

**T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



**ESKİKÖY (DOĞANŞEHİR-MALATYA)
CİVARINDAKİ Pb-Zn İÇEREN BARİT
CEVHERLEŞMELERİNİN ÖZELLİKLERİ**

**DOKTORA TEZİ
Hatice KARA
131116202**

**Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği
Danışman: Doç. Dr. Dicle BAL AKKOCA**

ARALIK-2019

**T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ESKİKÖY (DOĞANŞEHİR-MALATYA) CİVARINDAKİ Pb-Zn İÇEREN
BARİT CEVHERLEŞMELERİNİN ÖZELLİKLERİ**

**DOKTORA TEZİ
Hatice KARA
131116202**

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Dicle BAL AKKOCA (F.Ü)
Diğer Jüri Üyeleri: Prof. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU (F.Ü)
Prof. Dr. Mehmet ÖNAL (İ.Ö)
Prof Dr. Leyla KALENDER (F.Ü)
Dr. Öğr. Üyesi Özlem ERDEM (M.Ü)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 10.12.2019

Tezin Savunulduğu Tarih: 29.11.2019

ARALIK-2019

ÖNSÖZ

"Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) Civarındaki Pb-Zn İçeren Barit Cevherleşmelerinin Özellikleri" başlıklı bu tez çalışması Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır.

Öncelikle çalışmalarım boyunca çok değerli katkı ve önerileri ile beni yönlendiren değerli danışman hocam Doç. Dr. Dicle BAL AKKOCA'ya teşekkür ederim.

Bölgenin jeolojisi ve cevherleşmeleri ile ilgili bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım Prof. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU'na teşekkür ederim. Sıvı kapanım çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Gülcan BOZKAYA'ya teşekkür ederim. Bilimsel katkı ve önerilerinden dolayı Prof. Dr. Leyla KALENDER'e teşekkür ederim. Mineraloji ve petrografi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Dr. Öğr. Üyesi Ayşe Didem KILIÇ'a teşekkür ederim.

Tüm arazi çalışmalarım da bana eşlik eden Arş. Gör. Abdullah SAR'a teşekkür ederim. Yine arazi çalışmaları sırasında bana eşlik eden Arş. Gör. Dr. Mehmet Ali ERTÜRK, Arş. Gör. Onur ALKAÇ ve Arş. Gör. Yusuf KARGINOĞLU'na teşekkür ederim.

Bu tez çalışması Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (FÜBAP) MF-16.63 nolu projelerle desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı FÜBAP koordinatörlüğüne teşekkür ederim.

Hatice KARA
ELAZIĞ-2019

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	I
İÇİNDEKİLER.....	II
ÖZET	IV
SUMMARY.....	V
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	VI
TABLolar LİSTESİ.....	IX
KISALTMALAR.....	X
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı	2
1.2. İnceleme Alanı ve Coğrafik Konum.....	2
1.3. Önceki Çalışmalar	3
2. MATERYAL ve METOT	10
2.1. Büro Çalışmaları.....	10
2.2. Arazi Çalışmaları ve Örneklemeleler	10
2.3. Laboratuvar Çalışmaları	10
3. BÖLGESEL JEOLojİ	15
4. İNCELEME ALANININ JEOLojİSİ	20
4.1. Malatya Metamorfitleri	22
4.1.1. Tanım, Litoloji ve Arazideki Dağılımı.....	22
4.1.2. Oluşum ve Yaş.....	26
4.2. Volkanik Kayaçlar.....	26
4.2.1. Tanım, Litoloji ve Arazideki Dağılımı.....	26
4.2.2. Oluşum ve Yaş.....	30
5. PETROGRAFI	31
5.1. Malatya Metamorfitleri.....	31
5.2. Volkanik Kayaçlar.....	36
6. CEVHERLEŞMELER	43
6.1. Arazi İncelemeleri	43
6.1. Cevherleşmelerin Mineralojik özellikleri.....	46

7. JEOKİMYA	54
7.1. Baritlerin ve Yan Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası	54
7.2. Baritlerin ve Yan Kayaçların Nadir Yer Element Jeokimyası.....	76
8. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI	86
8.1. İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{FM})	89
8.2. Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{mICE}).....	90
8.3. Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (T_H)	91
8.4. Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkisi	91
9. İZOTOP ÇALIŞMALARI.....	94
9.1. Kurşun İzotop Çalışmaları.....	94
9.2. Kükürt İzotop Çalışmaları	95
10. SONUÇLAR.....	100
KAYNAKLAR.....	102
ÖZGEÇMİŞ.....	113

ÖZET

Bu tez kapsamında Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) civarında gözlenen Pb-Zn içeren barit cevherleşmeleri çalışılmıştır. Çalışma alanında cevherleşmeler metamorfik ve volkanik kayaların dokanaklarında silisli, baritli, karbonatlı yığılımlar içerisine yerleşmiştir. Ayrıca dokanaklara uzanan tabaka düzlemleri, fay ve kırık zonlarına yerleşmiş olarak da bulunmaktadır. Cevher mineralleri olarak barit, galen, sfalerit, serüzit-anglezit, fahlers ve altın, gang mineralleri olarak ikincil kalsit ve kuvars bileşime katılmaktadır.

Jeokimyasal incelemeler sonucunda, inceleme alanındaki baritlere ait örnekler kondrite göre normalize edildiğinde Ağır Nadir Yer Elementleri (ANYE) bakımından zenginleştiği, Hafif Nadir Yer Elementleri (HNYE) bakımından tüketildiği görülmektedir. Baritlerde yapılan sıvı kapanım sonuçlarına göre; baritin oluşumu sırasında çözeltilerin tuzluluklarının ve sıcaklıklarının kısmen düşük olduğu (ortalama 2.6 NaCl equiv.% ve ortalama 122°C), bununla birlikte sülfürlü minerallerin oluşumu sırasındaki çözeltilerin tuzluluklarının ve sıcaklıklarının arttığı görülmektedir (ortalama 7% NaCl equiv.%, ortalama 206°C). Pb izotop jeokimyasına göre; baritlerdeki $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranı 17.04-19.20, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranı 14.33-17.00 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranı 34.19-41.66 arasında değiştiğini göstermiştir. Baritlerin ^{34}S izotop oranları $\text{‰}+17.5$ ve $\text{‰}+30.7$ arasında değişmektedir. Tüm bu bulgulara dayanarak; oluşan bu cevherleşmenin kökeni için epitermal evrelerde oluşmuş hidrotermal cevherleşmeler olduğu belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Barit, Doğu Toroslar, Pb İzotop, S İzotop, Sıvı Kapanım

SUMMARY

Properties of Barite Minerals Containing Pb-Zn in Eskiköy (Doğanşehir-Malatya)

Pb-Zn bearing barite mineralizations around Doğanşehir - Eskiköy (Malatya) were investigated in this thesis study. In the study area, mineralizations are found in siliceous, barite and carbonate deposits at the contacts of metamorphic and volcanic rocks. In addition, layer planes extending to contacts are settled in fault and fracture zones. Ore minerals are barite, galen, sphalerite and cerussite-anglesite, fahlers and gold, and gangue minerals are secondary calcite and quartz are added as gangue minerals

According to geochemical studies, the chondrite normalized barite samples show that The Heavy Earth Elements (HREE) were enriched and The Light Earth Elements (LREE) were depleted. Fluid inclusion studies indicated that salinity and temperature was low during stages of barite precipitation (avg. 2.6 NaCl equiv.% and avg. 122°C, with respectively). On the other hand, the salinity and the temperature increased during crystallization of the sulphide precipitation (avg. 7% NaCl equiv and avg. 206°C, with respectively). The Pb isotope studies indicated that the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are change between 17.04-19.20, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ are 14.33-17.00 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ are 34.19 - 41.66. The ratio of barite ^{34}S isotope are change between ‰ +17.5 and ‰ +30.7. Based on all these findings; It can be said that the origin of this mineralization can be formed in the hydrothermal and epithermal phases.

Key Words: Barite, East Taurus, Pb Isotope, S Isotope, Fluid Inclusion

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1. Toroslardaki karbonatlı kayaçlarla ilişkili barit, Pb ve Pb-Zn cevherleşmelerinin dağılımı.....	1
Şekil 1.2. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 3.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri	16
Şekil 3.2. Toros Kuşağı boyunca yer alan tektonik birlikler.....	16
Şekil 3.3. İnceleme alanının yapısal modeli.....	17
Şekil 3.4. İnceleme alanınıda kapsayan bölgenin jeodinamik evrimi	18
Şekil 3.5. İnceleme alanı ve çevresinin genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesit..	19
Şekil 4.1. İnceleme alanı ve çevresinin 1/500000 ölçekli jeoloji haritası.....	20
Şekil 4.2. İnceleme alanı ve çevresinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ve örnek alım noktaları.....	21
Şekil 4.3. Malatya Metamorfitleri'ne ait rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü	23
Şekil 4.4. Malatya Metamorfitleri'ne ait karstik boşluklu rekristalize kireçtaşlarının görünümü	24
Şekil 4.5. Malatya Metamorfitleri'ne ait rekristalize kireçtaşları içerisindeki kalsit damarlarının yakından görünümü.....	24
Şekil 4.6. Aragonitlerin yakından görünümü	25
Şekil 4.7. Malatya Metamorfitleri'ne ait şistlerin yakından görünümü	25
Şekil 4.8. Volkanik Kayaçlara ait dasitler.....	27
Şekil 4.9. Volkanik Kayaçlara ait riyolitlerin yakından görünümü	28
Şekil 4.10. Volkanik Kayaçlara ait dasitlerin yakından görünümü.....	28
Şekil 4.11. Volkanik Kayaçlara ait dasitlerin arazideki görünümü.....	29
Şekil 4.12. Volkanik Kayaçlara ait dasitlerin yakın görünümü	29
Şekil 5.1. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen <i>Fusulinade</i> fosili.....	32
Şekil 5.2. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit ve kavkı parçaları.....	32
Şekil 5.3. Bol çatlaklı rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit	33
Şekil 5.4. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit	33
Şekil 5.5. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit ve kuvars.....	34

Şekil 5.6. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit, biyotit ve kavkı parçaları	34
Şekil 5.7. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen opak mineraller, kalsit ve kalsit damarları.....	35
Şekil 5.8. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit, biyotit ve opak mineraller	35
Şekil 5.9. Dasitlerde gözlenen porfirik doku ve öz şekilli plajiyoklas.....	37
Şekil 5.10. Dasitlerde gözlenen porfirik doku ve öz şekilli plajiyoklas.....	37
Şekil 5.11. Dasitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit.....	38
Şekil 5.12. Dasitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit.....	38
Şekil 5.13. Riyolitlerde gözlenen özşekilli amfibol	40
Şekil 5.14. Riyolitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit.....	40
Şekil 5.15. Riyolitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit.....	42
Şekil 5.16. Riyolitlerde gözlenen özşekilli amfibol	40
Şekil 5.17. Riyolitlerde gözlenen özşekilli amfibol	41
Şekil 6.1. İnceleme alanındaki baritler	43
Şekil 6.2. İnceleme alanındaki baritlerin yakından görünümü.....	44
Şekil 6.3. İnceleme alanındaki baritlerin yakından görünümü.....	44
Şekil 6.4. İnceleme alanındaki baritlerde saçınımlı ve damar şekilli galenlerin yakından görünümü.....	45
Şekil 6.5. İnceleme alanındaki barit ve aragonitlerin görünümü	45
Şekil 6.6. Barit ve kuvarsların görünümü.....	47
Şekil 6.7. Barit kristallerinin arasını dolduran kalsit minerali	48
Şekil 6.8. Galen içerisinde gözlenen sfalerit kapanımı	48
Şekil 6.9. Galen içerisinde sfalerit kapanımı	49
Şekil 6.10. Galen içerisinde sfalerit kapanımı	49
Şekil 6.11. Galenlerin dilinimleri boyunca gözlenen sfalerit.....	50
Şekil 6.12. Galenlerin çatlaklarına yerleşmiş olarak gözlenen sfalerit	50
Şekil 6.13. Galen içerisinde sfalerit kapanımı	51
Şekil 6.14. Galen içerisindeki kırık ve çatlaklarda serüzit-anglezit oluşumları	51
Şekil 6.15. Kolloform dokulu serüzit-anglezit oluşumları	52
Şekil 6.16. Mikron boyutunda gözlenen altın	52
Şekil 6.17. Çatlak ve dilinimlere yerleşmiş olarak gözlenen altın	53
Şekil 7.1. İnceleme alanındaki rekristalize kireçtaşları-karbonatlı kayaç normalize diyagramı	63

Şekil 7.2. Volkanik kayaçların $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı.....	65
Şekil 7.3. Volkanik kayaçların $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ diyagramı	66
Şekil 7.4. Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramı.....	67
Şekil 7.5. Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramı.....	68
Şekil 7.6. Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramı.....	69
Şekil 7.7. Volkanik kayaçların ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element diyagramları.....	72
Şekil 7.8. Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramı	73
Şekil 7.9. Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramı	74
Şekil 7.10. Volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramı	75
Şekil 7.11. Nb/Y - Th/Y diyagramı.....	75
Şekil 7.12. İnceleme alanındaki barit örnekleri ile değişik barit oluşumlarının kondrite göre normalize diyagramı	79
Şekil 7.13. İnceleme alanındaki baritlerin çeşitli çalışmalarla karşılaştırılması	80
Şekil 7.14. İnceleme alanındaki barit örneklerine ait $\text{Ce}_N/\text{Sm}_N - \text{Ce}_N/\text{Yb}_N$ diyagramı.....	80
Şekil 7.15. Malatya Metamorfitleri'ne ait kayaçların kondrite normalize diyagramı.....	83
Şekil 7.16. Volkanik Kayaçlara ait kayaçların kondrite normalize diyagramı	85
Şekil 8.1. Barit kristallerinde gözlenen iki fazlı ($\text{sıvı}+\text{gaz}$) birincil kapanımlar.....	86
Şekil 8.2. Barit kristallerinde gözlenen tek fazlı ($\text{sıvı}+\text{ca zengin}$) kapanımlar.....	87
Şekil 8.3. Barit kristallerinde gözlenen iki fazlı ($\text{sıvı}+\text{gaz}$) birincil kapanımlar	87
Şekil 8.4. Barit kristallerinde gözlenen ikincil kapanım dizilimleri.....	88
Şekil 8.5. Baritlerdeki birincil ve ikincil kapanımlardaki son buz ergime sıcaklık ($T_{m\text{ICE}}$) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği.....	90
Şekil 8.6. Baritlerdeki birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklık (T_H) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği.....	91
Şekil 8.7. Barit kristallerindeki birincil ve ikincil kapanımlarında ölçülmüş tuzluluk homojenleşme sıcaklık değerlendirme grafiği.....	92
Şekil 9.1. İnceleme alanındaki ve çeşitli yataklardaki sülfür içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ eğerleri	99

TABLULAR LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 2. 1. İnceleme alanından alınan örneklerde yapılan çalışmalar	11
Tablo 2. 1.devam İnceleme alanından alınan örneklerde yapılan çalışmalar.....	12
Tablo 7.1. Barit örneklerinin ana oksit içerikleri	55
Tablo 7.2. İnceleme alanındaki baritlere ait iz element içerikleri.....	57
Tablo 7.3. Toroslar'daki benzer baritlerin ve inceleme alanındaki baritlerin iz element içerikleri.....	58
Tablo 7.4. Malatya Metamorfitleleri'ne ait kayaçların ana oksit içerikleri.....	60
Tablo 7.5. Malatya Metamorfitleleri'ne ait kayaçların iz element içerikleri.....	62
Tablo 7.6. Volkanik kayaçların ana oksit içerikleri.....	64
Tablo 7.7. Volkanik kayaçların iz element içerikleri.....	71
Tablo 7.8. İnceleme alanındaki baritlere ait nadir yer element analiz sonuçları	77
Tablo 7.9. Değişik barit oluşumlarının NYE değerleri.....	78
Tablo 7.10. Malatya Metamorfitleleri'ne ait kayaçların nadir yer element içerikleri	82
Tablo 7.11. Volkanik kayaçlara ait kayaçların nadir yer element analiz sonuçları	84
Tablo 8.1. Doğanşehir-Eskiköy cevherleşmesine ait barit kristallerindeki kapanımlardan elde edilen mikrotermometrik ölçüm değerleri.	89
Tablo 9.1. İnceleme alanındaki barit örneklerinin kurşun izotop bileşimi	95
Tablo 9.2. İnceleme alanı ve benzer yatakların kurşun izotop bileşimi.....	96
Tablo 9.3. İnceleme alanındaki baritlerin kükürt izotop bileşimleri.	97

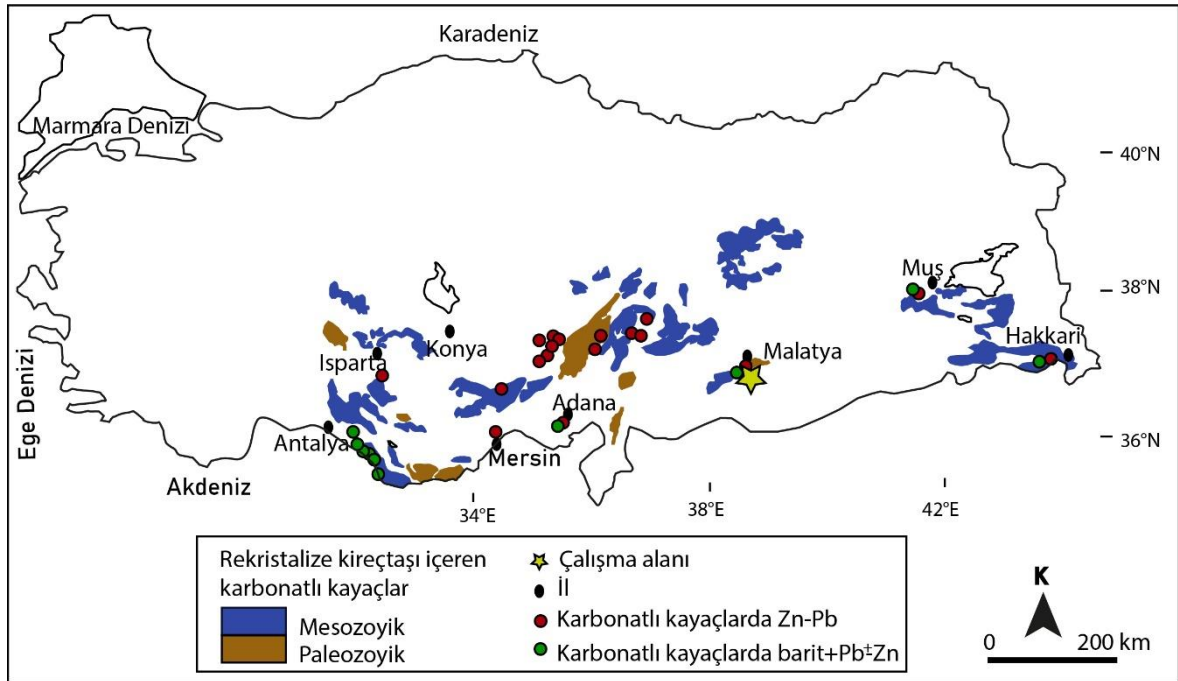
KISALTMALAR

ANYE	: Ağır nadir yer elementi
ÇN	: Çift nikol
HFSE	: Yüksek alan enerjili elementler
HNYE	: Hafif nadir yer elementi
ICP-MS	: İndüktif olarak eşleştirilmiş plazma-kütle spektrometresi
ICP-ES	: İndüktif eşleşmiş plazma-optik emisyon spektrometresi
LILE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
MVT	: Missisipi Vadisi Tipi
MORB	: Okyanus ortası sırtı bazaltı
NYE	: Nadir yer elementi
ppm	: Milyonda bir
SEDEX	: Sedimanter Eksalatif Yataklar
T_{FM}	: İlk erime sıcaklığı
T_H	: Homojenleşme sıcaklığı
TN	: Tek nikol
T_{mICE}	: Son buz erime sıcaklığı
µm	: Mikron

1. GİRİŞ

Bu tez çalışmasında Doğu Toroslar'da yer alan Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) bölgesinde gözlenen Pb-Zn içeren barit cevherleşmelerinin oluşumu ve bu oluşumu denetleyen faktörlerin jeokimyasal ve petrografik açıdan belirlenmesi amaçlanmıştır.

Toroslarda farklı yaşlarda ve tektonik birliklerde yer alan çok sayıda barit, sülfürlü barit ve Pb-Zn cevherleşmeleri bulunmaktadır. Bunlardan bir kısmı, batıdan doğuya doğru, Isparta, Konya, Kayseri, Niğde, Antalya, Mersin, Adana, Adıyaman, Malatya, Muş ve Hakkari illerinde yer alan barit ve sülfürlü barit cevherleşmeleridir (Şekil 1.1) (Kuşçu ve Cengiz, 2001; Bozkaya ve Gökçe, 2004; Cengiz vd., 2008; Çiftçi ve Demirören, 2011; Hanilçı ve Öztürk, 2011; Taş Özdoğan vd., 2017; Karakoç, 2019). İnceleme konusu olan Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) bölgesinde gözlenen cevherleşmeler Toroslarda yer alan bu tür cevherleşmelerden olup metamorfik ve volkanik kayaların dokanaklarında silisli, karbonatlı, baritli yığılımların içerisinde ve fay/kırık zonları dolguları şeklinde de gözlenmektedir. İnceleme konusu cevherleşmelerden zaman zaman açık işletme yöntemiyle özel işletmeler tarafından cevher alınmakta ve bazı yıllarda işletme faaliyetlerine ara verilmektedir. İnceleme alanının çevresinde ekonomik olarak işletmeye uygun olmayan zuhurlarda mevcuttur.



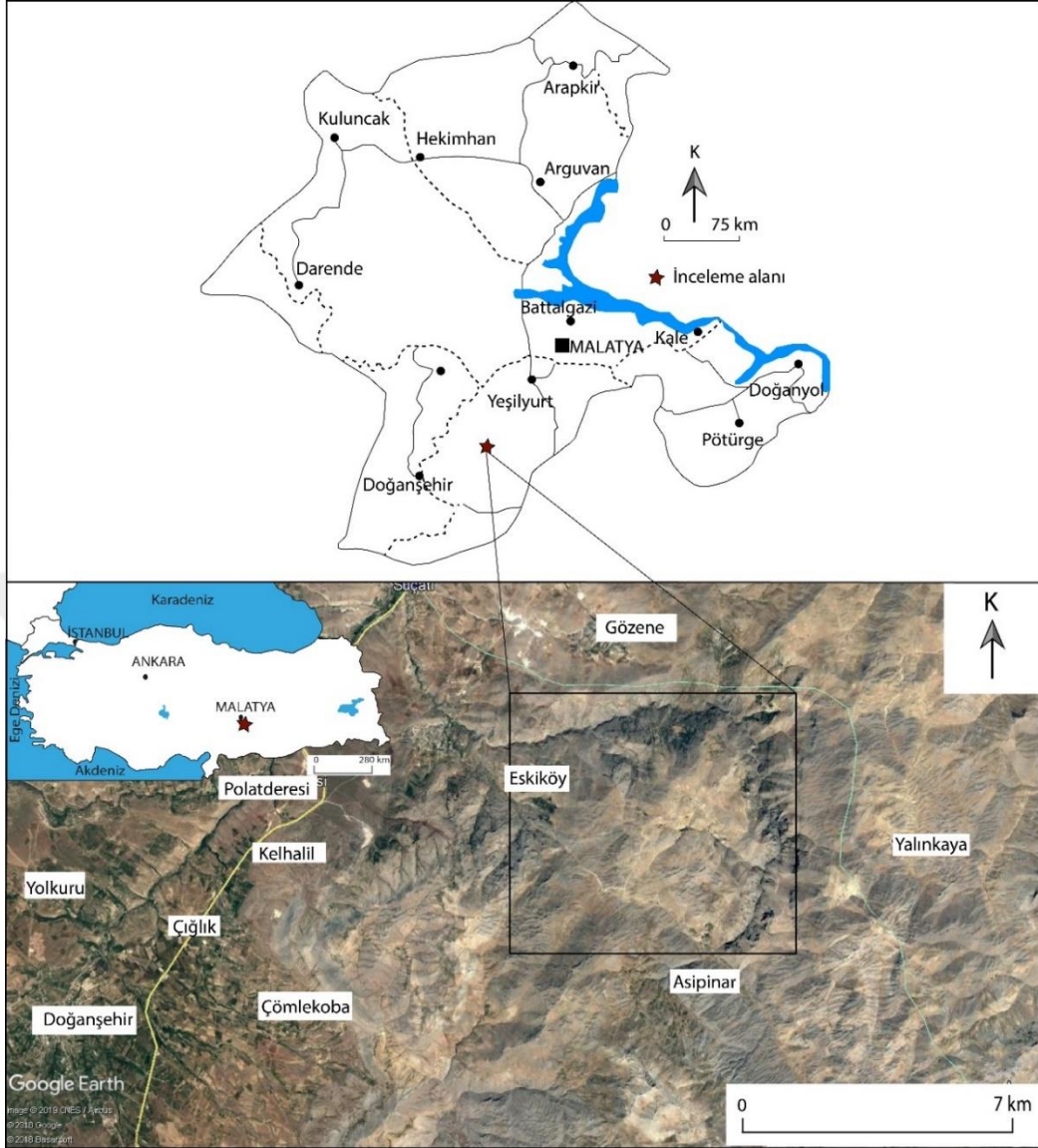
Şekil 1.1. Toroslardaki karbonatlı kayalarla ilişkili barit, Pb ve Zn cevherleşmelerinin dağılımı (Yiğit, 2009; Santaro vd., 2013'den değiştirilmiştir).

1.1. Çalışmanın Amacı

Doğu Toroslar'da yer alan Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) civarında görülen Pb-Zn içeren barit cevherleşmelerinin, bölgede yüzeyleyen kayaç ve cevherin mineralojik, petrografik özellikleri, cevher yan kayaç ilişkileri, cevherin yapısal ve dokusal özellikleri, element dağılımları, sıvı kapanım ve izotop çalışmaları yapılarak bölgedeki cevherleşmenin oluşum koşullarının ve kökenlerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Ayrıca bu çalışma ile Toroslar'da mevcut olan benzer cevherleşmelerin karşılaştırılması amaçlanmıştır. Bu çalışma ile bölgedeki benzer yatakların oluşumlarını açıklamaya ve bu tür diğer yatakların aranmasına ek katkılar sağlayacaktır.

1.2. İnceleme Alanı ve Coğrafi Konum

İnceleme alanı, Doğu Toroslar'ın doğu kesiminde Türkiye 1/25000 ölçekli topoğrafya haritasının Malatya (Doğanşehir-Eskiköy) L40 d1 ve d4 paftaları içinde kalan yaklaşık 50 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.2). Başlıca yerleşim yeri Doğanşehir ilçesine bağlı olan Eskiköy ve Meletbaşı Mahallesi'dir. İnceleme alanı ve çevresinin morfolojisi genel olarak dağlık alanlardan oluşmaktadır. Bölgedeki en önemli yükseltiler; Mağara Tepe (2234.9 m), Köskihasan Tepe (1899.9 m), Kömürpınar Tepe, Selim Tepe, Püsküllü Tepe, Kurucudela Tepe (2051 m), Keklikkurağı Tepe'dir. Başlıca dereleri; Bikici Dere, Kömür Dere, Sıtmapınar Dere, Akçukur Dere'dir.



Şekil 1.2. İnceleme alanının yer bulduru haritası (URL:1, 2018).

1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanındaki birimler ve civardaki cevherleşmelere ait çalışmalar mevcuttur. Bunlar aşağıda bahsedilmiştir.

Rigo de Righi ve Cortesini (1964), tarafından Ergani-Maden bölgesinde Maden Karmaşığı'nı ilk olarak Eosen yaşlı magmatik çökel kayaçlarını Maden Birimi olarak adlandırmışlardır.

Pişkin (1972), Çelikhhan (Adıyaman) doğusunda yaptığı çalışmada bu alandaki metamorfiteğin Permiyen yaşta olduğunu ve Doğu Toros Kuşağı'nın çekirdeğini

oluşturduğunu belirterek, bu çekirdeğin Pre-Lütesiyen yaşlı monzodiyoritler ile kesildiğini belirtmiştir.

Yazgan (1972), Malatya GD'sunda Pütürge Metamorfitleri ve üzerinde gelişen Maden volkano-tortul karmaşığının petrografik ve jeokimyasal özelliklerini araştırmış ve karmaşığa ait volkanitleri kalkalkalen eğilimli toleyitik bir volkanizmaya bağlamıştır.

Sungurlu (1974), Gölbaşı-Gerger arasında yaptığı ilk çalışmada burada yer alan birim için Kilkayak Formasyonu adını, sonraki çalışmalarında ise Malatya Metamorfitleri adını kullanmıştır.

Özkaya (1975), Maden Karmaşığı'nı Sason-Baykan grubu olarak tanımlayarak, Alt Eosen-Miyosen yaşını vermiştir.

Erdoğan (1977) porfiritik dokuda, bazaltik/andezitik bileşimde volkanik kayalar ile volkanoklastikleri, çamurtaşı ve kireçtaşı merceklerini Maden Grubu olarak adlandırmıştır.

Perinçek (1978) ise çeşitli litolojilerden oluşmuş ve çoğunlukla karmaşık yapılar kazanarak ilksel ilişkilerini kaybetmiş birim için ilk kez Maden Karmaşığı terimini kullanmıştır. Maden Karmaşığı'nın derin denizde çökelmiş, daha sonraki yoğun tektonizma etkisiyle karmaşık halini almış, sürüklenme örtüleri halinde güneye ilerleyerek bugünkü konumunu almış olduğunu açıklamıştır.

Perinçek (1978), Çelikhhan-Koçalı-Sincik (Adıyaman) yöresinde yaptığı çalışmada, bölgeye yerleşmiş en son sürüklenme dilimi olan Malatya Metamorfitleri'ni Alt Metamorfitler ve Üst Metamorfitler olarak iki kısma ayırmıştır. Altta muskovit şist, albit-hornblend-epidot şist, kuvars-muskovit şist, fillat ve mermerlerden oluşan litoloji topluluğu; üstte ise, kristalize kireçtaşı, mermer, kalkşist ile aralarında kuvars-klorit-epidot şist, fillat ve pelitik şist katkıları içeren istifin olduğunu belirtmiştir. Çalışmacı, Malatya Metamorfitleri'nin en üst seviyelerindeki karbonatlardan derlediği fosil bulgularının Üst Permian yaşını verdiğini belirtmiştir.

Erler'e (1982) göre Maden Karmaşığı volkanitlerinin yay ardı açılma ürünü olduğunu açıklamıştır.

Hempton (1984, 1985), Maden Karmaşığı adını aynen kabul edip, tabandan tavana doğru; taban konglomerası, masif kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, kırmızı çamurtaşı, bazaltik andezitik volkanitler ve volkanoklastikler olmak üzere yedi litofasiyese ayırarak incelemiştir.

Aktaş ve Robertson (1984), Maden Karmaşığı'nın ada yayı volkanizması ürünü olduğunu belirtmişlerdir.

Perinçek ve Kozlu (1984), Afşin-Elbistan-Doğanşehir arasındaki incelemelerinde, çalışma alanındaki allokton birimlerin kuzey ve güney yönlü olmak üzere kuzeyde ve güneyde otokton birimler üzerine bindirdiğini belirtmişlerdir. Allokton birimlerin Pütürge metamorfileri ile başladığını, bunlarında Erken-Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi ile üstlendiğini, Maden Kompleksi'nin de İç Toros kenet kuşağına ait ofiyolitik kayaçlar ve bunlar içerisinde bulunan Yüksekova Kompleksi'nin ada yayı ürünleri tarafından tektonik olarak üstlendiğini belirtmişlerdir. Toros kenet kuşağına ait bu ofiyolitik ürünlerin üst Kretase zamanında tektonik olarak Keban-Malatya Metamorfileri tarafından üzerlendiğini ifade etmişlerdir.

Yazgan (1984), Elazığ-Malatya çevresinde yaptığı çalışmalarda bölgenin kuzeyden güneye doğru Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı ve Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'nın genç ve kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerine yerleşmiş 'etkin kıta kenarı' ürünleri olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Yüksekova Karmaşığı içerisinde yer alan derinlik kayaçlarının yaşının Kampaniyen (74-80 my) ve alkaliye eğilimli kalkalkali karakterde olduğunu belirtmiştir.

Gözübol ve Önal (1986), tarafından Malatya Metamorfileri, ilk kez grup aşamasında alttan üstte dört formasyona ayırarak incelemiştir. En altta, Pınarbaşı Formasyonu ve sırasıyla Kolutik Kireçtaşı, Düzağaç Formasyonu, Kalecik Kireçtaşı geldiğini ve tüm bu formasyonların birbirleri ile tektonik dokanak ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Bingöl (1988), Maden Karmaşığı'na ait volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre, bu kayaçların bir aktif kıta kenarı olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (1992), Doğanşehir-Sürgü-Gözene (Malatya) yöresindeki çalışmalarında Karaterzi civarında Eosen yaşlı yitim graniti özellikle, I-tipi granitoid sokulumunun varlığına değinerek birim ilk defa 'Karaterzi Granitoidi' olarak kullanmıştır. Gözene civarındaki volkanitlerin Neojen yaşlı kıtasal kökenli dasit ve andezitler olduğunu belirtmiştir.

Karaman vd., (1993), Malatya-Doğanşehir-Çelikhhan dolaylarında yaptıkları 1/25000 ölçekli haritalama çalışmalarında, daha önceki araştırmacılar tarafından Permo-Karbonifer olarak belirtilen Malatya Metamorfileri'nin yaşını, fosil bulguları ile Üst Triyas'a kadar çıkarmışlardır. Triyas yaş almış olması karasalaşma sürecinin kısa bir zaman aralığında gerçekleştiğini göstermiş olduğunu belirtmişlerdir.

Karaman (1993), Malatya'nın doğu ve güneydoğusunda yaptığı çalışmada Maden Karmaşığı'nın derinlik ve yüzey kayaçları ile volkanosedimanter ve sedimanter kayaçlardan oluştuğunu, lav akıntılarında prehnit-pumpellyit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını,

ekay zonları boyunca oluşan kataklastiklerde yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir.

Yiğitbaş vd., (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap alanı olmak üzere üç kısma ayırmışlardır ve Maden Karmaşığı'nın nap alanı içerisinde ve bindirme dilimlerinin altında olduğunu belirtmişlerdir.

Genç vd., (1993), İnceleme alanının güneybatısında yüzeyleyen Berit Metaofiyoliti'ni inceledikleri çalışmalarında metaofiyolitinin başlıca iki tektonik dilimden oluştuğunu, ancak bu dilimli yapıya rağmen birimin alttan üste doğru ultramafik ve mafik kümülat kökenli kayalar, meta-diyabazdan oluşan düzenli bir ofiyolit istifini temsil ettiğini belirtmişlerdir.

Önal (1995), Polat-Beğre (Doğanşehir, Malatya) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özelliklerini inceleyen doktora çalışmasında Polat-Beğre Granitoidi'nin diyorit, kuvarsdiyorit, tonalit ve granodiyorit gibi derinlik; mikrodiyorit, tonalit-diyorit porfirler gibi yarı derinlik ve aplit, andezit ve lamprofir dayklardan oluştuğunu belirtmiştir. Granitoidinin magma tipinin orta ve düşük K'lu kalkalkalen, tektonik ortamının ise dalma ile ilişkili volkanik yay granitoidi ile uyumlu olduğunu belirten araştırmacı, diyorit grubu kayaların manto fraksiyonlaşması ile oluştuklarını, tonalit grubu kayaların ise ilk-levha çarpışması (pre-plate collision) gerçekleşmeden önce oluştuklarını ifade etmiştir.

Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Maden Grubu volkanosedimanter fasiyeslerinin Orta Eosen'de çöken, doğu-batı gidişli ekstansiyonel basen olduğunu ve başlangıçta denizel trasgresyon ile lokal olarak türemiş olduğunu, bunu sığ denizel karbonat depolanmasının izlemiş olduğunu söylemişlerdir. Ayrıca Maden baseninin, Helete volkanik yayına göre yay gerisi basen olduğunu belirtmişlerdir.

Başbüyük (2000), Yeşilyurt (Malatya) GD'sunda, Malatya Metamorfik istifinin metamorfizma derecesini nap yerleşimine bağlı gelişen tektonik gömülme sonucunda, P-t-T (basınç-sıcaklık-zaman) yönünde metamorfizma geçirdiğini belirtmiştir.

Robertson vd., (2006), Berit bölgesinde yaptıkları çalışmada, Berit ofiyolitinin Güney Neotetis'te okyanus içi dalma-batmaya bağlı olarak yay önü havzada Geç Kretase'de geliştiğini belirtmişlerdir. Berit ofiyolitinin Toros aktif kıta kenarına ~85 My önce kenetlenip altına daldığı ve kalk-alkalen karakterli granitler tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Kuzeye doğru dalmanın ~45 My önce bölgede yay-gerisi açılmaları ve

dalma-batmaya bağlı volkanizmayı tetiklendiğini, Güney Neotetis'in Oligo-Miyosen zamanında kapandığını ve günümüz güneye bakan bindirme zonlarının bu zamanda bu zamanda oluştuğunu belirtmişleridir.

Bedi vd., (2009), Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimini incelemeye yönelik Afşin-Elbistan-Göksun-Sarız dolaylarında yaptıkları çalışmada, Bodrum napı olarak tanımladıkları Malatya ve Keban metamorfik kayaçlarından özellikle Malatya Metamorfitleri ile tektonik ilişkili olan iki yapısal istif olduğunu ve başlıca Keban Metamorfitleri'nin Mesozoyik bölümünün, Malatya Metamorfitleri'nden farklı özellikler gösterdiğini saptamışlardır.

şahin ve Işık (2010), Malatya Metamorfitleri'nin yaygın olarak mermerlerden, az oranda sleyt, fillit ile şist türü kayalardan oluştuğunu, şist ve fillitlerde gözlenen kloritoyid, epidot ve tremolit/aktinolit minerallerinin ~500 °C sıcaklık ve 6 kbar basınç metamorfizma koşullarına kadar erişmiş olduğunu ve bu koşulların da ~15 km derinliklere kadar uzandığını belirtmişlerdir.

Erdem vd., (2005), Maden Karmaşığı'nın bazaltik lavlar, diyabazlar, tf, lapillitaşı, aglomera ve kırmızı renkli çamurtaşı ve kireçtaşı bloklarından oluşmuş olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, Geç Kretase'den itibaren kuzeye doğru başlayan yitimin Orta Eosen'de de devam ettiği ve Geç Kretase sonunda güneye doğru bindirmeye başlayan metamorfik masifler ve ofiyolitler üzerinde gelişen havzada bir tarafta Maden Karmaşığı sedimanları oluşurken, diğer taraftan dalan levhanın üzerindeki kısmi ergimeye bağlı olarak türeyen magmanın Maden Volkanitleri'ni oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Ertürk vd., (2018), Maden Karmaşığı'nın taban konglomerası ile başladığını, üste doğru kumtaşı tabakaları, yer yer silisleşmiş çörtler, çamurtaşları ardalanması, masif kireçtaşı blokları ve pelajik kireçtaşları ile son bulmakta olduğunu ve ayrıca, bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit, diyabaz ve piroklastik kayaçlarla temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Çalışma alanı yakın çevresindeki cevherleşmeler ile ilgili çalışmalarda mevcuttur bunlar: Tüfekçi (1983), Malatya ilinin yaklaşık 25 km güneybatısında yer alan Görgü köyünün Kurşunlu Dere ve civarında jeolojik ve jeokimyasal inceleme yapmıştır. Buradaki Permiyen yaşlı cevherleşme, kısmen başkalaşım gösteren karbonatlı-killi fasiyes ile st Permiyen yaşlı tabakalar ve masif kireçtaşları arasındaki bir damara yerleştiğini belirtmiştir.

Tüfekçi ve Ulutürk (1987), Görgü Pb-Zn yatağının düşük-orta ısıda oluşmuş hidrotermal bir yatak olduğunu belirtmişlerdir. Başlıca cevher mineralleri sfalerit, simitsonit, galenit ve baritir, eser miktarda anglezit, serzit, pirit, altın ve kalkopirit; başlıca gang

mineralleri, ankerit, kalsit, dolomit, kuvars, serizit, klorit ve kil mineralleri olduğunu belirtmişlerdir.

Sağiroğlu (1988), Görgü (Cafana) Pb-Zn yataklarında yaptığı çalışmada Üst Permian yaşlı Malatya Metamorfileri'nin faylarla yükselmiş kısımlarında bulunan fay zonlarında ve bu zonların yakın çevrelerinde yer aldığını belirtmiştir. Bu cevherleşmeler başlangıçta sülfürlü cevher olarak geliştiği ve daha sonra cevherleşmelerin yüzeydeki kısımları meteorik suların işlevleri sonucu karbonatlaştığını belirtmiştir.

Önal vd., (1990) ve Cengiz vd., (1991) tarafından, Yeşilyurt (Cafana)'daki cevherleşmelerin Malatya Metamorfileri ve volkanosedimanter birimler ile volkanitlerin kontakları boyunca ve andezitik kayalar da gözlemlendiğini ve ana cevher minerallerinin galen, sfalerit ve simitsonit olduğunu belirtmişlerdir.

