

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUZEY KARAKOCA (SİMAV-KÜTAHYA)
DAMAR SİSTEMİNİN JEOLÖJİK,
MİNEROLOJİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİ

Berkecan AKDEMİR

Eylül, 2024

İZMİR

**KUZEY KARAKOCA (SİMAV-KÜTAHYA)
DAMAR SİSTEMİNİN JEOLJİK,
MİNEROLOJİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİ**

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

Berkecan AKDEMİR

Eylül, 2024

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BERKECAN AKDEMİR tarafından **PROF.DR. TOLGA OYMAN** yönetiminde hazırlanan **“KUZEY KARAKOCA (SİMAV-KÜTAHYA) DAMAR SİSTEMİNİN JEOLojİK, MİNEROLOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Tolga OYMAN

Danışman

Prof.Dr. Mümtaz ÇOLAK

Jüri Üyesi

Doç.Dr. Fırat ŞENGÜN

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Öncelikle, tez danışmanım Prof. Dr. Tolga OYMAN'a, bana her aşamada rehberlik ettiği, yol gösterdiği ve teşvik ettiği için sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmamın geliştirilmesinde katkıda bulunan değerli hocalarım Prof.Dr. Talip GÜNGÖR ve Prof.Dr. Cüneyt AKAL'a teşekkür ederim. Bilgi birikimleri ve önerileri, çalışmamın niteliğini artırmıştır.

Ayrıca, laboratuvar çalışmalarım sırasında bana desteklerde bulunan Dr. Mustafa ÇİÇEK'e ve laboratuvar personeline de teşekkür ederim.

Son olarak, eğitim hayatım boyunca bana her zaman inanan, destek olan ve yanımda olan aileme ve hayat arkadaşım Cennet ULUKAVAK'a minnettarlığımı ifade etmek istiyorum.

Berkecan AKDEMİR

KUZEY KARAKOCA (SİMAV-KÜTAHYA) DAMAR SİSTEMİNİN JEOLOJİK, MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

ÖZ

Çalışma alanı, Kütahya ilinin Simav ilçesine bağlı Karakoca köyünün yaklaşık 3 km. B/KB’ında yer almaktadır. Jeolojik konum bakımından, Anatolid-Torid tektonik kuşağının batısında, İzmir-Ankara-Erzincan zonunun güneyinde, Menderes Masifi’nin kuzeyinde yer alan Koyunoba plütону içerisinde bulunmaktadır. Koyunoba plütону, Oligo-Miyosen yaşlı, I-tipi, çarpışma sonrası gelişen bir granitoid olup, Batı Anadolu magmatizmasının önemli bir ürünüdür. Bu plütону kesen fay zonlarına yerleşmiş olan Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi, KB-GD yönünde uzanan ve yaklaşık 1,5 km boyunca takip edilebilen damar sistemlerinden oluşmaktadır. Bu çalışmanın amacı, son yıllarda keşfedilen, Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağının kuzeybatı uzantısındaki cevher zonlarının detaylı olarak incelenmesidir. Bu yeni keşfedilen cevher zonu, Karakoca cevherleşmesiyle benzer jeolojik ve jeokimyasal özellikler göstermekte olup, ekonomik açıdan önemli bir hidrotermal-epitermal cevherleşme örneği sunmaktadır. Cevherleşmeden önce aynı kırık zonuna yerleşen bir dayk sisteminin varlığı saptanmıştır. Bu daykın yerleşimini izleyen evrede Pb-Zn-Ag içerikli hidrotermal çözeltiler aynı kırığa yerleşerek Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağı ve bu yatağın kuzeybatı uzantısını oluşturmuştur.

Yapılan mineroloji-petrografi çalışmaları kapsamında, cevher mineralleri olarak galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, bornit, kalkozin-kovellin ve daha az oranda çeşitli Ag minerallerine rastlanmıştır. Yoğun bir şekilde kloritleşme ve serizitleşmeden etkilenen dayk yer yer cevher mineralleri ve hematitin baskın olduğu oksitli mineralleri içermektedir. Ayrıca dayk bileşiminde cevherleşme ile ilişkili kuvars ve ametist mineralleri de gözlenmiştir. Cevher minerallerine ait klastlar (köşeli kırık parçalar) ana gang minerali olan kuvars ve daha az oranda karbonat gang tarafından çimentolanmıştır.

Cevher-yan kayaç ilişkisi, mineral parajenezi ve saha çalışmalarındaki gözlemler, Karakoca cevherleşmesi ve onun kuzeybatı uzantısını oluşturan damar zonlarının ‘ortaç sülfidasyon’ epitermal sistemlerine benzerlik sunduğunu ortaya koymaktadır.

Anahtar kelimeler: Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi, epitermal, Koyunoba plütönu, dayk



**GEOLOGICAL, MINEROLOGICAL AND GEOCHEMICAL
CHARACTERISTICS OF THE NORTHERN EXTENSION OF THE
KARAKOCA (SIMAV-KUTAHYA) VEIN SYSTEM**

ABSTRACT

The study area is approximately 3 km W/NW of Karakoca village of Simav district of Kütahya province. In terms of geological location, it is located within the Koyunoba pluton located in the west of the Anatolide-Tauride tectonic belt, south of the İzmir-Ankara-Erzincan zone, and north of the Menderes Massif. The Koyunoba pluton is an Oligo-Miocene aged, I-type, post-collisional granitoid and is an important product of Western Anatolian magmatism. The Karakoca Pb-Zn-(Ag) mineralization, emplaced in the fault zones cutting this pluton, consists of vein systems extending in the NW-SE direction and can be followed for approximately 1.5 km. This study aims to investigate in detail the ore zones in the northwestern extension of the Karakoca Pb-Zn-(Ag) deposit, which was discovered in recent years. This newly discovered ore zone has similar geological and geochemical characteristics to Karakoca mineralization and presents an economically important example of hydrothermal epithermal mineralization. The presence of a dyke system that settled in the same fracture zone before mineralization was determined. In the phase following the settlement of this dyke, hydrothermal solutions containing Pb-Zn-Ag settled in the same fracture and formed the Karakoca Pb-Zn-(Ag) deposit and the northwest extension of this deposit.

Within the scope of the mineralogy-petrography studies, ore minerals such as galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, bornite, chalcocite-covellite and various Ag minerals were encountered to a lesser extent. The dyke, which was affected by intense chloritization and sericitization, contains ore minerals and oxidized minerals dominated by hematite. In addition, quartz and amethyst minerals related to mineralization were observed in the dyke composition. Clasts (angular fragments) of ore minerals are cemented by quartz, the main gangue mineral, and to a lesser extent by carbonate gangue.

Ore-host rock relationship, mineral paragenesis and observations in field studies reveal that the vein zones forming the Karakoca mineralization and its northwestern extension are similar to ‘intermediate sulfidation’ epithermal systems.

Keywords: Karakoca Pb-Zn-(Ag) mineralization, epithermal, Koyunoba pluton, dyke



İÇİNDEKİLER

	Page
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	vi
İÇİNDEKİLER	viii
ŞEKİLLER LİSTESİ	xi
TABLolar LİSTESİ	xv
BÖLÜM - BİR GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı	1
1.2 Amaç	1
1.3 Yöntemler	2
1.3.1 Saha Çalışmaları	2
1.3.2 Mineroloji ve Petrografi Çalışmaları	3
1.4 Önceki Çalışmalar	3
1.4.1 Genel Jeolojik Çalışmalar	3
1.4.2 Maden Jeoloji Çalışmaları	11
BÖLÜM İKİ - ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİSİ	17
2.1 Bölgesel Jeoloji	17
2.2 Lokal Jeoloji	22
2.2.1 Menderes Masifi	22
2.2.2 Afyon Zonu	23
2.2.3 Dağardı Melanjı	23
2.2.4 Simav Magmatik Kompleksi	23
BÖLÜM ÜÇ - EPİTERMAL YATAKLARIN ÖZELLİKLERİ	26
BÖLÜM DÖRT - KÜTAHYA – SİMAV BÖLGESİ METALojENİK PROVENSİ	31

4.1	Fe-Skarn Cevherleşmeleri.....	31
4.1.1	Çatak ve Küreci Skarn Cevherleşmeleri.....	31
4.1.2	Kalkan ve Karağıl Skarn Cevherleşmeleri.....	32
4.2	Cıva ve Antimuan Cevherleşmeleri	32
4.2.1	Mumcu Hg-Au Cevherleşmesi	32
4.2.2	Değirmenciler Sb Cevherleşmesi.....	33
4.2.3	Dağardı Sb Cevherleşmesi.....	33
4.3	Epitermal Pb-Zn-(Ag-Au-Cu) Cevherleşmeleri.....	34
4.3.1	Küreci Au-Ag-(Pb-Zn) Cevherleşmesi.....	34
4.3.2	Karakoca Pb-Zn-Cu-(Ag) Cevherleşmesi.....	35
4.3.3	Sudöşeği Pb-Zn-Cu-(Ag) Cevherleşmesi	36
4.3.4	Katrandağ Pb-Zn-Ag-(Au) Cevherleşmesi	36
4.3.5	İnkaya Cu-Pb-Zn(Ag) Cevherleşmesi.....	37
BÖLÜM BEŞ - KARAKOCA DAMAR SİSTEMİNİN KUZEY UZANTISININ JEOLJİSİ.....		38
BÖLÜM ALTI - MİNERALOGİK-PETROGRAFİ		43
6.1	Karakoca Pb-Zn-(Ag) Cevherleşmesine Ait Parlak Kesit Örnekleri ...	44
6.1.1	Örnek No: AO2A-B / AO4A-B	50
6.1.2	Örnek No: 116a.....	52
6.1.2	Örnek No: 116b	54
6.1.3	Örnek No: 72	56
6.2	Karakoca Pb-Zn-(Ag) Cevherleşmesine Ait İnce Kesit Örnekleri	59
6.2.1	Örnek No: 43SK-22/3-51.....	61
6.2.2	Örnek No: 43SK-22/1-72.....	63
6.2.3	Örnek No: 43SK-22/3A-113.....	65
6.2.4	Örnek No: 43SK-22/2A-116.....	67
6.2.5	Örnek No: KYTB-1	69
6.2.6	Örnek No: KYTB-5	71
6.2.7	Örnek No: KYTB-6	73
BÖLÜM YEDİ - TARTIŞMA.....		75

