS}^-} + 2 \log f\text{O}_2 - \log a_{\text{H}^+}$$

$$\log K = 2 \log f\text{O}_2 - 6 + \text{pH}$$

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Demet KIRAN YILDIRIM

Doğum Yeri ve Tarihi: İSTANBUL, 1978

Adres: İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maslak

Lisans: İstanbul Teknik Üniversitesi

Yüksek Lisans: İstanbul Teknik Üniversitesi

TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR/SUNUMLAR

Kıran Yıldırım, D., Kılınç, A., Kumral, M., Budakoğlu, M., Üstünişik, G. and Suner, F. (2013). ‘Origin of galena and sphalerite mineralization in Koru Volcanics, Biga Peninsula, Turkey: Insights from MELTS modeling and SUPCRT Calculations’, *International Geology Review*, vol.55, 7, 830-841.

Kıran Yıldırım, D., and Kılınç, A. (2010). Geochemistry of Disseminated Ore Mineralization at Koru Pb-Zn deposits in Çanakkale, Turkey, *GSA Northeastern/Southeastern Sections Meeting*, 14-16 March 2010, Baltimore, Maryland, USA.

Kıran Yıldırım, D., Kilinc, A. (2010). The role of Magma Mixing in the Differentiation of Koru Volcanics, Çanakkale, NW, Turkey, *AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting*, December 13-17, 2010, San Francisco, USA.

Kıran Yıldırım, D., and Kılınç, A. (2009). Constrains on Geochemistry of Ore Forming Solutions at Koru Pb-Zn deposits, Çanakkale-Turkey, *GSA Annual Meeting&Exposition, From Volcanoes to Vineyards: Session no.168*, October 18-21, 2009, Portland, Oregon, USA.