Şaşmaz ve Önal (1998) ve Şaşmaz vd., (1999), Çalışma alanının kuzeydoğusunda yer alan Yeşilyurt ilçesi Pb-Zn cevherleşmelerinin konumu, petrografisi, kimyası ve oluşumu hakkında çalışmalar yapmıştır. Yeşilyurt ilçesinde florit cevherleşmelerinin ekonomik olarak değerlendirilmesi ile ilgili rapor hazırlamışlardır.

Önal ve Altunbey (1999), Malatya İli Doğanşehir İlçesi'nin yaklaşık 4 km kuzey-kuzeybatısında Dedeyazı-Çavuşlu köyleri çevresinde yaptıkları çalışmada Malatya Metamorfileri'ne ait mermer ve kristalize kireçtaşlarının Polat Granitoyiti'nin diyorit ve tonalit bileşimli plütonik kayalarıyla kesilmesi sonucu gelişen skarn zonlarında demir (manyetit) cevherleşmelerinin olduğunu belirtmişlerdir.

Şaşmaz vd., (2002), Adıyaman İli Çelikhan sınırları içerisinde geniş yüzeylemeler veren Malatya Metamorfileri içerisinde cevherleşmelerin oluşum ortamı ve koşullarını incelemiştir. Bu çalışmada üç farklı bölgede üç ayrı cevherleşme gözlemlenmiştir. Bunlar Pb-Zn, florit ve Fe cevherleşmeleridir. Pb-Zn cevherleşmelerinin şistlerin kristalize kireçtaşları üzerine bindirdiği zonlarda ve genellikle kalkşistlerin foliasyon düzlemine paralel olarak geliştiğini belirtmişlerdir.

Ceyhan (2003), Doğu Toroslardaki Pb-Zn yataklarının kurşun izotoplarını çalışmış ve Görgü yatağının olasılıkla Paleozoik yaşlı ve epijenetik karakterli olduğunu ortaya koymuştur.

Revan ve Genç (2003), Yeşilyurt civarında yaptığı çalışmada altınlı-florit cevherleşmesi, kurşun-çinko ve demir cevherleşmeleri olmak üzere üç tür cevherleşme saptamıştır. Devoniyen-Karbonifer yaşlı Kalecik Mermerleri ile Permian yaşlı Düzağaç şistleri arasındaki diskordans düzlemi boyunca gözlenen altınlı-florit cevherleşmesi, aynı

zamanda ekonomik deęer tařımayan Důzaęaç Őistleri ile Kalecik Mermerleri dokanaęında Pb-Zn cevherleřmesi ve Őerefhan Őistlerinin ős seviyelerinde demir cevherleřmeleri gözlendięini belirtmiřtir.

Kalender vd., (2009), Malatya İli'nin Yeşilyurt ilçesine bağlı Görgü (Cafana) Köyün'de Pb-Zn cevherleşmelerinin andezitik kayalar içerisinde damar şeklinde geliştiğini ve Malatya Metamorfileri içerisinde de gelişmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Yapıcı ve Bahçeli (2012), Battalgazi (Malatya) bölgesi manganez cevherleşmelerinin mineralojik, jeokimyasal özellikleri ve zenginleştirilme araştırılmasını çalışmış, ayrıca Malatya İspendere bölgesinde bulunan manganez cevher oluşumlarının kimyasal, mineralojik özelliklerinin ve kullanım alanlarının belirlenmesi ile ilgili çalışmalar yapmıştır.



2. MATERYAL ve METOT

Bu tez çalışması kapsamında büro, arazi ve laboratuvar çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

2.1. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları, öncelikle inceleme alanına ait önceki çalışmalar derlenip, inceleme konusu ile ilgili literatür taranmıştır. Daha sonra arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen tüm verilerin yorumlanması, ilgili oldukları bölümler altında toplanması, tezin yazımı ve çizimler bilgisayar ortamında tamamlanmıştır. Daha sonrasında arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen sonuçlar değerlendirilerek, veriler tez raporu haline getirilmiştir.

2.2. Arazi Çalışmaları ve Örneklemeler

Arazi çalışmaları, 2016-2018 yılları arasında tamamlanmıştır. Jeolojik çalışmalarda, litolojiler ve yapısal unsurlar tespit edilmiş, sınır ilişkileri gözlenmiş, 1/25000'lik jeoloji haritası çizilmiş, birimlerin makro özellikleri ortaya konmuş, örnek yerleri tespit edilerek kimyasal, petrografik, mineralojik çalışmaları için her bir birimi temsil edecek şekilde örnek alınmıştır. Bölgedeki baritli Pb-Zn cevherleşmelerinin jeokimyasal nitelikleri çözümlenmeye çalışılmıştır.

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları, mineralojik-petrografik incelemeler, jeokimyasal analizler, sıvı kapanım ve izotop çalışmalarını kapsamaktadır (Tablo 2.1).

Tablo 2.1. İnceleme alanından alınan örneklerde yapılan çalışmalar

Kayaç	Örnek no	Ana element	oksit	İz element ve NYE	İnce kesit	Parlak kesit
Dasit	ES13		x	x	x	
Dasit	ES14		x	x	x	x
Dasit	ES15		x	x	x	x
Dasit	ES16		x	x		
Riyolit	ES17		x	x		
Dasit	ES18		x	x		
Dasit	ES19		x	x		
Riyolit	ES20		x	x	x	
Riyolit	ES21		x	x	x	
Riyolit	ES22		x	x		
Riyolit	ES23		x	x	x	
Rekristalize Kireçtaşı	ES1		x	x	x	x
	ES2		x	x	x	x
	ES3		x	x	x	
	ES4		x	x	x	x
	ES5		x	x	x	x
	ES6		x	x		x
	ES7		x	x		
	ES8		x	x		
	ES9		x	x		
	ES10		x	x		
	ES11		x	x		
	ES12		x	x		

Tablo 2.1.'in devamı

Kaya ç	Örnek No	Ana oksit element	İz element ve NYE	İnce kesit	Parlak kesit	Pb izotop	S izotop	Sıvı kapanım
Barit	ES24	x	x		x	x	x	
	ES25	x	x			x		
	ES26	x	x		x	x	x	
	ES27	x	x			x		
	ES28	x	x		x	x		
	ES29	x	x			x		
	ES30	x	x					
	ES31	x	x		x			
	ES32	x	x	x	x	x	x	x
	ES33	x	x			x	x	
	ES34	x	x			x	x	x
	ES35	x	x	x	x	x	x	x
	ES36	x	x		x	x		
	ES37							
	ES38					x		
	ES39					x		
	ES40					x		
	ES41					x		
	ES42					x		

1. İnceleme alanındaki yan kayaç ve cevherin mineralojik-petrografik incelemeleri, Pamukkale ve Fırat Üniversitesinde yapılan 12 adet örnekte ince kesit (ES1, ES2, ES3, ES4, ES5, ES13, ES14, ES15, ES21, ES23, ES32, ES35) ve 14 adet örnekte parlak kesit (ES1, ES2, ES4, ES5, ES6, ES14, ES15, ES24, ES26, ES28, ES31, ES32, ES35, ES36) optik polarizan ve cevher mikroskop çalışmaları ile belirlenmiştir. Örnekler Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde, Leica DM 2500P Model polarize mikroskop kullanılarak incelenmiştir.
2. Tüm ana oksit, iz ve nadir yer element (NYE) analizleri (36 adet tüm kayaç örneği ES1-ES36), Bureau Veritas Laboratuvarları'nda (Kanada) ICP-AES ve ICP-MS yöntemi ile elde edilmiştir. Örnekleri analize hazırlama ve analiz (asitle çözme ve filtreleme) işlemleri Bureau Veritas Laboratuvarları'nda (Kanada) yaptırılmıştır. Örneklerin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma) Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen işlemle buhar halinde atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyon ölçümü yapılır. İz ve nadir yer element analizleri ise İndüktif Eşleşmiş Plazma, Kütle Spektrometre (ICP-MS Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemiyle ICP alev sıcaklığı $5727-9727^{\circ}\text{C}$ 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).
3. Malatya-Doğanşehir-Eskiköy bölgesindeki cevherleşmeleri barit damarlarını temsil edecek şekilde alınmış 5 adet örnek seçilmiş ve yaklaşık 100 mikron kalınlığında iki yüzü parlatılmış ince kesitleri hazırlanmıştır. Sıvı kapanım kesitlerinin hazırlanması ve mikrotermometrik incelemeleri Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki sıvı kapanım ve cevher mikroskopisi ile Struers marka Labopol-35 marka parlatma cihazı ve Olympus Labophot-Pol tipi polarizan araştırma mikroskobuna monte edilmiş LINKAM THMS-600 ve TMS 92 tipi soğutma ve ısıtma sistemleri ile yapılmıştır. Örneklerde ilk erime (T_{FM}), son erime (T_{MICE}) ve homojenleşme (T_H) sıcaklığı ölçümleri belirlenmiş olup, her üç ölçümde de hata payı $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 'den daha azdır. Roedder (1984)'e göre kapanımlar,

birincil ve ikincil kapanımlar olarak ayrılmış ve çalışmalar incelemesi mümkün olan boyutlarda sürdürülmüştür. Kapanımların tuz içerikleri Bodnar (1994)'a göre % NaCl eş değer tuzluluk olarak hesaplanmıştır.

4. Pb izotop çalışmaları da Bureau Veritas Laboratuvarları'nda (Kanada) ICP-MS yöntemiyle gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma için 16 adet barit örneği (ES24, ES25, ES-26, ES27, ES,28, ES29, ES32, ES33, ES34, ES35, ES36, ES38, ES39, ES40, ES41, ES42) seçilmiş, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları elde edilmiştir. Analizler sırasında NIST-SRM 981 standartı kullanılmış olup, bu standartlar için $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri 16.93; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri 15.49 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri 36.72 şeklindedir. Bu değerler için hassasiyeti sırasıyla (hata payı $\% \pm \text{RSD}$) $\% \pm 0.27$; $\% \pm 0.20$; $\% \pm 0.17$ olarak belirlenmiştir.
5. Kükürt izotop analizleri Bureau Veritas Laboratuvarları'nda (Kanada) gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma için 6 adet barit örneği (ES24, ES25, ES32, ES33, ES35, ES36) seçilmiştir ve $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ değerleri belirlenmiştir. Numuneler kalay kapsülleri içinde tartılmıştır ve kükürt izotopik bileşimi bir Costech ECS 4010 Elemental Analyzer ile bir MAT 253 Kararlı İzotop Oranı Kütle Spektrometresi kullanılarak ölçülmüştür. $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, örnekteki Viyana Kanyonu Diablo Troilite (VCDT) uluslararası standarttaki $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ oranlarının normleştirilmesiyle hesaplanmıştır; değerler mil başına birim (‰) cinsinden delta (δ) gösterimi kullanılarak raporlanmıştır ve hata payının ‰ 0.2 kadar olduğu belirtilmiştir.

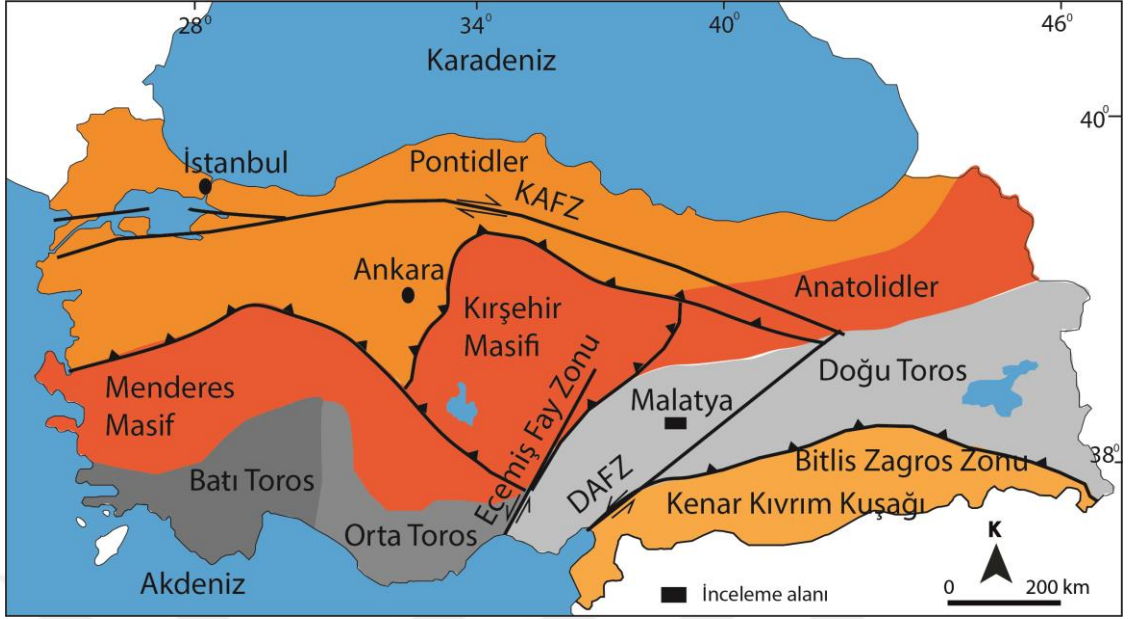
3. BÖLGESEL JEOLJİ

Ketin (1966)'e göre dağ kuşaklarının orojenik gelişimleri esas alınarak, Türkiye dört tektonik birliğe ayrılmıştır. Bunlar kuzeyden güneye doğru sırasıyla şöyledir; Pontidler, Anatolidler, Toroslar ve Kenar Kıvrım Kuşağı olarak bulunmaktadır.

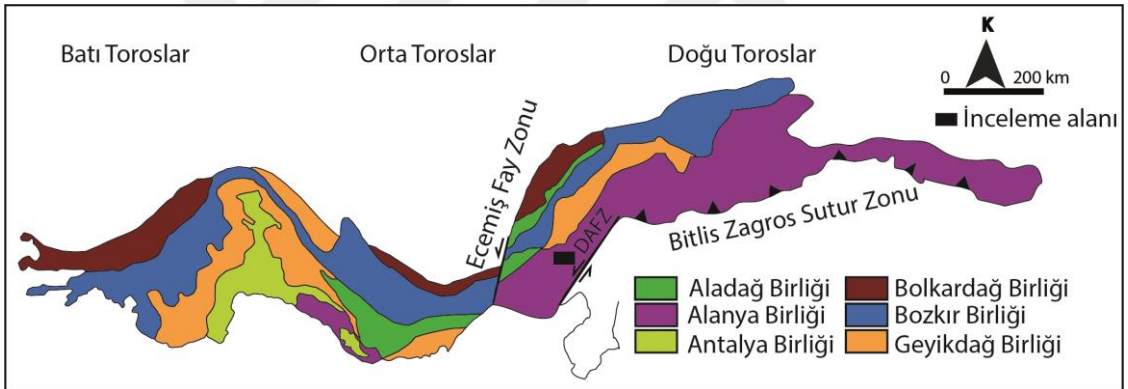
Toros'lar, Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağının bir parçasıdır ve sürekli fakat düzgün olmayan bir kuşak olarak Batı Anadolu'dan Akdeniz kıyısına paralel olarak uzanıp, Doğu ve Güney Anadolu'da ise kuzeydoğudan doğu-batıya ve güneydoğuya dönen bir yay oluşturur. Toros Kuşağı; Batı Toros, Orta Toros ve Doğu Toros olmak üzere üç kısma ayrılmıştır (Şekil 3.1). Doğu Toros, Kızıldağ Ofiyolit Masifi ile Hatay Bölgesi'nden başlayarak Hakkari bölgesine kadar bir yay çizerek uzanmaktadır (Yazgan v.d., 1987; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991).

Toroslar'da Kambriyen ile Miyosen arasında değişen sedimanter kayalar, metamorfik fasiyesler, ofiyolitler ve ofiyolit melanjları yer almaktadır (Ketin, 1966). Bu kuşakta birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan 'birlikler' yer almaktadır. Bolcardağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak adlandırılmış olan bu birlikler stratigrafi ve metamorfizma özellikleri, kapsadıkları kayaç birimleri ve günümüzdeki yapısal konumlarıyla birbirlerinden ayrılmaktadır. Birlikler birbirleriyle anormal dokanıklı olarak kuşak boyunca yüzlerce kilometre yanal devamlılık gösterirler ve çoğunlukla birbirlerinin üzerinde allokon örtüler oluştururlar (Özgül, 1976).

İnceleme alanı olan Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) Doğu Toros Orojenik Kuşağı'nda Alanya Birliği içerisinde yer almaktadır (Şekil 3.2). Alanya Birliği, Permian, Triyas ve Erken Tersiyer yaştaki kayaç birimleri ile temsil edilmektedir. Permian ve Triyas yaşlı kayaç birimleri genellikle mermer ve şistleri kapsamaktadır (Özgül, 1976; Oktay ve Özgül, 1982).



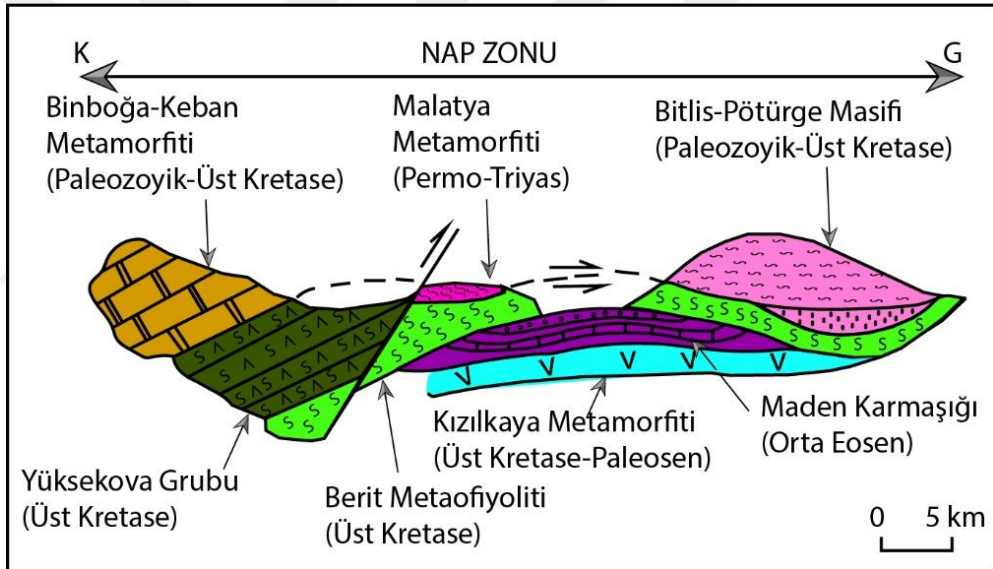
Şekil 3.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966; Okay ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilmiştir).



Şekil 3.2. Toros Kuşağı boyunca yer alan tektonik birlikler (Işık, 2016'dan değiştirilmiştir).

Arap Platformu kuzey kenarında yer alan Doğu Toroslar iki tektonik kuşak olarak ayrılmaktadır. Bunlar: Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı olarak adlandırılan ekay zonu ve nap alanıdır. Ekay zonu, Arap Levhasının en kuzey kesimi ile allokton nap örtüleri arasında kalan ters fay ve şaryajların yaygın olarak yer aldığı bir zondur. Allokton birimlerin yaşlıdan gence doğru birbiri üzerine itilerek sıkıştırıldığı ve topluca otokton üzerine ilerlediği bu zonda tektonik dilimler halinde düzenli ve karmaşık nitelikli tektonik birlikler bulunur. Bu ekay zonu doğuda Hakkari güneyinden başlayarak, batıda Amanos dağlarında kadar uzanan bir bindirme kuşağı ile belirginleşir. Bu bindirme kuşağı, yaklaşık 30-60 km genişliğinde ve doğu-batı yönünde 700 km uzanmaktadır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991).

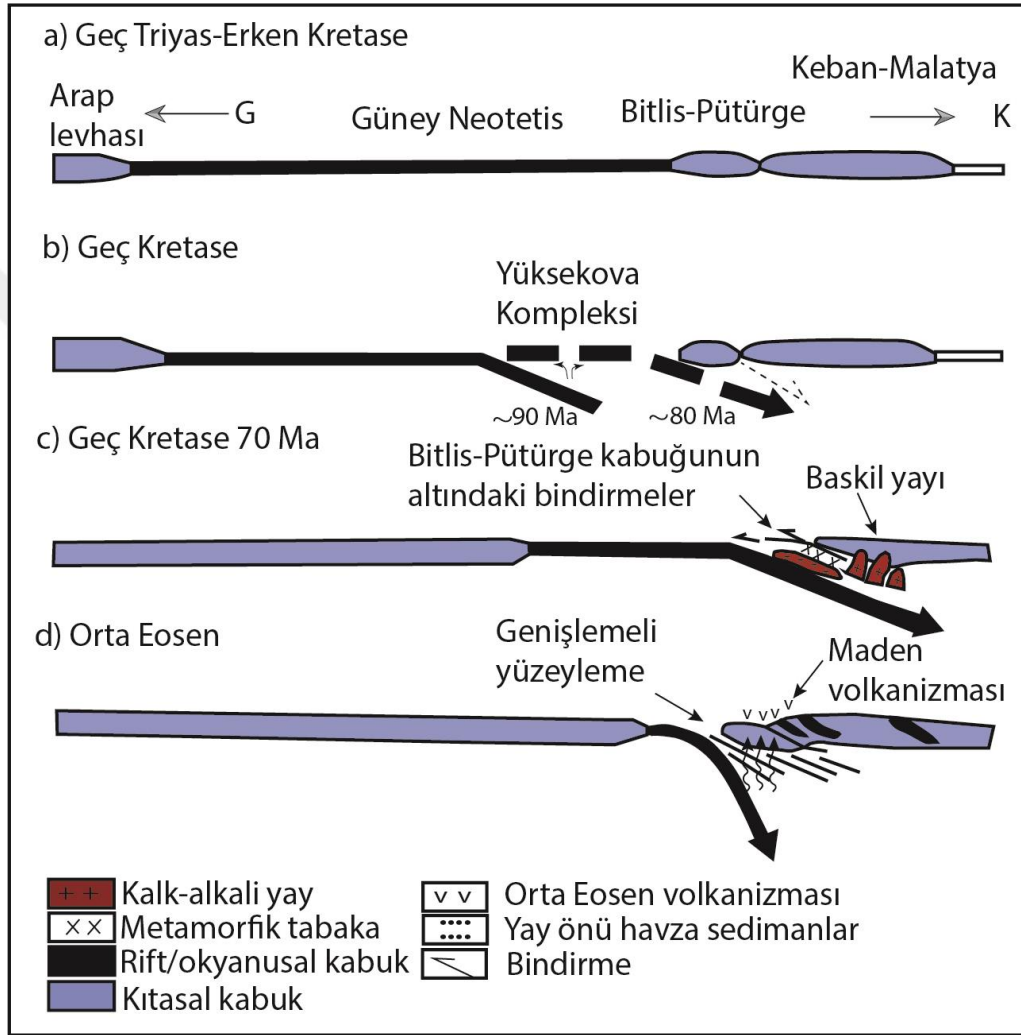
Bindirme kuşağı, Miyosen’de Kenar Kıvrımları üzerine kuzeyden güneye doğru itilen dilimlerden oluşmaktadır. Bindirme dilinimleri, Üst Kretase yaşlı ofiyolit parçaları (Guleman Ofiyoliti, Kızıldağ Ofiyoliti), Eosen yaşlı filiş ve volkanitler (Ergani-Hakkari serisi, Baykan Karmaşığı, Maden Karmaşığı) ile Paleozoyik yaşlı metamorfik masif (Bitlis Metamorfitleri’ni) içermektedir (Boray, 1976). Nap alanı üst üste duran iki farklı naptan ve başlıca ofiyolitik topluluklar ile metamorfik birliklerden oluşur. Üst nap Güneydoğu Anadolu metamorfik birliklerini içermektedir (doğudan batıya doğru Bitlis Masifi, Pütürge Masifi, Keban-Malatya Metamorfitleri, Binboğa Metamorfitleri vb.). Alt nap ise bir ofiyolitik topluluktan oluşmaktadır (Kızılkaya Metamorfiti, Beril Metamorfiti ve Yüksekova Grubu). Bunlar üst nap, önce alt nap’ın üzerine ilerlemiş, daha sonraki dönemde ise her ikisi bir nap olarak hareket etmiştir (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991) (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. İnceleme alanının yapısal modeli (Yılmaz, 1993’den değiştirilmiştir).

Bölgenin bugünkü konuma geliş süreci birkaç aşamada gerçekleşmiştir. Bölge Geç Triyas-Erken Kretase Avrasya ile Arap Plakası arasında bir okyanus açılmaya başlamıştır (Şekil 3.4. a). Neotetisin güney kolu olarak tanımlanan bu okyanus Pütürge ile Keban arasında bir kuşakta açılmış olduğu belirtilmektedir (Yazgan, 1984). Okyanusal kabuk oluşumu ise Jura-Alt Kretase döneminde olmuştur. Geç Kretase başlangıcında (Senomaniyen-Turoniyen) okyanusal kabukta sıkışma ve kırılmalar başlamıştır (Şekil 3.4 b). Arap otoktonu üzerinde görülen ofiyolitik kayalar bu dönemde bölgeye yerleşmiştir (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991). Bölgenin kuzeyinde ise bu dönemde ki sıkışmalar sonucunda

güneyde kalan okyanusal kabuk malzemesi, kuzeydeki eşdeğeri altına dalmaya başlamıştır. Bölge aktif kıta kenarı (Pasifi tipi) oluşumuyla neotetis kapanmaya başlamıştır (Şekil 3.4. c). Bu olayı Üst Maestrihtiyen transgresyonu izlemiştir. Orta Eosen transgresyonu ile Arap levhası kuzey kenarı Bitlis ve Keban kuşakları arasındaki dar ve derin bir havzada volkanitli Maden Karmaşığı'nı oluşturmuştur (Şekil 3.4. d).



Şekil 3.4. İnceleme alanını da kapsayan bölgenin jeodinamik evrimi (Robertson vd., 2006'dan değiştirilmiştir).

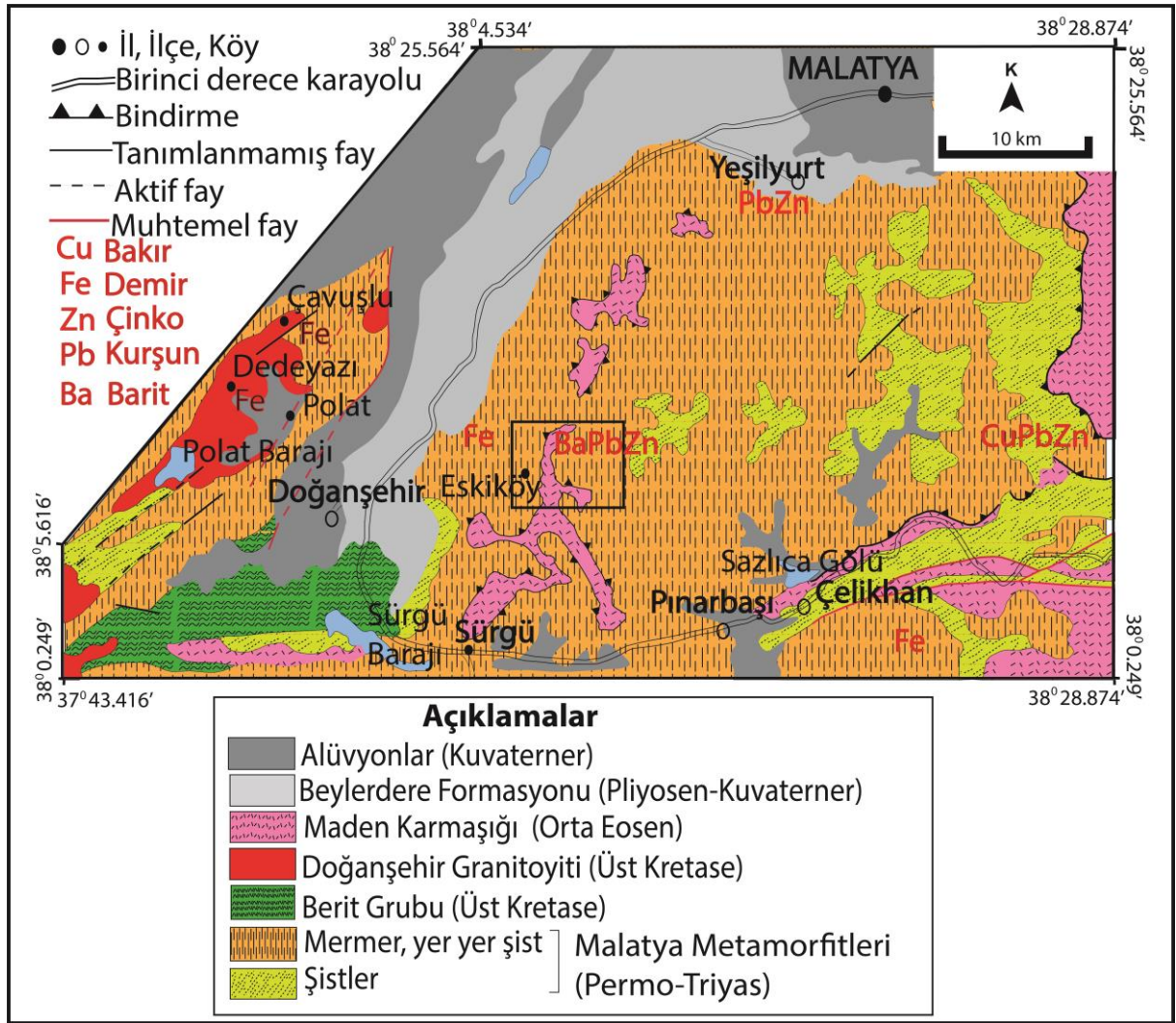
Çalışma alanı ve çevresinde yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Malatya Metamorfitleri, Üst Kretase yaşlı Berit Grubu, Üst Kretase yaşlı Doğanşehir Granitoyiti, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Beylerdere Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır (Şekil 3.5).

Yaş	Birim	Litoloji	Açıklamalar
Kuvaterner			yamaç molozu, alüvyon
Pliyo-Kuvaterner	Beylerdere Formasyonu		diskordans kumtaşı, kiltası ara katkı ve mercekleri bulunan çakıltası
Permo-Triyas	Malatya Metamorfittleri		diskordans volkanik kayalarla rekristalize kireçtaşları dokanaklarına ve dokanaklara uzanan fay ve boşluk zonlarına yerleşmiş cevherleşmeler
Orta Eosen	Maden Karmaşığı		rekristalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı çamurtaşı, andezit, diyabaz, mikritik ve nümmitik kireçtaşı, spilitik volkanit tektonik
Üst Kretase	Doğanşehir Granitoyiti		tonalit porfirler ile asidik damarlar tarafından kesilen ve mikrodiyorit anklavları içeren diyorit grubu kayaları kesen tonalit grubu kayalar kuvars diyorit porfirler ile asidik damarlar tarafından kesilen ve mikrodiyorit anklavları içeren diyorit grubu kayalar
Permo-Triyas	Malatya Metamorfittleri		rekristalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, şist tektonik
Üst Kretase	Berit Grubu		asidik bileşimli intrüzyonlar tarafından kesilen peridotit, gabro, amfibolit, migmatit ve metapelit

Şekil 3.5. İnceleme alanı ve çevresinin genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz) (Önal, 1995; Gözübol ve Önal, 1986'dan değiştirilmiştir).

4. İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

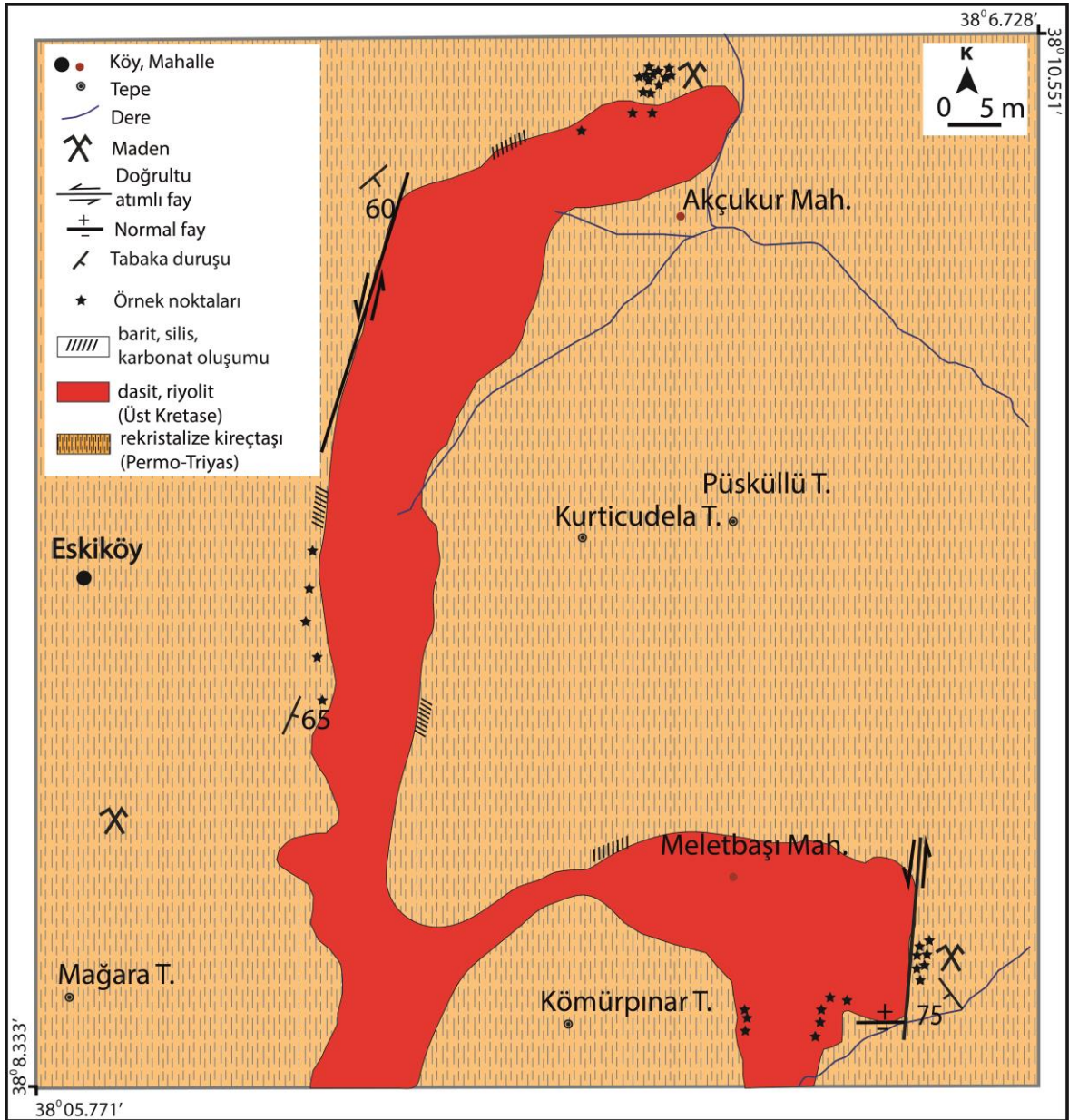
Doğu Toros Orojenik Kuşağı'nda yer alan inceleme alanı ve çevresinde yer alan birimler yaşlıdan gence doğru; Malatya Metamorfitleri (Permo-Triyas), Berit Grubu (Üst Kretase), Doğanşehir Granitoyiti (Üst Kretase), Maden Karmaşığı (Orta Eosen), Beylerdere Formasyonu (Pliyo-Kuvaterner) ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. İnceleme alanı ve yakın çevresinin 1/500000 ölçekli jeolojik haritası (MTA, 2002'den değiştirilmiştir)

Çalışma alanındaki birimler; rekristalize kireçtaşları ve yer yer şistler ile dasit ve riyolitlerden oluşmaktadır (Şekil 4.2). Orta Eosen yaşlı birimler inceleme alanının yakın çevresinde yapılan çalışmalarda Maden Karmaşığı olarak incelenmiştir ve Malatya

Metamorfizmaları ile tektonik ilişkili olduğu tespit edilmiştir (Gözübol ve Önal, 1986; Önal, 1995; Şaşmaz vd., 1998; MTA, 2002). Fakat bu birimler bu tez çalışması kapsamında Malatya Metamorfizmaları'ni kesen Volkanik Kayaçlar (dasitik, riyolitik) olarak incelenmiştir. Arazi gözlemlerine dayanılarak Doğanşehir Granitoidleri'nin (Üst Kretase) apofizleri olduğu düşünülmektedir. İnceleme alanında başlıca yaklaşık KD-GB doğrultulu doğrultu atımlı faylar ve yaklaşık D-B doğrultulu normal fay gözlenmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. İnceleme alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ve örnek lokasyonları

4.1. Malatya Metamorfitleri

4.1. 1. Tanım, Litoloji ve Arazideki Dağılımı

Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu'da geniş alanlarda yüzeyleyen birim Malatya Metamorfitleri adı altında incelenmiştir (Sungurlu, 1974; Yiğitbaş, 1989). Bölgede yaygın olarak gözlenen Malatya Metamorfitleri, çeşitli araştırmacılar tarafından Keban Metamorfitleri ile benzer birimler ve Keban Metamorfitleri'nin güneydeki uzanımları olarak ele alınmıştır (Özgül, 1976; Kipman, 1981; Asutay ve Turan, 1986). Perinçek (1978) Çelikhhan-Koçalı-Sincik (Adıyaman) yöresinde yaptığı çalışmada, bölgeye yerleşmiş en son sürüklenme dilimi olan Malatya Metamorfitleri'ni Alt Metamorfitler ve Üst Metamorfitler olarak iki kısma ayırmıştır. Altta muskovit şist, albitli-hornblendli-epidotlu şist, kuvarslı-muskovitli şist, fillat ve mermerlerden oluşan litoloji topluluğu; üstte ise, kristalize kireçtaşı-mermer, kalkşist ile aralarında kuvarslı-kloritli-epidotlu şist, fillat ve pelitik şist katkıları içeren istifin olduğunu belirtmiştir. Gözübol ve Önal (1986) tarafından ise alttan üste dört formasyona ayrılarak incelenmiştir. En altta, mikaşist, kalkşist ve kuvars damarlarından oluşmaktadır. Bu birimin tabanı Maden Karmaşığı ve Pütürge Metamorfitleri üzerine itilmeli şekilde bulunur, tavanı ise kireçtaşları gelmektedir. Bu seviyelerin üzerinde gri veya siyahımsı renkte, sert, orta-kalın tabakalı, yer yer masif, bol eklemli, kalsit damarlı, yersel düzlemsel laminalı ve az çört yumruları gelmektedir. Bunların kalınlığı yaklaşık 100-1000 m arasında değişmektedir. Bu oluşumlar şelf ortamında çökeldiği ve sonradan rejyonal metamorfizma ile kristallendiği düşünülmektedir. Bunların üzerine, sarı-boz renkli fillat ve kalkşistler gelmektedir. En üstte gri renkli, bitümlü, ince-orta katmanlı, bol eklemli ve karstik boşluklu, dolomitik kireçtaşları bulunmaktadır. Şahin ve Işık (2010), Malatya Metamorfitleri'nin yaygın olarak mermerlerden, az oranda sleyt, fillit ile şist türü kayalardan oluştuğunu, şist ve fillitlerde gözlenen kloritoyid, epidot ve tremolit/aktinolit minerallerinin ~500 °C sıcaklık ve 6 kbar basınç metamorfizma koşullarına kadar erişmiş olduğunu ve bu koşulların da ~15 km derinliklere kadar uzandığını belirtmektedir. Önal ve Altunbey'in (1999) Malatya İli Doğanşehir İlçesi'nin yaklaşık 4 km kuzey-kuzeybatısında Dedeyazı-Çavuşlu köyleri ile yakın çevresinde yaptıkları çalışmada yaygın olarak, birimin en üst seviyelerini temsil eden mermer ve kristalize kireçtaşları yüzeylemekte olduğunu, ender olarak, fillit ve dolomitler de rastlandığını belirtmişlerdir. Karaoğlan (2005), Güneydoğru-Begre (Doğanşehir-Malatya) arasında yüzeyleyen Malatya Metamorfitleri'nin çeşitli şistler, rekristalize kireçtaşı, mermer ve kireçtaşlarından oluştuğunu belirlemişlerdir. Kalender vd.,

(2009) Malatya ilinin Yeşilyurt ilçesine bağlı Görgü köyünün 9 km güneydoğusunda Malatya Metamorfileri'nin özellikle dolomit-mermer ve şistlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Şahin ve Işık (2010) Çelikhhan ile Malatya arasında yer alan çalışma alanlarında Metamorfileri'nin hakim kaya türünü rekrystalize kireçtaşları/mermerler oluşturduğunu ve kuzey kesimlerinde ise, bu karbonat kayalarına az oranda pisamitik kökenli fillit/şist türü kayalar ile yer yer metabazik kayalar eşlik ettiğini belirtmişlerdir. Rekrystalize kireçtaşı/ mermer beyaz ve grinin değişen tonlarında veya siyah renkte, ince-orta-iri kristalli olduğunu belirtmişlerdir.