BÖLÜM SEKİZ - SONUÇLAR..... 77

KAYNAKLAR..... 79



ŞEKİLLER LİSTESİ

Page

Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Ersoy 2014'den değiştirilerek).....	1
Şekil 2.1 Bölgesel Jeoloji Haritası: Okay (2008)'den Türkiye Tektonik Birlikler, Yiğit (2009)'dan bölgedeki cevherleşmeler ile litoloji birimlerden yararlanılmış ve bunun üzerinde belirtilmiş çalışma alanı.	21
Şekil 2.2 Kütahya-Simav 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritası ve cevherleşmelerin yerlerini gösteren harita (Akbaş ve diğ. 2018; Gürcan, 2018'den değiştirilerek).....	25
Şekil 3.1 Hidrotermal yatakların oluşumunu gösteren model (Corbett, 2009'dan değiştirilerek).....	29
Şekil 5.1 Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesinin jeolojisini ve yapılan sondajların lokasyonlarını gösteren harita. MTA'nın 1/2000 ve 1/10000 ölçekli haritalarından yararlanılmıştır.	40
Şekil 5.2 Cevherleşme zonuna ait arazi fotoğrafı, b) Cevher damarı , yan kayaç ve yapısal kontrol arasındaki ilişkiyi gösteren arazi fotoğrafı c-f) Fayın tavan bloğunda yer alan kurşun-çinko mineralizasyonu d-) Fay etkisi ile oluşmuş ezik zon e-g) Fayın taban bloğunda gözlenen malahit minerali h) Matriksi sülfütlü breşik doku i)Yoğun oksitli ve silisleşmiş zon j) Sülfid matriksten oluşan ve disemine pirit içeren granit k) Stokvörk damarcıklar içeren oldukça silisli ve disemine pirit içeren granit	41
Şekil 5.3 Açık ocakta gözlenen dayk birimi.	42
Şekil 6.1 Karakoca cevherleşmesi üzerinden alınan kaya örneklerine ait lokasyon haritası ve mavi renk ile gösterilmiş kesit hatları. MTA'nın 1/2000 ve 1/10000 ölçekli haritalarından yararlanılmıştır.	47
Şekil 6.2 A-A'hattının jeolojik enine kesiti ve bu lokasyondan alınan karot örneğinin analiz sonuçları.....	48
Şekil 6.3 B-B'hattının jeolojik enine kesiti ve bu lokasyondan alınan karot örneğinin analiz sonuçları.....	49

- Şekil 6.4 AO2A Örneği, 4x; a: // Nikol b: // Nikol, c: // Nikol, 10x; d: // Nikol, 20x, AO2B Örneği, 4x; e: // Nikol, f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen). 51
- Şekil 6.5 AO4A Örneği, 4x; a: // Nikol b: // Nikol, AO4B Örneği, 4x; c: // Nikol d: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit)..... 52
- Şekil 6.6 116a Örneği, 10x; a: // Nikol, 20x, b: // Nikol, 4x; c: // Nikol, 20x; d: // Nikol, 50x; e: // Nikol f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit, Hem: Hematit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin)..... 54
- Şekil 6.7 116b Örneği, 10x; a: // Nikol b: // Nikol, 20x; c: // Nikol, 50x; d: // Nikol, 20x; e: // Nikol, 4x; f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit, Hem: Hematit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin) 56
- Şekil 6.8 72 Örneği, 4x; a: // Nikol b: // Nikol, 50x; c: // Nikol, 10x; d: // Nikol, 20x; e: // Nikol f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit, Hem: Hematit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin)..... 58
- Şekil 6.9 Yeşilimsi renkte, altere kayaç içerisinde gözlenen biyotit, klorit ve serizitleşme ile feldispatoid minerali (a, + görünüm; b, // nikel görünüm). Dayk içinde gözlenen plajiolas, klorit, biyotit ve serizitleşme (c, + nikel görünüm). Serizitleşen plajiolas minerali ve onu çevreleyen kuvars (d, + nikel görünümü). Mozaik dokulu kuvars ve sünger dokusu gösteren plajiolas minerali (e, + nikel görünüm). Zonlu yapı sunan plajiolas minerali ve onu çevreleyen özşekilsiz plajiolasın merkezinde serizitleşme ve çatlakta gözlenen biyotit+klorit minerali (f, + nikel görünüm). 62
- Şekil 6.10 Granitik kayacı kesen dayk içerisinde iri taneli kuvars (kuvars 1) ve ince taneli kuvars (kuvars 2) ve etrafında gözlemlenen klorit alterasyonu (a, + görünüm; b, // nikel görünüm). Mikroklin minerali ve çevresinde gözlenen serizitleşme (c, + nikel görünüm). Tarak dokulu kuvars ve silisleşme (d, + nikel görünümü). Mikroklin minerali ve içinde gözlenen pertitik yırtıklar. (e, + nikel görünüm). Polisentetik ikizlenme gösteren özşekli plajiolaz ve kloritleşen biyotitler (f, + nikel görünüm). 64
- Şekil 6.11 Matriksi FeOx den oluşan breşik dokulu altere kaya (a, // görünüm Hidrotermal solüsyonun yaratmış olduğu kolloform doku (b, // nikel görünüm). Yarı-öz şekilli kuvars klastlarından ve kaya kırıntılarından

oluşan , matriksi hematitten oluşan breşik doku (c, + nikol görünüm). Kaya kırıntısı içerisinde gözlenen opak mineral (d, // nikol görünüm). Yarı-öz şekilli kuvars klastlarından ve kaya kırıntılarında oluşan , matriksi hematitten oluşan breşik doku (e, // nikol görünüm). Kaya kırıntısında gözlenen kloritleşme (f, + nikol görünüm). 66

Şekil 6.12 İnce-orta ve iri taneli kuvars kristallerinden oluşan jigsaw dokulu kuvars damarı (a, + görünüm). Kuvars damarı çevresinde gözlenen kloritleşme (b, // nikol görünüm). Silisleşmeye neden olan jigsaw dokulu kuvars (c, + nikol görünüm). Jigsaw dokulu kuvars boşluğuna yerleşmiş tipik üçgen yırtıklara sahip galen minerali (d, // nikol görünümü). Jigsaw dokulu kuvars ve hidrotermal alterasyonun etkisiyle gözlenen silisleşme ile kloritleşme (e, + nikol görünüm). İnce taneli kuvars kristallerinin boşluklarına yerleşmiş opak mineraller ve kesitin merkezinde kloritleşmiş klast (f, // nikol görünüm). 68

Şekil 6.13 Öz-yarı öz şekilli ve iri-orta taneli kristallerden oluşan kuvars ve boşluğunda gözlenen kloritleşme (a, + görünüm). Kloritleşme ile birlikte opak mineraller ve yaygın olarak gözlenen hematit kristalleri (b, // nikol görünüm). Jigsaw dokusu gösteren orta-ince taneli kuvars (c, + nikol görünüm). Hidrotermal alterasyonun yaratmış olduğu kloritleşme ve hematit kristalleri (d, // nikol görünümü). Orta taneli kuvars kristalleri ile büyük bir kısmı klorite dönüşen biyotit minerali (e, + nikol görünüm). Kloritleşme etkin olup biyotitler neredeyse klorite dönüşmüştür (f, + nikol görünüm). 70

Şekil 6.14 Matriks içinde gelişigüzel olarak dağılmış plajioklaz fenokristallerinin oluşturduğu trakitik doku (a, // + görünüm). Kloritleşmiş kaya klastı içinde gözlenen opak mineraller klastı kesen klorit damarı (b, // nikol görünüm). Trakitik dokudaki kayacı kesen tarak dokulu kuvars (c, + nikol görünüm). Silisli yan kaya klastları ve kuvars tanelerinden oluşan breşik doku (d, + nikol görünümü). Düşük ısıli kuvars damarı ve damar boyunca gözlenen serizitleşme (e, + nikol görünüm). Düşük ısıli kuvars damarı ile birlikte gözlenen opak mineral (f, + nikol görünüm). 72

Şekil 6.15 Trakitik dokulu kayacı kesen jigsaw dokulu kuvars (a, + görünüm) Kuvars damarının sınırı boyunca gözlenen opak mineraller (b, // nikol görünüm).

Stokvörk yapılı kuvars damarı (c, + nikol görünüm; d, // nikol görünüm).
Silisli matriks içinde gözlenen ince taneli kuvars klastları (e, + nikol
görünüm). İri-orta taneli kristallerden oluşan kuvars damarı ve
gözeneklerine yerleşmiş opak mineraller (f, // nikol görünüm). 74



TABLÖLAR LİSTESİ

	Page
Tablo 3.1 Epitermal terminolojinin evriminin özeti (Corbett, 2020).	28
Tablo 6.1 Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi petrografi çalışması için belirlenmiş olan parlak kesit ve ince kesit lokasyon tablosu.	45
Tablo 6.2 Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi petrografi çalışması için belirlenmiş olan parlak kesit örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçlarını gösteren tablo.....	46

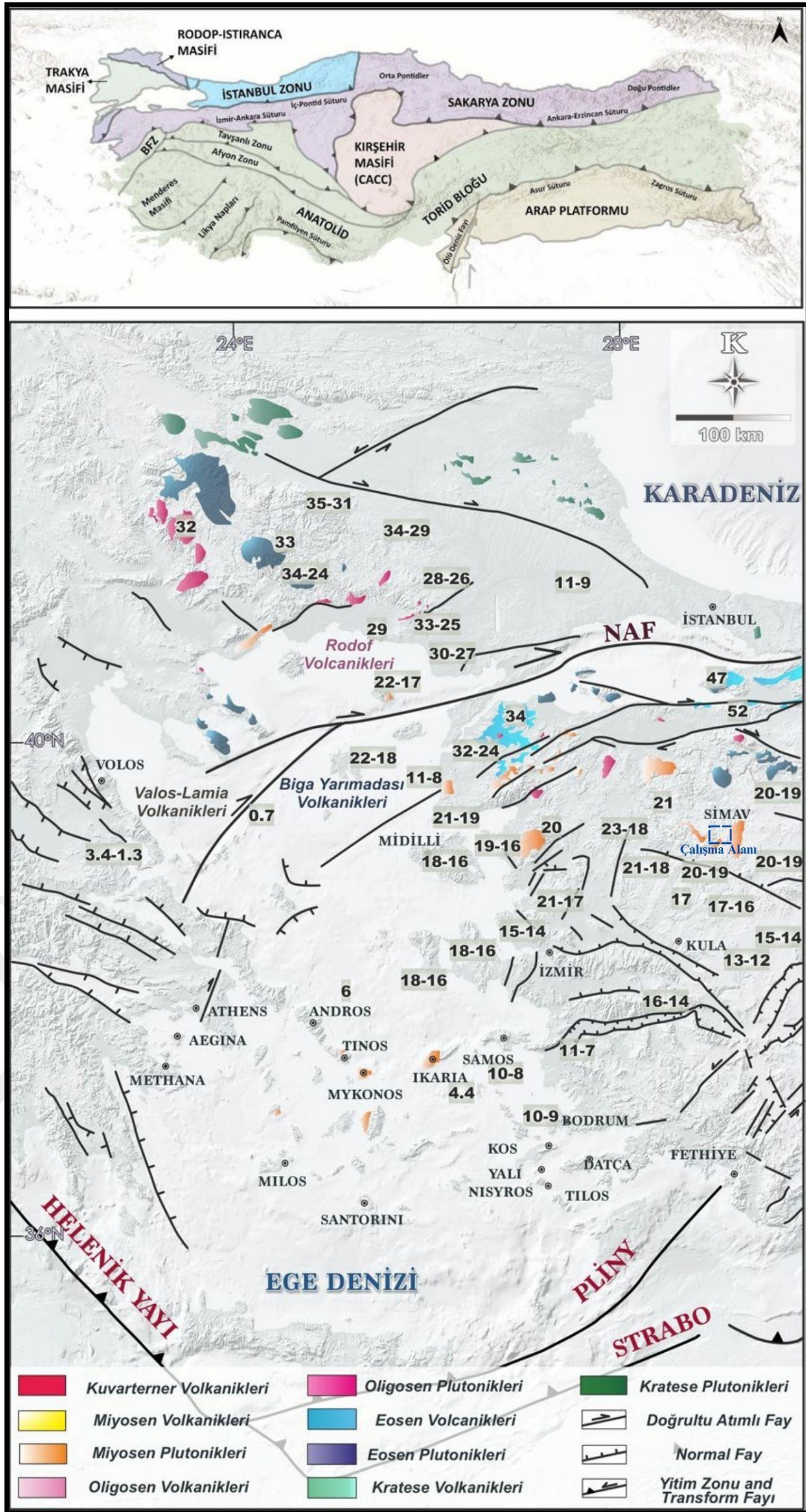


BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Anatolid-Torid tektonik kuşağının batısında, İzmir-Ankara zonunun güneyinde, Menderes Masifi'nin kuzeyinde yer alan Kütahya ilinin Simav ilçesine bağlı Karakoca köyü içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1). Coğrafi olarak bölge 400km²'lik bir alanı kapsar ve bölgede ulaşım genellikle topoğrafya engebeleri olduğundan arazi araçlarıyla yapılmaktadır. Bölgede yer alan tektonik zonlar Tavşanlı Zonu, Menderes Masifi ve Afyon Zonundan oluşmaktadır ve ağırlıklı olarak metamorfizmler içeren çeşitli bir jeolojik yapıya sahiptir. 1/25000 ölçekli Türkiye topoğrafik haritalarına göre J21-b3 paftasında bulunan Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi, Koyunoba plütonu içerisinde birbiri ile bakışimli damar setlerinden oluşmaktadır. Cevherleşme bölgesine en yakın yerleşim yeri yaklaşık olarak 2,5 km kadar güneydoğusunda kalan ve aynı zamanda cevherleşmenin de isminin verildiği Karakoca köyüdür.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Ersoy 2014'den değiştirilerek).

1.2 Amaç

Koyunoba plütonunun kuzey kesiminde yer alan Karakoca bölgesinde gerçekleştirilen çalışmanın amacı, bölgede bulunan epitermal Karakoca cevherleşmesinin kuzey uzantısının haritalama/örnekleme ve cevher mikroskobisi yöntemleri ile bölgenin jeolojik evrimindeki yerini, cevher mineralojilerini, cevher parajenezlerini, ve cevherleşmenin oluşum koşullarını saptamak ve yorumlamaktır. Karakoca damar sisteminin kuzey uzantısının özelliklerinin ortaya çıkarılması sadece ekonomik anlamda değil aynı zamanda, bölgedeki büyük ölçüde keşfedilmemiş maden yataklarının aranması açısından da büyük önem arz etmektedir. Bu çalışma bu nedenle gelecekteki maden arama çalışmaları için bir kaynak oluşturacaktır.

Maden Tetkik Arama (MTA)'nın ruhsat sahibi olduğu bölgede 2022 yılında yapılmış olan sondaj çalışmaları, bu çalışma kapsamında ise jeoloji haritası, kuyu logu verileri ile ölçekli enine jeolojik kesitler hazırlanmış, belirlenen kuyulardan sondaj numuneleri ve çalışma alanında yer alan cevher damarlarından alınmış yüzey numunelerinden ince ve parlak kesit hazırlanarak incelenmesi ve yorumlanması amaçlanmıştır. Mikroskobik incelemeler ve mineral kimyası yoluyla gerçekleştirilen mineralojik analizler, cevher dokularına ve cevherin oluşum süreçlerinin ayrıntılarına ilişkin önemli görüşler sağlamayı amaçlamıştır. Uygulamalı saha çalışmaları ile birlikte laboratuvar tekniklerini birleştiren bu uyumlu metodolojik çerçeve, Karakoca damar sisteminin kuzey uzantısını şekillendiren jeolojik süreçlerin etkileşiminin anlaşılmasına yönelik kapsamlı bir yaklaşım sağlamayı hedeflemiştir.

1.3 Yöntemler

Bu tez, epitermal Karakoca damar sisteminin kuzey uzantısının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini aydınlatmak için gerekli aşamaları sistematik olarak ilerletmek üzere yapılandırılmıştır. Tezin ilk kısmında, jeolojik haritalama, numune alma ve mineralojik toplulukların ön tanımlaması için kullanılan metodları belirleyerek araştırmanın deneysel çatısını oluşturan saha çalışmalarını ayrıntılı olarak ele almaktadır. İlk dönem arazi çalışmaları sonrasında, MTA'nın sondaj planlamasına yönelik sondaj yerleri saptanmış ve MTA yetkilileri ile paylaşılmıştır. Sondajların gerçekleşmesini izleyen dönemde sondajlardan elde edilen veriler kullanılarak jeolojik enine kesitler oluşturulmuştur. Tezin ilerleyen bölümlerinde, numunelerde bulunan mineral içeriğinin ve dokusal ilişkilerin ortaya konulması için petrografik ve mineralojik analizlerin bulunduğu mineraloji-petrografi bölümü yer almaktadır. Tezin son bölümünde, elde edilen veriler ile ortaya konan jeolojik süreçler boyunca cevherleşmenin evrimi yorumlanmaya çalışılmıştır.

1.3.1 Saha Çalışmaları

Genel literatür taramasından sonra, çalışma alanının jeolojik özelliklerini ortaya koymak ve bölgesel jeoloji içindeki konumunu belirlemeye yönelik arazi çalışmaları yapılmıştır. Temmuz 2023 tarihinde Karakoca köyü civarında yapılan arazi çalışmaları ile Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından tespit edilen cevherleşmelerin bir kısmı bulunmuş ve incelenmiştir. Önceki yıllarda işletilmiş olan Karakoca cevherleşmesi ve halen işletilmekte olan kuzeybatı uzantısını oluşturan cevherleşmeden cevher minerolojisi-petrografisi çalışmaları yapmak amacıyla örnekler alınmıştır. Dokuz Ekim 2023 tarihinde MTA'nın Balıkesir ili içerisindeki merkez deposuna gidilerek Karakoca cevherleşmesini kuzeybatı uzantısını test etmek amacıyla yapılan sondajlardan örnek seçimi yapılmıştır. Örnek seçimi, analize gönderilen sondaj numuneleri içerisinde yüksek Pb-Zn-(Ag) değeri gelen kısımlar belirlenerek yapılmıştır. Saha çalışmaları ve elde edilen veriler ışığında, çalışma alanındaki birimlerin dağılımlarını ve cevherleşme ile o ilişkilerini gösteren 1/1000, 1/2000, 1/10000 ve 1/25000 ölçekli jeoloji haritalarından yararlanılmış ve revize edilmiştir. Çalışma

esnasında, topoğrafik harita, pusula, jeolog çekici ve el tipi GPS'den (Garmin 65s) faydalanılmıştır.

Saha çalışmalarında tespit edilen yeşil renkli, ince taneli dayk birimi detaylı bir şekilde incelenmiş ve bu daykın cevherleşme özellikleri petrografik ve mineralojik açıdan bu çalışma kapsamında ilk kez ele alınmıştır.