İnceleme alanının yüksek topoğrafyası genel olarak metamorfitletler ile temsil edilmektedir (Şekil 4.3). Malatya Metamorfileri inceleme alanında allokton kütle konumunda bulunmaktadır. Birim çalışma alanında yaşlı birim olmasına rağmen en üstte yer almaktadır. Çalışma alanının önemli bir kısmını kapsayan Malatya Metamorfileri genellikle rekrystalize kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4.4). Rekrystalize kireçtaşları çoğunlukla beyaz ve grinin değişen tonlarında, yer yer siyah renkte, sert, orta-kalın tabakalı, yer yer masif ve bol kalsit damarlıdır (Şekil 4.5). Gri renkli, ince-orta tabakalı ve karstik boşlukludur, ayrıca rekrystalize kireçtaşlarının bazısı fosil ve kavkı parçaları içermektedir. Yer yer belirgin aragonit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.6). Arazide cevherli bölgelerden uzak kısımlarda, şistler makroskobik olarak çok az gözlenmektedir (Şekil 4.7). Şistler gri tonlarında, yapraklanmalı ve yoğun altere olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.3. Malatya Metamorfileri'ne ait rekrystalize kireçtaşlarının genel görünümü (Doğanşehir İlçesi-Eskiköy bakış yönü KD)



Şekil 4.4. Malatya Metamorfitleri'ne ait karstik boşluklu rekristalize kireçtaşlarının görünümü (Doğuşehir ilçesi-Eskiköy bakış yönü D)



Şekil 4.5. Malatya Metamorfitleri'ne ait rekristalize kireçtaşları içerisindeki kalsit damarlarının yakından görünümü



Şekil 4.6. Aragonitlerin yakından görünümü



Şekil 4.7. Malatya Metamorfileri'ne ait şistlerin yakından görünümü

4.1.2. Oluşum ve Yaş

Bölgede allohton kütle konumunda bulunan Malatya Metamorfitleri'ne ait birimler, Paleozoik yaşlı çökel kökenli metamorfik bir topluluk ile başlamaktadır. Üste doğru tedrici olarak Triyas yaşlı fillat, dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşına geçen topluluğun kıtasal kökenli çökel kayaçların metamorfizmaya uğramasından oluştuğu düşünülmektedir (Önal, 1995). Malatya Metamorfitleri'nin litolojik özelliklerine göre alttan üste doğru; derin deniz, şelf ve en son sığ deniz ortamında çökeldiği düşünülmektedir. Malatya Metamorfitleri'nin en üst seviyelerindeki karbonatlardan derlenen fosil bulgularına göre Üst Permiyen yaşı verilmiştir. Metamorfizma yaşı ile ilgili olarak başlıca Alpin fazlarından etkilenmiş olabileceği, bu metamorfizma yaşının ise Alpin başı orojenik hareketlerin deformasyonu ile ilgili olabileceği belirtilmiştir (Perinçek, 1978). Karaman vd., (1993), Malatya Metamorfitleri'ni oluşturan birimleri, şistler, kalkıştiller ve mermerler şeklinde ayırarak haritalamış ve eski çalışmalarda Permo-Karbonifer olarak belirtilen birimin yaşının metamorfizmanın üst seviyelerinde belirlenen fosil bulgularına göre Üst Triyas'a kadar çıktığını belirtmiştir. Kipman (1976), bölgede Triyas-Üst Kretase aralığının çökmezlik dönemi olarak geçtiğini kabul ederek, kayaçların bölgesel metamorfizmasının Jura-Alt Kretase aralığında meydana gelmiş olabileceğini belirtmiştir. Yazgan (1983)'e göre, Malatya platform kireçtaşlarının metamorfizmasını tektonizma ile ilişkilendirmiştir ve bunu bölgede Senoniyen'de aktif kıta kenarında hüküm süren dalma-batma olayı sonucundaki tektonik olaylara bağlayarak, kireçtaşlarının tektonizma ile ilgili eş yaşlı (sintektonik) bir metamorfizma geçirdiğini belirtmiştir.

4. 2. Volkanik Kayaçlar

4.2.1. Tanım, Litoloji ve Arazideki Dağılımı

Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından Afşin-Elbistan-Doğanşehir arasında yapılan çalışmada Polat-Begre Granitoyiti (Doğanşehir Granitoyiti) Mesozoyik yaşlı Berit grubuna ait magmatik kayaçlar olarak ele alınmış ve ofiyolitik kayaçları kestiği belirtilmiştir. Yılmaz (1992) tarafından yapılan çalışmada ise Eosen yaşlı Karterzi Granitoyidi olarak adlandırılmıştır. Önal (1995) Polat-Begre Granitoyiti'nin (Doğanşehir Granitoyiti)

yüzelediği alanda yapılan saha ve mineralojik-petrografik incelemeler sonucunda, ana magmatik kütlelerin diyorit, kuvarsdiyorit, tonalit, az oranda granodiyorit ve kuvars monzodiyorit bileşimli, içerisinde mikrodiyorit anklavları içeren derinlik kayaçlarından oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca bu derinlik kayaçları mikrodiyorit, diyorit-tonalitporfir, aplit, lamprofir ve andezitik dayklar tarafından kesildiği gözlenmiştir. Doğanşehir-Polat bölgesinde yapılan bu çalışmada Polat-Beğre Granitoyiti ile Malatya Metamorfitleri arasında yer yer tektonik yer yer de intrüzif dokunak tespit edilmiştir. Karaoğlan (2005) Doğanşehir-Malatya bölgesinde yaptığı çalışmada Doğanşehir Granitoyidi'nde amfibollü gabro, diyorit, kuvars-diyorit, kuvars-diyorit porfir, tonalit, tonalit porfir, granodiyorit, koyu dayklar, açık dayklar ve anklavlar olmak üzere farklı kayaç topluluğu belirlemiştir.

İnceleme alanında dar bir alanda yüzelemekte olan volkanik kayaçlar dasit ve riyolitler ile temsil edilmektedir (Şekil 4.8, Şekil 4.9). Başlıca dasit ve riyolitlerden oluşan volkanik birim genel olarak granitoyid kütlelerinin yüzey karşılıkları olarak düşünülmektedir. Kayaçlar yoğun şekilde altere olarak gözlenmektedir (Şekil 4.10). Arazide yoğun altere, gri-beyaz rengi ile kolaylıkla ayırt edilmektedir. İnceleme alanında dokanak ilişkisi bulunan en yaşlı birim olan Malatya Metamorfitleri ile intrüzif dokanak ilişkisine sahiptir (Şekil 4.11, Şekil 4.12).



Şekil 4.8. Volkanik kayaçlara ait dasitler (Doğanşehir ilçesi-Eskiköy bakış yönü KB)



Şekil 4.9. Volkanik kayalara ait dasitlerin yakından görünümü



Şekil 4.10. Volkanik kayalara ait riyolitlerin yakından görünümü



Şekil 4.11. Volkanik kayalara ait dasitlerin arazideki görünümü (Doğuşehir ilçesi-Eskiköy yönü KB)



Şekil 4.12. Volkanik kayalara ait dasitlerin yakından görünümü (Doğuşehir ilçesi-Eskiköy, bakış yönü KB)

4.2.2. Oluşum ve Yaş

İnceleme alanında yer alan volkanik kayaçların Doğanşehir Granitoidleri'nin apofizleri olduğu düşünüldüğünden dolayı oluşum ortamı olarak Doğanşehir Granitoyit'leri anlatılmıştır. Doğanşehir Granitoyidi'nin oluşum ortamı, Baskil ve Esence granitoyitleri ile birlikte düşünülerek Neo-Tetis'in güney kolunun kuzeye dalımla Toros platformunun altına dalması ile oluşan dalma-batma zonunda kıta-kıta çarpışmasından önce oluştuğu şeklinde belirtilmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve vd., 1993; Yılmaz; 1993; Rızaoğlu vd., 2005; Karaoğlan, 2005; Robertson vd., 2006; Parlak vd., 2009).

Doğanşehir Granitoyidi'nin oluşum yaşı olarak kesin bir veri olmamasına rağmen Baskil ve Esence granitoyitleri ile eşdeğer kabul edilerek birimin yaşı için Üst Kretase yaşı kabul edilmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1993; Rızaoğlu vd., 2005; Karaoğlan, 2005; Robertson vd., 2006; Parlak vd., 2009).

5. PETROGRAFİ

5.1. Malatya Metamorfitleri

İnceleme alanındaki Malatya Metamorfitlerine ait kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla alınan örneklerden ince kesitler yapılarak polarizan mikroskop altında incelenmiştir. Malatya Metamorfitleri inceleme alanı içerisinde rekristalize kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Ayrıca bazı örneklerde *Fusulinidae* fosilleri ve kavkı parçaları belirlenmiştir.

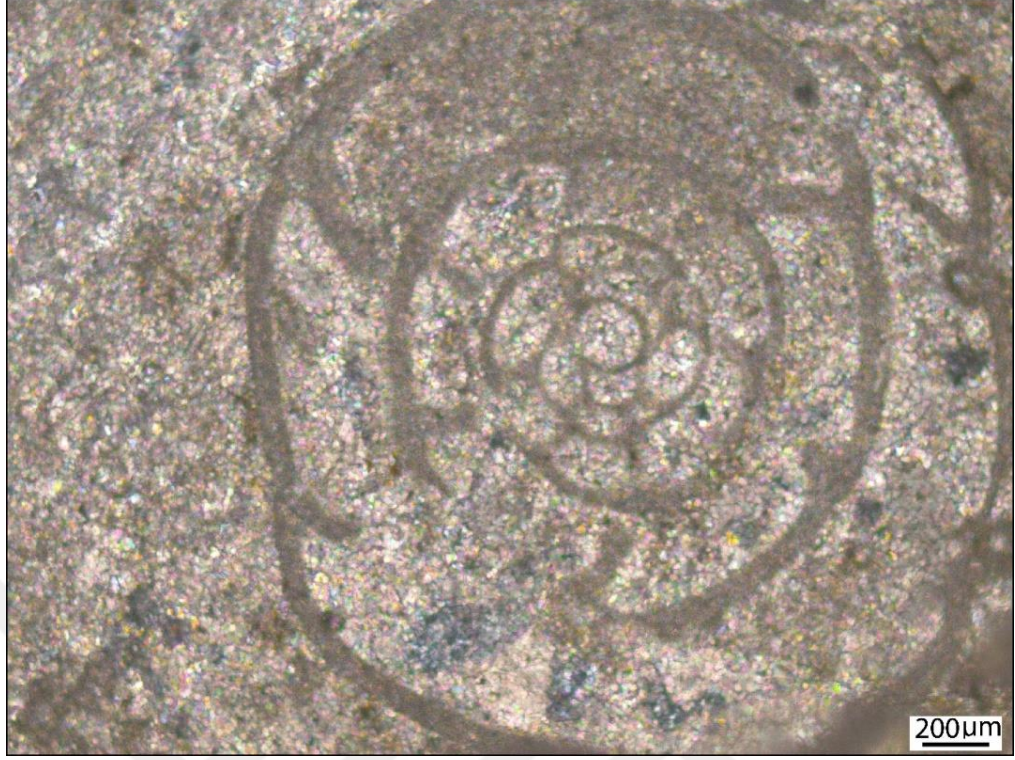
Rekristalize kireçtaşları, genelde granoblastik dokuludur. Esas olarak kalsit minerallerinden meydana gelmektedir, çok az kuvars, biyotit ve muskovit minerali izlenmektedir. Bazı kesitlerinde, kırık ve çatlaklarda daha sonraki evreleri temsil eden opak mineraller gözlenmektedir. Ayrıca, bazı incekesit örneklerinde *Fusulinidae* fosili ve kavkı parçaları gözlenmektedir (Şekil 5.1, Şekil 5.2). Kırık ve çatlaklar ikincil olarak damar şeklinde oluşmuş kalsitler içermektedir.

Kalsitler, yarı özşekilli ve özşekilsiz, ince-orta taneler halinde bulunmaktadır. Bu mineralde polisentetik ikizlenmeler yaygınca izlenmektedir. Kayacın granoblastik dokusunu, kalsit minerallerinin konumları oluşturmaktadır (Şekil 5.2, Şekil 5.3, Şekil 5.4).

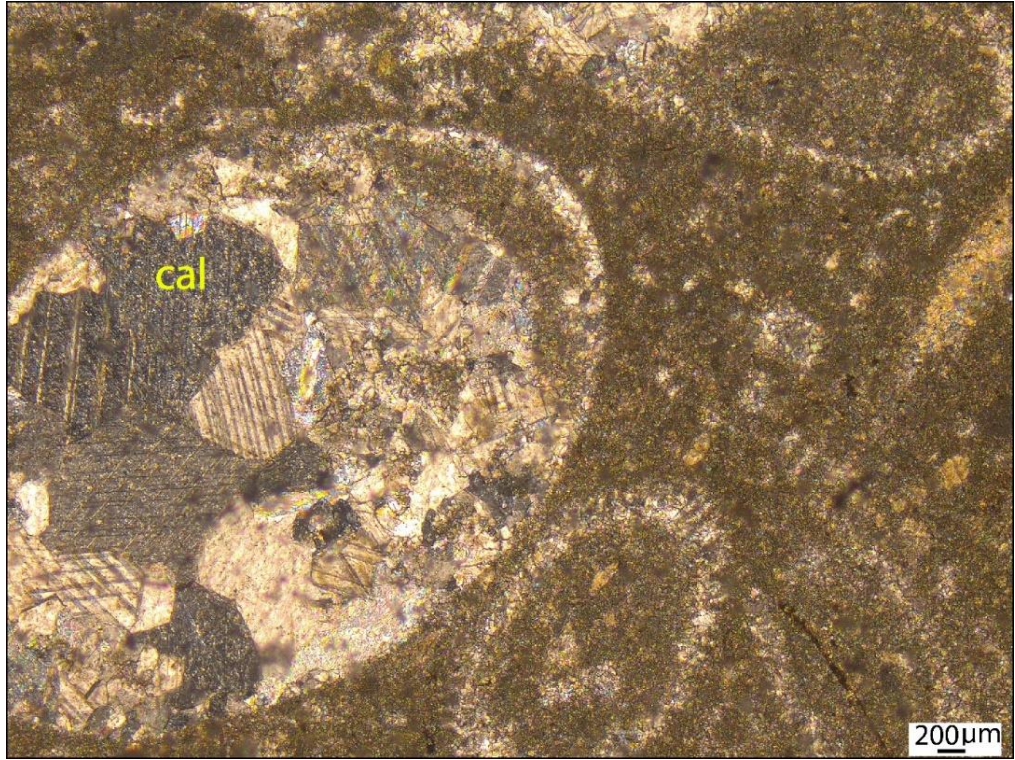
Kuvarslar ince-orta taneli ve özşekilsiz ve yarı özşekilli ve dalgalı sönme göstermektedir (Şekil 5.5).

Biyotitler, öz şekilli ve yarı özşekilli, uzun prizmatik ve levhamsı- prizmatik, çubuksu kristaller halinde gözlenmektedir ve tek yönde mükemmel dilinimlere sahip olup paralel sönme göstermektedir. Açık kahverenginden koyu kahverengine değişen paleokroizma göstermektedir (Şekil 5.6).

Muskovitler, ince tanelidir ve çok az gözlenmektedir. İnce kesitlerde çok soluk yeşilimsi kahverengimsi ve ince levhamsı olarak görülmektedir. Opak mineraller, kayaç içerisinde saçınımlı olarak görülmektedir (Şekil 5.7, Şekil 5.8).



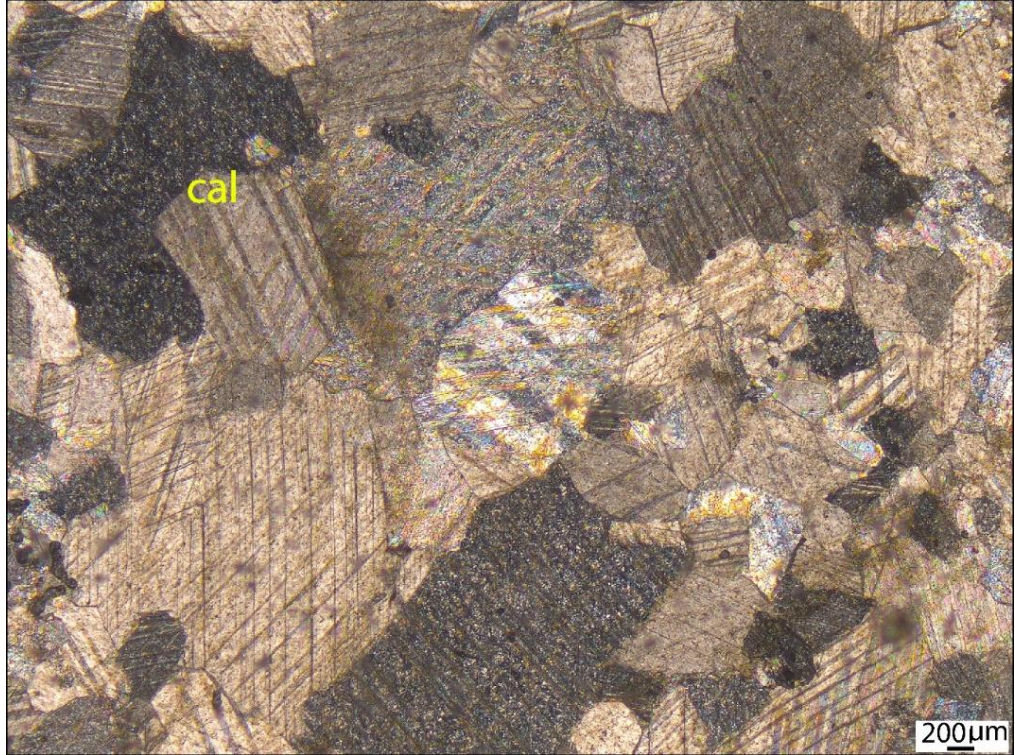
Şekil 5.1. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen *Fusulinidae* fosili (ÇN)



Şekil 5.2. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit ve kavkı parçaları (cal: kalsit, ÇN)



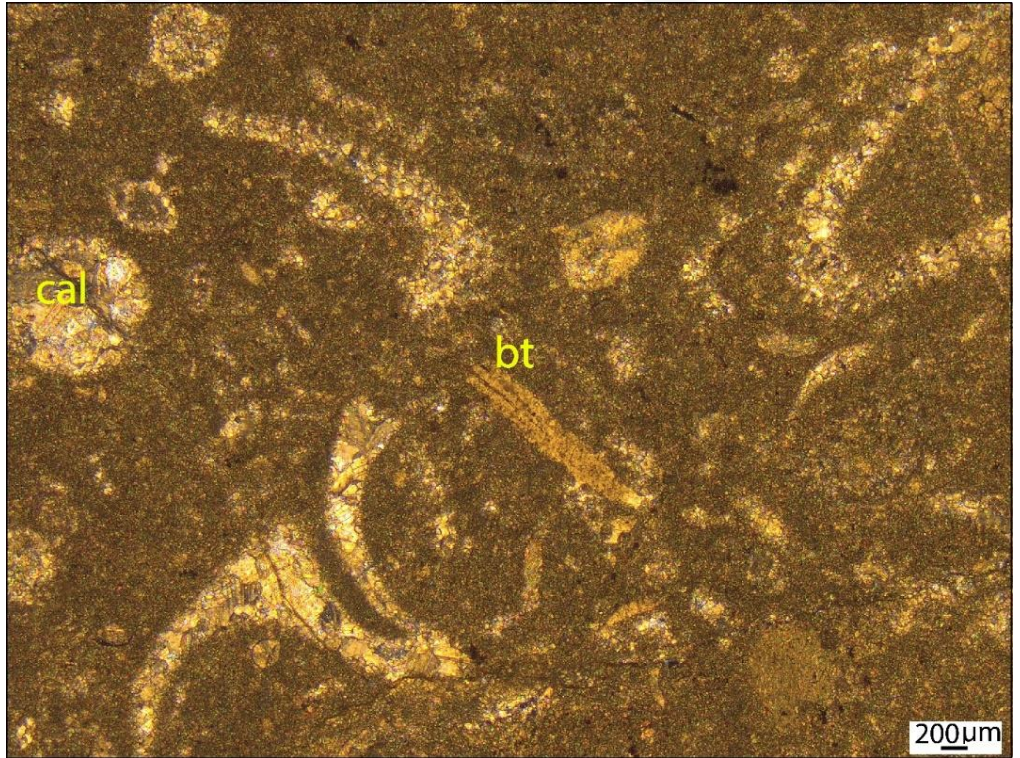
Şekil 5.3. Bol çatlaklı rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit (cal: kalsit, ÇN)



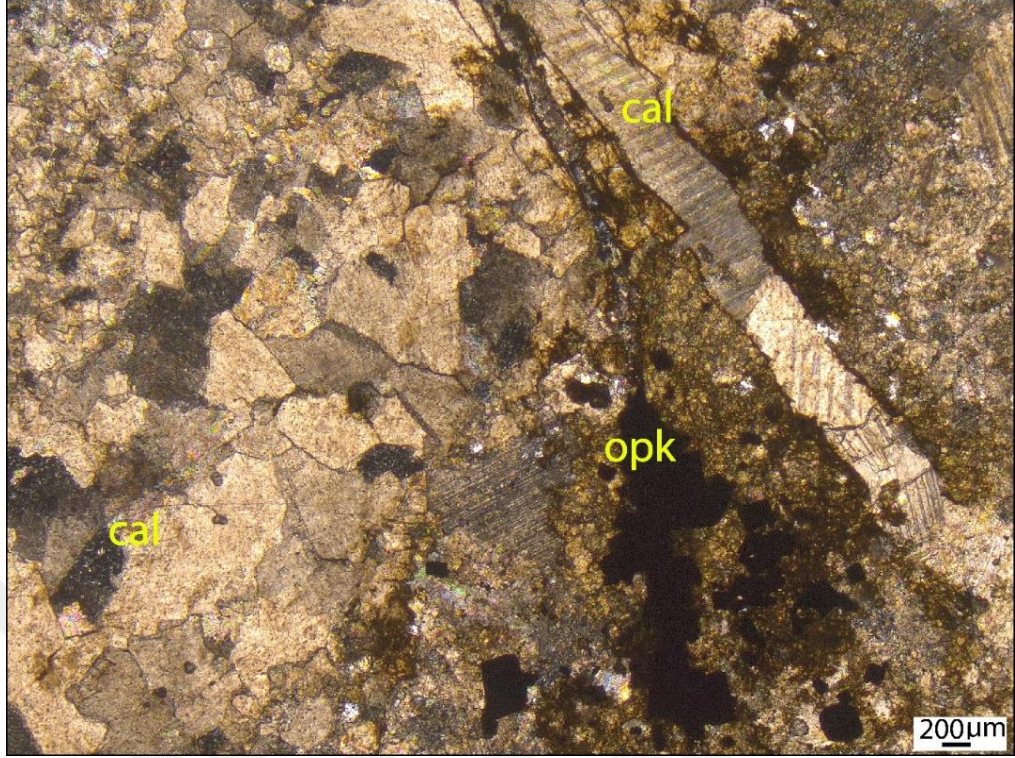
Şekil 5.4. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit (cal: kalsit, ÇN)



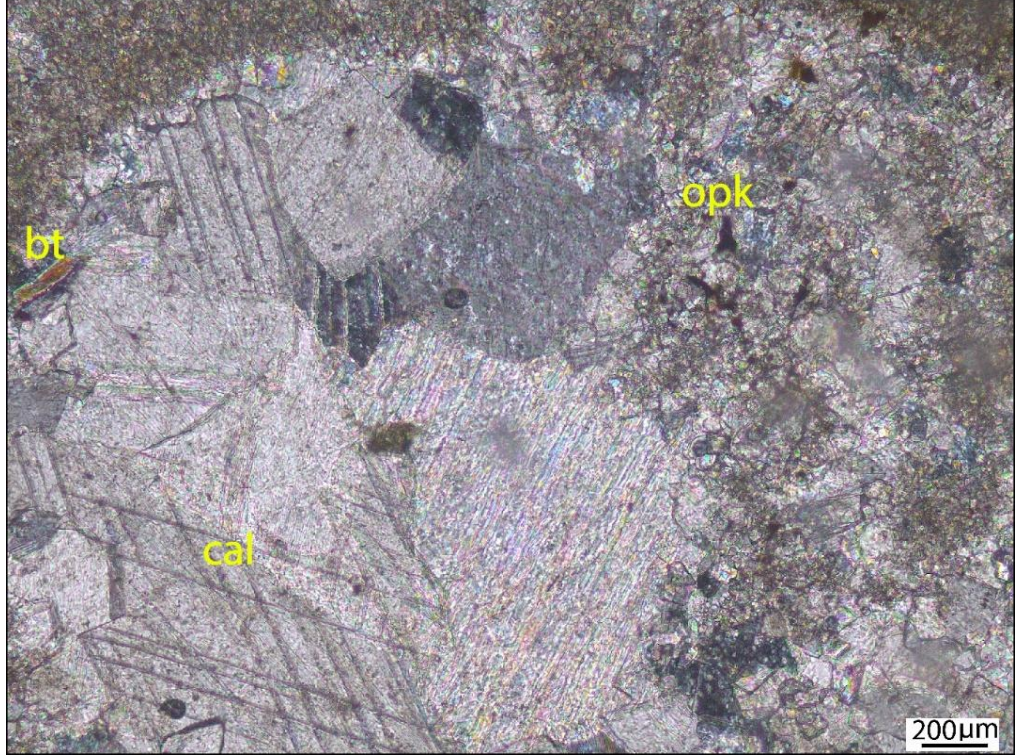
Şekil 5.5. Rekrystalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit ve kuvars (cal: kalsit, Qz: kuvars, ÇN)



Şekil 5.6. Rekrystalize kireçtaşı içerisinde kalsit, biyotit mineralleri ve kavkı parçaları (cal: kalsit, bt: biyotit, ÇN)



Şekil 5.7. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen opak mineraller, kalsit ve kalsit damarları (cal: kalsit, opk: opak mineral, ÇN)



Şekil 5.8. Rekristalize kireçtaşı içerisinde gözlenen kalsit, biyotit ve opak mineraller (cal: kalsit, bt: biyotit, opk: opak mineral, ÇN)

5.2. Volkanik Kayaçlar

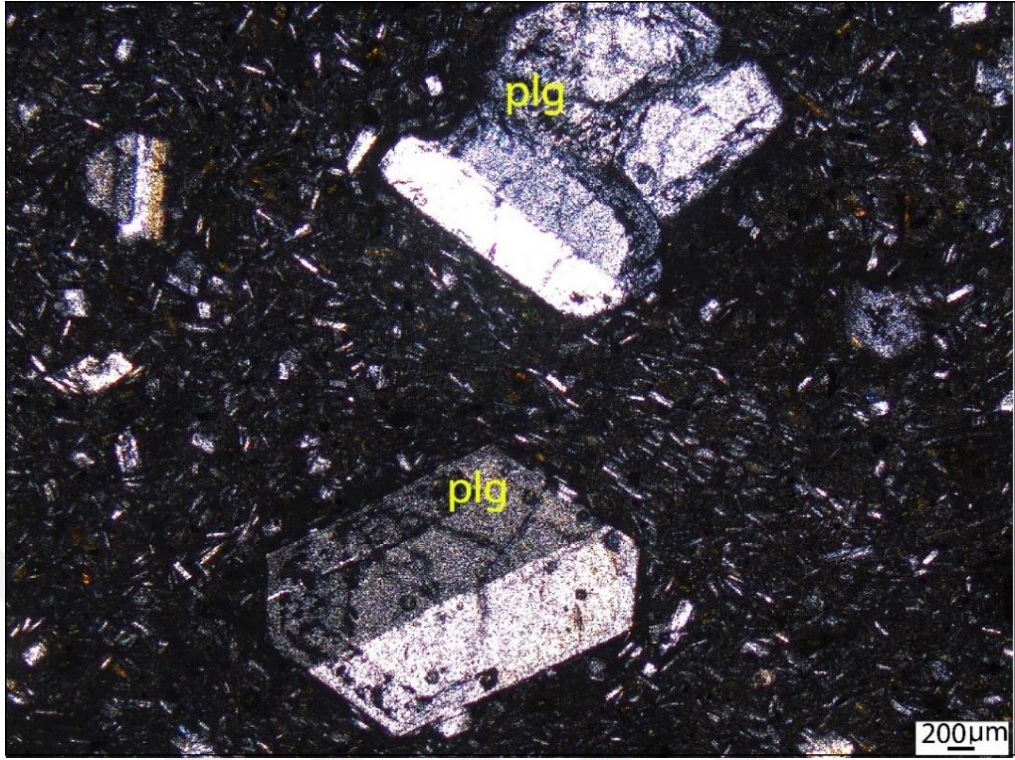
Volkanik kayaçlar inceleme alanı içerisinde dasit ve riyoitler ile temsil edilmektedir. Bunların ince kesit bulguları aşağıda verilmektedir.

Dasit: Polarizan mikroskopta petrografik olarak incelenen dasitler, esas olarak plajiyoklas ve kuvars, mafik mineral olarak biyotit ve amfibol minerallerinden oluşmaktadır. Hamur malzemesi, plajiyoklas, biyotit ve camsı malzeme mikrolitlerinden oluşturmaktadır. Kayaçlarda genel olarak porfirik doku gözlenmektedir.

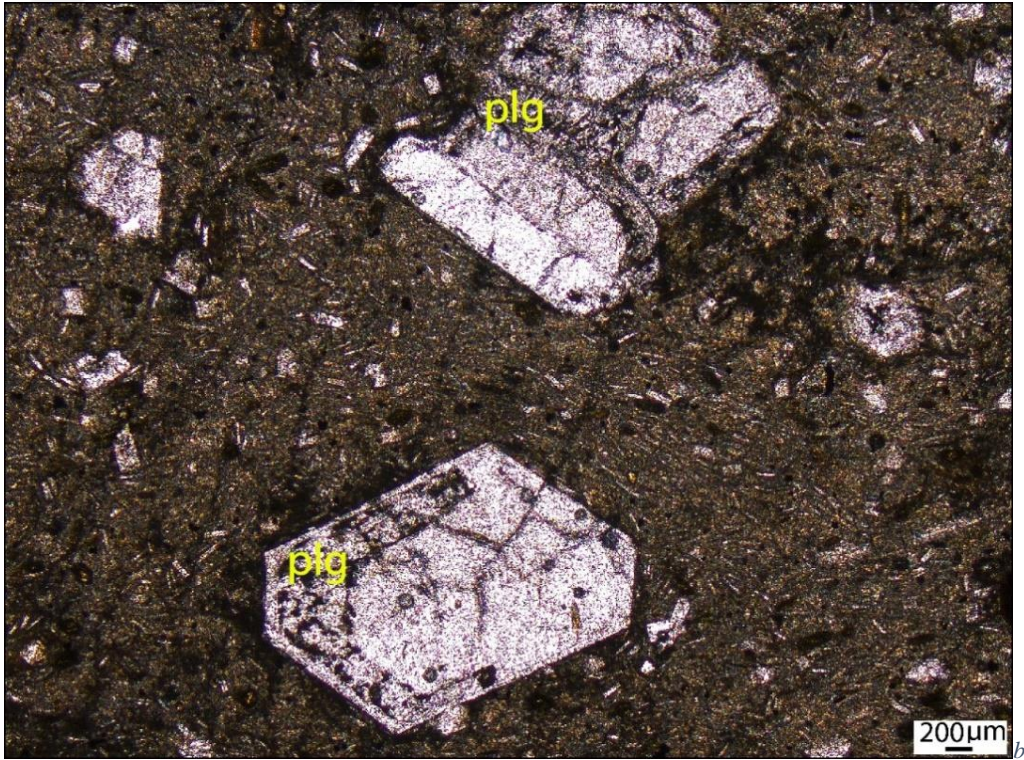
Plajiyoklaslar, öz şekilli, özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, daha çok gri-siyahımsı girişim rengine sahip, albit ve albit+karlsbad göstermektedir. Plajiyoklaslar iri fenokristaller şeklinde bulunduğu gibi bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de görülmektedir. Mineral kapantıları gözlenmektedir ve kristallerde pleokroizma görülmektedir (Şekil 5.9, Şekil 5.10). Plajiyoklaslar zonlanma ve yer yer serizitleşmeler gözlenmektedir.

Kuvarslar, özşekilsiz, yarı özşekilli kristaller halinde görülmektedir ve deformasyondan kaynaklanan dalgalı sönme göstermektedir. Kristallerde pleokroizma yoktur ve alterasyon görülmemektedir. Kuvarslarda kataklastik dokuya rastlanmaktadır.

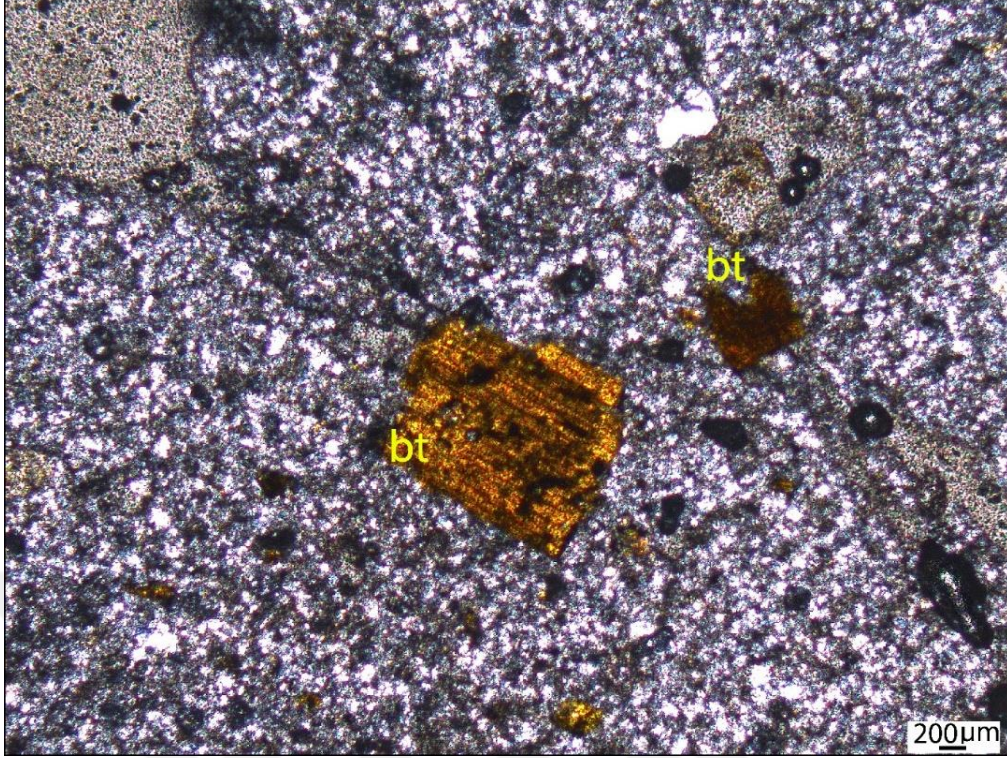
Biyotitler, öz şekilli, yarı özşekilli ve öz şekilsiz, uzun prizmatik ve levhamsı-prizmatik, çubuksu kristaller halinde gözlenmektedir ve tek yönde mükemmel dilinimlere sahip olup paralel sönme göstermektedir. Açık kahverenginden koyu kahverengine değişen paleokroizma göstermektedir. En belirgin özelliklerinden biri tek nikelde kedigözü sönmesi olarak da bilinen doğu-batı yönünde en karanlık halini almasıdır. Biyotitler alterasyon nedeniyle yer yer kloritleşmiştir. Bazı biyotitler de kemirilme dokusu gözlenmektedir (Şekil 5.11, Şekil 5.12).



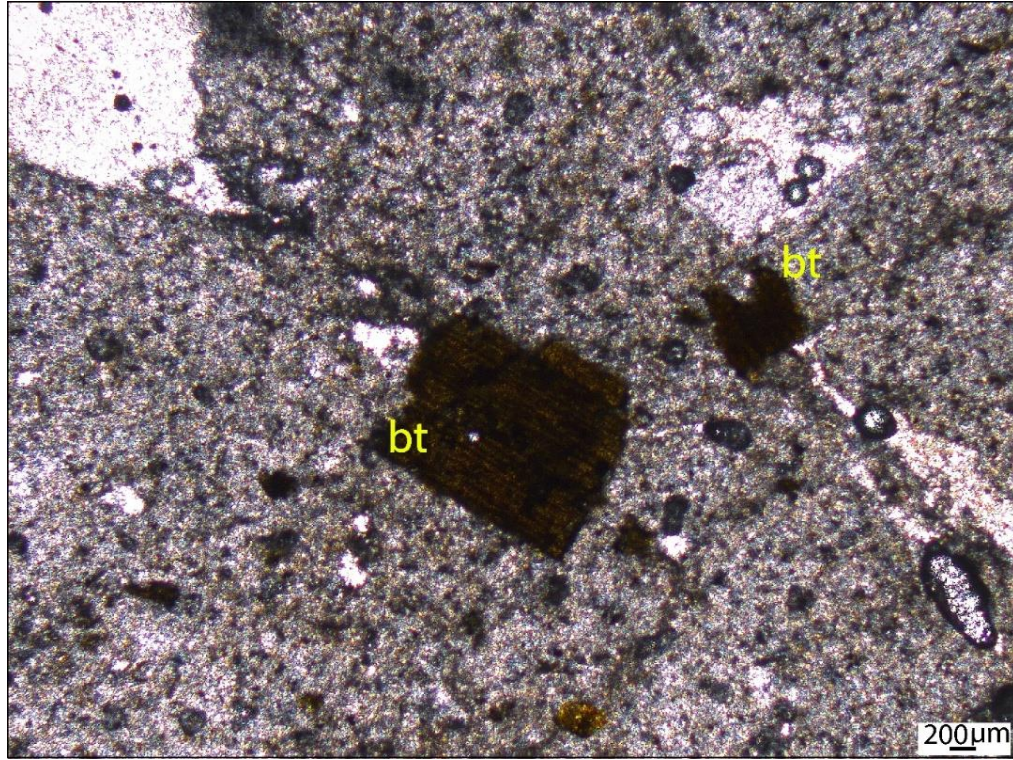
Şekil 5.9. Dasitlerde gözlenen porfirik doku ve öz şekilli plajiyoklas (plg: plajiyoklas, ÇN)



Şekil 5.10. Dasitlerde gözlenen porfirik doku ve öz şekilli plajiyoklas (plg: plajiyoklas, TN)



Şekil 5.11. Dasitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit (bt: biyotit, ÇN)



Şekil 5.12. Dasitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit (bt: biyotit, TN)

Riyolit: Polarizan mikroskopta petrografik olarak incelenen riyolitler, esas olarak, kuvars, alkali feldispat (sanidin) ve plajiyoklas, mafik mineral olarak biyotit ve amfibol minerallerinden oluşmaktadır. Hamur malzemesi kuvars, plajiyoklas ve camsı malzeme mikrolitlerinden oluşturmaktadır. Kayaçalarda genel olarak porfirik doku gözlenmektedir.

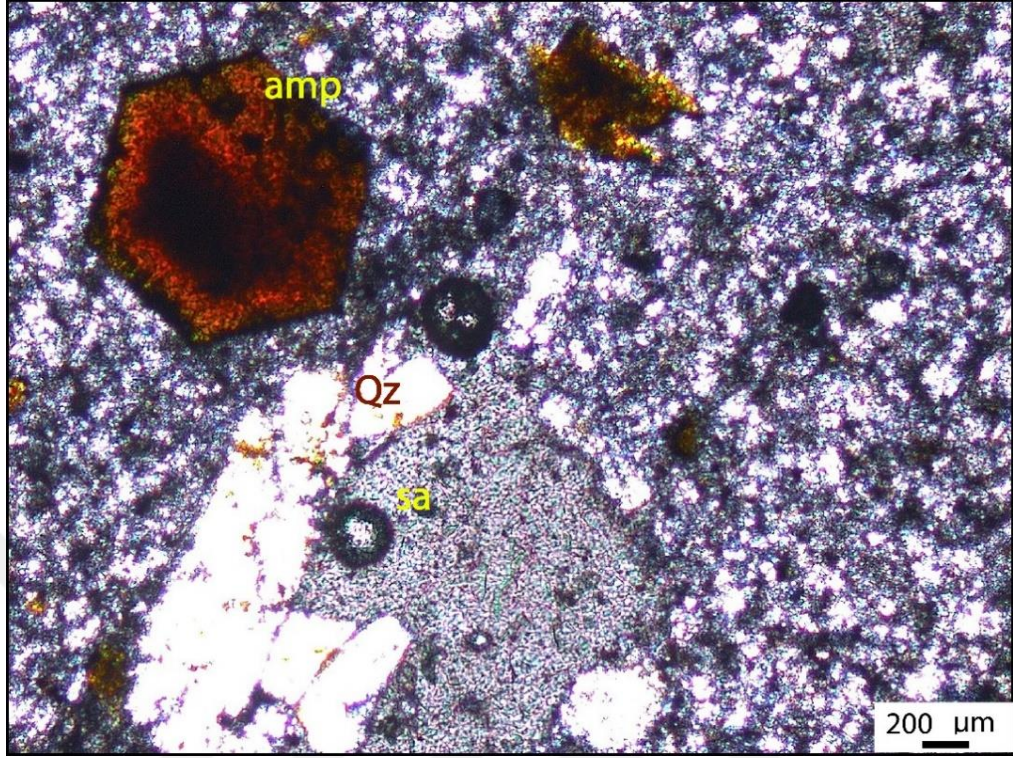
Kuvarslar, özşekilsiz, yarı özşekilli kristaller halinde görülmektedir ve deformasyondan kaynaklanan dalgalı sönme göstermektedir. Kristallerde pleokroizma yoktur ve alterasyon görülmemektedir. Kuvarslarda kataklastik dokuya rastlanmaktadır (Şekil 5.13, Şekil 5.14, Şekil 5.15).

Sanidinler, karlsbad ikizlenmeleri ile karakteristiktir. Yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Kuvars ve sanidinin iç içe büyümesiyle gelişen grafik doku gözlenmektedir. Alterasyon gözlenmektedir (Şekil 5.13, Şekil 5.14, Şekil 5.15).