1.3.2 Mineraloji ve Petrografi Çalışmaları

Mineralojik ve petrografik analizler, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Örneklerin ince kesitleri, İnce Kesit ve Gemoloji Laboratuvarı'nda, parlak kesitleri ise Sıvı Kapanım ve Cevher Mikroskopisi/Petrografisi Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Bu çalışmalar kapsamında, saha çalışmaları sırasında toplanan örneklerden ince ve parlak kesitler hazırlanarak, yan kayaçların ve cevherleşmelerin mineralojik ve petrografik özellikleri ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir.

1.4 Önceki Çalışmalar

Bölge, genel ve maden aramalarına odaklanan çok sayıda çalışma ile kapsamlı araştırmalara konu olmuştur. Bu bölümde bölgedeki çalışmaları daha iyi açıklayabilmek adına iki başlık altında incelenecektir.

1.4.1 Genel Jeolojik Çalışmalar

Kaya (1972) çalışmasında, İzmir-Ankara jeosenklinealinin içindeki lavsonit-albit şist biriminin karmaşık jeolojik tarihi ve mineralojik evrimini ortaya çıkarmak amacıyla saha ve laboratuvar çalışmaları yürütülerek, ultrabazik kayaların üzerinde yer almakta olduğunu ve belirgin mineralojik özellikler sergilediğini ileri sürmüştür. Araştırma aynı zamanda, "ofiyolit" problemine dair anlayışa katkıda bulunmayı amaçlamış; veriler, lavsonit-albit şist içinde sodyum ve kalsiyum amfibol fazlarının bir arada bulunduğunu ortaya koymuş, yalnızca ultrabazik kayaların bu oluşuma neden olduğu düşüncesine karşı çıkarak, daha genç ultrabazik sokulumların etkisini öne sürmüştür.

Akdeniz ve Konak (1979) çalışmasında, Güneybatı Anadolu'daki Menderes Masifi'nin yapısal özelliklerini incelemektedir. Çekirdek kayaçlar almandin-amfibolit

fasiyesinde metamorfizmaya uğrayarak migmatite dönüşürken, üstteki şist örtüsü yeşil şist fasiyesinde meydana gelmiştir. Bulgular, yeşil şist fasiyesindeki metamorfizmanın Hersiniyen dönemine kadar uzandığını ve üstteki şistin uyumsuz bir şekilde Alt Mesozoik tortul çökelleri ile örtüldüğünü göstermektedir.

Konak (1982) çalışmasında Simav Dağı kompleksini saha çalışmaları ile ayrıntılı inceleyerek, bölgenin stratigrafisini ortaya koymuştur. Ayrıca yapılan saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda bölgede etkin olan neotektoniğin yorulamlanmasına katkıda bulunulmuştur. Çalışmada mikroskobik yöntemler kullanılarak cevher parajenezi belirlenmiş ve metamorfizma zonları ayırtlanmıştır. Belirlenen parajeneze dayanarak Simav Dağındaki metamorfizmanın Barrow Tipi olduğu ve özellikle 5-6 kb. basınç ile 700°C dolaylarında sıcaklığın etkisinde kaldığını ortaya çıkarmıştır. Ayrıca, saha çalışmaları sonucunda Üst-Kretase-Tersiyer başında etkin olan hareketlere bağlı olarak gelişen bindirmeli yapılar tespit edilmiştir.

Oygür (1997) araştırmasında, İç Batı Anadolu'nun Simav graben bölgesinde yer alan Mumcu epitermal cevher yatağına odaklanmış, saha çalışmaları ile oluşum modeline dair detaylı jeolojik yorumlamalarda bulunulmuştur. Yatağın, bölgeyi kesen basit transfer faylarıyla ilişkili olarak oluştuğunu, çevredeki kayaların kaolinit, montmorillonit ve kristobalit gibi mineraller içeren alterasyona uğrayan özellikler gösterdiğini belirtmiştir. Ayrıca, faylar boyunca opal oluşumu, silisleşme ve breşleşme de gözlemlendiği ifade edilmiştir. Yatak, civa içeren opalit ile ilişkili altın içermekte olup, epitermal altın sisteminin nispeten erozyona uğramamış üst kısmını göstermektedir. Araştırma alanı jeolojisinin, metamorfik kayalar, Mezozoik kalkerler ve volkanik kayalardan oluştuğunu ve Simav grabeninin bir dizi transfer faylarla tanımlanmış olup bölgenin tektoniğinde önemli bir rol oynadığını ortaya koymuştur.

Seyitoğlu (1997) çalışmasında, Simav Fayı'nın D-B yönünde uzanan Simav Havzası'nı ve çevresindeki tektonik bağlantılarını fay mekanizması çözümlemeleri ile tartışmaktadır. Bu havzanın, Pliyosen-Kuvaterner döneminde oluşmuş olup, güneyde Simav Fayı tarafından sınırlandırılmış ve KD-GB doğrultulu Demirci Fayı tarafından kesilmiş olduğunu belirlemiştir. 1969 Demirci depremine dair analizler ile Simav Fayı'nın sol yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu öne sürmüştür. Havza kökeninin,

Oligosen sonundan Miyosen başlarına kadar Ege Bölgesi'ni etkileyen K-G genişleme tektoniğinin geç evrelerini temsil ettiği, son araştırmaların (Seyitoğlu ve Scott (1992b, 1996), Hetzel vd. (1995) ve Purvis ve Robertson (1997), Alaşehir ve Büyük Menderes grabenlerinin erken Miyosen döneminde başladığını ve K-G tektoniğinin başlangıcını işaret ettiğini öne sürmüştür.

Delaloye (2000) çalışmasında, Batı ve Kuzeybatı Anadolu'daki granitoidlerin, jeokimyasal özellikleri, jeodinamik tarihleri ve kronolojileri üzerinde araştırmalarda bulunmuş, genç granitoidlerin (Geç Kretase'den Geç Miyosen'e kadar), volkanik yay veya çarpışma sonrası özellikler sergilemekte olduğu, kuzeyden güneye doğru giderek daha genç kuşaklar halinde oluştuğu belirtilmiştir. Bununla beraber bileşimleri kalk-alkalen aralıkta olup, güneyde K₂O içeriğinin arttığı, yaşlı granitoidlerin (Kambriyen'den Orta Jura'ya kadar) de volkanik yay veya çarpışma sonrası özellikler gösterdiği ve muhtemelen Kambriyen döneminde oluştuğu öne sürülmüştür. Petrografik (mikroskop çalışmaları), jeokimyasal (XRF) ve jeokronolojik (Ar-Ar AEI-MS izotop) çalışmalar sonucunda bölgedeki magmatik ve tektonik olayların zamanlaması ve doğası hakkında bilgiler elde edilmiştir.

Işık ve Tekeli (2001) çalışmalarında, saha çalışmaları ve kinematik analiz yöntemleri ile Simav metamorfik çekirdek kompleksinin deformasyon yaşı ve tektonik etkileri hakkında bilgiler sunmaktadır. Simav metamorfik çekirdek kompleksi, Tersiyer plütonik ve Prekambriyen metamorfik bir çekirdek içermekte olup, düşük açılı bir sıyrılma fayı ile ayrıldığı, bu fayın altında milonitlerin bulunduğunu belirlenmişlerdir. Çalışmaya göre çekirdek kayalarını şekillendiren iki deformasyon olayı vardır: biri Prekambriyen metamorfik kayalar içinde (D1), diğeri Tersiyer genişlemesi ile ilişkili (D2). D2, sünümlü deformasyon (D2d) ve kırılğan deformasyon (D2b) olmak üzere iki aşamaya sahiptir. Ayrıca, sünümlü çekirdek dokularının, bölgenin K-G genişlemesiyle uyumlu olarak kuzeye doğru makaslama hareketi gösterdiği öne sürülmüştür.

Işık ve Seyitoğlu (2003) çalışmalarında, Batı Türkiye'deki Menderes masifinde yer alan iki sıyrılma fayı olan Alaşehir ve Simav faylarını saha ve petrografi çalışmaları ile araştırmış, bu fayların Senozoyik genişleme deformasyonu sırasında oluştuğunu ortaya koymuştur. Alaşehir fayının, Salihli granodiyoritini sedimanter birimlerden ayırdığını ve

kademeli deformasyona uğrattığını, Ar-Ar izotop yaşlandırması sonucunda Miyosen yaşlı bir sokulum olup kırılmalı bir deformasyon gösterdiğini, Simav Fayı'nın ise, Alaşehir fayından daha eski olup, yüksek dereceli metamorfik kayaları ve granitoidleri düşük dereceli kayalardan ayırdığını belirlemiştir. Çalışmada her iki fay da bölgesel genişleme ile uyumlu olarak tutarlı makaslama yönleri sergilediğini öne sürmüşlerdir. Simav Fayı'nın, erken bir genişleme aşamasını temsil ederken, Alaşehir Fayı'nın daha sonraki gelişimi işaret eden karmaşık çok aşamalı bir genişleme tarihini ortaya koymuşlardır.

Işık ve Tekeli (2004) çalışmalarında, Batı Türkiye'deki Menderes Çekirdek Kompleksi'nde yer alan Simav sıyrılma fayına odaklanmış olup, bu fayın, kırılmalı deformasyona uğramış örtü kayalarını, yüksek dereceli metamorfik çekirdek kayaları ve granitoid sokulumlarından ayırdığı tespit edilmiştir. Çalışmada $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi, makaslama zonu oluşumunu ve sokulumun yaşını belirlemek için kullanılırken, milonitik deformasyon yaşı 22.86 My., granitoidin soğuma yaşı ise 20.19 My olarak belirlenmiştir. Ayrıca, Eğrigöz Granitoid'inin sokulum ve soğuma yaşının 23-20 My arasında olduğu belirlenmiştir. Aynı zamanda bu veriler, Menderes Çekirdek Kompleksi'nin kuzeyindeki genişleme deformasyonunun Erken Miyosen döneminden önce başladığını ve Batı Türkiye'nin Tersiyer genişleme tektoniğinin erken bir aşamasını temsil ettiğini göstermiştir; İzotopik yaş verileri, arazi gözlemleri ve mikro-tektonik çalışmalar ise granitoidlerle milonitlerin sintektonik bir ilişkiye sahip olduğunu, granitoidlerin Menderes Çekirdek Kompleksi'nin kuzeydoğuya doğru genişlemeli deformasyonu sırasında sokulduğunu göstermiştir.

Thomson ve Ring (2006) çalışmalarında, Simav Sıyrılma Fayı'na (SSF) odaklanarak Türkiye'nin batısındaki Batı Anadolu orojenezinde, çarpışmadan genişlemeye geçişini anlamak için çok sayıda düşük sıcaklık termokronometresi kullanmışlardır. Çalışmalar sonucunda, veriler, SSF'nin 25 ila 19 My. önce aktif olan önemli bir genişleme fayı olduğunu göstermiştir. Bununla beraber magmatizmanın yaşı SSF aktivitesinin durmasıyla eşleşmiş, bu da magmanın neden olduğu domlaşmanın sıyrılmayı tetiklediğini gösterdiği ifade edilmiştir. Çalışmada zirkon fisyon yaşları, 25 ila 21 My arasında hızlı taban soğumasını göstermiş olup, SSF boyunca kuzeye doğru göç eden aktif sünümlü deformasyonu ortaya çıkarmıştır. Araştırmacılar, taban bloğundan elde edilen apatit

fisyon yaşlarının, zirkon fisyon yaşlarından sürekli olarak 2-3 my daha genç olduğunu ve bunun, SSF aktivitesi durduktan sonra tortul kayaçların 16.4 my'da birikmesinden önce aşırı yükü ortadan kaldıran hızlı bir erozyona bağlı soğuma fazına işaret ettiğini öne sürmüştür.

Özgenç ve İlbeyli (2008) çalışmalarında, Anadolu'nun karmaşık jeolojik tarihinin bir parçası olan, çoklu çarpışma ve genişleme olaylarını içeren Batı Anadolu'daki Eğrigöz Granitoid'ine odaklanmış ve Batı Anadolu magmatik evrimi hakkında değerli bilgiler sağlamıştır. Çalışmada Eğrigöz sokulumunun, yapılan XRF ve ICP-MS analizleri sonucunda subalkalin, yüksek K'lı, kalk-alkali, başlıca granodiyorit ve granitten oluştuğu belirlenmiş bu kayaların, mafik alt kabuk kaynak kayalarının kısmi erimesi yoluyla bir kökene işaret ettiği ortaya konmuştur.

Akay (2009) çalışmasında, Batı Anadolu'da KB-GD gidişli magmatik kuşağı oluşturan Oligo-Miyosen yaşlı granit plütonlarını ve bunlarla ilişkili volkanik-subvolkanik istifler üzerinde saha çalışmalarından yararlanarak, Eğrigöz ve Koyunoba'nın da aralarında bulunduğu plütonların, farklı tektonik kuşakları kesip birleştirdiğini ve Alp-Himalaya çarpışması sırasında ve sonrasında evrimleştiğini ileri sürmüştür. Granitten monzogranite değişen plütonların yüzeye yakın soğuma gösterdiği, jeokimyasal analizler ile kalk-alkalin, I-tipi ve çarpışma sonrası özellikleri gösterdiği ortaya konulmuş, aynı zamanda Menderes metamorfikleri ile Afyon Zonu'nu ayıran genişlemeli sıyrılma fayına ilişkin mevcut model yerine bu plütonların genetik olarak bu sıyrılma zonuyla ilişkili olmadığını, oluşumlarının bağlamı olarak bölgesel bir sıkışmalı magmatik kuşağı temsil ettiği öne sürülmüştür.

Hasözbek (2010) çalışmasında, Menderes Masifi'nin kuzey sınırının jeolojik özellikleri inceleyerek, bölgedeki gnays-şist-mermer topluluğu ve metagranitlerle karakterize edilen topluluk ile Eğrigöz ve Koyunoba granitoidleri arasındaki yaş ilişkilerine odaklanmıştır. Radyometrik yaşlandırmalar sonucunda gnays ve metagranitlerin yaşlarının 607 ile 501 My arasında değiştiğini, ile Eğrigöz plütonunun yaklaşık 19.4 My. önce, Koyunoba plütonunun ise 21.7 My. önce kristalleştiğini ortaya çıkarmış, ayrıca Eğrigöz plütonunun yaklaşık 18.77 My. önce soğuyarak bugünkü durumuna geldiğini, jeokimyasal (ICP-MS & ICP-AES) ve jeokronolojik (Rb-Sr biyotit,

Pb-Pb & U-Pb zirkon yaşlandırması) verilerin ise Eğrigöz ve Koyunoba granitoidlerinin kuzeybatı Anadolu'daki bölgesel bir magmatik kuşağın parçası olduğunu ve daha önce öne sürüldüğü gibi yerel sıyrılma faylarıyla ilişkili olmadığını göstermiştir.

Ersoy (2011) çalışmasında, Batı Anadolu'daki Neojen volkano-tortul havzalarına, özellikle de Menderes Masifi'nin kuzey kesiminde yer alan Gördes, Demirci, Selendi, Emet, Güre ve Uşak havzalarına odaklanarak, bu havzalardan saha çalışmaları sonucunda yeni stratigrafik, jeokimyasal ve tektonik veriler sunarak, genişleme tektoniğinin bir sonucu olduğunu ve Menderes Masifi'nin ilerleyen yüzeylemesi ile ilişkili olduğunu ortaya çıkarmıştır. Bunları bölge için kapsamlı bir tektono-stratigrafik evrimsel model önermek üzere mevcut verilerle birleştirmiştir. Demirci, Selendi, Emet ve Güre havzalarının, Erken Miyosen yaşlı bir sıyrılma fayı (SSF) üzerinde sıyrılma üstü genişleme havzaları olarak gelişmişken, bu havzaların KD-GB gidişli doğrultu atımlı faylardan ve daha güneyde ikinci bir sıyrılma fayından (Gediz ayrılma fayı, GDF) etkilendiğini ve bundan dolayı da Menderes Masifi yüzeylemesinin birbirini takip eden sıyrılma fayları ve kinematik olarak bağlantılı sağ yönlü doğrultu atımlı hareketten kaynaklandığı ortaya koymuştur.

Catlos vd. (2012) çalışmalarında, Menderes Masifi'nde geniş ölçekli genişleme gösteren Eğrigöz, Koyunoba ve Alaçam granitoidlerini araştırmıştır. Araştırmacılar, U-Pb Zirkon yaşlandırması, jeokimyasal analizler (tüm kayaç analizi) ve katodoluminesans (CL) görüntüleme yoluyla, yüzeyleme geçmişini ve tektonomagmatik süreçleri anlamayı amaçlamıştır. Çalışmada zirkon yaşı 15 milyon yıldan fazla bir kristalleşme periyoduna işaret ederek, esas olarak biyotit tanelerinin içinde veya bitişiğinde, magmatik kristalleşmeyle tutarlı zonlanmayı gösteren katodoluminesans görüntülerini, numunelerdeki magma karışımını, çok sayıda kırılma deformasyon ve akışkana bağlı alterasyonu ortaya koymuştur. Granitoidlerin farklı bileşimler (magnezyen, kalk-alkalik, peralümin) sergilediğini tespit etmişler; bu durumun magma karışımı, kısmi erime, kabuksal kirlenme ve yerleştirme sonrası sıvı etkileşimlerinden dolayı heterojenliğini ortaya çıkardığını öne sürmüşlerdir. Çalışma, bu granitoidlerin basit levha hareketlerine bağlı yükselme, Anatolid-Torid bloğu delaminasyonundan kaynaklanan adyabatik dekompresyon ve kıtasal litosferik incelme sırasında astenosferin

yükselmesi nedeniyle olduğu bir model önermiş, Türkiye'nin batısını, kuzeyden güneye geçiş yapan dalma-batma zonlarının bir birleşimi olarak tasvir ederek Kuzey Menderes Masifi granitoidlerinin yaş, kimya ve doku analizleri yoluyla karmaşık jeolojik geçmişini vurgulamışlardır.

Hetzel vd. (2013) araştırmalarında, Türkiye'nin batısındaki Menderes Masifi'nin jeolojik evrimini derinlemesine incelemiş ve iki belirgin sıyrılma fay sistemine odaklanmışlardır: kuzeydeki Simav Sıyrılma Fay'ı ve güneydeki Büyük Menderes Sıyrılma Fay'ı. Çalışmada apatit (U-Th)/He yaşlarına dayanarak faylanmanın yaklaşık 19 My. önce sona erdiğini öne süren önceki çalışmalarla çelişen yeni verilerin varlığı, 17-16 My.'a kadar olası fay aktivitesini göstermekte ve belirlenen zaman çizelgesiyle çatışmaktadır. Bu çalışmada Simav Sıyrılma Fay'ını kesen yüksek açılı faylar, bu uzun faylanma periyodunu destekleyen K-Ar yaşlarını sergilediği, ayrıca, Büyük Menderes Sıyrılma Fay'ının yaklaşık 22 My. önce aktif hale gelmesi ve Simav Sıyrılma Fay'ı ile eş zamanlı oluşması erken normal faylanmaya işaret ettiği belirtilmiş olup, 4-3 My. civarındaki daha sonraki faylanma evreleri, hem Gediz hem de Büyük Menderes Sıyrılma Fay'ları üzerinde yakın kümelenmiş K-Ar yaşları ile kanıtlanmıştır. Çalışma aynı zamanda yüzey erozyonu ve birikme modellerinden etkilenen değişen faylanma oranlarının hesaba katılması ihtiyacını vurgulayarak, bu sıyrılma sistemlerinin aralıklı olarak mı yoksa sürekli olarak mı çalıştığına ilişkin devam eden tartışmayı da vurgulayarak, Menderes Masifi'ndeki faylanmanın karmaşık doğasının altını çizmiş, önceki yorumlara karşı çıkarak bölgesel tektonik evrimi anlamında yüzey süreçlerini dikkate almanın önemini vurgulanmıştır.