Biyotitler, öz şekilli, yarı özşekilli ve öz şekilsiz, uzun prizmatik ve levhamsı-prizmatik, çubuksu kristaller halinde gözlenmektedir ve tek yönde mükemmel dilinimlere sahip olup paralel sönme göstermektedir. Açık kahverenginden koyu kahverengine değişen paleokroizma göstermektedir. En belirgin özelliklerinden biri tek nikolde kedigözü sönmesi olarak da bilinen doğu-batı yönünde en karanlık halini almasıdır. Biyotiler yer yer kloritleşmiştir. Bazı biyotitler de kemirilme dokusu gözlenmektedir (Şekil 5.14, Şekil 5.15).

Plajiyoklaslar, öz şekilli, özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, daha çok gri-siyahımsı girişim rengine sahip, albit ve albit+karlsbad göstermektedir. Plajiyoklaslar iri fenokristaller şeklinde bulunduğu gibi bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de görülmektedir. Mineral kapantıları gözlenmektedir ve kristallerde pleokroizma görülmektedir (Şekil 5.16, Şekil 5.17). Plajiyoklaslar zonlanma göstermektedir. Plajiyoklaslar da serizitleşmeler gözlenmektedir.

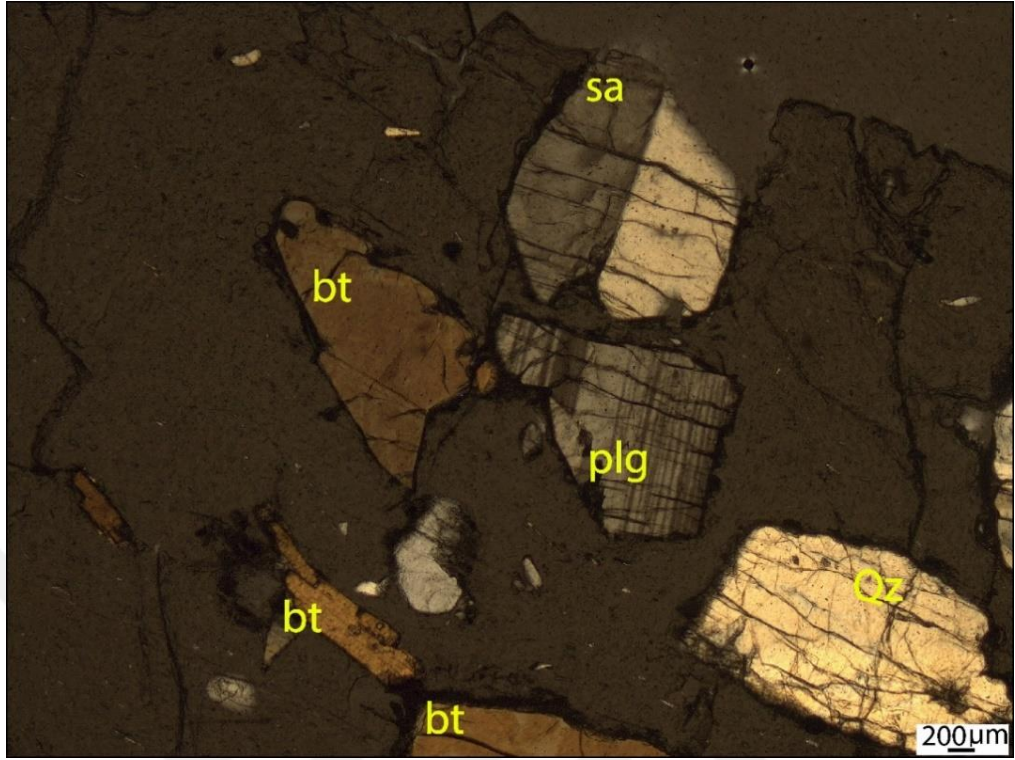
Amfiboller, özşekilsiz, özşekilli ve yarı özşekilli prizmatik kristaller halindedir, özşekilli kristaller altıgen olarak görülmektedir ve çift yönde dilinimlere sahiptirler, çoğunlukla tek yönde dilinim görülmektedir. Amfiboller içinde kuvars, biyotit ve plajiyoklas kapantılarına da rastlanmaktadır (Şekil 5.16, Şekil 5.17).



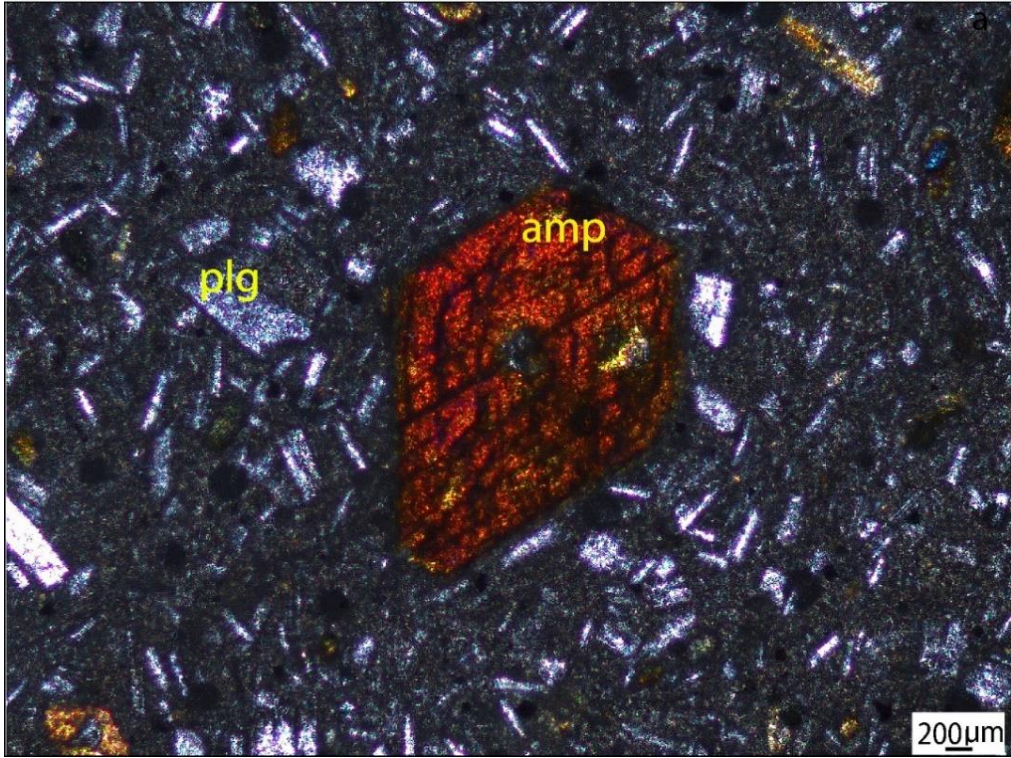
Şekil 5.13. Riyolitlerde gözlenen öz şekilli amfibol (amp: amfibol, Qz: kuvars, sa: sanidin, ÇN)



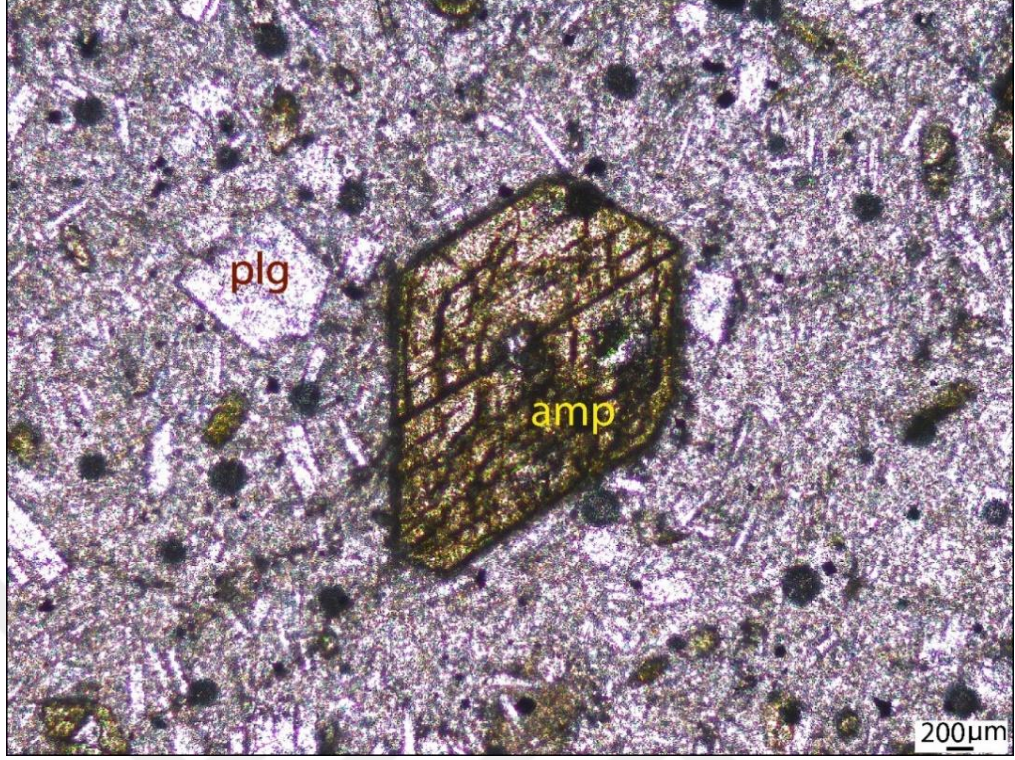
Şekil 5.14. Riyolitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit (bt: biyotit, Qz: kuvars, sa: sanidin, ÇN)



Şekil 5.15. Riyolitlerde gözlenen yarı özşekilli biyotit (bt: biyotit, Qz: kuvars, sa: sanidin, plg: plajiyoklas, ÇN)



Şekil 5.16. Riyolit riyolitlerde gözlenen öz şekilli amfibol (amp: amfibol, plg: plajiyoklas, ÇN)



Şekil 5.17. Riyolitlerde gözlenen öz şekilli amfibol (amp: amfibol, plg: plajiyoklas, TN)

6. CEVHERLEŞMELER

6.1. Arazi İncelemeleri

İnceleme alanında cevherleşmeler volkanik kayalar ve metamorfik kayaların dokanaklarında silisli, karbonatlı, baritli yığıŐımların içinde ve bunların dokanaklara uzanan tabaka düzlemleri, fay ve kırık zonları dolguları şeklinde bulunmaktadır. Cevherli kütlelerin büyüklükleri deĐiŐkendir. İnceleme alanındaki barit el örneklerinde kaba ve kısa–orta prizmalıdır, ayrıca yoğunluğu sayesinde kolayca ayırt edilebilmektedir (Şekil 6.1, Şekil 6.2, Şekil 6.3, Şekil 6.4). Saha çalışmalarına göre makroskopik olarak barit, galen, sfalerit, kuvars ve kalsit gözlenmektedir. Ayrıca bazı alanlarda barit cevherleşmelerinin üst seviyelerinde sıvama şeklinde aragonitleŐmeler mevcuttur (Şekil 6.5). İnceleme alanı içerisindeki cevherleşmeler zaman zaman işletilmektedir. Ayrıca bölgede işletilmesi ekonomik olmayan barit zuhurlarında mevcuttur.



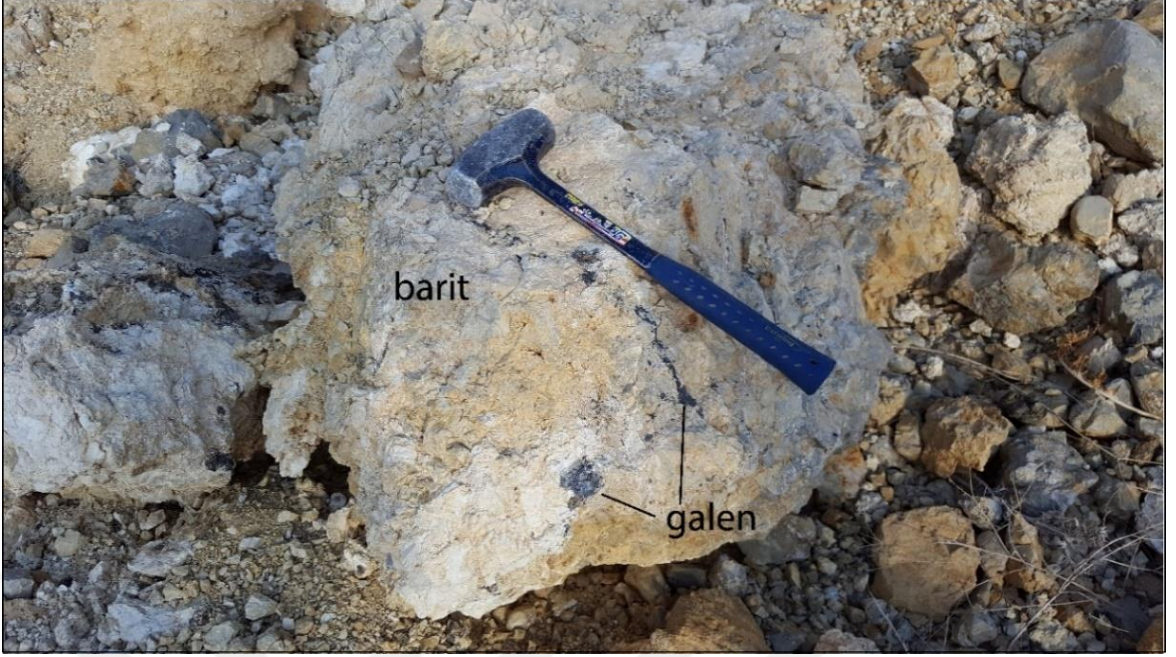
Şekil 6.1. İnceleme alanındaki baritlerin görünümü



Şekil 6.2. İnceleme alanındaki baritlerin yakından görünümü



Şekil 6.3. İnceleme alanındaki baritlerin yakından görünümü.



Şekil 6.4. İnceleme alanındaki baritlerde saçınımlı ve damar şekilli galenlerin yakından görünümü



Şekil 6.5. İnceleme alanındaki barit ve aragonitlerin görünümü

6.2. Cevherleşmelerin Mineralojik Özellikleri

İnceleme alanındaki Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) Bölgesi cevherleşmelerindeki barit ve sülfüdlü baritlerden derlenen örneklerin polarizan ve cevher mikroskobunda incelenmesi sonucunda mineral birliğinde; cevher mineralleri olarak barit, galen, sfalerit, serüzit-anglezit, fahlers grubu incelenmiştir. İkincil kalsit ve kuvars cevherleşmelerde gang mineralleridir.

Barit (BaSO₄): Petrografik özelliklere dayanarak incelenen kesitlerde oldukça iri taneler halinde öz şekilsiz ve yarı özşekilli barit mineralleri izlenmektedir. Belirgin dilinimleri ve röliyefleri ile mikroskopta kolaylıkla tanınırlar. Öz şekilsiz barit mineralleri, oldukça fazla kataklastik deformasyona uğramış iri kristalli ve dalgalı sönme göstermektedirler (Şekil 6.6). Barit minerallerindeki dalgalı sönme cevherleşmenin oluşumundan sonra tektoniğin etkisinde kaldığının bir göstergesidir. Barit kristalleri içinde deformasyonlarla ilgili olarak oluşmuş çatlaklar boyunca yer yer kalsit mineralleri yerleşmiştir (Şekil 6.7). Ayrıca bu çatlaklar boyunca özşekilli ve özşekilsiz opak mineraller oldukça fazla gözlenmektedir. Barit mineralleri fakir bir parajenez göstermektedir.

Cevherleşmede en yaygın gözlenen cevher mineralidir. Barit mineralleri erken evreyi temsil etmekte olup, sülfürlü minerallerin ise uzun çubuksu barit minerallerinin arasında doldurduğu dolayısıyla daha sonraki bir evrede oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 6.6).

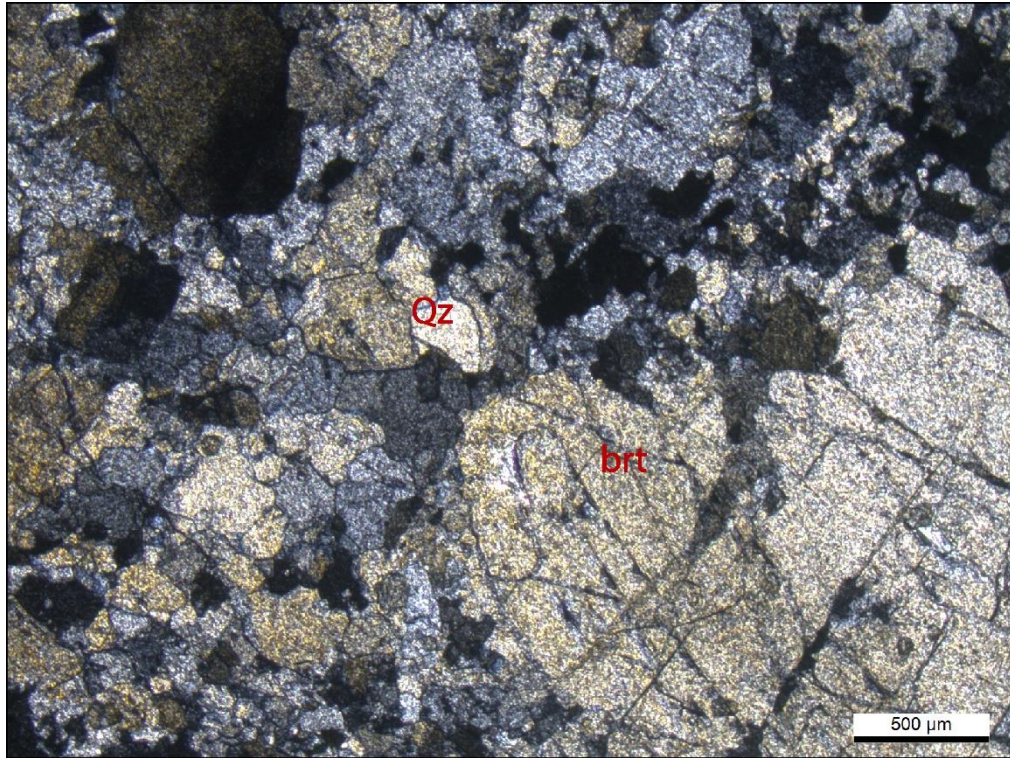
Galen (PbS): Parlak kesitlerde en çok gözlenen ikinci cevher mineralidir. Galenler yaygın olarak özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedir ve gang mineralleri ile olan sınırlarında serüzit-anglezit oluşumları gözlenmektedir. Galenler içerisinde sfalerit kapanımı bulunmaktadır. Galen cevherleşmede yaygın olarak izlenmekte ve barit kristallerinin aralarını doldurmaktadır (Şekil 6.8, Şekil 6.9, Şekil 6.10, Şekil 6.11, Şekil 6.12, Şekil 6.13, Şekil 6.14, Şekil 6.15).

Sfalerit (ZnS): Sfaleritler genellikle galen ile birlikte, özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Orta derecede ışığı yansıtması, izotrop oluşu, gri-kahvemi iç refleksiyonu ile kolaylıkla tanınabilen bir mineraldir. Sfaleritlerin gang ve galen ile olan sınırı boyunca kılcal damarlar halinde serüzit ve anglezit oluşumları da sıkça gözlenmektedir. Sfaleritler barit kristallerinin aralarını doldurmaktadır (Şekil 6.8, Şekil 6.9, Şekil 6.10, Şekil 6.11, Şekil 6.12, Şekil 6.13).

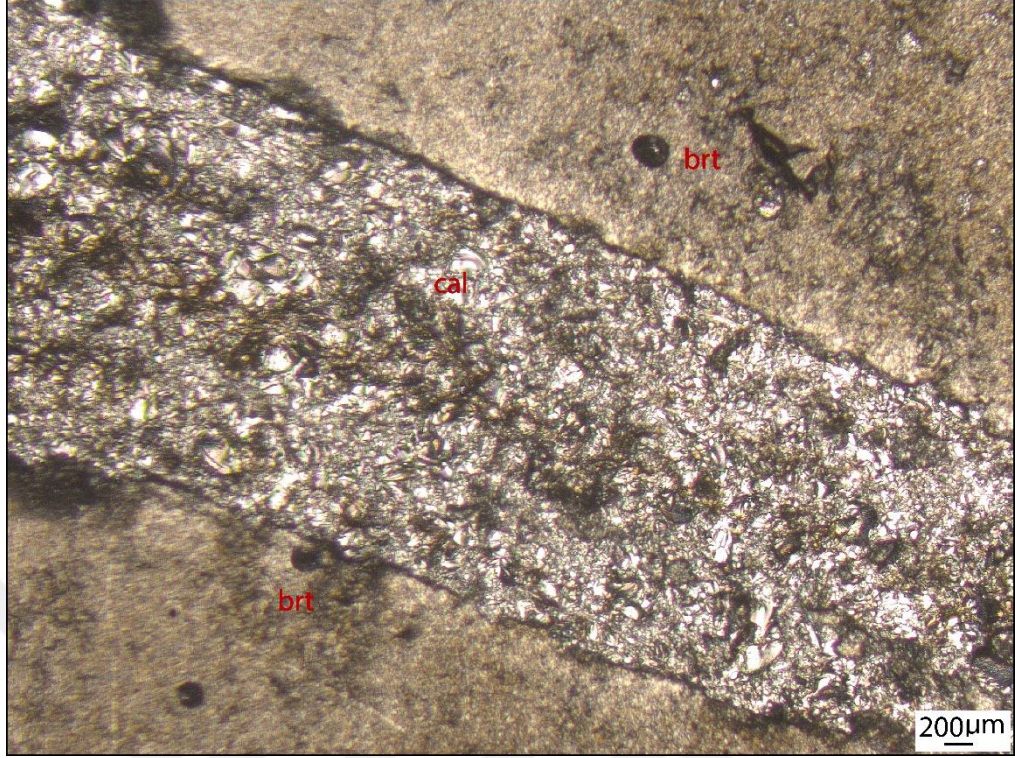
Fahlers [Cu₁₂(Sb,As)₄S₁₃]: Fahlers genellikle şekilsiz taneler ve küçük damlacıklar şeklinde galen ve sfaleritler içerisinde ve kenar kısımlarında bulunmaktadır. Tetraedrit ve tennantit türü belirlenememiştir (Şekil 6.9, Şekil 6.10).

Serüzit (PbCO₃) – Anglezit (PbSO₄): Galenin ve sfaleritin kenar, çatlak, dilinim düzlemleri ile ilişkili ve kristal sınırları boyunca kolloform olarak gelişmiştir (Şekil 6.14, Şekil 6.15). Düşük oluşum sıcaklıklarına işaret eden koloform doku, jel haldeki malzemenin ritmik çökmesiyle oluşmaktadır. Ornatma sonucunda beraber hareket eden bu iki mineral oluşumlarından anglezit ara fazı oluşturmaktadır. Bu mineraller galenin karbonatlaşma ve sülfatlaşma ürünüdürler.

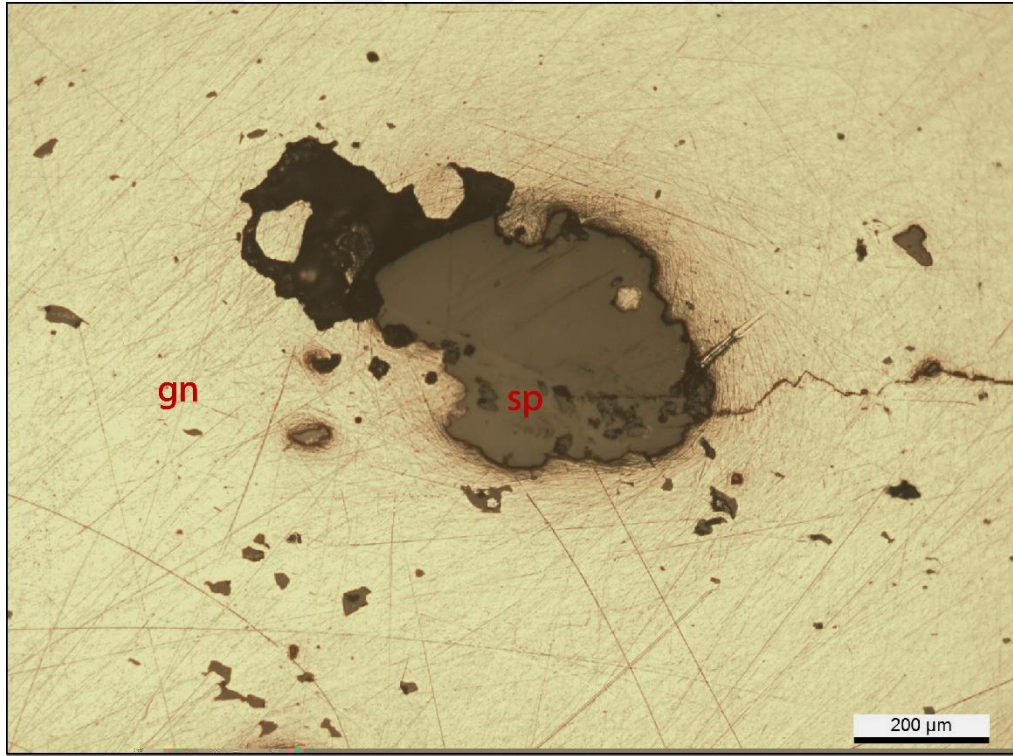
Altın (Au): Altın mikron boyutunda küçük taneler şeklinde galen ve barit içerisinde saçınımlı ve çatlak ve dilinimlere yerleşmiş olarak gözlenmektedir (?). Tane büyüklüğü 15-20 mikron civarındadır ve reflektivitesinin yüksek oluşu ile beraber bulunduğu minerallerden ayrılmaktadır (Şekil 6.16, Şekil 6.17).



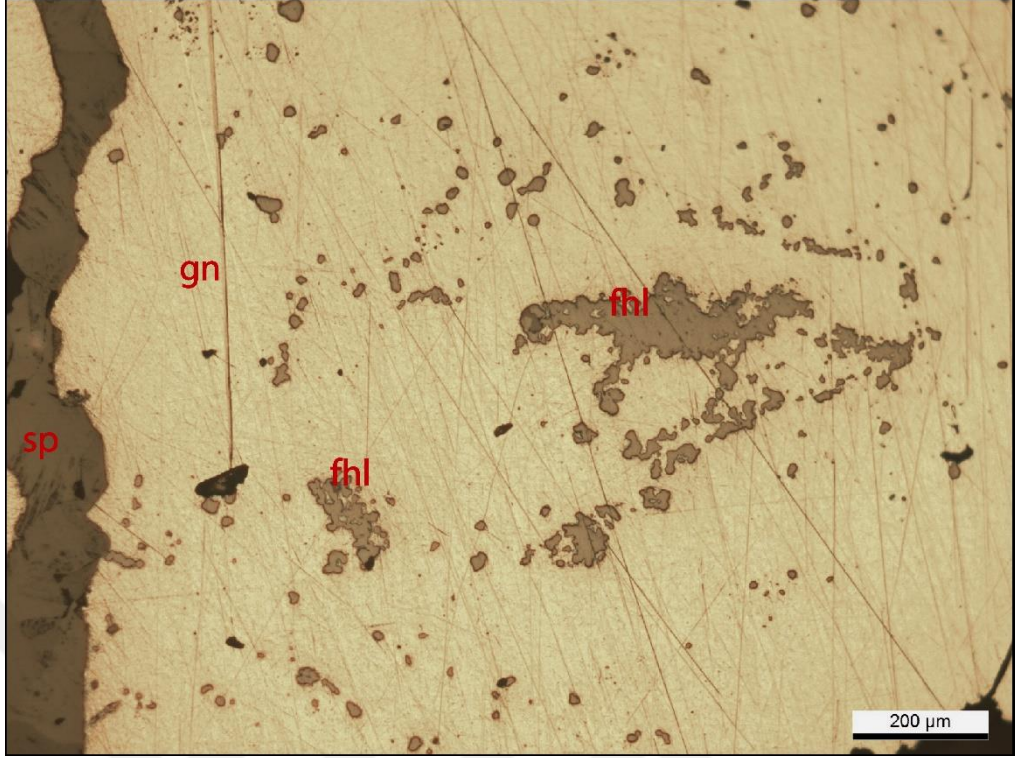
Şekil 6.6. Barit ve kuvarsların görünümü (İnce kesit: TN, Qz: kuvars, brt: barit)



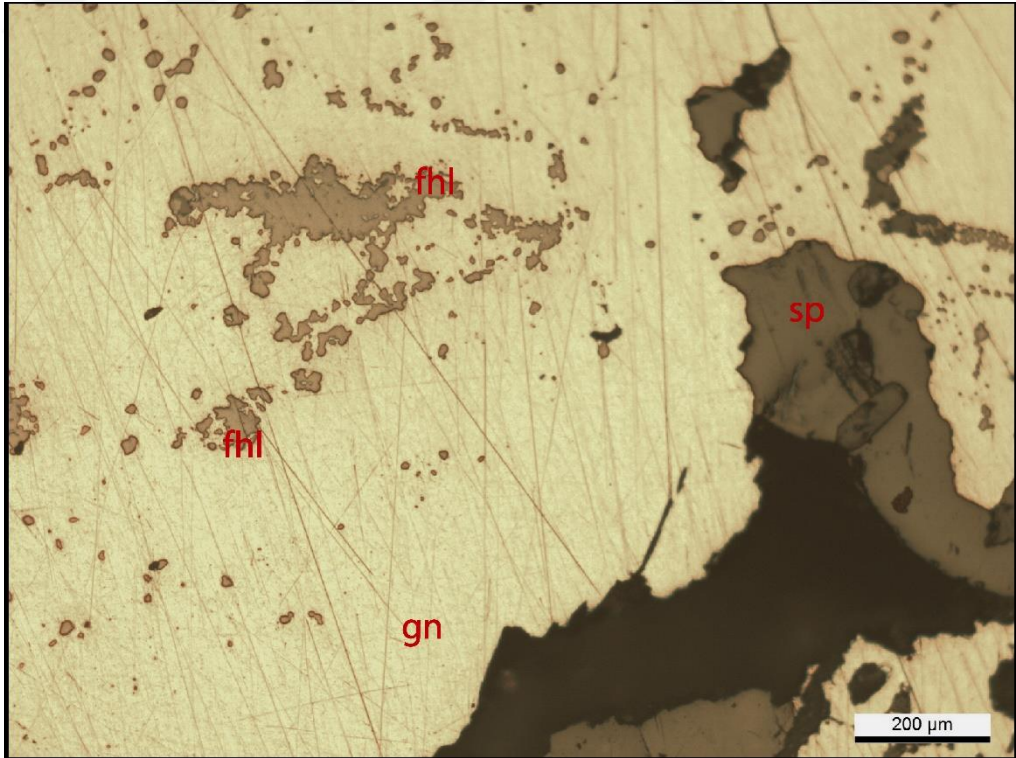
Şekil 6.7. Barit kristallerinin arasını dolduran kalsit minerali (İnce kesit: TN, brt: barit, cal: kalsit)



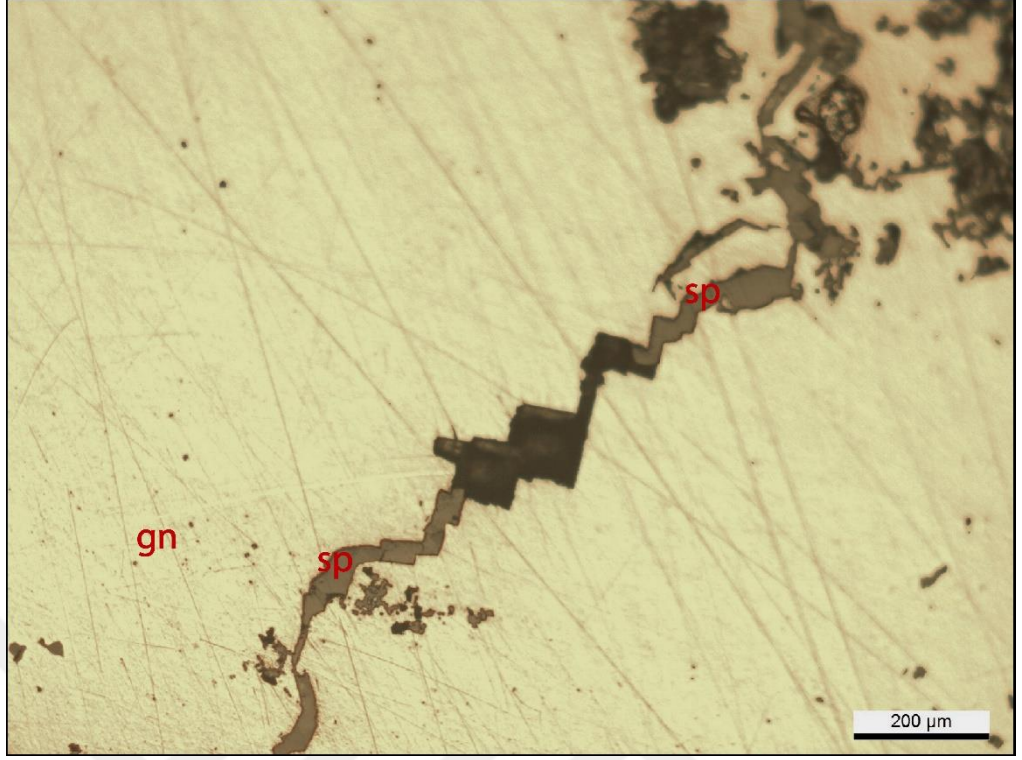
Şekil 6.8. Galen içerisinde gözlenen sfalerit kapanımı (sp: sfalerit, gn: galen)



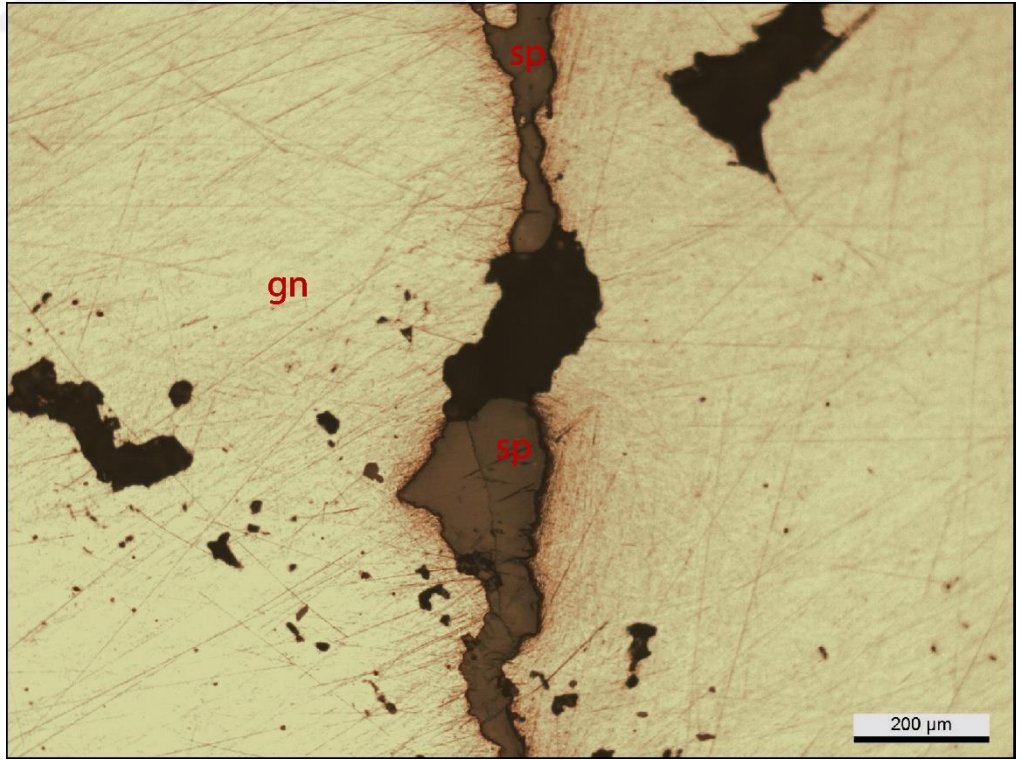
Şekil 6.9. Galen içerisinde sfalerit kapanımı (sp: sfalerit, fhl: fahlers, gn: galen)



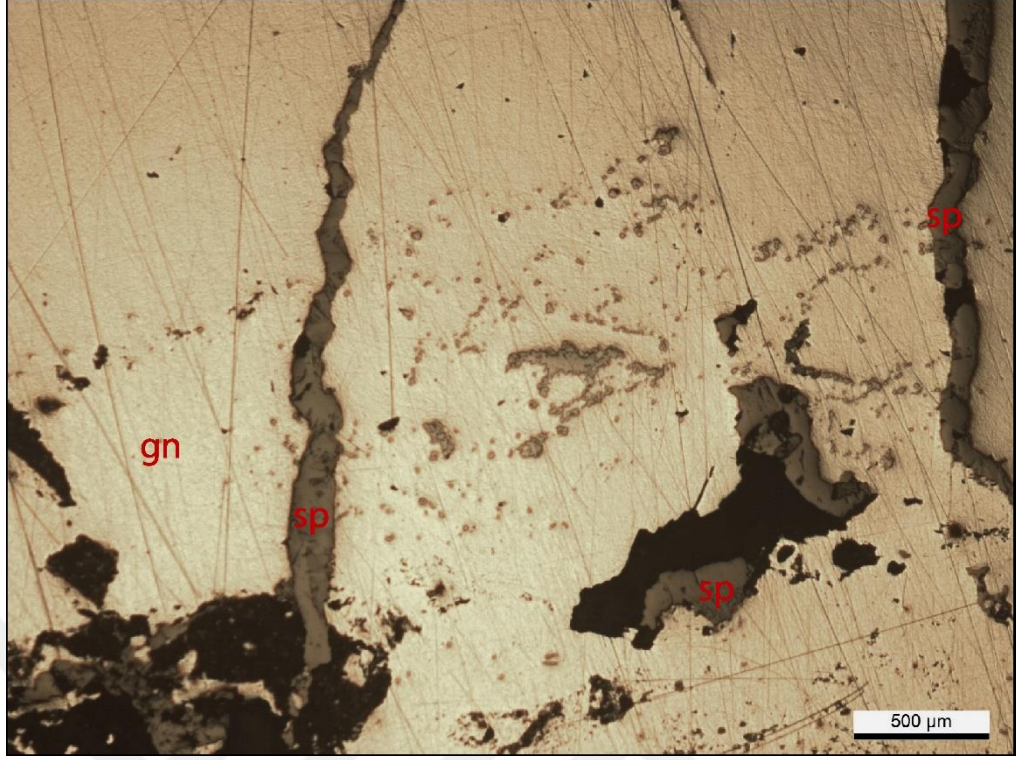
Şekil 6.10. Galen içerisinde sfalerit kapanımı (sp: sfalerit, fhl: fahlers, gn: galen)



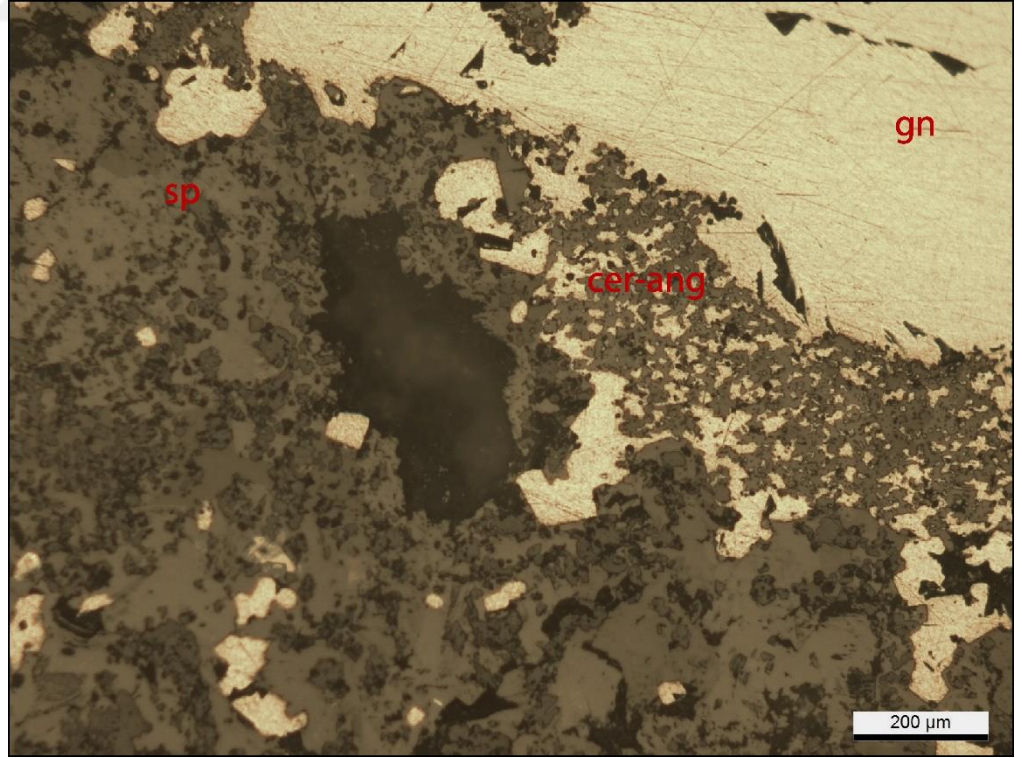
Şekil 6.11. Galenlerin dilinimleri boyunca gözlenen sfalerit (sp: sfalerit, gn: galen)



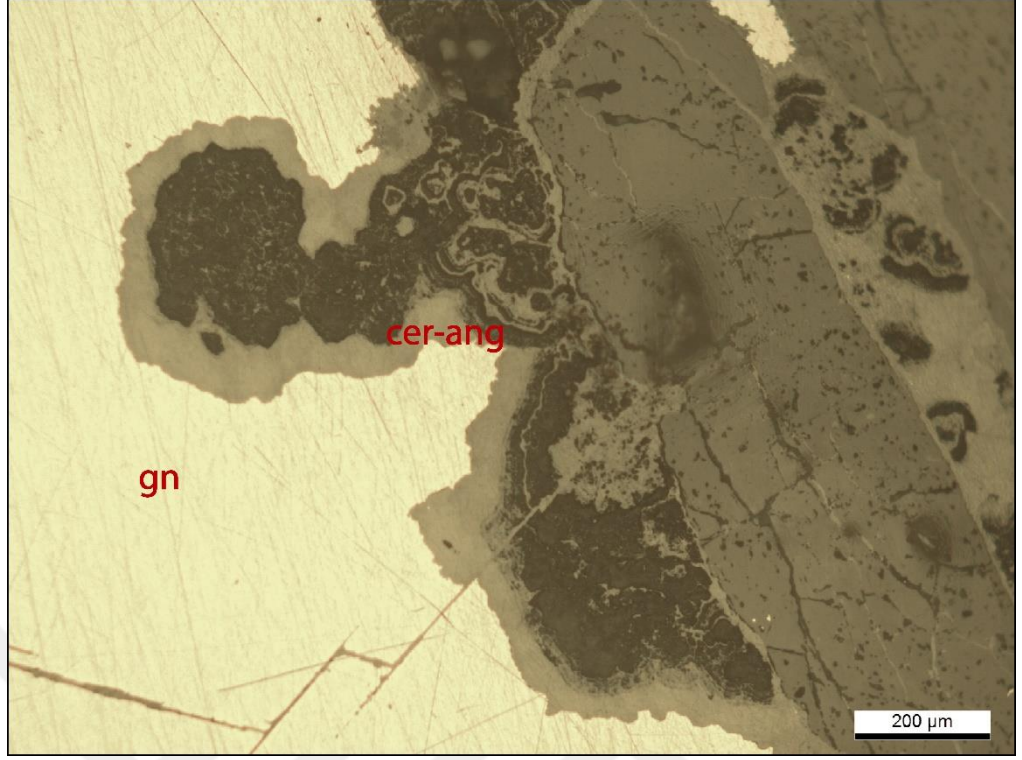
Şekil 6.12. Galenlerin çatlaklarına yerleşmiş olarak gözlenen sfalerit (sp: sfalerit, gn: galen)



Şekil 6.13. Galen içerisinde sfalerit kapanımı (sp: sfalerit, gn: galen)



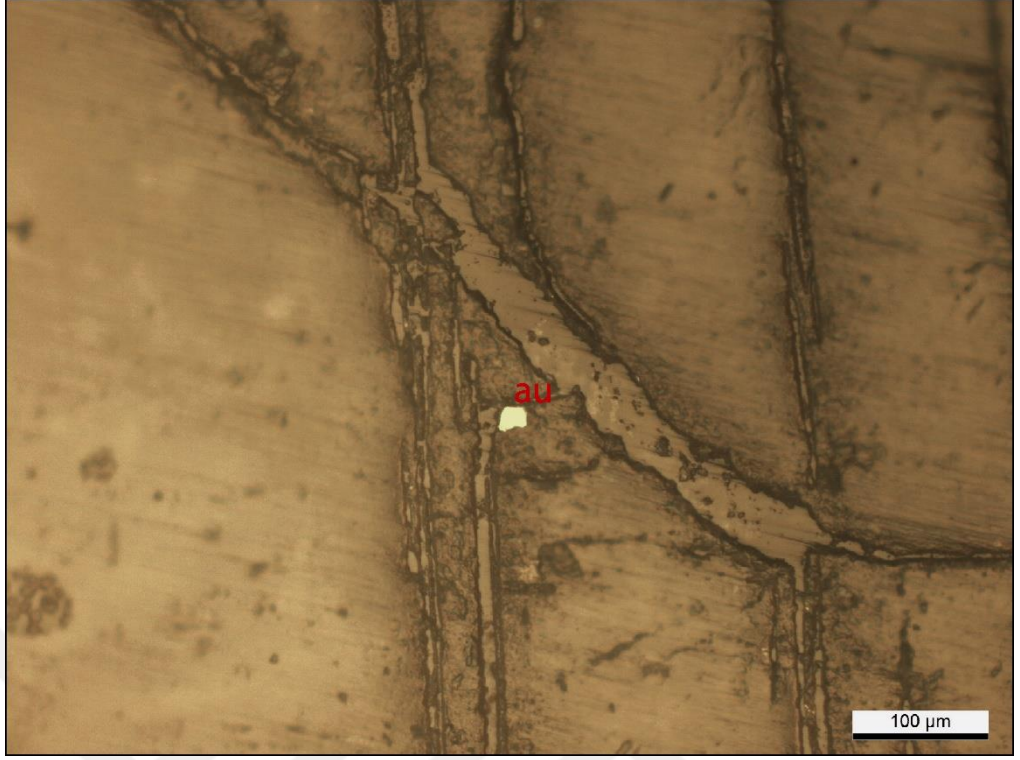
Şekil 6.14. Galen içerisindeki kırık ve çatlaklarda serüsit-anglezit oluşumları oluşumları (cer-ang: serüsit-anglezit, gn: galen, sp: sfalerit)



Şekil 6.15. Kolloform dokulu serüzit-anglezit oluşumları (cer-ang: serüzit-anglezit, gn: galen)



Şekil 6.16. Mikron boyutunda gözlenen altın (au: altın ?)