Ersoy vd. (2014) çalışmalarında, Batı Ege bölgesindeki Neojen havzalarına, özellikle de kuzey Menderes Genişlemeli Metamorfik Kompleks (MGMK) boyunca uzanan havzalara odaklanmaktadır ve saha çalışmalarıyla detaylı incelemelerde bulunmaktadır. Bu havzaların Miyosen boyunca sıyrılma üstü havzalar olarak gelişmiş olup, bölgesel bir uyumsuzlukla ayrılmış belirgin volkano-sedimanter istifler sergilediği tespit edilmiş, MGMK'nın batısında, doğrultu atımlı havzalara dönüşen havzaların, önemli bir uyumsuzluk olmaksızın kuzeydoğudan güneybatıya doğru gençleşen volkano-sedimanter birimleri içerdiği ortaya konmuştur. Yapılan radyometrik çalışmaların (U-Pb

yaşlandırması), batı havzalarının Ege dalma zonunun saat yönünde güneye doğru dönmesiyle oluştuğu, bu dönme deformasyonunun, doğu kenarı boyunca geniş bir doğrultu atımlı bölge olan İzmir-Balıkesir Transfer Bölgesi'nde (İBTZ) açıkça görüldüğü ileri sürülmüştür. Bunun tersine, kuzey MGMK boyunca uzanan havzalardaki tortul istiflerin güneye doğru gençleşme sergilememesi; bunun yerine MGMK'nın yüzeylemesine yanıt olarak geliştikleri, Pliyosen'den Kuvaterner'e kadar olan dönemde, slab-roll back sürecine eşlik eden tektonik kaçış nedeniyle Gediz (Alaşehir), Büyük ve Küçük Menderes Grabenleri gibi doğu-batı yönünde uzanan grabenler oluşturarak, grabenlerin MGMK havzalarını kesmiş olduğu ortaya konmuş ve eş zamanlı olarak bu zaman diliminde İBTZ boyunca doğrultu atımlı deformasyon ve buna bağlı çökelmenin devam ettiği tespit edilmiştir.

Gündoğdu vd. (2015) çalışmalarında, Simav (Kütahya) ve çevresindeki Geç Senozoyik döneme ait jeodinamik değişimleri incelenmiş olup, Eğrigöz Magmatik Kompleksi'ndeki granitik ve volkanik kayalar ile bölgedeki tektonik yapıların (Simav Fayı ve Simav Sıyrılma Fayları), radyometrik yaşlandırma (K/Ar ve Ar/Ar) yöntemleri kullanılarak jeolojik tarihçesi ortaya konmuştur. Çalışmada yapılan yaşlandırma ve saha çalışmaları, Eğrigöz ve Koyunoba granitoidlerinin kabuksal sıkışma, yükselme ve genişleme süreçlerinde Simav Sıyrılma Fayları ile ilişkili olarak yüzeylendiğini göstermiş olup, bu dönemi takiben bölgede yaygın bir volkanizmanın olduğu saptanmıştır. Ayrıca araştırmacılar Simav Fayı'nın başlangıç yaşının 19.3-26.1 My. aralığında olduğu düşünürken, Simav Fayı'nın, Erken Miyosen'de doğrultu atımlı bir fay olarak hareket etmiş olacağı, ancak Kuvaterner döneminde genişlemeli bir normal faya dönüştüğünü belirtmişlerdir. Bu değişimler, Doğu Akdeniz'deki Afrika Levhası ile Anadolu Levhası arasındaki karmaşık yitim süreçlerinden kaynaklanmış olabileceğini gösterdiği öne sürülmüştür.

Jolivet (2015) çalışmasında, Balkanlar ve Karadeniz çevresinden Ege Denizi ve Anadolu'ya kadar daha geniş bir bölgedeki granitoid sokulumlarının yaş ve göç modelini tartışmaktadır. Araştırmacı önceki çalışmaları paleomanyetik veriler ile destekleyerek granitoid yerleşiminin Geç Kretase'den Erken Miyosen'e kadar meydana geldiğini, spesifik olarak, Ege Denizi'ndeki sokulumların yaklaşık 16 My. önce

kuzeydoğuda (Ikaria) başlayıp 8 My. önce güneybatıya (Lavrion) uzandığını ve Kiklad sokulumlarının Batı Anadolu ve Rodop masifindeki Oligosen-Erken Miyosen granitoidlerinden daha genç olduğunu ileri sürmüştür. Ayrıca Rodop masifindeki sokulumların, Oligo-Miyosen yaşlı Vrontou ve Symvolon-Kavala granitleri dışında çoğunlukla Eosen kökenli olup, Batı Anadolu’da, sokulumların yaşlarının farklılık gösterdiğini; Eosen plütonlarının, 48 My. ile 21 My. arasında tarihlenen Oligo-Miyosen granitlerine, granodiyoritlere ve monzonitlere geçiş yaptığı, Menderes masifindeki en genç Salihli sokulumunun ise 21 ila 15 My. yaş aralığında değişmekte olup, hidrotermal aktivite nedeniyle bazı yaşların sıfırlandığı tespit edilmiştir.

Erkül (2017) çalışmasında, Türkiye’deki kuzey Menderes metamorfik çekirdek kompleksinin jeolojik evrimini araştırmış ve üç aşamalı bir deformasyon sürecini kinematik analiz çalışmaları ile ortaya koymuştur. Bu deformasyon süreci sırasıyla: Başlangıçta, KD-GB yönlü genişleme altında sıyrılma fayları ile oluştuğu daha sonra, genişlemeli Simav Sıyrılma Fay’ı sonrasında, değişen genişleme koşulları tarafından tetiklenen asimetrik magmatik domların yerleştiği, son aşamada ise kıvrımlar, doğrultu atımlı faylar ve eğim atımlı normal fayların bir karışımını sergileyen lokalize bir transfer bölgesi olan Gerni makaslama zonunun özellikleri tespit edilmiştir. Çalışmada özellikle, plütonların yakınındaki sünümlü makaslama bölgelerinin, magmatik aktivitenin hem geriliminden hem de termal etkilerinden etkilendiği bulunmuş; bu da bunların oluşumuyla ilgili önceki varsayımları çürütmüştür. Çalışma aynı zamanda, saha çalışmalarının yanısıra Radar Topography Mission (SRTM30) yükseklik verileri ve NASA MRSID Landsat verilerini yorumlayarak tüm jeolojik ve yapısal veriler, CBS yazılımı kullanılarak derlenmiş olup, Kuzey Menderes Masifi ile Eğrigöz bölgesi arasındaki yapısal ortam benzerliklerini tespit ederek, sıyrılma fayı sırasında alt ve üst plaka kayalarının yüzeylenmesinde geç evre magma yükselişinin önemli rolünü vurgulamaktadır.

1.4.2 Maden Jeoloji Çalışmaları

Dora (1969) çalışmasında, Karakoca granitinin petrolojik ve metalojenik özellikleri mikroskobik ve saha çalışmalarıyla incelemiş, oluşumunu anatektik kökenli olarak belirlemiş, Eğrigöz Granitoid’i ile aynı yaşta, Erken Alp dönemine ait olduğu

saptamıştır. Ayrıca Karakoca Granitoid'inin, üzerindeki katmanlara nüfuz etmeksizin yerinde soğuma gösterdiğini ve Pb-Zn damarlarının anatektik eriyiklerin kalıntı çözeltilerinden türediğini belirtmektedir. Bununla beraber ağır metal iyonlarının Paleozoik yaşlı metamorfik kayalardan kaynaklandığını ileri sürmüş ve üç farklı mineralizasyon evresini tanımlamıştır.

Erler (1979) Karakoca Pb-Zn yatağının kükürt izotoplarını incelemiş, Karakoca yatağının kararlı izotop değerlerinin dar bir aralıkta dağılım gösterdiğini ve kükürt izotop değerlerinin binde sıfıra yakın olduğunu, yataktaki kükürdün magmatik hidrotermal kökenli olduğunun söylenebileceğini belirtmiştir.

Ring ve Collins (2005), sin-kinematik Eğrigöz ve Koyunoba granitoidlerinden elde edilen magmatik zirkonlarda ikincil iyon kütle spektrometresi (SIMS) U-Th-Pb yaşlandırması yöntemini kullanarak Türkiye'nin batısındaki Kuzey Anadolid kuşağında çekirdek kompleksi oluşum zamanını belirlemiştir. Araştırmacılar, granitoidlerin Simav sıyrılma fayının taban bloğuna sokulmuş ve bu sıyrılma üzerinde tektonik taşınmaya paralel olarak KKD yönünde uzandığını belirtmişlerdir. Ayrıca, çoğunun deforme olmadığını, ancak Simav sıyrılmasının hemen altında yerel olarak milonitik ile ultramilonitik deformasyonlar halinde gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Buna ek olarak Eğrigöz ve Koyunoba granitoidlerinden elde edilen zirkonların, 20.7 ± 0.6 My. ve 21.0 ± 0.2 My. aralığında yaşlar verdiğini ve lökogradit daykın yaşının ise 24.4 ± 0.3 My. olduğunu tespit etmişlerdir. Bu verilerin, granitoidlerin sin-kinematik yerleşme sırasında ve sonrasında hızlı bir şekilde soğuduğuna işaret ettiğini savunmuşlardır.