Şekil 6.17. Çatlak ve dilinimlere yerleşmiş olarak gözlenen altın (au: altın ?)

7. JEOKİMYA

7.1. Baritlerin ve Yan Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası

Çalışma alanındaki baritlerin SiO_2 içeriği %0.01-%12.56 dir. Ayrıca bir örnek %51.16 değerindedir. Al_2O_3 içeriği %0.01-%0.15, Fe_2O_3 içeriği, %0.04- %0.88, MgO içeriği %0.01-%2.67'dir. CaO içeriği %0.01-%53.22'dir. Na_2O sadece bir örnekte %0.01, K_2O iki örnek %0.01 ve iki örnek %0.02 dir, MnO dört örnekte %0.02, %0.08 %0.16, %0.01'dir, P_2O_5 dört örnekte %0.01, %0.02, %0.02, %0.03'dür, bunların dışındaki diğer örneklerin hepsi dedeksiyon limitinin altındadır. TiO_2 de tüm örnekler dedeksiyon limitinin altındadır. Cr_2O_3 iki örnek %0.002 ve %0.003 diğerleri dedeksiyon limitinin altındadır. Toplam kükürt değeri (TOT/S) %8.86-14.12 ve bir örnek dedeksiyon limitinin altındadır (Tablo 7.1).

Cevherlerdeki SiO_2 içeriği (ES-30) yan kayaç bileşimine bağlıdır ve bu yüksek değer cevherin silisleşmiş kireçtaşları ile ilişkili olduğu, kuvars ve silikat mineralleri içerdiğini göstermektedir. Ayrıca CaO 'in yüksek değerleri bu örneklerdeki karbonat minerallerinden kaynaklanmaktadır (ES30 ve ES31). Yan kayaç olan rekristalize kireçtaşlarında yaygın olarak dolomitleşme gözlenmediğinden düşük MgO değerlerine sahiptir. Cevher örneklerindeki ES30 örneği dışında Al_2O_3 azlığı, cevherleşmelerin oluşumu sırasında alüminyumun gerek yan kayaktan gerekse magmatik kayalardan ancak az oranda cevherleşmelere katıldığını düşündürmektedir (Akıska, 2010).

Tablo 7.1. Barit örneklerinin ana oksit içerikleri (%)

Element	ES24	ES25	ES26	ES27	ES28	ES29	ES30	ES31	ES32	ES33	ES34	ES35	ES36
SiO ₂	<0.01	<0.01	<0.01	2.58	<0.01	1.25	51.16	2.57	5.92	9.33	5.01	12.56	11.58
TiO ₂	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	0.04	0.05	<0.01	0.11	0.02	0.12	0.15	0.09	0.02	<0.01	<0.01	0.02	0.02
Fe ₂ O ₃	0.07	0.05	<0.04	0.16	<0.04	0.08	0.66	0.88	0.09	0.06	<0.04	0.12	0.18
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.003	<0.002	<0.002
MgO	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	0.01	0.20	0.40	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	2.67
CaO	0.14	0.04	0.02	0.18	0.02	0.04	26.25	53.22	0.04	0.3	<0.01	0.05	3.86
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.02	0.03
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.08	0.16	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
LOI	0.4	0.2	0.2	1.3	0.4	1.7	21	42.4	0.4	0.6	0.5	3.5	8.8
Toplam	42.29	35.14	34.23	40.15	35.16	36.04	99.85	99.75	47.77	42.65	44.29	45.13	53.57
TOT/S	13.93	14.14	14.09	13.35	14.12	13.29	0.06	<0.02	12.75	12.38	13.17	9.8	8.86

Baritlerin iz element içerikleri Tablo 7.2’de verilmiştir. Bazı iz elementlerin ortalama değerleri; Ba>50000 ppm, Sr 14821.09 ppm, Ag 0.02-37.27 ppm, Zn ve Pb >10000 ppm şeklindedir. Diğer iz elementler genellikle ya düşük değerlerde, ya da dedeksiyon limitlerinin altındadır. Bu sonuçlara göre, bölgedeki örneklerin iz elementler açısından düşük değerlerde olduğu ve iz element zenginleşmesi olmadığı görülmektedir, fakat Ba, Sr, Pb, Zn, Ag gibi iz elementlerin yüksek değerler gösterdiği belirlenmiştir. İnceleme alanında barit oluşumları genellikle sade bir mineralojiye sahiptir. Parajenezde barite kalsit, kuvars eşlik ederken bazı lokasyonlarda, sfalerit ve galen gibi minerallerin varlığı da gözlenmektedir. Bu minerallerin bulunduğu yerlerden yapılan analizlerde Pb, Zn gibi iz element miktarları doğal olarak çok yüksek değerlere ulaşmaktadır. İnceleme alanındaki baritler ile Toroslar’daki bazı baritlerin iz elementler Tablo 7.3’de verilmiştir. Alanya (Antalya) ve Şarkikaraağaç (Isparta) baritlerine Ba, Pb ve Zn bakımından benzerlik gösterdiği görülmektedir (Cengiz vd., 2008; Taş, 2009).

Tablo 7.2. İnceleme alanındaki baritlere ait iz element içerikleri (ppm)

Element	ES24	ES25	ES26	ES27	ES28	ES29	ES30	ES31	ES32	ES33	ES34	ES35	ES36
Ni	0.4	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.9	1.4
Co	<0.2	<0.2	<0.2	0.6	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.8
V	11	11	<8	<8	<8	<8	<8	<8	12	39	<8	14	30
Cu	8.05	5.3	16.62	8.04	4.09	20.73	2.36	0.2	3.93	0.92	0.58	22.97	8.34
Pb	76.01	3.85	19.54	4.11	2.35	27.27	1.1	0.89	>10000	1074	172.1	>10000	>10000
Zn	4080	33.3	2139	2548	914	3586	9.5	2.4	143	193	138	853	>10000
Rb	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	0.3	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	>50000	>50000	>50000	>50000	>50000	>50000	2471	328	>50000	>50000	>50000	>50000	>50000
Sr	30566	30939	31964	19439	21381	21363	1097	1932	6826	9338	7533	4727	5565
Ta	6.6	9.2	6.6	8	6.2	6.9	<0.1	<0.1	5.9	7	6.4	3.5	2.3
Nb	0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hf	3.2	2.9	2.7	2.8	2.9	2.5	0.1	<0.1	2.1	2.5	2.7	1.6	1.1
Zr	1.4	1.3	0.5	2.1	0.6	1.2	3.8	1.6	0.7	0.6	0.6	1.3	0.5
Y	2	1.9	1.8	1.9	1.6	2	25.4	31.2	1.3	1.3	1.3	1	1.3
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	2.6	0.9
As	0.6	1.4	1.5	0.8	0.4	4.2	<0.1	<0.1	1.4	2.2	0.6	13	7.7
Cd	17.47	0.08	9.76	8.73	2.22	21.67	0.07	0.04	1.82	1.9	0.02	2.93	106.25
Sb	2.16	1.02	2.51	0.15	0.12	2.43	0.05	0.03	1.83	0.08	0.19	2.44	1.59
Ag	0.063	0.041	0.071	0.027	0.01	0.169	<0.2	<0.2	8.686	0.483	0.215	37.207	12.410
Au	0.0005	0.0003	0.0003	0.0005	<0.2	<0.2	<0.2	0.0003	0.0006	<0.2	0.0002	0.0007	0.0005

Tablo 7.3. Toroslar'daki benzer baritlerin ve inceleme alanındaki baritlerin iz element içerikleri (ppm)

Element	Hüyük (Konya)	Şarkikaraağaç (Isparta)	Alanya (Antalya)	Karalar (Antalya)	Adana (Feke)	İnceleme alanı
Ba	> 500000	31060 - > 500000	750-> 50000		55110-55550	328->50000
Co	1-6	1-11	1-21	-	0.2-2.80	<0.2-0.8
Hf	-	-	-	<1	0.5-1.20	<0.1-3.2
Nb	-	-	-	0.4	0.1-0.2	<0.1-0.4
Rb	<2	<2	8-11	<2	0.2-1.1	<0.1-0.3
Sr	4496->10000	7742- >10000	1249->10000	5063	8675-19270	5565-30939.5
Ta	<0.1	0.5-0.8	0.2-0.8	<0.1	1.6-3.00	<0.1-9.2
Th	-	-	-	<0.05	-	<0.2-0.2
U	0.2	0.1-0.3	0.1-1	<0.05	-	<0.1-2.6
V	6-50	6-45	5-31	-	-	<8-39
Zr	-	-	-	<1	0.1-1.30	0.5-3.8
Y	-	-	-	1.43	1.20-2.30	1-31.2
Cu	<10	10-2470	10-480	7	0.30-6.70	0.2-22.97
Pb	5-85	8->10000	5-7540	50	0.30-13.50	0.89->10000
Zn	290-930	30-2590	>10000	<30	1-3	2.4->10000
As	5-12	8-205	<5	5	1.1-2.6	<0.1-1.4
Cd	-	-	-		<0.1	0.02-106.25
Sb	1.7-5.5	1.1-74.2	0.5-18.9	<0.2	-	0.03-2.51
Ag	<0.5	0.6-2.2	0.5-42.4	-	<0.1	<0.2-37.20
Au	-	-	-	-	-	<0.2-0.0007

Malatya Metamorfileri: Cevherleşme ve çevresinde yüzeyleyen Malatya Metamorfileri'ne ait kayaçların analiz sonuçları Tablo 7.4'de görülmektedir. Rekristalize kireçtaşlarının ana oksit değerlerine bakıldığında, SiO₂ ortalama %1.20 (%0.03-%5.93) aralığında değişmektedir. Al₂O₃ ortalama %0.29 (%<0.01-%0.84), Fe₂O₃ ortalama %0.37 (%<0.04-%1.59), MgO ortalama %7.64 (%0.31-%21.19) dır. CaO oldukça yüksek miktarda gözlenmektedir ve ortalama %46.06 (%30.89-%56.16) dır. Na₂O ortalama %0.05 (%<0.01-%0.02), K₂O altı adet örnek dedeksiyon limitinin altında ve ortalama %0.08 (%<0.01-%0.05) dir. TiO₂ altı adet örnek dedeksiyon limitinin altında ve ortalama %0.03 (%<0.01-%0.04), P₂O₅ tüm örnekler dedeksiyon limitinin altındadır, MnO altı adet örnek dedeksiyon limitinin altında ve ortalama %0.04 (%0.01-%0.1). Cr₂O₃ içeriği sekiz örnekte dedeksiyon limitinin altındadır ve diğerleri %0.002 ve %0.005. Ayrıca, ateşte kayıp değerleri %47'lere kadar çıkmaktadır. Bu değerlerin yüksek olması kayaçlardan CO₂'in uçmasına bağlı olarak ateşte kayıp oranları yükselmektedir. Toplam kükürt değeri (TOT/S) %0.03-0.06 ve yedi örnek dedeksiyon limitinin altındadır. Toplam karbon değeri (TOT/C) %11.52-12.92 arasındadır.

Tablo 7.4. Malatya Metamorfizmaları'ne ait kayaların ana oksit içerikleri (%)

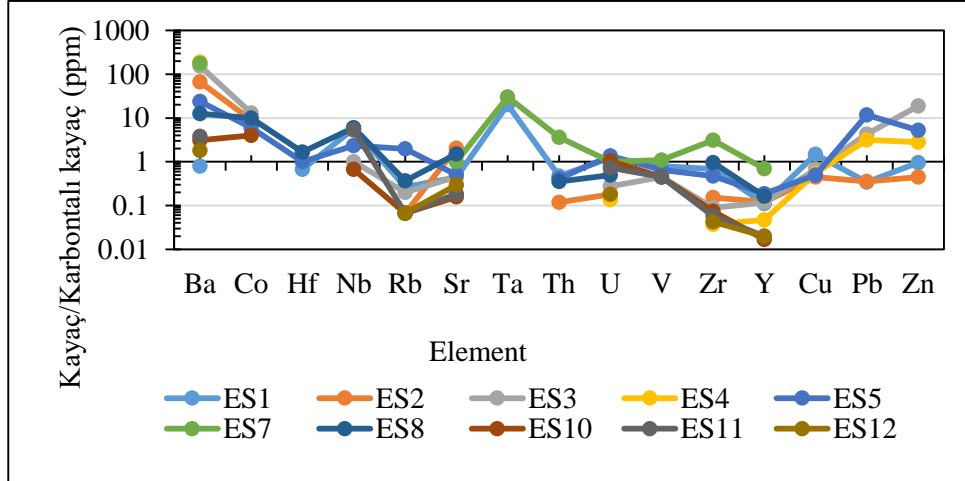
Element	ES1	ES7	ES2	ES8	ES10	ES11	ES12	ES3	ES4	ES5
SiO ₂	0.68	0.42	5.93	2.17	0.05	0.06	0.03	0.28	0.12	2.27
TiO ₂	0.03	<0.01	0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04
Al ₂ O ₃	0.53	0.03	0.36	0.84	0.03	0.02	<0.01	0.09	0.02	0.74
Fe ₂ O ₃	0.27	<0.04	1.59	0.30	0.14	0.11	<0.04	0.30	0.05	0.23
Cr ₂ O ₃	0.003	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002
MgO	0.61	0.65	2.65	0.25	15.62	18.10	0.31	16.12	21.19	0.99
CaO	54.5	55.25	47.92	53.92	37.85	34.98	56.16	36.47	30.89	52.5
Na ₂ O	<0.01	<0.01	0.19	<0.01	0.01	0.02	<0.01	0.02	0.02	<0.01
K ₂ O	0.05	<0.01	0.01	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.22
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MnO	<0.01	<0.01	0.10	<0.01	0.03	0.03	<0.01	0.03	<0.01	0.02
LOI	43.2	43.3	41.0	42.3	46.0	46.3	43.5	46.2	47.1	42.7
Toplam	99.9	99.90	99.80	99.88	99.69	99.66	99.97	99.64	99.56	99.8
TOT/C	12.5	12.35	11.52	11.77	12.48	12.66	12.43	12.34	12.92	12.0
TOT/S	0.03	0.06	0.04	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Rekristalize kireçtaşlarının Ba içeriği ortalama 630.5 ppm (8-1879 ppm), Sr içeriği ortalama 438.8 ppm (97- 1246.9 ppm), Cu içeriği ortalama 2.92 ppm (1.8-5.9 ppm), Pb içeriği ortalama 35.72 ppm (3.1- 105 ppm), Zn içeriği ortalama 112.4 ppm (9-374 ppm), U içeriği ortalama 1.42 ppm (0.3-2.7 ppm), Th içeriği ortalama 0.575 ppm (0.2- 0.8 ppm), V içeriği ortalama 11.2 ppm (9- 16 ppm), Zr içeriği ortalama 5.05 ppm (0.7-18.3 ppm), Ni içeriği ortalama 2.08 ppm (1.8-2.3 ppm), Cd içeriği ortalama 1.9 ppm (0.9-4.1 ppm) (Tablo 7.5).

İnceleme alanındaki rekristalize kireçtařlarının iz element deđerleri genel olarak dūřuktur. Fakat Ba, Sr, Pb ve Zn ortalama deđerleri yūksektir. Bu verilere gōre rekristalize kireçtařlarının yūksək baryum ve stronsiyum deđerleri barit ve karbonatlardan kaynaklandıđı belirtilebilir. Dūnyanın deđiřik bōlgelerinde kireçtařı ve dolomitlerde yapılan Pb-Zn analizlerinin ortalaması genellikle Pb için 5 ppm ve Zn ortalaması da 20 ppm civarındadır (Wedepohl, 1979; Būrkūt, 1975). Bōlgedeki rekristalize kireçtařları karbonatlı kayaç ortalamasına gōre normalize edildiđinde Ba, Nb, Ta, Pb, Zn bakımından zenginleřtiđi, Hf, Rb, Yelementleri bakımından tūketildiđi gōrūlmektedir (řekil 7.1).

Tablo 7.5. Malatya Metamorfitleri'ne ait kayaçların iz element içerikleri (ppm)

Element	ES1	ES2	ES3	ES4	ES5	ES7	ES8	ES10	ES11	ES12
Ni	2.1	1.8	2.3	2.0	2.2	-	-	-	-	-
Co	<0.2	0.9	1.3	<0.2	0.6	<0.2	1	0.4	<0.2	<0.2
Sc	<1	<1	<1	<1	1.1	<1	<1	<1	<1	<1
V	16	<8	9	<8	13	<8	<8	9	9	<8
Cu	5.9	1.8	2.7	2.2	2	-	-	-	-	-
Pb	3.1	3.2	38.4	28.5	105.4	-	-	-	-	-
Zn	19	9	374	56	104	-	-	-	-	-
Rb	0.8	0.2	0.6	<0.1	5.9	<0.1	1.1	0.2	0.2	0.2
Ba	8	666	1536	1879	237	1766	126	31	38	18
Sr	270	1246	277	261	308	709	926	97	111	178
Cs	-	-	-	-	-	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Nb	1.7	<0.1	0.3	<0.1	0.7	<0.1	1.8	0.2	1.6	<0.1
Hf	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.1
Zr	12.9	2.9	1.7	0.7	9	1.7	18.3	1.4	1.1	0.8
Y	3.3	3.6	3.5	1.4	5.6	0.8	4.9	0.5	0.6	0.6
Th	0.8	0.2	<0.2	<0.2	0.7	<0.2	0.6	<0.2	<0.2	<0.2
U	2.7	0.4	0.6	0.3	3	1.8	1.1	2.3	1.6	0.4
Sn	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Mo	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-	-	-	-	-
As	<5	<5	<5	<5	<5	-	-	-	-	-
Cd	<0.5	<0.5	0.9	0.7	4.1	-	-	-	-	-
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-	-	-	-	-
Bi	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-	-	-	-	-
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-	-	-	-	-



Şekil 7.1. İnceleme alanındaki rekristalize kireçtaşları-karbonatlı kayaç normalize diyagramı (Karbonatlı kayaç değerleri: Wedepohl, 1979).

Volkanik Kayaçlar: Çevreleşme çevresinde yüzeyleyen volkanik kayalara ait analiz sonuçları Tablo 7.6'de görülmektedir. Ana oksit değerlerine bakıldığında, SiO₂ ortalama %70.1 (%68.54-%73.81) aralığında değişmektedir. Al₂O₃ ortalama %14.87 (%13.54-%15.89), Fe₂O₃ ortalama %1.83 (%0.68-%2.72), MgO ortalama %0.79 (%0.17-%1.23), CaO ortalama %2.14 (%0.87-%3.35), Na₂O ortalama %3.55 (%3.26-%3.87), K₂O ortalama %3.57 (%2.11-%5.03) dir. TiO₂ ortalama %0.26 (%0.07-%0.41), P₂O₅ ortalama %0.08 (%0.02-%0.13), MnO ortalama %0.04 (%0.02-%0.05), Cr₂O₃ içeriği bazı örneklerde %0.002'dir ve birkaç örnek dedeksiyon limitinin altında değerler vermiştir. Toplam kükürt (TOT/S) tüm örneklerde dedeksiyon limitinin altındadır.

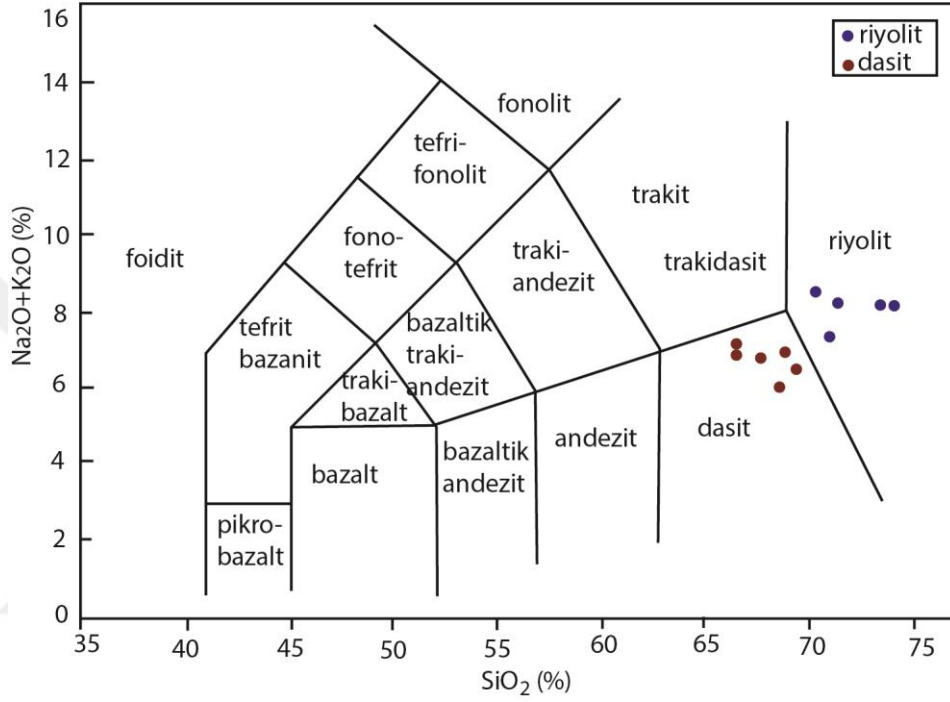
Tablo 7.6. Volkanik kayaç örneklerinin ana oksit içerikleri (%)

Element	ES13	ES14	ES15	ES16	ES18	ES19	ES17	ES20	ES21	ES22	ES23
SiO ₂	69.27	66.96	68.67	66.91	69.25	68.54	71.6	71.3	73.61	71.13	73.81
TiO ₂	0.33	0.41	0.41	0.40	0.40	0.37	0.07	0.07	0.08	0.27	0.07
Al ₂ O ₃	15.65	15.89	15.82	15.4	15.04	15.66	13.59	13.54	14.27	14.6	14.11
Fe ₂ O ₃	2.26	2.68	2.61	2.72	2.49	2.44	0.86	0.76	0.68	1.92	0.73
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002
MgO	0.99	1.27	1.11	1.23	1.11	1.16	0.17	0.18	0.33	0.8	0.32
CaO	2.40	3.32	3.14	3.22	2.68	3.35	0.89	0.97	0.93	1.79	0.87
Na ₂ O	3.26	3.43	3.87	3.55	3.65	3.83	3.33	3.25	3.72	3.56	3.65
K ₂ O	3.10	3.10	2.52	3.14	2.83	2.11	5.03	5.01	4.42	3.64	4.40
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.12	0.12	0.11	0.10	0.02	0.02	0.02	0.09	0.03
MnO	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.03	0.03
LOI	2.4	2.6	1.5	3.1	2.3	2.3	4.3	4.8	1.8	2	1.9
Sum	99.86	99.89	99.9	99.9	99.92	99.92	99.95	99.95	99.95	99.92	99.95
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

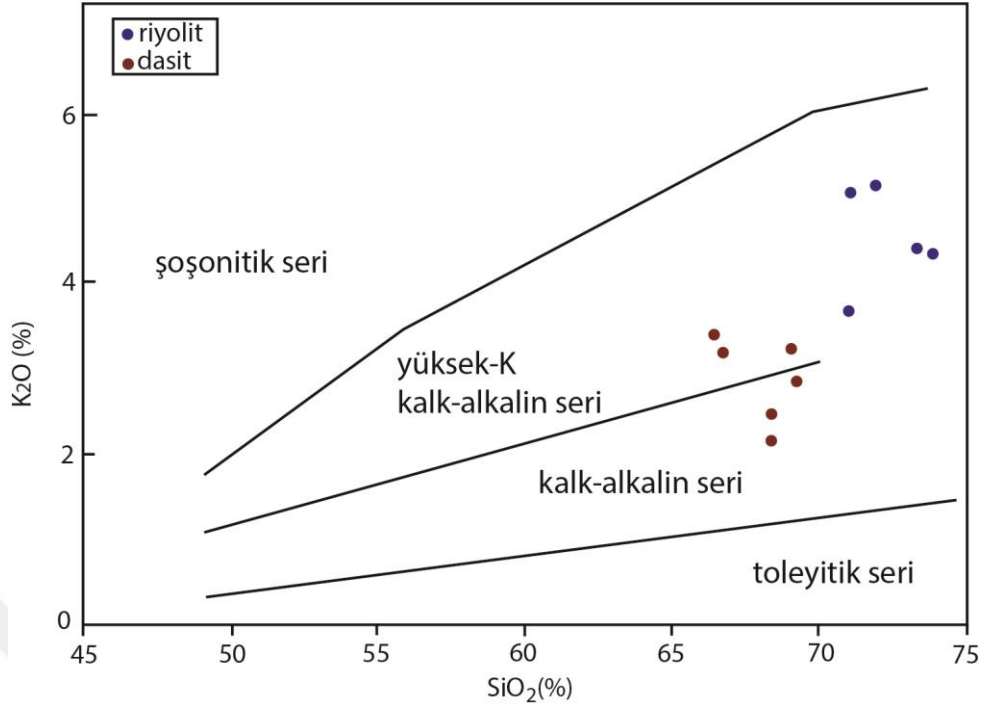
Volkanik kayaçların sınıflamasında kullanılan en yararlı sınıflamalardan biri de toplam alkali-silikat (TAS) diyagramıdır. Yöntemde, kayaç analizinden elde edilen % ana oksit miktarları, H₂O ve CO₂ gibi uçucu içeriklerinin (ateşte kayıp) toplamdan çıkarılması ile tekrar %100 hesaplaması yapıldıktan sonra, SiO₂ içeriğine karşılık, toplam alkali (Na₂O+K₂O) içeriğinin kullanıldığı ikili bir diyagramdır. TAS diyagramına göre, SiO₂ içeriği %45'in altında olan kayaçlar, ultrabazik; %45 ile %52 arasında olanlar, bazik %52-63 arasında olanlar ortaç; %63'ün üzerinde olanlar ise asidik olarak tanımlanmıştır (Le Bas vd., 1986). Volkanitleri oluşturan kayaçların sınıflandırılması için örnekler SiO₂'ye karşı Na₂O+K₂O (Le Bas vd., 1986) diyagramına izdüşürülmüştür (Şekil 7.2). Diyagramda volkanik kayaçlar dasitten riyolite kadar değişen bileşimler sergilemektedir. Bu sonuçlar saha ve petrografi gözlemleri ile uyumludur.

İnceleme alanındaki örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından hazırlanmış olan SiO₂-K₂O değişim diyagramında dağılımları incelendiğinde dasitlerin daha çok kalk-

alkali alanında, riyolitlerin ise Yüksek-K kalk-alkali seri alanlarında yoğunlaşmış olduğu gözlenmektedir (Şekil 7.3). Bu da gerilme sitemiyle kabuk incilmesi sonucu oluşan volkanik kayaçların kıta kabuğundan malzeme olarak kirlenmeye maruz kaldığını göstermektedir. Orta potasyumlu kalkalkalen karakterli kayaçların ise daha sonraki dönemde kıta kabuğunun normal kalınlığına dönmesi sırasında kirlenmeden yeryüzüne ulaştığını göstermektedir.

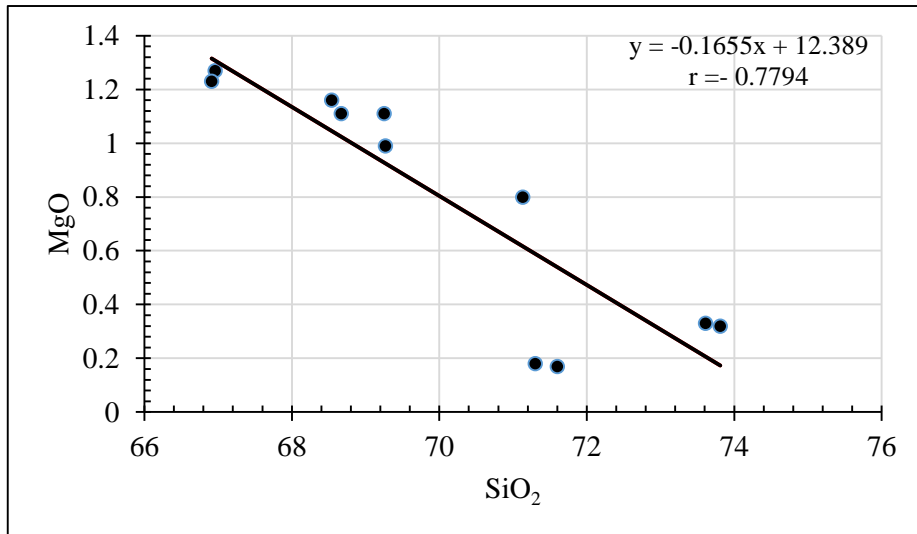
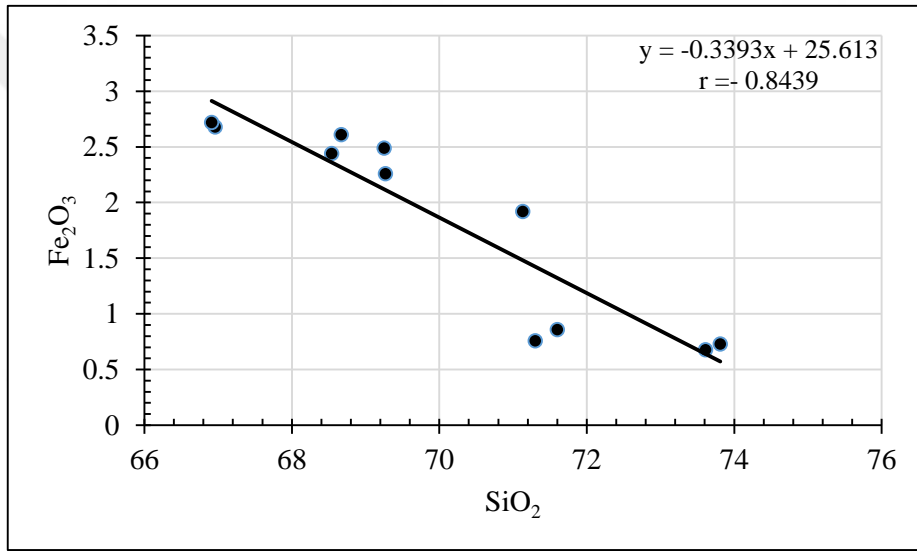
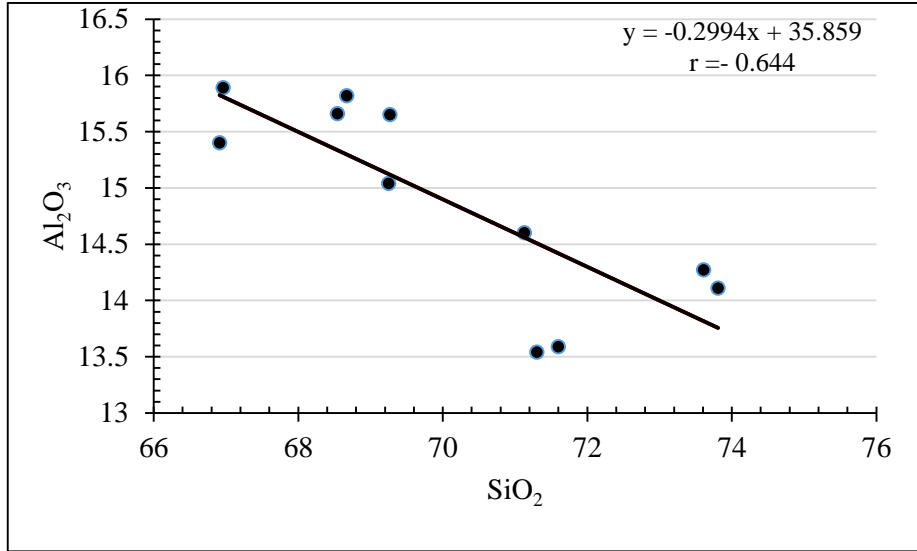


Şekil 7.2. Volkanik kayaç örneklerin SiO₂-Na₂O+K₂O diyagramı (Le Bas vd., 1986).

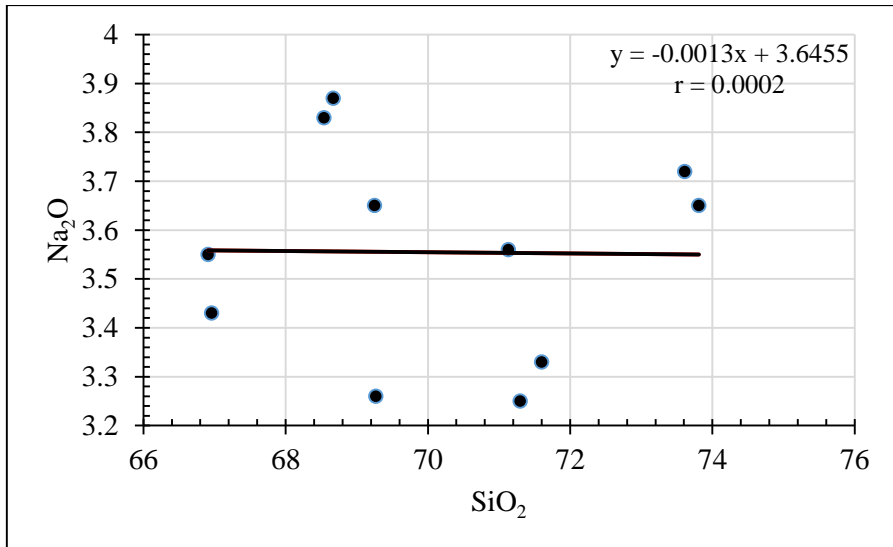
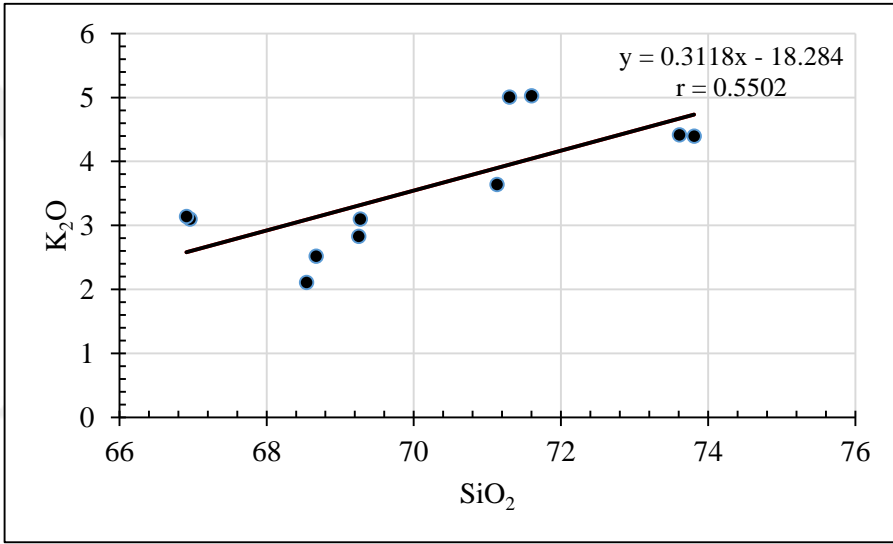
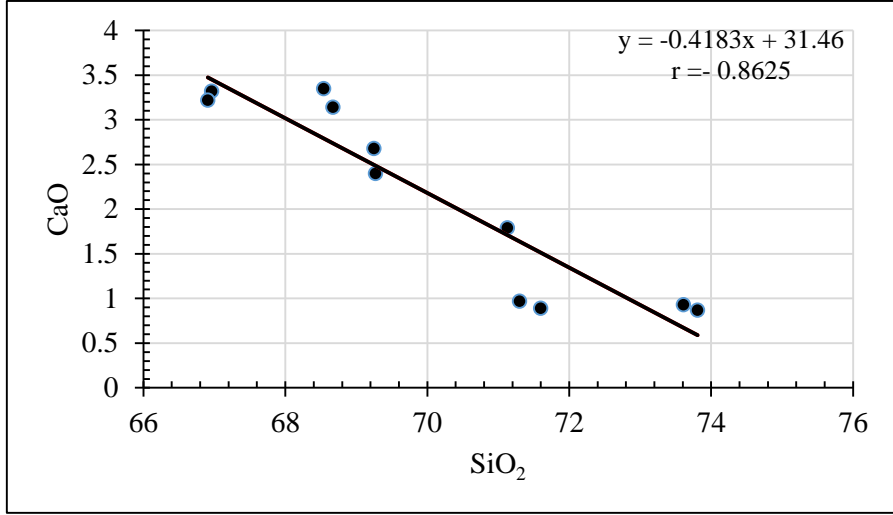


Şekil 7.3. Volkanik kayaç örneklerin K₂O-SiO₂ diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

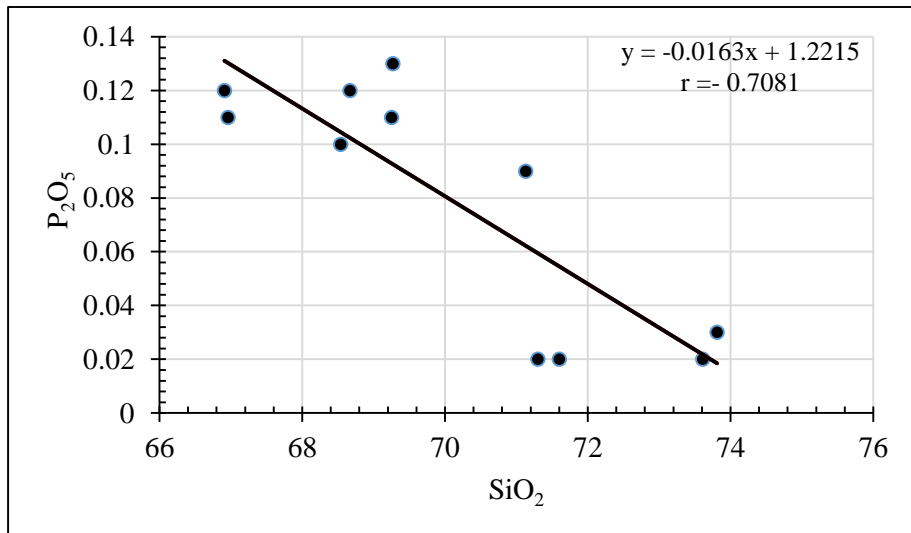
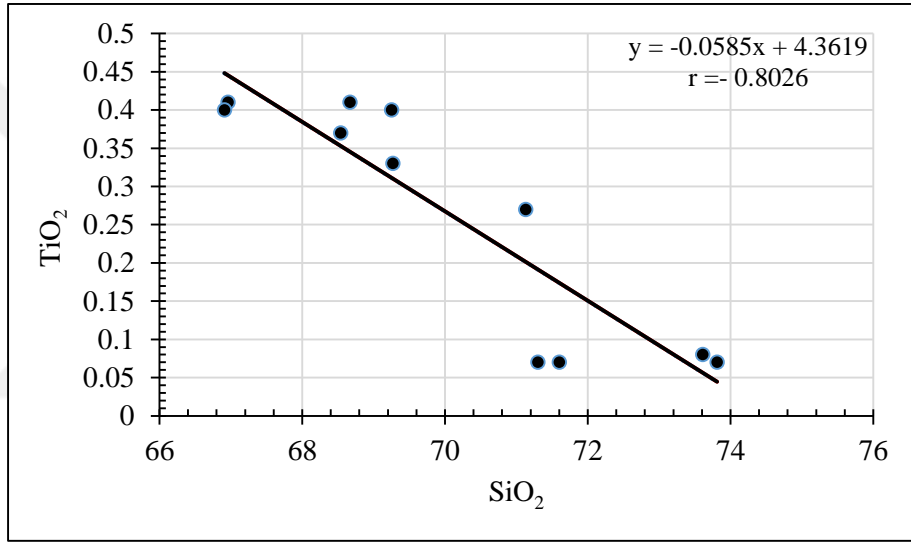
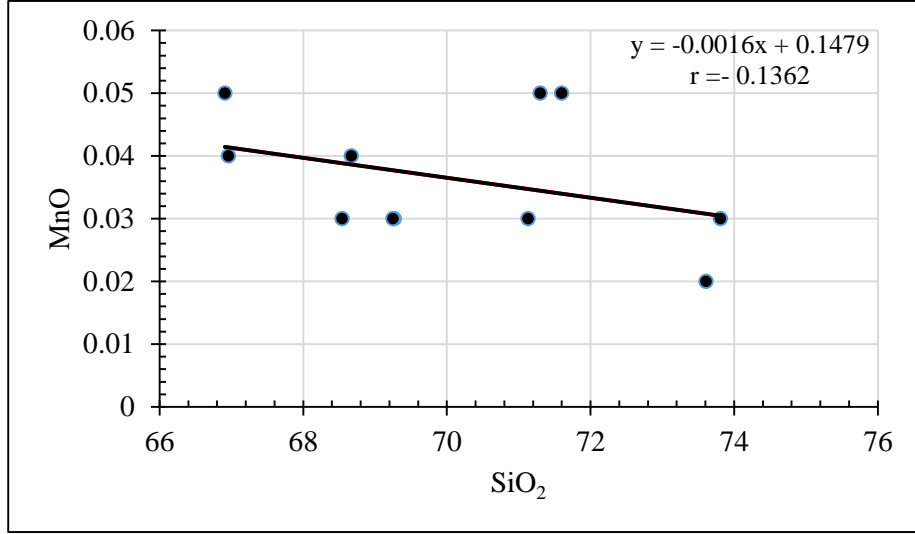
Harker diyagramlarında görülebileceği gibi SiO₂'deki artışla birlikte Al₂O₃, MgO, FeO₃ CaO, MnO, TiO₂ ve P₂O₅ azalırken (Şekil 7.4, Şekil 7.5, Şekil 7.6), K₂O artış yönünde bir eğilim göstermektedir (Şekil 7.5). Bu şekildeki pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir. MgO ve Al₂O₃ deki azalmalar, olasılıkla biyotit fraksiyonlanması ile CaO ve MgO deki azalmalar, olasılıkla piroksen fraksiyonlanması ile FeO₃ ve TiO₂'daki azalmalar ise amfibol ve Fe-Ti oksit fraksiyonlanması ile P₂O₅ teki azalmalar apatit fraksiyonlanması ile ilişkilidir.



Şekil 7.4. Volkanik kayaların SiO_2 'e karşı ana element değişim diyagramları (Harker, 1909).



Şekil 7.5. Volkanik kayaların SiO_2 'e karşı ana element değişim diyagramları (Harker, 1909).

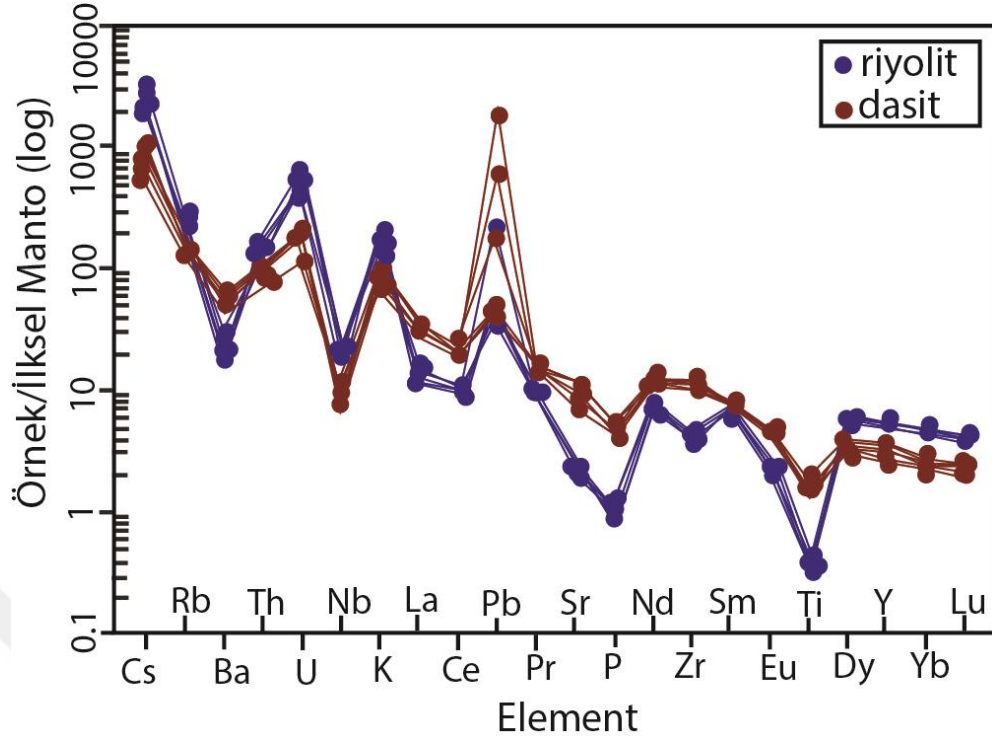


Şekil 7.6. Volkanik kayaların SiO_2 'e karşı ana element değişim diyagramları (Harker, 1909).

İlksel mantoya normalize edilmiş iz element desenlerine göre büyük iyon yarıçaplı elementler (LILE), yüksek alan enerjili elementlere göre (HFSE) zenginleşme göstermektedir (Tablo 7.7 ve Şekil 7.7). Yitim ile ilişkilendirilen negatif Nb, P, Ti ve pozitif Pb anomalisi gibi özellikler yitime bağlı olarak okyanusal kabuktan ayrılan çözeltiler tarafından metasomatize edilmiş bir mantodan kaynaklandığı düşünülmektedir. Bunun yanında, bu tür negatif anomaliler, kıtasal kabuğun Nb bakımından fakir olması nedeniyle kabuksal kirlenmeden de kaynaklanabilir. LILE'lerdeki zenginleşme, dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya ergiyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesinin bir sonucu olduğu belirtilmektedir (Pearce, 1982, Mc Culloch ve Gamble, 1991; Mc Donough, 1991; Thirlwall vd., 1994; Pearce ve Peate, 1995). Manto metasomatizması, üst mantodaki iz element zenginleşmesini ifade etmek için kullanılır. Bu zenginleşme mantonun görelisi olarak daha alt kısmından gelen H₂O ve CO₂ gibi uçucu bileşenler ve LILE açısından zengin akışkanların/eriyiklerin, üst düzeylerdeki katı manto kayaçları ile tepkimesi sonucu ortaya çıkmaktadır (Galer ve O'Nions, 1986). HFSE'lerdeki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (Mc Donough, 1991).

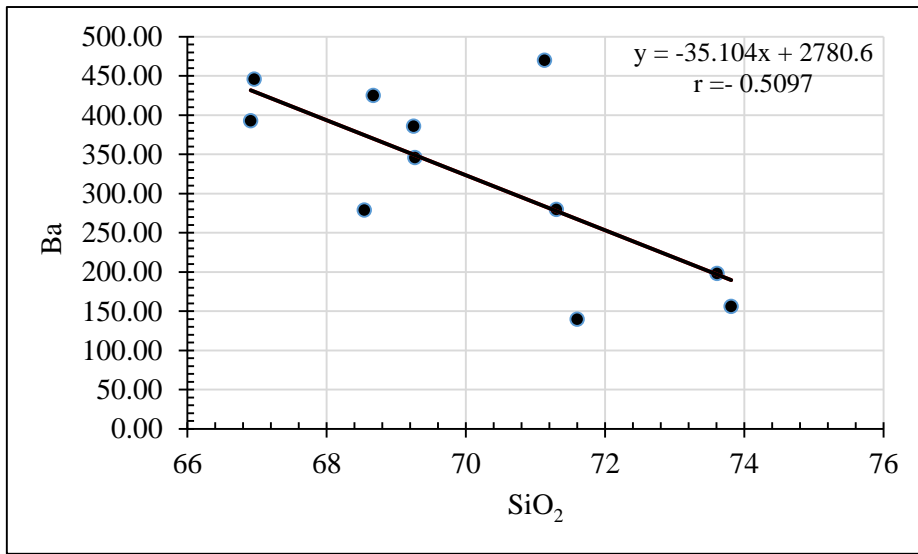
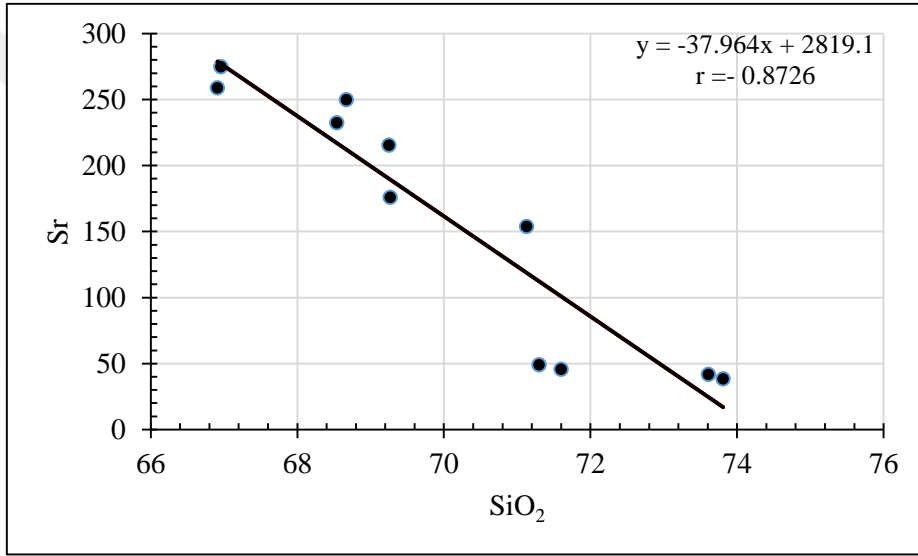
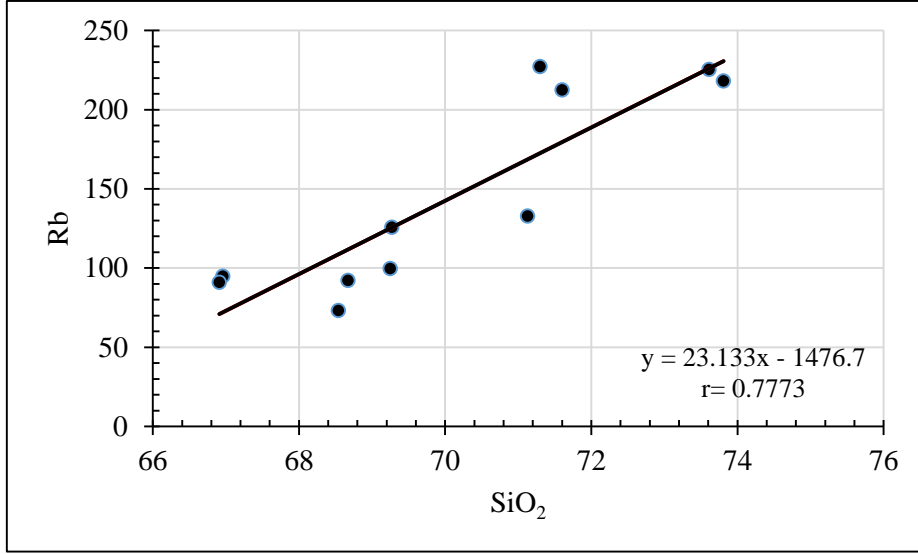
Tablo 7.7. Volkanik kayaların iz element içerikleri (ppm)

Element	ES13	ES14	ES15	ES16	ES18	ES19	ES17	ES20	ES21	ES22	ES23
Ni	4.3	3.9	7.6	6	8.1	6.3	0.9	2.2	<0.5	4.7	0.8
Co	4.3	5.4	5.1	5.3	4.6	4.8	0.7	0.6	0.5	2.7	0.5
Sc	5	5	5	5	4.1	4.9	5	4.9	2.5	2.5	2.7
V	28	39	37	39	36	41	<8	<8	<8	25	<8
Cu	187.7	51.3	18.6	17.1	24.2	27.2	13.3	7	3.3	5.8	3.2
Pb	166.1	44.2	13.2	11.8	3	2.6	15.8	4.4	3.5	3.1	2.4
Zn	91	34	38	18	39	40	12	13	10	27	14
Rb	125	94	92	90	99	73	212	227	225	132	218
Ba	346	446	425	393	386	279	140	280	198	470	346
Sr	176	275	250	258	215	232	45	49	41	154	38
Cs	9.1	7	6.6	6.3	5.5	4.5	26.6	28.4	17.2	7.3	15.9
Ga	18.6	17.8	17.4	16	<5	<5	17.5	<5	<5	<5	<5
Ta	1	0.7	0.7	0.5	0.9	0.5	2.5	2.3	2.6	1.2	2.7
Nb	7.8	6.7	6.5	6	8	5.2	14.8	15.6	15.9	8.9	15
Hf	3.4	3.7	3.8	3.5	1.4	3.6	2.2	2.4	2.3	3.2	2.4
Zr	128	139	145	134	134	132	42	47	48	107	46
Y	11	12.6	13	12	15.6	11.9	22.1	22.1	21.3	12.3	23.5
Sn	4	2	2	2	2	2	5	4	5	4	5
Th	9.6	10	10.6	9.3	10.8	6.9	12.9	12.6	14.9	11.3	13.2
U	4.7	3.9	4.5	4.3	4	2.4	12.8	13.8	9.3	4.7	8.7
W	2.4	1.3	0.8	1.2	1.6	0.6	1.3	1.6	1.2	1.5	1.1
Mo	0.2	0.2	0.2	0.2	<0.5	<0.5	<0.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
As	4.5	1.5	0.9	1.1	<5	<5	1	<5	<5	<5	<5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sb	19.4	6.6	1.7	1.7	<0.5	<0.5	1.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	0.1	0.2	0.4	<0.1	<0.5	<0.5	0.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ag	1.5	0.4	0.1	0.1	<0.5	<0.5	0.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au	1.2	0.9	0.8	<0.5	-	-	<0.5	-	-	-	-

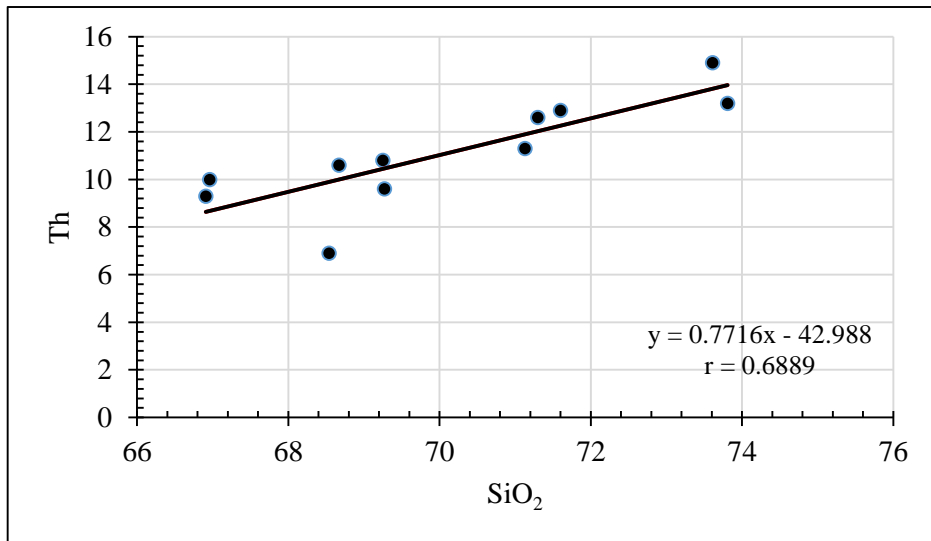
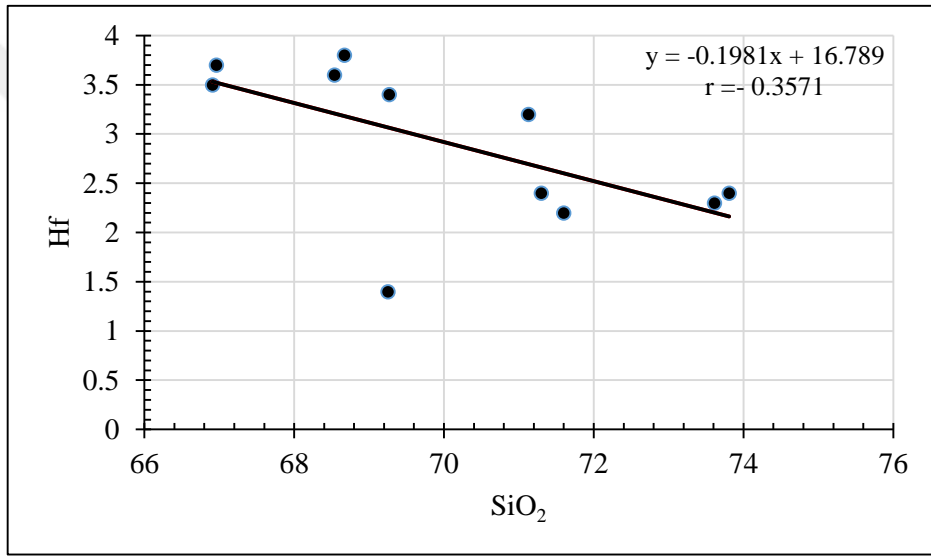
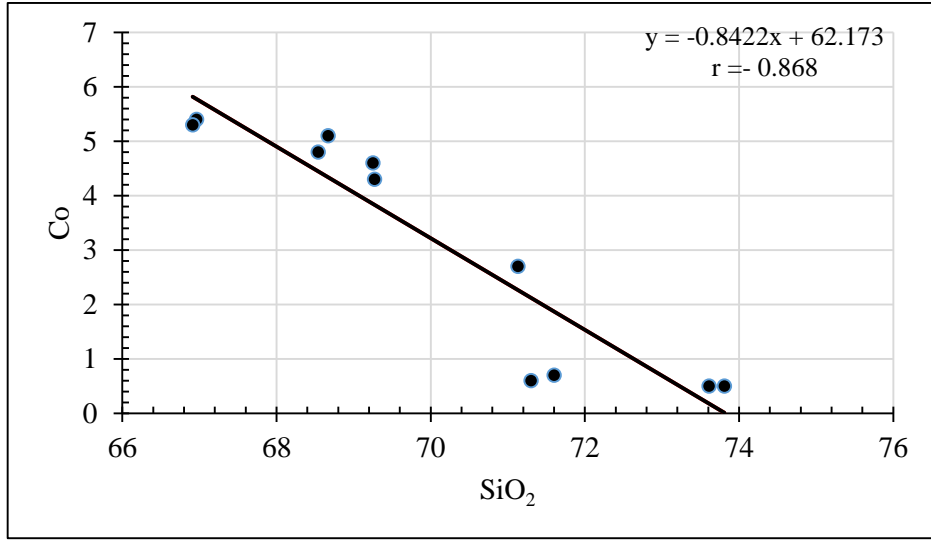


Şekil 7.7. Volkanik kayaların ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz elemen diyagramları (Sun ve McDough, 1989).

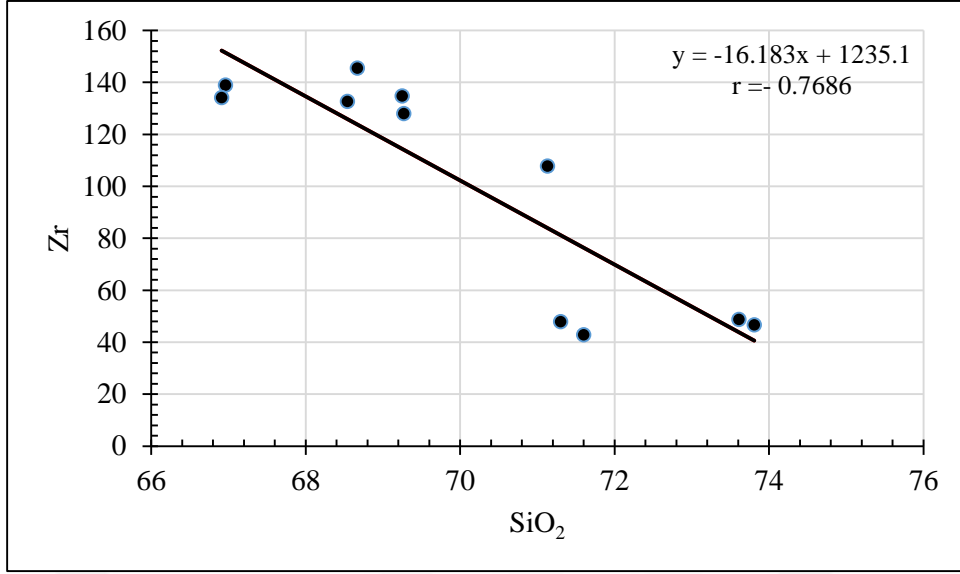
SiO₂ ile artışla birlikte Sr, Ba, Co, Hf ve Zr arasında negatif (Şekil 7.8, Şekil 7.9, Şekil 7.10); Rb ve Th arasında ise pozitif bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 7.8, Şekil 7.9). Bu durum, klasik fraksiyonel kristalleşme trendlerine karşılık gelmektedir. Sr ve Ba feldispatların yapısında; Co piroksen ve biyotitlerin yapısında; Hf ve Zr zirkonların yapısında fraksiyonlanmasıyla ilgilidir. Rb ve Th iyonik yarıçapının K'a yakın olması nedeni ile K'un yerini almakta, fraksiyonel kristalleşme sırasında K-feldispat, horblend, biyotit gibi minerallerinin bünyesine girebilmektedir. Fraksiyonel kristalleşme sırasında, bu mineraller daha geç evrelerde kristalleştiğinden, SiO₂ ile pozitif bir korelasyon göstermektedir.



Şekil 7.8. Volkanik kayaların SiO₂'e karşı iz element değişim diyagramları (Harker, 1909).

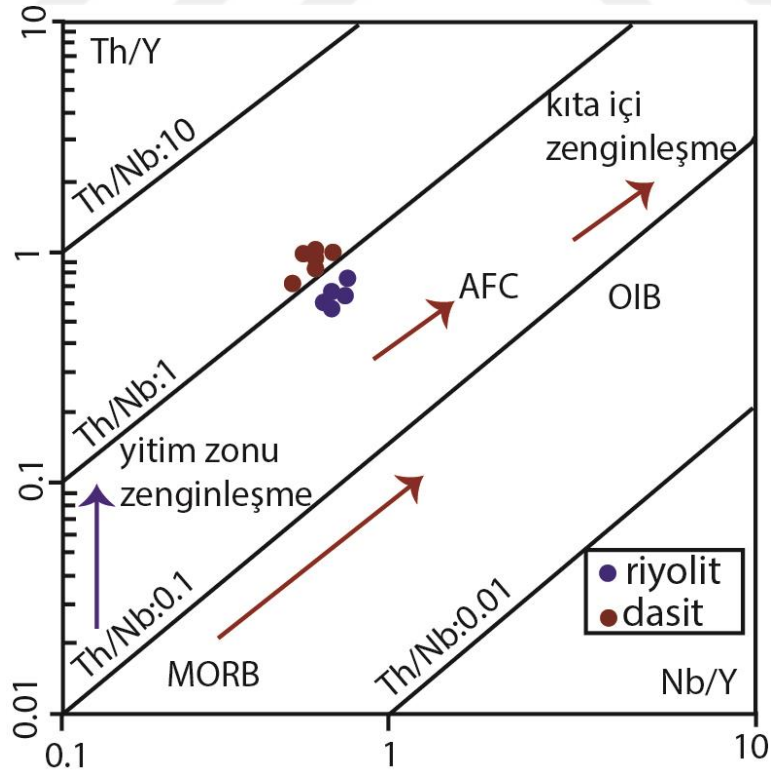


Şekil 7.9. Volkanik kayaçların SiO_2 'e karşı iz element değişim diyagramları (Harker, 1909).



Şekil 7.10. Volkanik kayaların SiO₂'e karşı iz element değişim diyagramları (Harker, 1909).

Şekil 7.11'de verilen Nb/Y - Th/Y diyagramındaki yüksek Th/Y ve buna bağlı olarak düşük Nb/Y oranı yitim zenginleşmesinin, buna karşın yüksek Th/Y ve Nb/Y oranı ise kıta içi zenginleşmenin bir sonucudur (Deniel vd., 1998). Buna göre, incelenen volkanik kayalara ait tüm örneklerin Th/Nb=1 değerine yakın değerlerde oldukları gözlenmiştir.



Şekil 7.11. Volkanik kayaların Nb/Y - Th/Y diyagramı (Wilson vd., 1997).

7.2. Baritlerin ve Yan Kayaçların Nadir Yer Element Jeokimyası

Nadir yer elementlerinin en önemli özelliklerinden biri kayaçların alterasyon, sedimentasyon ve kristallenme gibi jeokimyasal olayların karşısında pasif kalmalarıdır. Bu sebeple Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) bölgesinde yer alan yan kayaç ve cevherleşmeye ait barit örneklerinin nadir yer element içerikleri incelenmiş ve oluşum kökenleri değerlendirilmiştir.

İnceleme alanındaki barit cevherleşmelerinin nadir yer element analiz sonuçları ve farklı barit oluşumlarının nadir yer element değerleri Tablo 7.8 ve Tablo 7.9'da gösterilmektedir.



Tablo 7.8. İnceleme alanındaki baritlere ait nadir yer element analiz sonuçları (ppm)

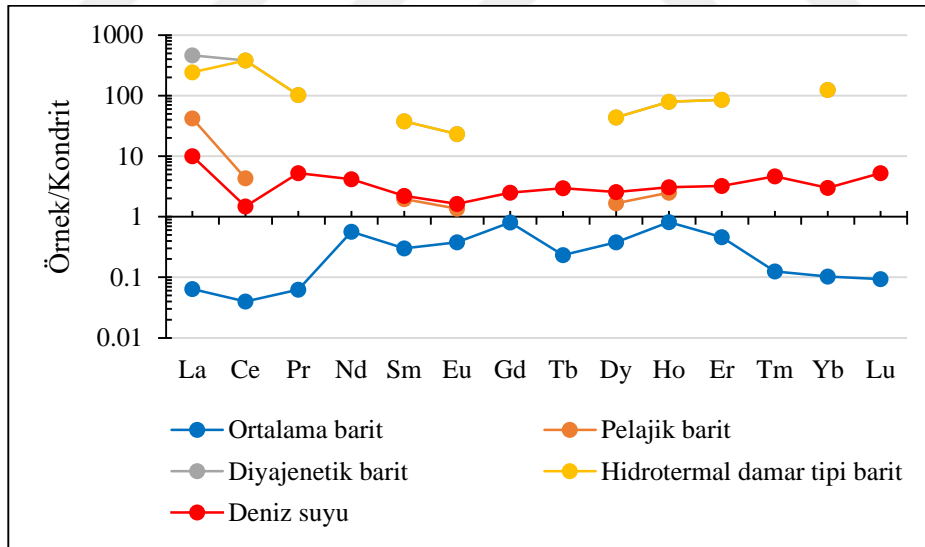
Element	ES24	ES25	ES26	ES27	ES28	ES29	ES30	ES31	ES32	ES33	ES34	ES35	ES36
La	2.00	1.80	1.70	2.20	1.90	1.60	3.40	6.60	2.10	2.00	2.50	2.30	1.70
Ce	0.70	0.05	0.30	<0.1	0.20	0.30	13.90	24.50	0.20	0.10	0.20	0.10	0.40
Pr	0.06	0.05	<0.02	0.05	<0.02	0.03	2.63	4.27	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	0.03
Nd	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	15.20	23.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Sm	0.78	0.66	0.63	0.61	0.45	0.48	5.37	8.06	0.47	<0.05	<0.05	0.41	0.35
Eu	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	2.00	3.31	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Gd	5.63	3.81	3.65	4.00	3.86	3.73	5.67	7.67	3.34	2.93	3.37	2.42	2.31
Tb	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	0.05	0.82	1.02	0.05	0.06	0.07	0.04	0.04
Dy	0.47	0.79	0.81	1.07	1.07	1.16	4.31	5.24	1.60	1.92	2.60	1.04	1.00
Ho	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.76	0.86	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Er	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	1.78	2.11	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.03
Tm	0.02	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.02	0.22	0.22	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Yb	0.20	0.12	0.13	0.16	0.13	0.12	1.25	1.22	0.07	0.11	0.09	0.06	0.10
Lu	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.16	0.15	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01
ΣNYE	9.92	7.35	7.25	8.18	7.66	7.51	57.47	87.31	7.84	7.15	8.84	6.42	6.0
ΣHNYE	3.54	2.56	2.63	2.86	2.55	2.41	40.50	66.73	2.77	2.10	2.70	2.85	2.48
ΣANYE	6.36	4.79	4.62	5.32	5.11	5.10	14.97	20.58	5.07	5.05	6.14	3.57	3.51
Ce _N /Sm _N	0.21	0.17	0.11	-	0.10	0.14	0.60	0.71	0.10	-	-	0.05	0.26
Ce _N /Yb _N	0.87	0.98	1.17	-	0.38	0.62	2.79	5.04	0.71	0.22	0.55	0.41	1.01
Ce/La	0.35	0.02	0.17	-	0.10	0.18	4.08	3.71	0.09	0.05	0.08	0.04	0.23
Ce/Ce*	0.48	0.40	-	-	-	0.33	1.11	1.10	-	-	-	0.07	0.42

Tablo 7.9. Değişik barit oluşumlarının NYE değerleri (Deniz suyu, MB2 (Pelajik Barit), MB9 (Diyajenetik Barit), CB3 (Hidrotermal Barit) değerleri Guichard vd., (1979)'dan, Salton denizi ve EPR 21 (East Passific Rise) değerleri Michard (1986)'dan ve kondrit değerleri Evensen vd., (1978)'den, 1. Volkanik Kayaçlar, 2. Malatya Metamorfitleri, 3. Barit.

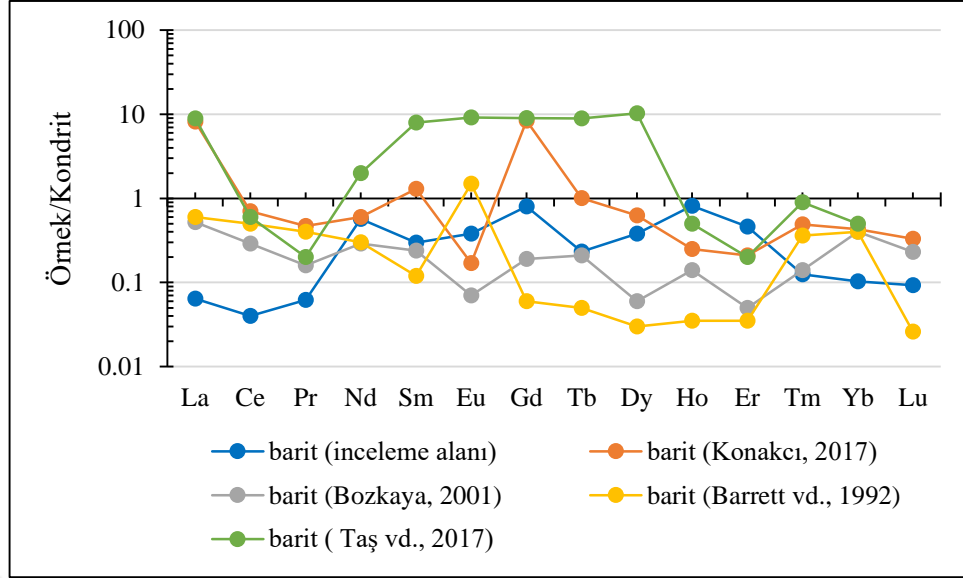
	Deniz suyu	MB2	MB9	CB3	EPR 21	Salton Denizi	Kondrit	1	2	3
La	3.1	13	143	75	-	-	0.31	17.41	2.97	2.44
Ce	1.2	3.5	309	103	331.5	706	0.8	31.98	3.87	3.18
Pr	0.64	-	12.5	-	-	-	0.12	3.64	0.59	0.55
Nd	2.5	-	-	-	102.5	226	0.6	13.77	4.00	2.96
Sm	0.43	0.38	7.4	0.98	19	22.6	0.19	3.06	0.70	1.4
Eu	0.12	0.1	1.7	0.45	32.5	305	0.07	0.55	0.14	0.4
Gd	0.65	-	-	-	25	25	0.25	3.15	0.46	4.03
Tb	0.14	-	-	-	-	-	0.04	0.51	0.07	0.18
Dy	0.82	0.54	14	1	19.2	17.3	0.32	2.93	0.32	1.77
Ho	0.22	0.18	5.7	-	-	-	0.07	0.56	0.10	0.12
Er	0.68	-	18	-	11.7	10.6	0.21	1.65	0.22	0.3
Tm	0.15	-	-	-	-	-	0.03	0.22	0.03	0.04
Yb	0.63	-	26	-	13.3	9.33	0.2	1.53	0.19	0.28
Lu	0.17	-	-	-	-	-	0.03	0.20	0.03	0.032
Σ NYE	11.45	17.7	537.3	180.43	554.7	321.93	3.24	81.23	13.70	23.42
Σ HNYE	7.87	16.88	471.9	178.98	453	256.2	2.02	69.88	12.10	10.5
Σ ANYE	3.58	0.82	65.4	1.45	101.7	65.73	1.22	11.35	1.59	7.48
Σ HNYE $\sqrt{\Sigma$ ANYE	2.19	20.58	7.21	123.43	4.45	3.89	1.78	6.15	7.57	1.61

İnceleme alanındaki barit cevherleşmelerinin Σ NYE içerikleri oldukça düşüktür. Barit cevherleşmelerinin (ES30 ve ES31 örnekleri hariç) Ağır Nadir Yer Elementlerce (Σ ANYE=3.51-6.36 ppm) zenginleştiği, Hafif Nadir Yer Elementlerce (Σ HNYE=2.10-3.54 ppm) tüketildiği görülmektedir. NYE'lerinin Ce/Yb oranları örneklerin hangi oranda bir fraksiyonlaşma gösterdiğini belirtmektedir. Yüksek değerler örneklerde hafif nadir yer elementlerinin zenginleştiğini düşük değerlerin ise ağır nadir yer elementlerinin zenginleşmesini göstermektedir (Taş, 2009). İnceleme alanındaki baritlerin Ce/Yb oranları 0.02-4.08 ppm aralığında değişmektedir.

İnceleme alanındaki barit örnekleri ile değişik barit oluşumları (deniz suyu, pelajik barit, diyajenetik barit ve hidrotermal damar tipi barit) kondrite (Evensen vd., 1978) normalize edilerek NYE değişimleri açıklanmaya çalışılmıştır. İnceleme alanındaki baritlerin diğer baritlere göre daha düşük değerlerde olduğu gözlenmiştir (Şekil 7.12). İnceleme alanındaki baritler farklı çalışmalardaki baritler ile karşılaştırıldığında ise inceleme alanındaki baritler bu çalışmalardaki baritler ile benzer trend izlemekte olduğu belirlenmiştir (Şekil 7.13).

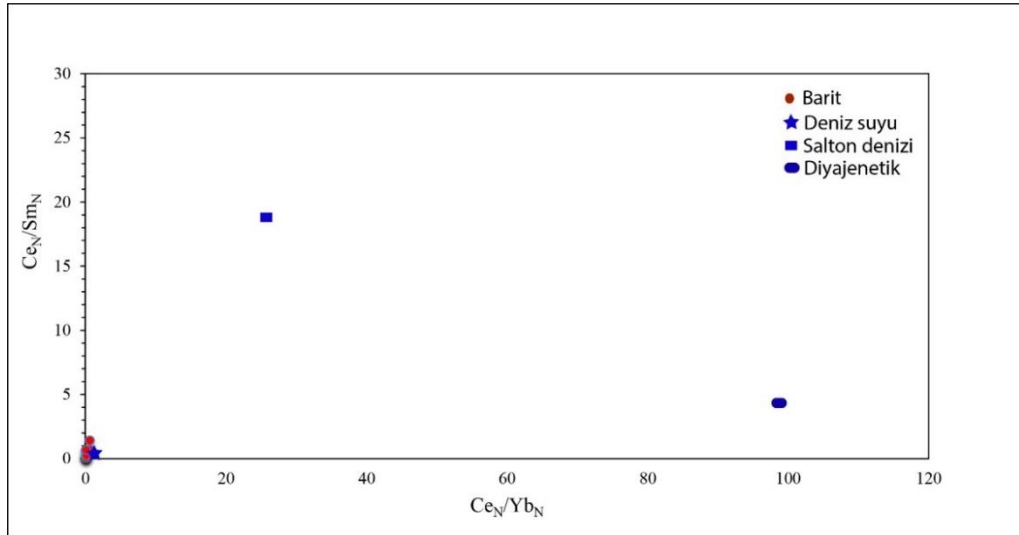


Şekil 7.12. İnceleme alanındaki barit örnekleri ile değişik barit oluşumlarının kondrite göre normalize diyagramı (Deniz suyu, Pelajik barit, Diyajenetik barit, Hidrotermal damar tipi barit değerleri Guichard vd., 1979).



Şekil 7.13. İnceleme alanındaki baritlerin çeşitli çalışmalarla karşılaştırılması

İnceleme alanındaki barit örnekleri, çeşitli hidrotermal sistemlere ve barit oluşumlarına ait değerler $Ce_N/Sm_N - Ce_N/Yb_N$ diyagramlarına göre bakıldığında baritlerin deniz suyuna yakın bir yerde kümелendikleri görülmektedir (Şekil 7.14). Bu diyagramdan yararlanarak baritlerin deniz suyu ile ilişkili çözeltilerden ve kayalardan çözülen elementlerin zenginleşmesi sonucu oluştukları sonucu çıkarılabilir.