Aydın (2007) çalışmasında, Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesindeki Karakoca Pb-Zn yatağına odaklanmış olup, Koyunoba plütünü içerisinde bulunan yatağın, polimetalik ve plüton içi cevherleşme olduğunu, yaklaşık 1,5 km uzunluğundaki ana damarın kesişen faylar tarafından kontrol edildiğini ileri sürmüştür. Ayrıca bu çalışma, Karakoca Pb-Zn yatağının mineralojisine dair önemli bilgiler sunmuş olup, yapılan mikroskobik incelemeler ile cevher minerallerinin başlıca galen, sfalerit, pirit, kalkopirit, manyetit ve kuvarstan oluştuğunu ortaya koymuştur. Ayrıca, yüzeysel ayrışma nedeniyle limonit ve malakit gibi ikincil minerallerin varlığı tespit edilmiştir.

Uğurcan (2012) çalışmasında, Eğrigöz Granitoid'inin güneyinde yer alan Kalkan ve Karaağıl skarn tipi demir yataklarını incelemiş ve Katrandağ mineralizasyonunun, plütonun çatı askısında bulunduğunu ve bu alandaki Eğrigöz Granitoid'inin jeokimyasal özelliklerini, plütonun peralüminöz, kalk-alkalin, yüksek potasyum içeren bir kompozisyonla oluştuğuna işaret ettiğini ileri sürmüştür. Bu çalışmada tektonik ayrım diagramları, Eğrigöz Granitoid'inin volkanik yay ortamında kristalleştiğini belirtilmiş, Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ skarnlaşmaları, Kalkan Formasyonu'na ait gnayslardaki rekristalize karbonat bantları, yer yer dolomitleşmiş ve kil içeren kireçtaşı içeren Arıkaya Formasyonu ve dolomitik kireçtaşı içeren Balıkbaşı Formasyonu içinde bulunduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca bu çalışmayla, skarn oluşumunu temsil eden iki ayrı evre belirlenmiştir. Birinci evrede, Kalkan'daki skarnlaşmanın prograd evresinde klinopiroksen ve granat baskınken, retrograd evrede epidot, amfibol, klorit, kuvars ve kalsit mineralleri hakimdir. İkinci evrede Karaağıl'daki skarnlaşmanın, kalsik ve magnezyen skarn mineralojisine sahip olduğu belirlenmiştir. Bu çalışma kapsamında yapılmış olan saha çalışmaları, mikroskop ve sıvı kapanım çalışmaları, her bir evrede oluşan özgül mineralleri tanımlayarak bu bölgelerde gerçekleşen jeolojik süreçlere ışık tutmaktadır.

Oyman vd. (2013) çalışmasında, Batı Türkiye'nin Çatak ve Küreci ilçelerinde, Eğrigöz Plütonik Kompleksi'nin (EPC) sokulum kayaçları ile çevredeki kalkerli pelitik şistler ve meta-karbonat kayaçları arasındaki dokanakta meydana gelen skarn cevherleşmesini araştırmaktadır. Jeokimyasal analizler (tam-kaya, mikroprob, sıvı kapanım ve izotop çalışmaları) yoluyla araştırmalarda bulunulmuş ve her biri farklı mineralojik bileşimler ve cevher oluşturma koşulları sergileyen üç farklı skarn türü üzerinde çalışılmıştır. Bunlardan ilki, Küreci demir skarn cevherleşmesi, iyi zonlanmış olup, altere olmamış granodiyorit ve endoskarndan diyopsit-wollastonit ekzoskarna ve mermer reaksiyon cephesine doğru geçiş yaptığı ifade edilmiştir. İkincisi, Sakari'de demir mineralizasyonu ve skarn oluşumunun, birbirini takip eden kırılma ve infiltrasyon süreçlerinden kaynaklanmış olup, klinopiroksen ve granat bileşimlerinin oksidasyon durumlarında değiştiği ileri sürülmüştür. Çatak demir skarnlaşması ise pirotin, pirit ve arsenopirit nedeniyle yüksek sülfat içeriği ile karakterize edildiği ve sıvı kapanım ölçümlerin sonucunda skarn oluşumu sırasında birden fazla sıvının dahil olduğu ortaya konulmuştur.

Bu çalışmanın bulguları, kıtasal yay ortamında magmatik-hidrotermal aktivitenin karmaşık bir etkileşiminin, skarn mineralojisini ve bileşimini şekillendirdiğini ve sülfür izotop verileri ile sistemdeki sülfürün öncelikle magmatik kökenli olduğu ve kabuksal kaynaklardan sınırlı katkı sağlandığı belirlenmiştir.

Yılmaz (2013) Batı Anadolu volkanik ve genişleme bölgesinin bir parçası olan Türkiye'nin batısındaki Sındırgı Bölgesi, önemli derecede düşük sülfidasyonlu epitermal Au-Ag yataklarını çalışmış olup, ana odak noktası Yusufçam köyünün güneydoğusundaki Kızıltepe yatağı ve yakındaki Kepez, Kavaklıdüz ve Karadüz gibi mevkilerdir. Bu alanlardan Kızıltepe, kolloform/kabuksu bantlanma, kalsit sonrası kuvars psödomorfları ve düşük sülfidasyonlu epitermal sistemlerin özelliği olan çok fazlı breşleşmeler sergileyen belirlenmiştir. Alterasyon mineralleri arasında karışık katmanlı illit/smektit, yüksek kristalli illit ve kandit grubu minerallerin (dikit ve nakrit) yer aldığı ve elektrik, akantit, Au açısından zengin akantit ve Ag-Hg-Au-Tl-Pb serisi gibi değerli metal minerallerin esas olarak kuvars içerisinde bulunduğu ve piritin baskın opak mineral olduğu ortaya konmuştur. Çalışmada Ar-Ar izotop çalışmaları, cevherleşmenin 18.3 ± 0.2 My. önce oluştuğunu gösterir ve üç faza ayrılır: Faz I (kaba taneli kuvars, illit, pirit, küçük değerli metaller), Faz II (kabuksu bantlı ana altın-gümüş içeren orta taneli kuvars, karbonat) ornatım, hidrotermal breş dokuları) ve Faz III (kolloform/kabuksu bantlı ince taneli kalsedonik kuvars). Ekonomik açıdan Faz II, değerli metal içeriği nedeniyle büyük öneme sahiptir. Faz II kuvarstaki sıvı kapanımları, zengin buhar bileşiminden zengin sıvı bileşimine kadar değişiklik gösterir; sıcaklıklar 157 ila 330 °C arasındadır ve tuzluluk oranı ağırlıkça % 0.5-4.8 NaCl eşdeğeridir. Au-Ag ve Au-Cu arasında pozitif korelasyon mevcuttur, ancak As ile Au veya Ag arasında pozitif korelasyon yoktur.

Göktaş (2015) çalışmasında, Katrandağ Pb-Zn-Ag cevherleşmesini, Emet ilçesindeki Katrandağ Mahallesi'nde incelemiş olup, cevherleşmenin, Batı Anadolu'da Afyon Zonu içinde yer alan Eğrigöz Granitoid'i ve onun üzerindeki çatı askısında bulunduğunu ortaya koymuştur. Yapılan araştırmalar sonunda, saha ve petrografi (cevher mikroskobisi) çalışmaları ile Katrandağ Pb-Zn cevherleşmesini, plüton ile çatı askısı arasındaki skarn tipi mineralizasyonu ve Eğrigöz Granitoid'i içerisindeki stokvörk tipi mineralizasyonları ve bu cevherleşmelerin ilişkilerini ortaya koymuştur ve

cevherleşmenin ana kayaları, alttan üste doğru Eğrigöz Granitoid'i, Simav Metamorfiklerine ait şistler ve Balıkbaşı Formasyonuna ait dolomitik kireçtaşı olup, farklı formasyonlardaki bu üç birimde değişen yoğunlukta mineralizasyon görülmektedir; granitte ve ince skarn zonunda gözlenen sülfüdlü mineralizasyon, Pb-Zn-Ag açısından fakirdir, ancak çatı askısındaki şistler ve dolomitik kireçtaşında gelişen damar tipi mineralizasyon zenginleşmiştir.

Özen (2015) çalışmasında, Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesindeki Menderes Masifi'nin kuzey kesiminde yer alan İnkaya Cu-Pb-Zn-(Ag) hidrotermal cevherleşmesini, jeolojik, mineralojik (cevher petrografisi), morfolojik (SEM-EDX), jeokimyasal (XRD), sıvı kapanımı, oksijen, kurşun ve kükürt izotop analizlerini içeren çeşitli bilimsel yöntemlerle detaylı olarak incelenmiştir. Ana minerallerin galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve fahlerz grubu minerallerden oluştuğunu ortaya koymuştur. Sıvı kapanım çalışmaları ile 235-340 °C homojenleşme sıcaklığı ve ağırlıkça % 0.7-4.49 NaCl eşdeğeri tuzluluk oranı ve muhtemelen meteorik ve magmatik sıvıları karıştıran en az iki sıvı karışımının olduğunu belirlemişlerdir. Kükürt ve oksijen izotop verilerin magmatik bir ortama işaret ettiği, kurşun izotop bileşimleri ile mineralizasyonun epijenetik tipte olduğu belirlenmiştir. Cevherleşmenin oluşumunun Oligo-Miyosen yaşlı Eğrigöz Granitoid'i ile bağlantılı olup, magmatik-hidrotermal çözeltilerin yönlendirdiği mezo-hipotermal bir cevherleşmeye işaret ettiği sonucuna varılmıştır.