Şekil 7.14. İnceleme alanından derlenmiş barit örneklerine ait $Ce_N/Sm_N - Ce_N/Yb_N$ diyagramı

Ce/Ce^* oranları ortamın oksijen içeriği hakkında önemli bilgiler vermektedir. $Ce/Ce^* = [(Ce_N)/(La_N * Pr_N)]^{1/2}$ formülünden faydalanılarak hesaplanmıştır (Henderson, 1984;

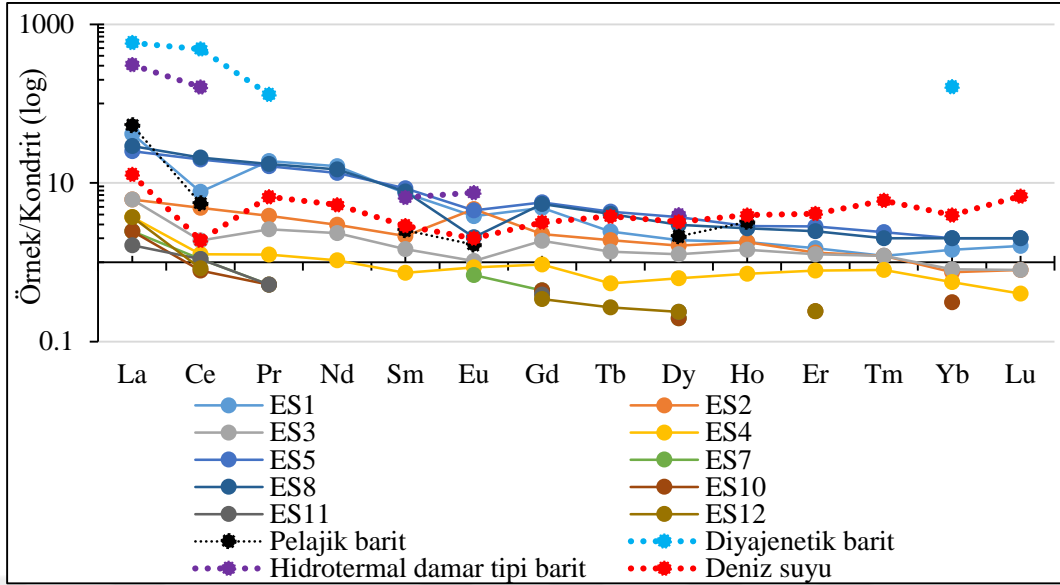
Rollinson, 1993). İnceleme alanındaki baritlerde Ce/Ce* 0.121 ppm dir (Tablo 7.8). Eu/Eu* oranları baritler de sadece iki değer 2 ve 3.31 ppm diğerleri dedeksiyon limitinin altında değerler verdiği için dolayı Eu/Eu* oranı ile ilgili yorum yetersiz kalmaktadır. Ce/Ce* değerleri <1 ise Ce'nin oksijenle birleşerek CeO₂ şeklinde çökmesine neden olur, böylece baritlerin yapısına girmesi engellenmiş olmaktadır (Costantopoulos, 1988). İnceleme alanındaki baritlerde gözlenen negatif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağında yüksek oksijen fugasitesinin varlığını göstermektedir (Möller ve Morteani, 1983; Brookins, 1989). Bu nedenle Ce⁺³ okside olarak Ce⁺⁴ şeklinde kaynak ortamında kalmakta ve negatif Ce anomalisi ortaya çıkmaktadır. Deniz suyu için NYE paterni karakteristik bir 'V' paternine ve negatif Ce anomalisine sahiptir (Hogdahl vd., 1968). Church ve Bernat'a (1971) göre, derin deniz baritinde (Ce/La=0.33) Ce/La oranı karasal barite (Ce/La = 1.37) kıyasla çok düşüktür. Bu çalışmada incelenen baritteki Ce/La oranları ortalaması 0.76'dır. Tüm bu verilere göre baritlerin deniz suyu ile ilişkili çözeltilerden ve kayaçlardan çözülen elementlerin zenginleşmesi sonucu oluştuğu sonucu çıkarılabilir.

Malatya Metamorfitleri: İnceleme alanındaki Malatya Metamorfitleri'ne ait kayaçların nadir yer element analiz sonuçları Tablo 7.10'da gösterilmektedir. Rekrystalize kireçtaşlarının hafif nadir yer elementlerce ($\sum\text{HNYE}=1.15\text{-}30.23$ ppm) zenginleştiği, ağır nadir yer elementlerce ($\sum\text{ANYE}=0.14\text{-}10.07$ ppm) tüketildiği görülmektedir. İnceleme alanındaki rekrystalize kireçtaşlarının Ce/Yb oranları ortalama 21.30 ppm dir. Buna göre Ce/Yb oranlarının yüksek değerlerde olması örneklerde hafif nadir yer elementlerinin zenginleştiğini göstermektedir (Tablo 7.10). İnceleme alanındaki rekrystalize kireçtaşı örnekleri cevher yankayacı olduğundan dolayı, deniz suyu, pelajik barit, diyajenetik barit ve hidrotermal damar tipi barit değerlerinin nadir yer element içerikleri kondrite (Evensen vd., 1978) normalize edilerek nadir yer element değişimleri belirlenmiştir (Şekil 7.15). Rekrystalize kireçtaşı örneklerinin kondrite göre normalleştirilmiş NYE diyagramlarında deniz suyu değerlerine benzer paralellikte olduğu gözlenmiştir. Ce/Ce* oranları (ortamın oksijen içeriği hakkında önemli bilgiler vermektedir. $\text{Ce/Ce}^*=[(\text{Ce}_N)/(\text{La}_N*\text{Pr}_N)^{1/2}]$ ve $\text{Eu/Eu}^*=[(\text{Eu}_N)/(\text{Sm}_N*\text{Gd}_N)^{1/2}]$ formüllerinden faydalanılarak hesaplanmıştır. Bu hesaplamalara göre Ce/Ce* ve Eu/Eu* < 1 ise negatif anomali, Ce/Ce* ve Eu/Eu* >1 ise pozitif anomali şeklinde ifade edilmektedir (Henderson, 1984; Rollinson, 1993). Rekrystalize kireçtaşlarının Ce/Ce* oranı ortalaması 0.384 ppm, Eu/Eu* oranı ortalaması 0.90 ppm dir (Tablo 7.10). Deniz suyu için negatif Ce ve Eu değerleri karakteristik iken hidrotermal çözeltilerde Eu değerleri için pozitif anomali karakteristiktir (Guichard vd.,

1979, Baar vd., 1985, Elderfield 1988). Tüm bu verilerden yararlanarak yan kayaçların deniz suyu ile ilişkili çözeltilerden oluştuğu sonucu çıkarılabilir.

Tablo 7.10. Malatya Metamorfizmi'ne ait kayaçların nadir yer element içerikleri

Element	ES1	ES2	ES3	ES4	ES5	ES7	ES8	ES10	ES11	ES12
La	10.1	1.5	1.5	0.9	6.1	0.6	7.1	0.6	0.4	0.9
Ce	4.9	3.1	1.2	0.8	12.6	0.7	13.3	0.5	0.7	0.6
Pr	1.80	0.37	0.25	0.12	1.55	0.05	1.66	0.05	0.05	0.08
Nd	7.7	1.4	1.1	0.5	6.3	<0.3	7.0	<0.3	<0.3	<0.3
Sm	1.11	0.32	0.22	0.11	1.28	<0.05	1.17	<0.05	<0.05	<0.05
Eu	0.22	0.27	0.06	0.05	0.26	0.04	0.12	<0.02	<0.02	<0.02
Gd	0.99	0.46	0.38	0.19	1.16	0.09	1.10	0.09	0.08	0.07
Tb	0.09	0.07	0.05	0.02	0.16	<0.01	0.15	<0.01	<0.01	0.01
Dy	0.48	0.41	0.32	0.16	0.94	0.05	0.75	0.05	0.06	0.06
Ho	0.10	0.10	0.08	0.04	0.16	<0.02	0.15	<0.02	<0.02	<0.02
Er	0.25	0.22	0.21	0.13	0.47	<0.03	0.41	0.04	<0.03	0.04
Tm	0.03	0.03	0.03	0.02	0.06	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	<0.01
Yb	0.23	0.12	0.13	0.09	0.39	<0.05	0.322	0.05	<0.05	<0.05
Lu	0.04	0.02	0.02	0.01	0.05	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	<0.01
ΣNYE	28.04	8.39	5.55	3.14	31.48	1.53	33.33	1.38	1.29	1.76
ΣHNYE	25.61	6.96	4.27	2.43	27.83	1.35	30.23	1.15	1.15	1.58
ΣANYE	2.43	1.43	1.28	0.71	3.65	0.18	3.10	0.23	0.14	0.18
ΣHNYE/ΣANYE	10.53	0.66	3.33	3.42	7.62	7.5	9.75	5	8.21	8.77
Ce/Yb	21.30	25.83	9.23	8.88	32.30	-	41.56	10	-	-
Ce/Ce*	0.27	1.00	0.47	0.58	0.98	0.96	0.93	0.69	1.19	-
Eu/Eu*	0.63	2.12	0.62	1.05	0.64	-	0.31	-	-	-



Şekil 7.15. Malatya Metamorfitleleri'ne ait kayaçların kondritte normalize diyagramı

Ce/Ce* ve Eu/Eu* oranları ortamın oksijen içeriği hakkında önemli bilgiler sunmaktadır (Rollinson, 1993). Eu/Eu* değerleri >1 ise ortamda yeteri miktarda oksijen olduğundan Eu⁺² oksitlenerek Eu⁺³ dönüşür ve minerallerin yapısına girer. Ce/Ce* değerleri <1 ise Ce'un oksijenle birleşerek CeO₂ şeklinde çökmesine neden olur böylece baritlerin yapısına girmesinde engellenmiş olur. Kondritik değerlerle normalize edilmiş diyagramlarda negatif Ce ve pozitif Eu anomalisinin ortaya çıkmasına sebep olur (Henderson, 1984; Costantopoulos, 1988). Ce/Ce* ve Eu/Eu* oranları ile kondritlere göre normalleştirilmiş diyagramlarda, baritlerin pozitif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağında düşük oksijen fugasitesinin varlığını, negatif Eu anomalisi ise bu koşulların cevherleşme ortamında da devam ettiğini gösterir. Baritler eropyum ile iyonik yarıçap benzerlikleri nedeniyle tipik olarak pozitif Eu⁺² anomalisi gösterirler (Möller ve Morteani, 1993; Brookins, 1989).

Volkanik Kayaçlar: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların nadir yer element analiz sonuçları Tablo 7.11'de gösterilmektedir.

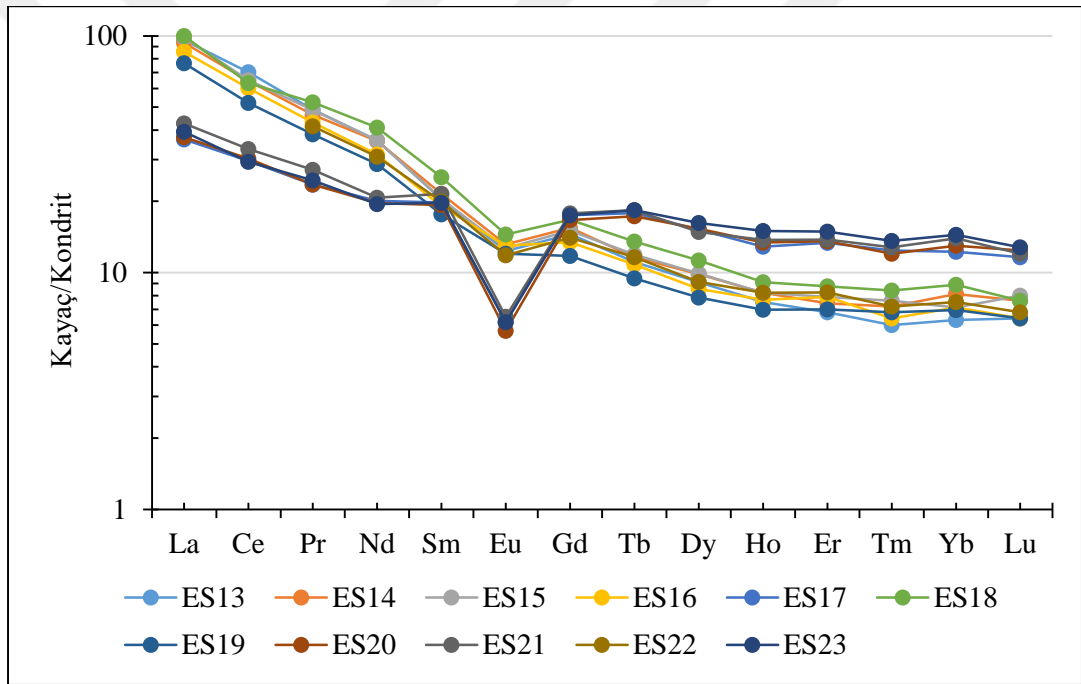
Tablo 7.11. Volkanik kayaların nadir yer element analiz sonuçları

Element	ES13	ES14	ES15	ES16	ES17	ES18	ES19	ES20	ES21	ES22	ES23
La	23.4	22.8	24	20.9	8.9	24.4	18.7	9.1	10.4	19.4	9.6
Ce	44.7	41.1	41.4	38.3	18.9	40.3	33.2	19.3	21.2	34.7	18.7
Pr	4.68	4.46	4.67	4.13	2.26	5.03	3.68	2.26	2.61	3.98	2.35
Nd	17.1	17	17.1	14.9	9.5	19.4	13.6	9.3	9.8	14.6	9.2
Sm	3.06	3.23	3.07	2.86	2.97	3.79	2.64	2.89	3.23	2.99	2.96
Eu	0.74	0.79	0.76	0.78	0.37	0.87	0.72	0.34	0.39	0.71	0.37
Gd	2.96	3.15	3.07	2.74	3.56	3.41	2.4	3.4	3.63	2.86	3.56
Tb	0.41	0.43	0.44	0.4	0.66	0.5	0.35	0.64	0.68	0.43	0.68
Dy	2.31	2.5	2.52	2.17	3.86	2.86	1.99	3.89	3.77	2.32	4.12
Ho	0.42	0.46	0.46	0.43	0.72	0.51	0.39	0.75	0.77	0.46	0.84
Er	1.13	1.23	1.31	1.31	2.22	1.45	1.16	2.25	2.29	1.37	2.47
Tm	0.15	0.18	0.19	0.16	0.31	0.21	0.17	0.3	0.32	0.18	0.34
Yb	1.01	1.3	1.14	1.14	1.96	1.42	1.11	2.08	2.23	1.2	2.31
Lu	0.16	0.19	0.2	0.16	0.29	0.19	0.16	0.31	0.3	0.17	0.32
ΣNYE	102.23	98.82	100.33	90.38	56.48	104.34	83.23	59.7	61.62	85.37	57.5
ΣHNYE	92.94	88.59	90.24	81.09	42.53	92.92	74.78	42.85	47.24	75.67	42.81
ΣANYE	9.29	10.23	10.09	9.29	13.95	11.42	8.45	16.85	14.38	9.7	14.69
ΣHNYE/ ΣANYE	10.00	8.65	8.94	8.72	3.04	8.13	8.84	2.54	3.28	7.80	2.91
Ce/Ce*	1.02	0.97	0.93	0.99	1.01	0.87	0.96	1.02	0.97	0.93	0.94
Eu/Eu*	0.71	0.72	0.72	0.81	0.33	0.70	0.83	0.31	0.33	0.70	0.33

Diyagramlar incelendiğinde, Hafif Nadir Yer Elementlerce (HNYE; La, Ce, Pr, Nd) zenginleşme, Ağır Nadir Yer Elementlerce (ANYE; Er, Tm, Yb, Lu) değerleri yatay ve yataya yakın dağılımlara sahip oldukları görülmektedir (Şekil 7.16). Buna göre, magmatik farklılaşma süreçleri veya kısmi ergime sırasında HNYE'lerin sıvı fazı tercih ettikleri

söylenbilir. HNYE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile veya kabuksal bileşenlerin etkisiyle de gerçekleşebilir.

$Ce/Ce^*=[(Ce_N)/(La_N*Pr_N)^{1/2}]$ ve $Eu/Eu^*=[(Eu_N)/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}]$ formüllerinden faydalanılarak hesaplanmıştır (Tablo 7.11). Bu hesaplamalara göre Ce/Ce^* ve $Eu/Eu^* < 1$ ise negatif anomali, Ce/Ce^* ve $Eu/Eu^* > 1$ ise pozitif anomali şeklinde ifade edilmektedir (Henderson, 1984). İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'na ait kayaçların Ce/Ce^* oranları ortalaması 0.96 ppm, Eu/Eu^* oranları ortalaması ise 0.59 ppm olup bu durumda genel olarak 1'den az olması durumunda negatif anomaliden söz edilebilir. Negatif Eu anomalisi feldispat fraksiyonlanmasının veya kayacın kısmi ergimesi sırasında feldispat mineralinin kaynakta alıkonmasının bir sonucu olabilir (Rollinson, 1993).



Şekil 7.16. Volkanik kayaçların kondrite normalize diyagramı

8. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Sıvı kapanımlar, mineral oluşturuvcu çözeltileri temsil ettiklerinden dolayı, sıcak ve soğuk sulu çözeltilerden itibaren oluşmuş minerallerin ve/veya cevherleşmelerin oluşum koşullarını ve kökenlerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır.

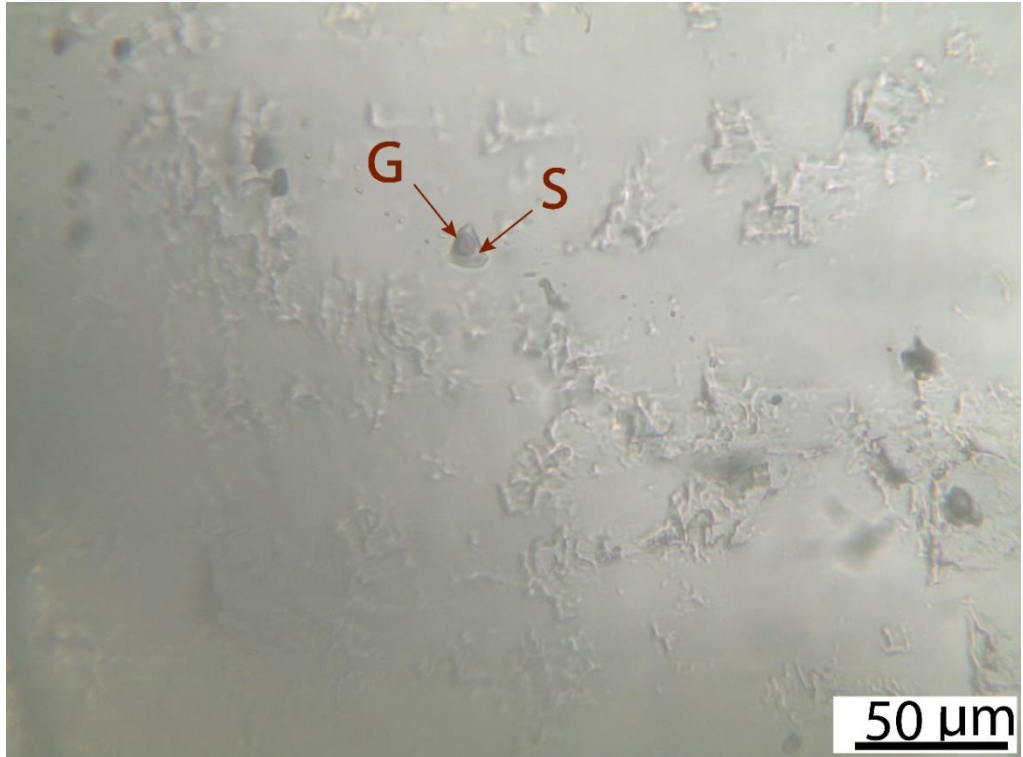
Malatya-Doğuşehir-Eskiköy bölgesindeki Pb-Zn içeren barit cevherleşmelerinden barit damarlarını temsil edecek şekilde 5 adet örnek seçilmiş ve yaklaşık 100 mikron kalınlığında iki yüzü parlatılmış ince kesitleri hazırlanmıştır. Hazırlanan bu kesitlerdeki barit kristallerinde çok sayıda ve değişik boyutlarda sıvı kapanımları, kuvars kristallerinde ise çok az sayıda ve ölçüm yapılamayacak kadar küçük boyutlu sıvı kapanımlar gözlenmiştir. Barit kristalleri içindeki sıvı kapanımlar birincil ve ikincil kapanımlar şeklinde ayrılmış olup, birincil kapanımların büyük çoğunluğunu tek fazlı (sıvı) kapanımlar oluşturmakta olup, iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar daha azdır (Şekil 8.1, Şekil 8.2, Şekil 8.3). İkincil kapanımlar içindeki sıvı kapanımlar küçük boyutlu olup iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar şeklinde gözlenmektedirler (Şekil 8.4). Kapanımlar 3-40 mikron arasında değişen boyutlarda olup, genellikle yuvarlak, elipsoidal ve çoğunlukla düzensiz şekillidir.



Şekil 8.1. Barit kristallerinde gözlenen iki fazlı (sıvı + gaz) birincil kapanımlar (S:sıvı, G:gaz)



Şekil 8.2. Barit kristallerinde gözlenen tek fazlı (sıvıca zengin) kapanımlar (S:sıvı)



Şekil 8.3. Barit kristallerinde gözlenen iki fazlı (sıvı + gaz) birincil kapanımlar (S:sıvı, G:gaz)



Şekil 8.4. Barit kristallerinde gözlenen ikincil kapanım dizilimleri (S:sıvı, G:gaz)

Doğuşehir-Eskiköy cevherleşmesine ait barit kristallerindeki kapanımlardan elde edilen mikrotermometrik ölçüm değerleri Tablo 8.1'de verilmiştir.

Tablo 8.1. Doğanşehir-Eskiköy cevherleşmesine ait barit kristallerindeki kapanımlardan elde edilen mikrotermometrik ölçüm değerleri

Kapanım türü					
Birincil			İkincil		
T_{FM}	T_{ICE}	$T_H (0C)$	T_{FM}	T_{ICE}	$T_H (0C)$
-55	-0.1	88	-55	-2.4	200
-55	-0.2	85	-55	-4.6	206
-55	-0.4	110	-55	-2.4	167
-55		115	-55	-2.9	154
-55	-1.5	118	-55	-2.7	140
-55	-0.4	110	-55	-3.5	135
-55	-1	120	-55	-2.4	138
-55	-1	122	-55	-3.5	135
-55	-1.3	120	-55	-2.4	132
-55	-0.1	120	-55	-2.5	134
-55	-0.7	120	-55	-2.3	140
-55	-0.4	100	-55	-3.9	137

8.1. İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{FM})

İlk ergime sıcaklığı tamamen donan sıvı kapanımda, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk fark edildiği sıcaklıktır. Her iki kapanım türünde de ortalama $-55.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ T_{FM} değerleri ölçülmüştür. Ölçülen bu sıcaklık değeri, çeşitli su-tuz sistemlerinin öteklik sıcaklıkları ile karşılaştırıldıklarında, çözelti içinde NaCl, CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların bulunduğu işaret etmektedir (H₂O - NaCl -CaCl₂ sistemi için ötektik sıcaklık; - 55.0 veya - 52.0 °C, H₂O - MgCl₂ - CaCl₂ sistemi için ötektik sıcaklık; - 52.2 °C, H₂O - CaCl₂ sistemi için ötektik sıcaklık; - 49.5 °C; Shepherd vd., 1985). Yapılan bu ölçümlerde bu sıcaklık değerleri bize hidrotermal çözeltinin içinde NaCl'ün yanında CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzlarında

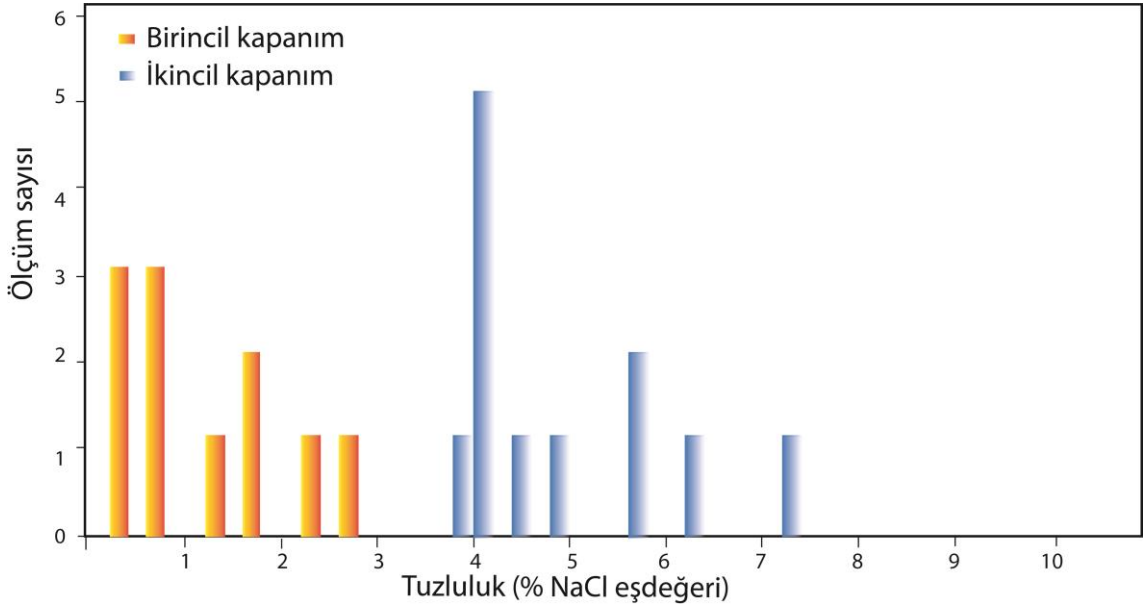
bulunduğunu ifade etmektedir. Mineral oluşturuvcu hidrotermal çözeltiler içinde CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların varlığı, çözeltilerin deniz suyu kökenli olduğuna veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret sayılmaktadır.

8.2. Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{mICE})

Son buz erime sıcaklığı su ile zengin kapanımlarda buzun tamamen erimesini ifade eder. Fakat sistemde ergimenin hangisi için gerçekleştiğini belirtmek gerekir. Sistemde CO₂, NaCl gibi bileşenler varsa ergime sıcaklıkları farklıdır. Son buz erime sıcaklığı değerleri çözeltilerin tuzluluk değerleri hakkında bilgi vermektedir. T_{mICE} değerleri, barit kristalleri içindeki birincil kapanımlarda -1.5°C ile -0.1°C arasında iken, ikincil kapanımlarda -4.6°C ile -2.3°C arasında değişmektedir. Elde edilen son buz erime sıcaklığı değerlerinden Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş:

$$Tuzluluk \% NaCl : (-1.78 \times T_m) - (0.0442 \times (T_m)_2) - (0.000557 \times (T_m)_3)$$

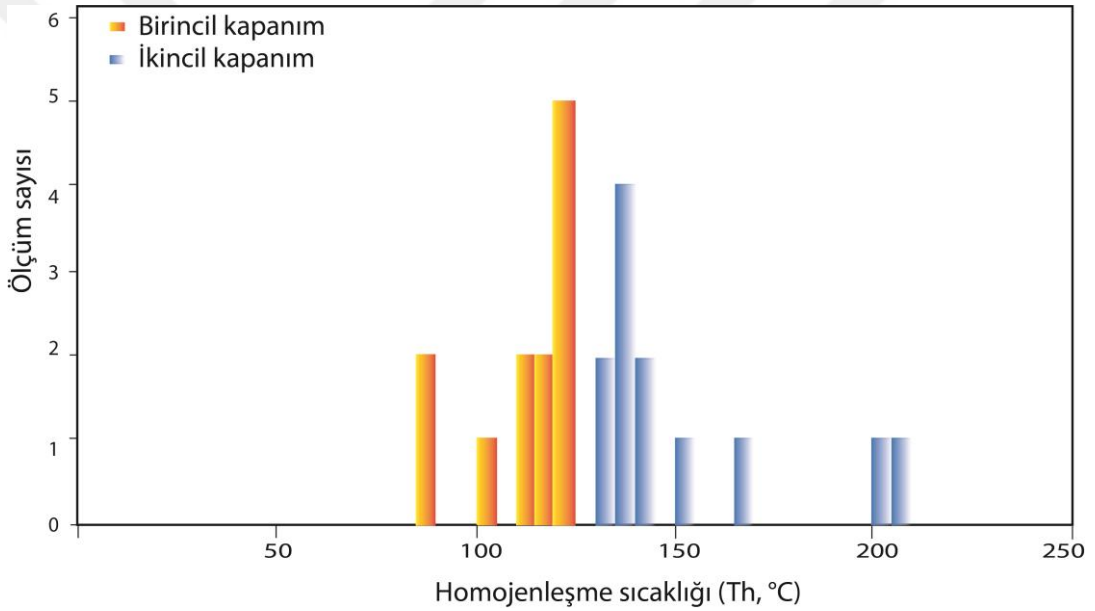
eşitliği yardımıyla belirtilen sınır değerleri için tuzluluk (% NaCl eşdeğeri) değerleri hesaplanmış olup barit kristalleri içerisindeki birincil kapanımlarda tuzluluğun %2.6 ile %0.2 aralığında (n=11, Ortalama=%1.5), ikincil kapanımlarda ise; %7.3 ile %3.9 aralığında (n=12, Ortalama= % 5) değiştiği belirlenmiştir (Şekil 8.5 ve Tablo 8.1).



Şekil 8.5. Baritlerdeki birincil ve ikincil kapanımlardaki son buz erime sıcaklık (T_{mICE}) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği

8.3. Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (T_H)

Isıtma evresinde sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazında homojenleşene kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık homojenleşme sıcaklığıdır (T_H). Elde edilen sıcaklık, atmosferik basınç koşullarındaki en düşük sıcaklıktır. Homojenleşme sıcaklık ölçümleri hidrotermal çözeltilerin oluşum sıcaklığı hakkında bilgi vermektedir. Baritler içerisindeki birincil kapanımlarda; 85°C ile 122°C arasında (n =11, Ortalama=110°C) değişen T_H değerleri ölçülürken, ikincil kapanımlarda; 132°C ile 206°C arasında (n=11 Ortalama=152°C) değişen T_H değerleri ölçülmüş olup, ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerlerinin frekans dağılımı Şekil 8.6'da görülmektedir.

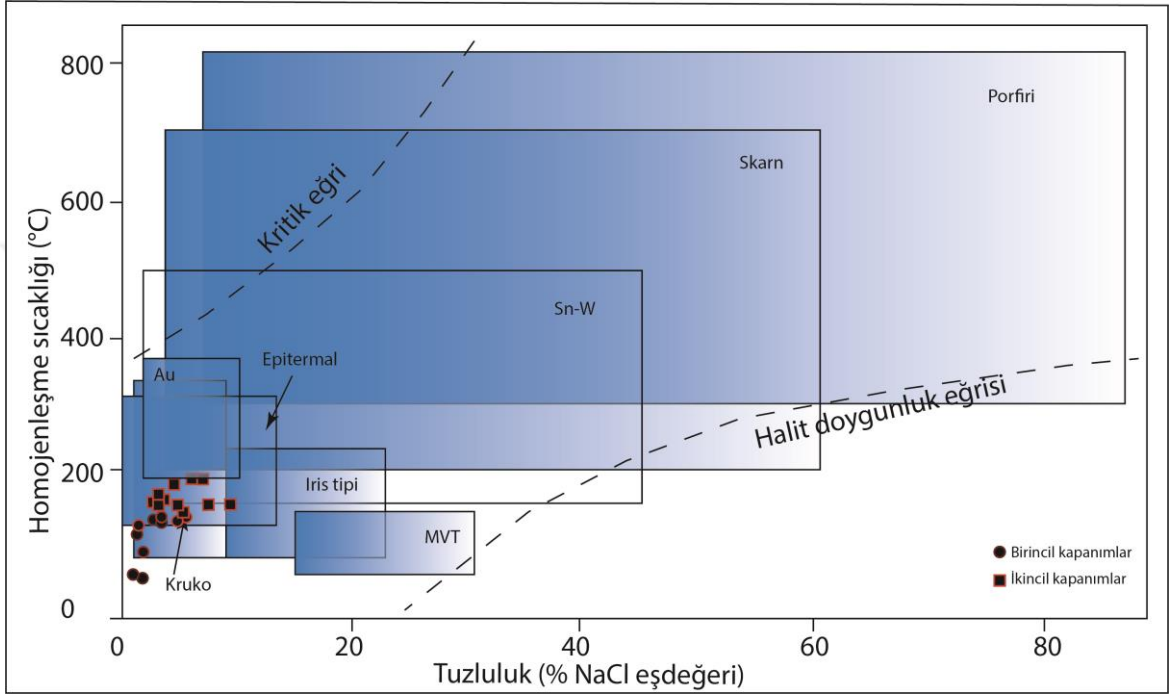


Şekil 8.6. Baritlerdeki birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklık (T_H) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği

8.4. Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkisi

Birincil ve ikincil kapanımlarda tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı ilişkisi incelendiğinde; baritin oluşumu sırasında çözeltilerin tuzluluklarının %2.6 NaCl ve sıcaklıklarının kısmen düşük (122°C) olduğu baritler içindeki ikincil kapanımların cevher oluşturucu çözeltileri temsil ettiği göz önünde bulundurularak sülfürlü minerallerin oluşumu sırasındaki çözeltilerin sıcaklıklarının 206°C olduğu ve tuzlulukların %7 NaCl arttığı görülmektedir (Şekil 8.7). Epitermal yataklar tipik olarak düşük tuzluluk (%4.9-%11.7) ve

düşük homojenleşme sıcaklıklarına (200 °C) sahiptir (Roedder, 1977; Wilkinson, 2001). İnceleme alanındaki baritlerin homojenleşme sıcaklıklarının düşük değerlerde olması baritlerin geç dönemde oluştuğunu göstermektedir. Sıvı kapanımlardaki homojenleşme tuzluluk ilişkisine göre cevherleşmenin hidrotermal oluşumlu ve epitermal evrelerde oluşmuş olduğu belirlenmiştir (Şekil 8.7).



Şekil 8.7. Barit kristallerindeki birincil ve ikincil kapanımlarında ölçülmüş tuzluluk homojenleşme sıcaklık değerlendirme grafiği (Wilkinson, 2001'den değiştirilmiştir).

Hidrotermal kökenli minerallerde sıvı kapanımlar; genellikle (CO₂+H₂O) karışımını yansıtan iki fazlı (sıvı+gaz) bir bileşim içerirler (Roedder, 1979). İnceleme alanındaki kapanımlarda katı fazın bulunmayışı, mineral oluşturan çözeltilerin düşük sıcaklıklarda bulunduğunu, minerallerin duraylı ve dengeli fizikokimyasal şartlardaki ortamda oluştuğunu göstermektedir (Özüş ve Yaman, 1989). Ayrıca katı kapanımların olmaması; tuzluluğun düşük olduğuna da işaret etmektedir (Leach, 1980). Tuzluluk ve homojenleşme sıcaklık ilişkisine bakıldığında, baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin tuzluluğunun ve sıcaklığın düşük olduğu sonucu çıkarılabilir. Barit kristallerini oluşturan hidrotermal çözeltilerin tuzluluğunun düşük olduğu, tuz bakımından seyreltik hale geldiği ve meteorik sularla karıştığı belirtilebilir. Sıvı kapanımlardaki homojenleşme sıcaklıklarına göre yatağın kökeni için hidrotermal oluşumlu ve epitermal evrelerde oluşmuş olabileceği söylenebilir. İnceleme

alanındaki baritlerin düşük homojenleşme sıcaklıkları (122°C) ile MVT (75°C-175°C) yatakları ile benzerlik göstermektedir fakat çalışma alanında ki tuzluluk değerleri (%2.6-%7) MVT (%20 ±5 NaCl) yataklarına göre oldukça düşük değerlerdedir (Collins, 1975). Düşük tuzluluğa sahip olan SEDEX yataklarına benzerlik gösterse de çalışma alanında ki düşük homojenleşme sıcaklığından dolayı bu yataklardan ayrılmaktadır.

Toroslarda ki benzer bazı yataklara ait homojenleşme sıcaklıkları aşağıda verilmiştir: Şarkikaraağaç (Isparta) ile Hüyük (Konya) arasındaki baritlerde yapılan sıvı kapanım incelemelerine göre homojenleşme sıcaklığının 180°C-360°C ve iki fazlı (sıvı+gaz) kapanım olarak gözlenmiştir ve bu verilere göre barit yatağının hidrotermal çözeltilerden oluştuğu tespit edilmiştir (Cengiz ve Kuşçu, 2002). Ayrıklı Yatağı (Kayseri) için 50°C-229°C, Celaldağı Yatağı için ise, 86°C-162°C arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları tespit edilmiştir. Ayrıklı Yatağı için %13.5 ile %26 arasında, Celaldağı Yatağı için ise %23 ile %28 arasında değişen ve yüksek NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri tespit edilmiştir. Celaldağı Zn-Pb yatağı (Denizovası) için Missisipi Vadisi Tipi bir cevherleşmeye, Ayrıklı Zn-Pb yatağı için ise Gays Rever Yatakları ile Missisipi Vadisi Tipi arasında bir cevher oluşumuna işaret etmektedir (Hanilçi ve Öztürk, 2005). Alanya (Antalya) yöresindeki baritlerde ölçülen sıvı kapanım verilerine göre 95°C-134°C arasında homojenleşme sıcaklıklarına sahip olduğu ve baritleri oluşturan çözeltilerin en düşük tuzluluğu NaCl eşdeğeri %7.17, en yüksek de %12.62 arasında belirlenmiştir (Cengiz vd., 2008). Feke (Adana) yöresindeki baritlerde ölçülen sıvı kapanım verileri mineralleşen eriyiğin düşük tuzluluğa (%0.9-%1.6) ve 78°C-190°C arasında homojenleşme sıcaklıklarına sahip olması hidrotermal evrenin epitermal evrelerine karşılık geldiğini göstermektedir (Taş, 2009). Hasköy-Kızılağaç (Muş) baritleri orta tuzluluktaki (%6 NaCl) çözeltilen oluşmuşlardır. Baritlerin homojenleşme sıcaklıkları 71.3°C-164.3°C arasında değişmektedir. Çok sayıda olmamasına karşın bazı örneklerde 285°C ve 430°C gibi yüksek T_H değerleri ölçülmüştür ve bu verilere göre Irish yatakları kesin olmamakla birlikte MVT ile SEDEX arasındaki bir geçiş olduğu düşünülmektedir (Baran, 2010). İnceleme alanındaki baritlerin, Feke (Adana) yöresindeki baritlerde ölçülen sıvı kapanım verileri ile benzerlik göstermektedir.

9. İZOTOP ÇALIŞMALARI

İnceleme alanındaki cevher oluşumu sistematığının çözümlenmesinde yardımcı olması amacı ile derlenen örnekler üzerinde kurşun ve kükürt izotop çalışması gerçekleştirilmiştir. Barit örneklerinin kurşun ve kükürt izotop analizleri Bureau Veritas Laboratuvarları'nda (Kanada) yapılmıştır. Pb izotopu için 16 adet, kükürt izotopu için 6 adet örnek gönderilmiştir.

9.1. Kurşun İzotop Çalışmaları

Kurşun izotop çalışmaları, kurşun mineralleri içeren cevherleşmelerde zenginleşen kurşunun kökeninin araştırılmasında kullanılan en yararlı yöntemdir. Cevherleşmeler içindeki diğer metallerin kökeni için de kurşun ile birlikte aynı kaynaktan geldikleri düşünülerek yaklaşımlarda bulunmaktadır. Jeokimyasal incelemeler sırasında, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları analiz edilmekte ve sonuçlar $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ikili diyagramları hazırlanarak köken açısından değerlendirilmektedir. Köken incelemelerinde ise U ve Th içeriği çok düşük (zamanla radyojenik Pb üretimi sonucu izotopsal bileşimi değişmeyen) galen gibi mineraller, yaş tayini incelemelerinde U ve Th içeriği yüksek olan zirkon gibi mineraller kullanılmaktadır (Tosdal vd., 1999).

Çalışma alanı olan Doğanşehir-Eskiköy'den alınan barit örneklerinin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop sonuçları Tablo 9.1'de listelenmiştir. Analiz sonuçlarına göre: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.04-19.20, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 14.33-17.00 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 34.19-41.66'dır. Toroslar ve dünyadaki benzer barit, barit Pb-Zn, Pb-Zn yataklarının kurşun izotop bileşimlerine göre kurşunun kaynağı verilmiştir (Tablo 9.2).

Tablo 9.1. İnceleme alanındaki barit örneklerinin kurşun izotop bileşimleri

Örnek	Mineral	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
ES24	Barit	17.76	15.54	36.06
ES25	Barit	19.20	17.00	39.80
ES26	Barit	18.00	15.70	37.66
ES27	Barit	16.66	14.66	36.16
ES28	Barit	18.66	17.00	41.66
ES29	Barit	17.55	15.36	35.90
ES32	Barit	18.06	15.47	38.15
ES33	Barit	17.04	14.33	36.12
ES34	Barit	16.68	14.85	34.19
ES35	Barit	18.18	15.53	36.06
ES36	Barit	18.29	15.62	38.00
ES38	Barit	18.25	15.67	38.81
ES39	Barit	18.07	15.46	37.87
ES40	Barit	17.96	15.26	37.76
ES41	Barit	17.78	15.38	37.74
ES42	Barit	17.88	15.53	38.30

Tablo 9.2. İnceleme alanı ve benzer yatakların kurşun izotop bileşimi.

Kaynak	Bölge	Mineral	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
İnceleme alanı	Malatya	Barit	17.04-19.20	14.33-17.00	34.19-41.66
Bozkaya (2001)	Çanakkale	Barit	18.88-18.98	16.04-16.05	39.46-39.76
Gökçe ve Bozkaya (2007)	Antalya	Galen	18.23-18.38	15.65-15.69	38.39-38.56
Cengiz vd., (2008)	Isparta	Galen	18.30-18.70	15.67-15.71	38.45-38.92
Demirören (2010)	Niğde	Galen	18.48-19.06	15.66-15.85	38.60-39.43
Miner-jad vd., (2011)	İran	Galen	18.38-18.47	15.62-15.65	38.47-38.65
Bejaoui vd., (2013)	Tunus	Galen	18.70-18.70	15.72-15.72	38.01-38.02
Rddad ve Bouhlel (2015)	Fas	Galen	18.12-18.18	15.63-15.63	38.32-38.44
Bao vd., (2017)	GB Çin	Galen	18.48-18.52	15.73-15.80	38.91-39.07
Navarro-Civrana vd., (2017)	GD İspanya	Galen	18.73-18.76	15.62-15.66	38.49-38.59
Konakçı (2017)	Kahramanmaraş	Galen	17.20-19.96	14.07-16.20	35.41- 41.87

Orta Toroslar'da bulunan Çadirkaya yatağı (Zamantı-Kayseri) karbonat yan kayaçlı Pb-Zn cevher oluşumlarına ait galen cevherinin kurşun izotop bileşimi üst kabuksal kaynağa işaret etmektedir. Ancak bazı yataklar oluşumlarında magmatik katkıya sahiptirler (Demirören, 2010). Şarkikaraağaç (Isparta) ve Alanya (Antalya) sahalarında bulunan yataklardaki kurşun kaynağı, kurşun izotop bileşimi için (galen, pirit) orojenik ve üst kabuk kökenli olarak yorumlanmıştır (Cengiz vd., 2008). İran (Angouran) Zn-Pb yataklarının kurşun izotop bileşimi, torojenik diyagramda orojen ve alt kabuk gelişim eğrileri arasında ve uranojenik diyagramda ise orojen ve üst kabuk büyüme eğrileri arasında olduğu belirlenmiştir (Mirnejad vd., 2011). Karbonat barındıran Pb-Zn-Ba yataklarının (Oriental High Atlas, Fas) kurşun izotop bileşimi, kurşun ve diğer metallerin kaynağı olarak üst kabuk ve orojen olduğu belirlenmiştir (Rddad ve Bouhlel, 2015). Orta Tunus'taki Jebel Hamra'daki karbonat barındıran Pb-Zn-Ba yataklarındaki Pb izotop bileşimi, üst kabuk değerleri ile benzerlik göstermektedir (Bejaoui vd., 2013). Karbonat barındıran Zn-(Fe-Pb) yataklarının (Prebetic Zon, GD İspanya) kurşun izotop bileşimi, üst kabuk eğrisinin altındaki ve kaynak

olarak orojenik büyüme eğrisinin üzerindeki alanda olduğu belirlenmiştir (Navarro-Ciurana vd., 2017). GB Çin'deki Zn-Pb yataklarının kurşun izotop bileşimi alt kabuksal kaynak kayalar ve/veya muhtemelen daha alt kabuk alanları göstermektedir (Bao vd., 2017). Doğu Toroslar'da bulunan (Kahramanmaraş) yatağa ait galen cevherinin kurşun izotop bileşimi üst kabuksal kaynağa işaret etmektedir (Konakçı, 2017).

Bu çalışmada belirlenen kurşun izotop bileşimleri geniş aralıklarda değişiyor olması kontaminasyon kaynaklı olduğunu düşündürmektedir ve yorum yapmaya elverişsizdir. İnceleme alanındaki cevherleşmelere benzer cevherleşmelerin kurşun izotop çalışmaları Toroslardaki birçok yatağın üst kabuk kökenli olduğunu işaret etmektedir bu nedenle bu çalışmadaki baritlerin üst kabuk kökenli olduğu söylenebilir.

9.2. Kükürt İzotop Çalışmaları

Kükürtün dört izotopu vardır: bunlardan ^{32}S tüm kükürtün %95.02'sini, ^{33}S %0.75'ini, ^{34}S %4.21 ve ^{36}S %0.02'sini oluşturur. Bu izotoplar arasında en bol bulunan iki kükürt izotopu ^{32}S ve ^{34}S kükürt izotop çalışmalarında kullanılmaktadır. Kükürt izotopları jeokimyası incelemelerinde analiz sonuçları $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değerleri biçiminde ifade edilmekte ve

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\left(\frac{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}} \right)_{\text{örnek}} - \left(\frac{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}} \right)_{\text{standart}} \right] \times 1000$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Bu ifade örnek içindeki $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ oranının bir standart maddeninkine göre ‰ cinsinden farklılığını göstermekte olup, Canyon Diablo Meteoriti içindeki Troilit (FeS) fazının (CDT) yaygın bir şekilde standart olarak kullanıldığı görülmektedir.

İnceleme alanındaki baritlerin kükürt izotop bileşimleri $\delta^{34}\text{S}$ ‰17.5 ile ‰30.7 arasındadır (Tablo 9.3).

Tablo 9.3. İnceleme alanındaki baritlerin kükürt izotop bileşimleri

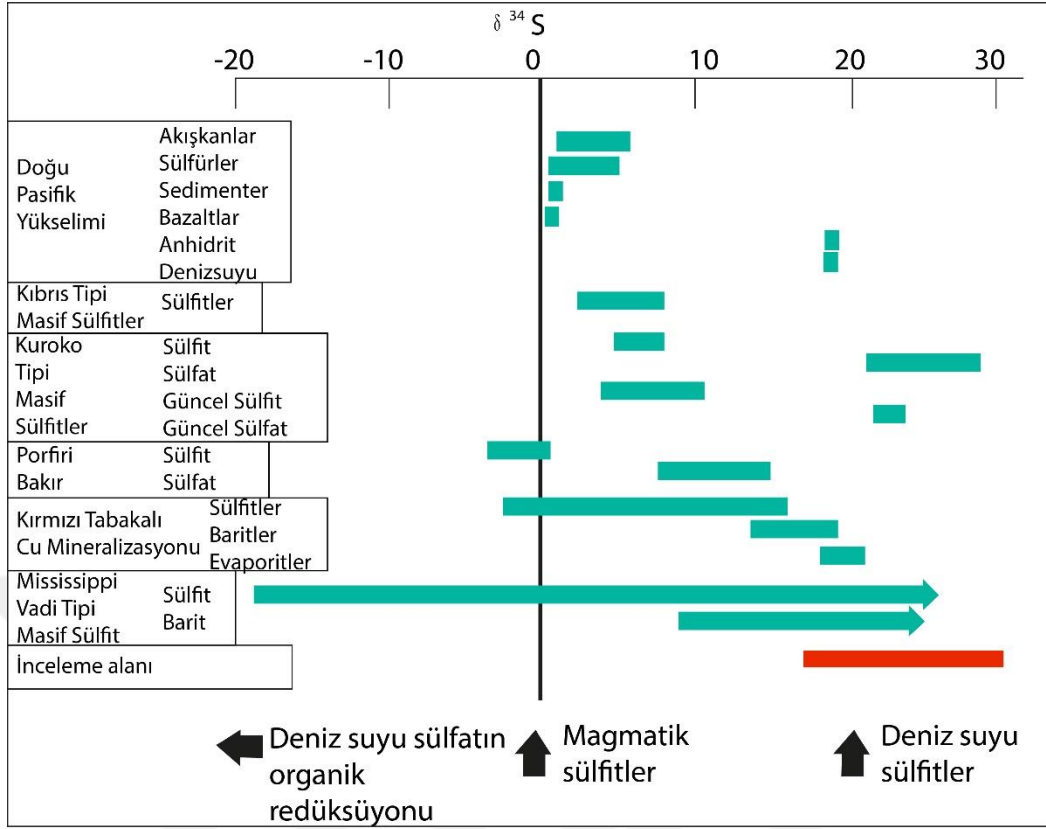
Örnek	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ (VCDT)
ES24	Barit	30.7
ES26	Barit	28.0
ES32	Barit	22.5
ES33	Barit	19.9
ES34	Barit	23.4
ES35	Barit	17.5

İnceleme alanından alınan örneklerden yapılan $\delta^{34}\text{S}$ analiz sonuçları, baritlerin içerdikleri kükürdün kaynağının belirlenmesi amacıyla irdelenmiş, mineralojik, dokusal ve yan kayaç bakımından benzerlikler gösteren, eş yaşlı ve/veya tektonik olarak benzer oluşum ortamına sahip, diğer barit yatakları ve ortam değerleriyle deneştirilmiştir.

Deniz suyu, yüksek derişimlerdeki SO_4^{2-} içeriği ile önemli bir kükürt kaynağıdır. Birçok deniz tabanında ölçülmüş barit yataklarında sülfürün izotopik değeri oluştuğu zaman dilimindeki deniz suyu sülfatına benzerdir. Deniz suyu sülfatının Paleozoyik öncesindeki $\delta^{34}\text{S}$ değeri ‰ (+10) ile ‰ (+30) aralığındadır. Alt Paleozoyik $\delta^{34}\text{S}$ değeri değerleri ‰10-‰35 arasındadır. Kambriyen-Ordovisiyen deniz suyu sülfatının maksimum $\delta^{34}\text{S}$ değeri ‰25-‰35 arasındadır (Hanor, 2000; Faure, 1986). Meteoritlerdeki kükürt, ultrabazik, bazik ve granitik intrüzyonlar ve birincil kökenli magmatik kayaçlar sifıra yakın dar bir aralıkta $\delta^{34}\text{S}$ değerine sahiptir (Mitchell ve Krouse, 1975). Volkanik gazlar ve kayaçlar, yaklaşık $\delta^{34}\text{S}=0$ civarında daha geniş $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahiptir. Okyanus atmosferinin (Atlantik ve Pasifik) $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰12-‰18 arasında değişmektedir (Chukhrov vd., 1980). MVT yataklarda $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰ (-20) ile ‰ (+40) aralığındadır (Elridge vd., 1993).

Aladağlar' daki karbonatlar içindeki Pb-Zn yataklarının $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰7.55-‰12.19 arasındaki pozitif $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin deniz suyundan veya yerel evaporitler gibi daha ağır $\delta^{34}\text{S}$ değerine sahip bir kaynaktan gelmiş olabileceği düşünülmektedir (Hanilçi ve Öztürk, 2003). Hüyük (Konya) baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰24.9-‰30.3, Şarkikaraağaç (Isparta) baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰23.5-‰30.4 ve Alanya baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰18.0 ile ‰20.3 ve ‰27.4 ile ‰31.8 arasındadır (Cengiz vd., 2008). Attepe (Feka-Adana) baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰32.2-‰36.3 arasında olduğu ve bulunan değerlerin olağan deniz suyu içindeki SO_4^{2-} in izotopsal bileşimine göre oldukça yüksek olduğu belirlenmiştir (Taş, 2009). Muş baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰20.84-‰42.09 arasında olduğu ve bu değerlerin deniz suyu sülfatlarına nazaran geniş bir yayılıma sahip olduğu ve ağır sülfür bakımından aşırı bir zenginleşmeyi yansıttığı belirlenmiştir. (Baran, 2010. Fas baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰31.11-‰32.44 arasındadır ve Alt Kambriyen evaporitlerin tipik bileşimlerine benzer olduğu belirlenmiştir (Jébrak vd., 2011), Güney Çin baritlerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰13.5-‰30.0 arasındadır ve deniz suyuna benzer olduğu belirlenmiştir (Zhou vd., 2018).

Bu çalışmada baritlerde ölçülen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin (‰17.5 ile ‰30.7) barit mineralizasyonunu oluşturan kaynağın deniz suyu kökenli olduğunu göstermektedir (Şekil 9.1).



Şekil 9.1. İnceleme alanındaki ve çeşitli yataklardaki sülfür içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (Eldridge vd., 1993; Rollinson, 1993; Boni vd., 1996; Hitzman ve Beaty, 1996; Kesler, 1996).

10. SONUÇLAR

1. İnceleme konusu olan Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) bölgesindeki Pb-Zn içeren barit cevherleşmeleri metamorfik ve volkanik kayaların dokanaklarında ve dokanıklara uzanan boşluk ve fay/kırık zonlarına yerleşmiş şekilde bulunmaktadır.
2. Cevher mineralleri olarak barit, galen, sfalerit, serüzit-anglezit, fahlers ve altın (?), gang mineralleri olarak ikincil kalsit ve kuvars gözlenmiştir.
3. Rekristalize kireçtaşlarının iz element içerikleri genel olarak düşüktür. Bu kayalar karbonat ortalamasına göre normalize edildiğinde Ba, Nb, Ta, Pb, Zn bakımından zenginleştiği, Hf, Rb, Yelementleri bakımından tüketildiği görülmektedir.
4. İnceleme alanındaki volkanik kayaların ilksel mantoya normalize edilmiş iz element diyagramına göre büyük iyon yarıçaplı elementler (LILE), yüksek alan enerjili elementlere göre (HFSE) zenginleşme göstermektedir.
5. Baritlerin iz elementler açısından oldukça düşük değerlerde olduğu, fakat Ba, Sr, Pb, Zn, Ag gibi iz elementlerce yüksek değerlerde olduğu gözlenmiştir.
6. Rekristalize kireçtaşlarının NYE verilerden yararlanarak yan kayaların deniz suyu ile ilişkili çözeltilerden oluştukları belirlenmiştir.
7. Volkanik Kayalar'ın HNYE'lerce zenginleşme, ANYE değerleri yatay ve yataya yakın dağılımlara sahip oldukları görülmektedir. Buna göre, magmatik farklılaşma süreçleri veya kısmi ergime sırasında HNYE'lerin sıvı fazı tercih ettikleri söylenebilir.
8. Baritlerin ANYE'lerce zenginleştiği HNYE'lerce tüketildiği görülmektedir. Baritlere ait $Ce_N/Sm_N - Ce_N/Yb_N$ diyagramlarına göre, kayaların deniz suyuna yakın bir yerde kümelendikleri görülmektedir. Barit cevherleşmelerinde gözlenen negatif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağında yüksek oksijen fugasitesinin varlığını göstermektedir. Bu verilere göre baritlerin deniz suyu ile ilişkili çözeltilerden ve kayalardan çözülen elementlerin zenginleşmesi sonucu oluştukları belirlenmiştir.
9. Birincil ve ikincil kapanımlarda tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı ilişkisi incelendiğinde; baritin oluşumu sırasında çözeltilerin tuzluluklarının %2.6 NaCl ve sıcaklıklarının kısmen düşük (122°C) olduğu baritler içindeki ikincil kapanımların cevher oluşturucu çözeltileri temsil ettiği göz önünde bulundurularak sülfürlü minerallerin oluşumu sırasındaki çözeltilerin sıcaklıklarının 206°C olduğu ve tuzlulukların %7 NaCl arttığı görülmektedir. Sıvı kapanımlardaki homojenleşme sıcaklıklarına ve tuzluluk ilişkilerine göre yatağın kökeni için hidrotermal oluşumlu ve epitermal evrelerde oluşmuş olduğu söylenebilir.

10. Barit örneklerine ait Pb izotoplarının geniş aralıkta değişiyor olması barit örneklerindeki kirlenmeyi göstermektedir.
11. Baritlerde ölçülen yüksek $\delta^{34}\text{S}$ değerleri deniz suyunun izotopik bileşimine benzerliğinden dolayı deniz suyundan türetilmiş olacağını göstermektedir.
12. Baritli cevher oluşumu için değerlendirilen oluşum modeli şu şekildedir: Volkanik kayaçların metamorfik kayaçlar içerisine yerleşmesi sırasında volkaniklerden ve içerisine sokulum yapılan kayaçlardan türeyen hidrotermal çözeltiler dokanakları ve dokanıklara ulaşan tabaka düzlemleri ve fay/kırık zonları boyunca cevherleşmelere neden olmuştur. Hidrotermal çözeltilerin içerdiği barit, silis, metaller ve diğer bileşenler volkaniklerden ve yan kayaçlardan türemiş değildir.

KAYNAKLAR

- Açıkbaş, D., Baştuğ, M.C., 1975.** V. Bölge Cacas-Hani yöresi kuzey sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rap. No. 917. Ankara.
- Aktaş, G., Robertson, A. H. F., 1984.** The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotyan active margin. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., Geol. Evolution Eastern Medit., Geological Society, London Special. 14, 361-373.
- Asutay, H. J., Turan, M., 1986.** Doğu Toroslar Keban-Baskil (Elazığ) dolaylarının jeoloji. MTA rapor arşivi.
- Baran, H. A., 2010.** Hasköy-Kızılağaç (Muş) Barit yataklarının kökeni. Doktora tezi, Pamukkale Üniversitesi, Denizli. 196.
- Başbüyük, Z., 2000.** Malatya Metamorfitlerinin (Yeşilyurt Güneydoğusu) mineralojik-petrografik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Sivas. 69.
- Bao, Z., Lia, Q. , Wanga, C. Y., 2017.** Metal source of giant Huize Zn-Pb deposit in SW China: New constraints from in situ Pb isotopic compositions of galena. Ore Geology Reviews. 91, 824-836.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Özkan, M. K., Beyazpirinç, M., Usta, D., Baran, C., 2009.** Malatya-Elbistan dolaylarının tektono stratigrafik özellikleri. MTA Raporu. No. 11150. 388.
- Bejaoui, J., Bouhlef, S., Cardellach, E., Canals, A., Perona, J., Piqué, A., 2013.** Mineralization and fluid inclusion studies of the Aptian carbonate-hosted Pb\Zn\Ba ore deposits at Jebel Hamra, Central Tunisia. Journal of Geochemical Exploration. 128, 136-146.
- Bingöl, A. F., 1988.** Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ Region (Eastern Taurus, Turkey). The Journal of Fırat Universty Science and Technology. 3/2, 1-17.
- 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.
- Bozkaya, G., 2001.** Kuru (Çanakkale) baritli kurşun-çinko yataklarının jeolojisi. Doktora Tezi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. 147.
- Bozkaya, G., Gökçe, A., 2004.** Trace and Rare Earth Element Geochemistry of the Karalar (Gazipaşa - Antalya) Barite-Galena Deposits, Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences. 13, 63-76.

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., DüNDAR, M. K., 2006.** Maden Grubu (Malatya-Pütürge) kayaçlarında diyajenez/metamorfizma ve jeotektonik konum arasındaki ilişkiler. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi. Yerbilimleri. 1-23.
- Boni, M., Balassone, G., Iannace, A., 1996.** Base metal ores in the Lower Paleozoic of Southwestern Sardinia, In: Sangster, D. F.(Ed), Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits. Society of Economic Geologist Special Publication. 4, 18-28.
- Boray, A., 1976.** Bitlis Metamorfizmaları (Masifi) üzerine: Yeryuvarı ve İnsan. 1/1, 74-76.
- Bürküt, Y., 1975.** Uygulamalı Jeokimya. İstanbul Üniversitesi. 1021, 236.
- Brookins, D. G., 1989.** Aqueous geochemistry of rare earth elements. In: B. R, Lipin and G. A. Mckay (eds), Geochemistry mineralogy of rare elements, Mineral. Soc. Of America. Review in mineralogy. 21, 201-225.
- Cengiz, R., Yılmaz, H., Türkyılmaz, B., 1991.** Malatya-Yeşilyurt-Cafana (Görgü) yakınındaki Çinkur'a ait ÖİR:671 ve ÖİR:1714 nolu ruhsat sahaları ara raporu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü. Ankara.
- Cengiz, O., Kuşçu, M., 2002.** Şarkikaraağaç (Isparta) ile Hüyük (Konya) Arasındaki Barit Yataklarının Jeokimyasal özellikleri ve kökeni. MTA Dergisi. 67-89.
- Cengiz, O., Uçurum, A., Muchez, P., 2008.** Orta Toroslar'daki Sarkikaraağaç (Isparta), Hüyük, Beyşehir (Konya) ve Gazipasa (Antalya) Barit Yataklarının Kökeninin Sıvı Kapanım ve S, O, C, Sr ve Pb izotop incelemeleri ile Belirlenmesi. Proje No: 104Y032. Ankara.
- Ceyhan, N., 2003.** Lead isotope geochemistry of Pb-Zn deposits from Eastern Taurides, Turkey. Yüksek Lisans Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi. Ankara. 90.
- Chukhrov, F. V., Ermilova, L. P., Churikov, V. S., Nosik, L. P., 1980.** The isotopic composition of plant sulphur. Organic Geochemistry. 2, 69-75.
- Church, T.M., Bernat, M., 1971.** Thorium and uranium in marine barite. Earth Planet. Sci. Lett. 14, 139.
- Costantopoulos, J., 1988.** Fluid inclusion and REE geochemistry of fluorite from south central Idaho. Economic Geology. 83, 626-636.
- Çiftçi, E., Demirören, S. S., 2011.** Orta Toroslar Pb-Zn Damar yataklarının kurşun izotop karakteristikleri. TUBITAK Projesi: ÇAYDAG-110Y016. Ankara.
- Demirören, S. S., 2010.** Bolcardağ-Aladağlar Pb-Zn cevherleşmelerinin kurşun izotop nitelikleri. Yüksek Lisans Tezi. Niğde Üniversitesi. Niğde.123.
- Deniel, C., Aydar, E., Gourgaud, A., 1998.** The Hasan Dagı stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone. J. Volcanol. Geotherm. Res. 87, 275-302.

- Elderfield, H., 1988.** The oceanic chemistry of the rare-earth elements, *Philosophical Transactions of the Royal Society*. London. 325, 105-124.
- Eldridge, C.S., Williams, N., Walshe, J.L., 1993.** Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP: II. A study of the HYC deposit at McArthur River, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*. 88, 1-26.
- Erler, A., 1982.** Madenköy-Siirt masif sülfür yatağı çevresindeki hidrotermal alterasyonlar. Doçentlik Tezi. ODTU. 131.
- Erler, A., 1984.** Tectonic setting of the massive sulfide deposits of the southeast Anatolian thrust belt. In: Tekeli, O., Goncuoglu, M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt Proceedings of International Symposium*. Ankara. Turkey. 309-316.
- Erdoğan, B., 1977.** Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani-Maden region. SE. Turkey. Ph. D. Thesis. Univ. New Brunswick.
- Erdoğan, B., 1982.** Geology and volcanic rocks of the southeast Anatolian ophiolite belt of the Ergani-Maden region. *Bulletin of the Geological Society Turkey*. 25, 49-59.
- Erdem, E., Beyarslan, M., Kılıç, D., 2005.** Maden karmaşığı'na ait volkanitlerin petrografik ve petrolojik özellikleri. *Geosound/Yerbilimleri Dergisi*. 107-123.
- Ertürk, M.A., Beyarslan, M., Chung, S., Lin, T., 2018.** Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian Orogenic Belt: Magma genesis and tectonic implications. *Geoscience Frontiers*. 9, 1829-1847.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., 1978.** Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 42, 1199-1212.
- Faure, G., 1986.** Principles of isotope geology, Wiley, New York. 589.
- Galer S. J. G., O'Nions R. K., 1985.** Residence time of thorium, uranium, and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature*. 316,178-782.
- Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1993.** Berit Metaofiyolitinin Jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, 37-52.
- Gözübol, A. M., Önal M., 1986.** Çat Barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekanik inceleme ve Malatya-Çelikhan yöresinin jeolojisi. Tübitak. Tbag- 647, 120.
- Gökçe, A., Bozkaya, G., 2007.** Lead and Sulfur Isotopic Studies of the Barite-Galena Deposits in the Karalar Area (Gazipasa-Antalya), Southern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*. 30, 1, 53-62.

- Guichard, F., Church, T., Treuil, M., Jaffrezic, H., 1979.** Rare earths in barites: Distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 983-997.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A., Korotev, R. L., 1984.** The 'North American Shale Composite': its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 48, 2469-2482.
- Hanor, J. S., 2000.** Barite-celestine geochemistry and environments of formation, in *Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 40, (Alpers, C. N., Jambor, J. L., Nordstrom, D. K., Eds.). Mineralogical Society of America and The Geochemical Society. Washington. D.C. 193–263.
- Hanilçi, N., Öztürk, H., 2005.** Ayrıklı ve Denizovası Zn-Pb Yatakları (Aladağlar-Zamanlı Bölgesi). İTÜ. *Yerbilimleri Dergisi*.
- Hempton, M.R., 1984.** Results of detailed mapping near Lake Hazar (Eastern Taurus Mountains). In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt. Proceedings of the International Symposium, 26-29 September 1983*. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). Ankara. Turkey. 223-228.
- Hempton, M.R., 1985.** Structure and deformation history of the Bitlis suture near Laken Hazar, SE Turkey. *Geological Society of America Bulletin*. 96, 223-243.
- Henderson, P., 1984.** General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. Henderson, P. (ed), *Developments in Geochemistry 2*. Elsevier. 1-32.
- Hein, J.R., Zierenberg, R.A., Maynard, J.B., Hannington, M.D., 2007.** Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland. *Deep-Sea Res. II* 54, 1327–1349.
- Hitzman, M. W., Beaty, D. W., 1996.** The Irish Zn-Pb- (Ba) orefield. In: Sangster, D.F.(Ed), *Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits*. Society of Economic Geologists Special Publication, 4, 112-143.
- Hogdahl, T., Melsom, S., Bowenv, T., 1968.** Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water. In: *Advances in Chemistry. Series No. 73*, Am. Chem. Soc., 308.
- Işık, V., 2016.** Torosların Jeolojisi; Türkiye Jeolojisi Ders Notu. Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.
- Jébrak, M., Wartiti, M., Marcoux, E., Zaharou, E., 2011.** The Bouznika Cambrian barite deposit (Morocco), an early mineralization on the Iapetus margin. *Journal of African Earth Sciences*. 60, 53–62.

- Kalender, K., Kırat, G., Bölücek, C., Sağıroğlu, A., 2009.** Görgü (Malatya-Türkiye) Pb-Zn yatağının eski imalat pasalarının jeokimyası. Türkiye Jeoloji Bülteni. Ankara. 2, 239-255.
- Karaman, T., 1993.** Malatya D ve GD'sunun jeolojisi ve petrografisi. Doktora Tezi. Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. Konya. 198.
- Karaoğlan, F., 2005.** Günedoğru-Beğre (Doğanşehir-Malatya) arasında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin petrografisi ve jeokimyası. Yüksek lisans Tezi. Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Adana. 122.
- Kesler, S. E., Cumming, G. L., Krstic, D., Appold, M. S., 1994.** Lead isotope geochemistry of Mississippi Valley-type deposits of the southern Appalachians. *Economic Geology*. 89, 307-321.
- Kipman, E., 1976.** Keban'nın jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. Doçentlik tezi, İst. Üni. Fen Fak. Mineraloji ve Petroloji Kürsüsü. İstanbul. 112.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bakırhan, B., Alan, I., Kadingız, G., Yılmaz, H., Kılınç, F., 1993.** Malatya-Doğanşehir-Çelikhan dolayının jeolojisi. MTA rapor. No: 9587. 57.
- Kesler, S. E., 1996.** Appalachian Mississippi valley-type deposits: paleoaquifers and brine provinces. In: Sangster, D.F. (Ed.), *Carbonate Hosted Lead-zinc Deposits*. Society of Economic Geologists Special Publication. 4, 29-57.
- Ketin, İ., 1966.** Tectonic units of Anatolia: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey. 66, 23-34.
- Kipman, E., 1981.** Kebanın jeolojisi ve Keban şaryajı. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi. İstanbul. 75-81.
- Kuşçu, M., Cengiz, O., 2001.** Karbonatlı kayalara bağlı Orta Toroslar Zn-Pb cevherlesmelerinin Kükürt izotopları incelemesi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni. 44, 59-73.
- Leach, D. L., 1980.** Nature of mineralizing fluids in the barite deposits of central and southeast Missouri. *Economic Geology*. 75, 1168-1180.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Meen, K., 1990.** Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and Laramide granitoids, southwestern Montana. U.S.A., *Chemical Geology*. 81, 199-207.
- McLennan, S. M., 1989.** Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary process. In: Lypyn, B.R. & McKay, G.A. (eds), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Reviews in Mineralogy. 21, 169-200.

- McCulloch, M. T., Gamble, J. A., 1991.** Chemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*. 102, 358-374.
- McDonough, W. F., 1991.** Geochemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle. In: kimberlites, Related Rock and Mantle Xenoliths. Meyer, H.O.A. and Leonardos, O. H. (Ed.). *Companhian de Pesquisa de Recursos Minerais*. Rio de Janeiro. 1, 478-485.
- Mirnejad, H., Simonetti, A., Molasalehi, F., 2011.** Pb isotopic compositions of some Zn–Pb deposits and occurrences from Urumieh–Dokhtar and Sanandaj–Sirjan zones in Iran. *Ore Geology Reviews*. 39, 181-187.
- Michard, A., Albarade, F., 1986.** The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*. 55, 51-60.
- Mitchell, R. H., Krouse, H. R., 1975.** Sulphur isotope geochemistry of carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 39, 1505-1513.
- Moller, P., Morteani, G., 1983.** On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problem of the genesis of ore deposits. In: Augustithis, S.S. (Ed.), *The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problem and Controversies*. The ophrastus Pub, Tens. 747.
- MTA, 2002.** 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Ankara-Türkiye.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G., Price, R. C., 1980.** Chemical processes affecting alkalis and alkali earth during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, 1659-1666.
- İleri, S., Salancı, B., Bitem, M., Doğan, R., 1976.** Ergani (Maden) bakır yatağı ve plaka tektoniği: Bülteni. 19, 133-142.
- Ohmoto, H., 1986.** Stable isotope geochemistry of ore deposits, in *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Reviews in Mineralogy*. 16, 491-560.
- Oktay, A.T., Özgül, N., 1982.** Blueschist and eclogites from the Alanya Masif, Turkey: Abst. *The Geological Evolution of Eastern Mediterranean* Edinburgh. 82.
- Okay, A.İ., Tüysüz, O., 1999.** Tethyan Sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Hovarth, F., and Séranne, M. (Eds), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Soc. London Spec. Publ., 156, 475-515.
- Önal, M., Tuzcu, N., Helvacı, C., 1990.** Geological setting, mineralogy and origin of the Cafana (Malatya) Zn–Pb sulfide and carbonate deposit, E Anatolia, Turkey. In: Savascın, M.Y., Eronat, A.H. (Eds.), *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, Proceedings. 52-58.

- Önal, A., 1995.** Polat-Beğre (Doğanşehir) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı. Elazığ. 159.
- Önal, M., 1995.** Malatya Graben Havzası Kuzeyi'nin stratigrafisi, kömür potansiyeli ve neotektoniği. Süleyman Demirel Üniversitesi. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi. Isparta.8, 159-175.
- Önal, A., Altunbey, M., 1999.** Dedeyazı-Çavuşlu (Doğanşehir-Malatya) yöresindeki skarn oluşumlar ve ilişkili demir cevherleşmeleri. Türkiye Jeoloji Bülteni. Ankara. 1, 15-27.
- Özkaya, İ., 1975.** Sason yöresinin yapısal jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı yer bilimleri kongresi. 21-30.
- Özgül, N., 1976.** Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. Ankara. 19/1, 65-78.
- Özçelik, M., 1982.** The petrology and geochemistry of volcanic rocks and associated sulphide deposits of the S. E. Anatolian ophiolite belt, near Malatya, Turkey. Ph. D. Thesis. Univ. Of Durham. 454.
- Özüş, S., Yaman, S., 1989.** Belenköy (Feke-Adana) Barit Yatakları ve Köken Problemleri. Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi. 4.1, 4-15.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlu, F., Höck, V., 2009.** Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, Tectonophysics. 473, 173-187
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology. 58, 63-81.
- Pearce, J. A., 1983.** Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active margins, in Continental basalts and mantle xenoliths, Eds. Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J., Nantwich, UK, Shiva Publisher. 230-249.
- Pearce, J. A., Peate, D. W., 1995.** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 23, 251-285.
- Perinçek, D., 1978.** GD Anadolu allohton birimlerinin birbirleri ile ilişkileri ve bunların jeolojik evrimdeki yeri. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri. Ankara, 117-118.
- Perinçek, D., Özkaya, İ., 1981.** Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi. Yerbilimleri. 8, 91-101.
- Perinçek, D., Kozlu, H., 1984.** Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus), in the Geology of Taurus Belt. Proceeding International Symposium. MTA. Ankara. Turkey. 181-198.

- Pişkin, Ö., 1972.** Etüde mineralogique et petrographique de la region situe east de Çelikhan (Taurus Oriental, Turquie). Dr. Th. Univ. Geneve.
- Revan, M. K., Genç, Y., 2003.** Malatya-Yeşilyurt altınlı florit cevherleşmesi: toroslarda paleokarst tipi bir yatak. Jeoloji Mühendisliği Dergisi. 27, 75-93.
- Rddad, L., Bouhleb, S., 2015.** The Bou Dahar Jurassic carbonate-hosted Pb-Zn-Ba deposits (Oriental High Atlas, Morocco): Fluid-inclusion and C-O-S-Pb isotope studies. Ore Geology Reviews. 72, 1072-1087.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., İşler, F., 2005.** Geochemistry and tectonic significance of Esence granitoid (Göksun-Kahramanmaraş), SE Turkey. Yerbilimleri 26, 1-13.
- Rigo De Righi, M., Cortesini, A., 1964.** Gravity tectonics in the foothills structure belt of Southeast Turkey. Petroleum Geologist Bull. 48, 1911-1937.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taşlı, K., Inan, N., 2006.** The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: late Cretaceous-Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. Journal of Asian Earth Sciences. 27, 108-145.
- Rollinson, H. R., 1993.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman. London.
- Ronov, A., Balashov, Y., Miaodisov, A., 1967.** Geochemistry of the rare earth elements in the sedimantary cycle. Geochemistry International. 4, 1-17.
- Roedder, E., 1979.** Fluid inclusions as samples of ore fluides: In geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. H.L. Barnes. John Wiley and Sons. 798.
- Roedder, E., 1984.** Reviews in minerology, fluid inclusions mineralogical society of America. 644.
- Ruhllin, D. E., Owen, M., 1986.** The rare earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pasific Rise: Examination of a seawate scavenging mechanism. Geochim. Cosmochim. Acta. 50, 393-400.
- Sangester, D. F., 1983.** Mississippi Valley-Type deposits: a geological melange: Program, Int. Conf. On MVT lead-zinc deposits. University of Rolla. Missouri- Rolla. 7-19.
- Sağiroğlu, A., 1988.** Cafana (Görgü) Malatya carbonated Pb - Zn deposits. Cumhuriyet University Engineering Faculty Journal. Serie A- Earth Sciences. 3-13.
- Santaro, L., Boni, M., Herrington, R., Clegg, A., 2013.** The Hakkari nonsulfide Zn-Pb deposit in the context of other nonsulfide Zn-Pb deposits in the Tethyan Metallogenic Belt of Turkey. Ore Geology Reviews. 53, 244-260.
- Shepperd, T. J., Ranklin, A. H., Alderton, D.H.M., 1985.** A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow. Blackie. New York. 239.

- Sungurlu, O., 1974.** Bölge kuzey sahalarının jeolojidi: Türkiye İkinci Petrol Kongresi Bildirileri. Ankara. 85-107.
- Sun, S. S., McDonoughi W. F., 1989.** Ceochemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Magmatism in the Ocean Basins, EDS. Saunders, A. D. and Norry, M. J., Geological Society of London, Special Publications. 42, 313-347.
- Sverjensky, D. A., 1984.** Europium redox equilibria in aqueous solution. Earth and Planetary Science Letters. 67, 70-78.
- Şahin, Ö., Işık, V., 2010.** Çelikhan (Adıyaman) civarında yüzeyleyen metamorfik ve magmatik kayaların petrolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni. 53, 129-158
- Şaşmaz, A., ve Önal, A., 1998.** Bindirme zonları boyunca oluşmuş Pb-Zn cevherleşmelerine bir örnek: direk (Çelik-Adıyaman) cevherleşmeleri. 20. Yılı Jeoloji Semp. Bildiri Özleri. Elazığ. 86.
- Şaşmaz, A., Önal, A., Önal, M., 1999.** Çelikhan (Adıyaman) flüorit cevherleşmeleri ve bunların NTE jekimyası. 1. Batı Anadolu Hammedde Kaynakları Sempozyum Bildirileri. İzmir. 378-387.
- Şaşmaz, A., Önal, A., Önal, A., 2002.** Şerefhan Bindirmesi (Çelikhan-Adıyaman) ile ilişkili cevherleşmeler ve bunların ekonomik potansiyelleri. Proje No: YDABÇAG-198Y096. 1-47.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics. 75, 181-241.
- Taş, A., 2009.** Doğu Toroslar (Adana-Feke) yöresi barit yataklarının kökensel incelenmesi. Doktora Tezi. Çukurova Üniversitesi. Adana. 144.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985.** The continental crust: It's composition and evolution, Oxford. Blackwell Scientific. UK. 32.
- Thirwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodorou, N., Hollings, P., Davison, J. P., arculus, R. J., 1994.** High field strength element anomalies in arc lavas: source or Process. Jour. Petrol., 35, 819-838.
- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, A.F. 1995.** Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri. F.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi 7, 177-199.
- Tüfekçi, Ş., 1983.** Malatya ili Yeşilyurt ilçesi Cafana köyü Pb - Zn zuhuru raporu. Maden Etüd Rap. No: 1851, MTA. Der No: 7320.
- Tüfekçi, M. Ş., Ulutürk, Y., 1987.** Malatya –Yeşilyurt – Görgü köyü Zn- Pb- Ba yatağı Maden Jeolojisi raporu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü. Ankara.

URL1:<https://earth.google.com/web/@38.13074104,38.05965772,1905.4659839a,11618.28158627d,35y,0h,0t,0r/data=ChMaEQoJL20vMDV3Zmc0GAEgASgC>

Wedepohl, K. H., 1979. Zinc: Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag. Berlin. V. 11/2, 30.

Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*. 55, 229-272.

Wilson, M., Tankut, A., Gulec, N., 1997. Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west Central Anatolia, Turkey. *Lithos* 42: 105–121

Wood, S. A., 1990. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geol.*, 88, 99-125.

Yapıcı, N., Bahçeli, A., 2012. Battalgazi (Malatya) Bölgesi manganez cevherleşmelerinin mineralojik, jeokimyasal özellikleri ve zenginleştirilebilirliğinin araştırılması. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*. 2, 61-71.

Yazgan, E., 1972. Etude geologique et petrographique du complexe ophiolitique de La Region Situe du Sud-Est de Malatya (Taurus Oriental, Turquie) et de Sa Couverture Volcano-Sedimentaire. Dr.Th., Univ. Geneve.

Yazgan, E., 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes. *Geology of the Taurus belt*, In: *Int. Symp. Guide Book for Excursion V*, 17. MTA, Ankara.

Yazgan, E., 1984. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region (Malatya- Elazığ area, Turkey), In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*. MTA. Ankara. 199-208.

Yazgan, E., Asutay, H. J., Gültekin, M. C., Poyraz, N., Sirel, E., Yıldırım, H., 1987. Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi. MTA Derleme Raporu No: 8944.

Yazgan, E., Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. *Turk Assoc Petrol Geol* 3:1–42

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogeny. *Geological Society of the America Bulletin*. 105, 251-271.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., 1991. GD Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimindeki rolü. *Türkiye 8. Petrol Kongresi, TPJD, TMMOB Petrol Müh. Odası Bildirileri*. 128-140.

Yiğitbaş, E., 1989. Engizek dağı (Kahramanmaraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik incelenmesi, *Doktora Tezi*. İstanbul. 347.

- Yiğitbaşı, E., Genç, Ş. Ç., Yılmaz, Y., 1993.** Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında Maden Grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi. A. Suat Erk jeoloji sempozyum bildiriler. Ankara. 251-264.
- Yiğitbaşı, E., Yılmaz, Y., 1996.** New evidence and solution to the Maden Complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geologische Rundschau*. 85, 250-263.
- Yiğit, Ö., 2009.** Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan metallogeny: implications for future mineral exploration. *Economic Geology*. 104, 19-51.
- Zartman, R. E., Doe, B. R., 1981.** Plumbotectonics the Model. *Tectonophysics*. 75, 135-162.
- Zhou, Z., Wen, H., Qin, C., Fourestier, J., Liu, L., Shi, Q., 2018.** The genesis of the Dahebian Zn-Pb deposit and associated barite mineralization: Implications for hydrothermal fluid venting events along the Nanhua Basin, South China. *Ore Geology Reviews*. 101, 785-802.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı: Hatice KARA

Uyruğu: T.C.

Doğum Yeri ve Tarihi: Pazar-25.10.1985

Telefon: 04242370000-5965

e-mail: haticekara@firat.edu.tr

EĞİTİM

Derece

Adı, İl

Bitirme Yılı

Üniversite: Fırat Üniversitesi, Elazığ

2007

Yüksek Lisans: Fırat Üniversitesi, Elazığ

2013

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl

Kurum

Görevi

2010-Devam F.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl.

Araştırma Görevlisi

UZMANLIK ALANI

Maden Yatakları-Jeokimya

YABANCI DİLLER

İngilizce