Uğurcan vd. (2016) çalışmalarında, Menderes Masifi'nin kuzey kesiminde yer alan, büyük ölçekli genişlemeye karakterize edilen önemli bir metamorfik çekirdek kompleksi olan Eğrigöz Granitoid'ine odaklanmaktadır. Bu bölgede Eğrigöz Granitoid'inin güney kenarı boyunca Kalkan ve Karaağıl skarn yatakları, çatı askısında ise Katrandag cevherleşmesi bulunmaktadır. Çalışma, sıvı kapanım çalışmaları ile Kalkan skarnında homojenleşme sıcaklığını, prograd evrede 379°-600° arasında, retrograd evrede 235°-412° arasında, tuzluluk değerlerini 9.2-22.4 ve 6.4-20.1 % NaCl eşdeğeri arasında ortaya koyarken, Karaağıl skarnında homojenleşme sıcaklığını 420°-600° arasında ve tuzluluk değerlerinin 21-30 % NaCl eşdeğeri arasında olduğunu ortaya koymaktadır.

Delibaş (2017) çalışmasında, Batı Anadolu'daki Pınarbaşı sokulumu içerisindeki Pınarbaşı Mo-Cu cevherleşmesini araştırmış, saha gözlemlerine dayanarak sokulumun

monzonit, porfiritik granit ve monzodiyoritten oluştuğunu ve cevherleşmenin ağırlıklı olarak porfir tipi Mo-Cu olup, kalkopirit, molibdenit, pirit ve limonit bakımından zenginleştirilmiş stokvörk ve kuvars damarlarında meydana geldiğini gözlemlemiştir. Pınarbaşı sokulunun, yapılan tam kaya jeokimyasal analizi ve farklı Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri göz önüne alındığında, Oligo-Miyosen çarpışma sonrası magmatizması sırasında zenginleşmiş bir litosferik manto ile alt kabuk arasındaki etkileşimlerden kaynaklandığını ileri sürmüştür. Yapılan Re-Os yaşlandırma çalışmaları ile iki molibdenit örneğinin yaşları 18 My. olarak belirlenmiştir. Orta-Geç Miyosen sırasındaki yüzeyleme Pınarbaşı sokulumunu ortaya çıkarmış ve porfir tarzı cevherleşmenin gelişmesine yol açtığı tespit edilmiştir.

Gürcan (2018) çalışmasında, Batı Anadolu'da çarpışma sonrası I-Tipi magmatizmanın ürünleri olan Koyunoba ve Eğrigöz plütonları içerisindeki Karakoca ve Sudöşegi cevher oluşumlarına odaklanmış olup, yapılan saha çalışmaları ile Karakoca cevherleşmesinin, kalınlığı santimetreden metreye kadar değişen, KB-GD gidişli damar sistemlerinden oluştuğunu belirtmiştir. Sudöşegi cevherleşmesi ise gerçek kalınlığı 5-10 metre olan tek damar olduğu, bu mineralizasyonun başlıca galen, sfalerit, pirit ve kalkopirit içermesi orta ç sulfidasyon ortamını düşündürmüş, aynı zamanda kuvarsın her iki formasyonda da baskın gang minerali olduğu gözlenmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları, epitermal koşullarla tutarlı olarak Karakoca'da 209-363°C ve Sudöşegi'nde 211-349°C arasında değişen homojenleşme sıcaklıklarını göstermiş, kükürt izotop verileri her iki formasyonda da kükürdün magmatik bir kökene sahip olduğunu düşündürmüştür. Cevherleşmenin masif, kolloform-kabuksu, breşik ve esas olarak kuvarstan oluşan ağsal dokular dahil olmak üzere çeşitli dokular sergilediği, her iki formasyonda da karmaşık jeolojik geçmişe işaret eden çoklu hidrotermal ve tektonik aşamaların gözlemlendiği ortaya konmuştur.

Bu önceki çalışmalar, Karakoca cevherleşmesinin jeolojik, mieranlojik-petrografik ve jeofiziksel özelliklerini anlamak için önemli bir temel oluşturmuştur. Ancak, bu çalışmaların birçoğu belirli yönleri ele almış olsa da cevherleşmenin kökensel mekanizmasını ve kontrol faktörlerini tam olarak açıklamamıştır. Bu nedenle, bu çalışma, Karakoca cevherleşmesinin daha derinlemesine anlaşılmasına katkı sağlamayı hedeflemektedir.

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİSİ

2.1 Bölgesel Jeoloji

Türkiye'nin jeolojisi, plaka tektoniği çerçevesinde oldukça erken bir dönemde açıklanmıştır (Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981). Batı Anadolu, Türkiye, Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer almaktadır (Hetzl vd., 1995; Jolivet vd., 2013; Şengör ve Yılmaz, 1981). Batı Anadolu'nun jeolojik evrimi esas olarak Tetis okyanusunun kalıntılarını koruyan Paleo ve Neo-Tetis okyanuslarının açılıp kapanması olayları ile şekillenmiştir (McKenzie, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu bölgenin tektonik evrimi iki ana tektonik dönemden oluşur: Senozoyik öncesi sıkışma dönemi ve Senozoyik kabuksal genişleme dönemi (Bozkurt, 2001; Okay vd., 1996; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Senozoyik öncesi sıkışma dönemi, Anatolid-Torid bloğu ile daha kuzeyde yer alan Sakarya kıtası arasındaki Geç Kretase ile Paleojen arasındaki levha yaklaşması, kuzeye doğru dalma-batma ve Neotetis'in kapanmasına neden olmuş ve bu süreç, İzmir-Ankara Süturu'nun oluşumu ile sonuçlanmıştır (Hinsbergen vd., 2010; Okay ve Tüysüz, 1999; Şengör ve Yılmaz, 1981; van Hetzel, 2013). İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Zonu, Gondwana ile ilişkili kayaçları içeren Anatolid-Torid bloğundan Lavrasya ile yakın ilişkili Pontid bölgesini ayıran 'And tipi' bir dalma batma zonudur. Menderes Masifi, Tavşanlı ve Afyon Zonları Anatolid-Torid bloğunun bir parçası iken Sakarya ve Rodop Zonları Pontidler'in bir parçasıdır (Catlos vd., 2012; Ketin, 1966; Okay, 2008; Şengör vd., 1980). İki kıta arasındaki nihai çarpışma, kabuk kalınlaşmasına yol açmıştır (Aldanmaz vd., 2000; Catlos vd., 2012; Dewey vd., 1986; Dixon ve Robertson, 1984; Görür vd., 1984; Özgenç ve İlbeyli 2008; Şengör ve Yılmaz, 1981; Thomson ve Ring, 2006) ve bu süreç sonunda Menderes Masifi'nin kalınlaşmış kabuğu KKD-GGB yönünde uzanarak uzun süreli bir genişleme evresine girmiştir (Hetzl, 2013).

Senozoyik dönem boyunca kabuksal genişleme, Afrika levhasının Helenik yayı boyunca güneye doğru geri çekilmesinden kaynaklanmıştır (Ring vd., 2010; Sanchez 2017; Jolivet vd., 2010;). Helenik yayındaki dalmanın başlaması, yay ardı genişlemesinin temel unsurlarından biridir (Seyitoğlu, 1996). Helenik yayının dalmaya başlama zamanı,

McKenzie (1978) tarafından 5 milyon yıl olarak önerilirken, Le Pichon ve Angelier (1979, 1981) tarafından 13 milyon yıl ve Seyitoğlu (1996) tarafından 12 My olarak olarak öne sürülmüştür. Bu yay, Afrika levhasını, Avrasya ve Anadolu bloğundan ayırmaktadır (Biryol, 2011; Catlos vd., 2012; Delibaş vd., 2017; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Fytikas vd., 1984; Le Pichon ve Angelier 1981; Pe-Piper & Piper, 1989; Sanchez, 2017; Seyitoğlu, 1996; Jolivet, 2015). Afrika Levhası'nın dalan kısmı yerçekimi etkisiyle çekilmiştir ve dalım sistemi Afrika'ya doğru geri bükülmüştür (McKenzie, 1978). Dalım zonunda üst üste binen levhalar, Afrika Levhası geri çekilirken Anadolu ve Ege levhalarının üst kabuk kısımlarını güneye çekerek, K-G genişlemesine neden olmaktadır (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979). Kuzeye doğru dalan levhanın geri çekilmesi ve bölgesel yay-ardı genişlemesi, yüzeyden gençleşen menderes metamorfik kompleksinin sıyrılma fayları ve makaslama zonları aracılığıyla yükselmesine neden olmuştur (Sanchez, 2017).

Batı Anadolu'da magmatik aktivitenin gelişimi bölgenin tektonik evrimi ile yakından ilişkilidir (Akay, 2008; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Özen, 2015). Senozoik plütonlar genellikle havza sınırındaki normal fayların taban blokları içine yerleşmiş ve tavan bloğu havzalarına kısmen genişlemeli komagmatik volkanik ürünler yerleşmiştir (Çiftçi ve Bozkurt, 2009; Sanchez vd., 2017; Jolivet ve diğerleri, 2010). Kuzeybatı Anadolu'daki Senozoyik magmatizması aşağıdakileri içeren genel bir evrim göstermektedir (Agostini vd., 2010; Sanchez vd., 2017): (1) esas olarak kalk-alkalen ve yüksek K içeren dalma-batma özelliklerine sahip orta Eosen'den erken Miyosen evresine, (2) şošonitik özelliklere ve kabukla kirlenmiş magmalara sahip erken-orta Miyosen evresi ve (3) bir dizi sodik yay-ardı bazalt içeren geç Miyosen evresi. Eosenden erken Miyosen'e kadar jeokimyasal, izotopik ve yaş ilişkileri, kabuksal kirliliğin arttığını ve dalma-batmanın azaldığını göstermektedir (Altunkaynak ve Genç, 2008; Sanchez vd; 2017). Bu magmatizmanın bir ürünü olan Oligo-Miyosen yaşlı Eğrigöz ve Koyunoba granitoidleri yüksek-K, Kalk-Alkali, granit-granodiorit kompozisyonunda, dalma batma ile ilişkili, çarpışma sonrası, I-tipi plütonlar olarak tanımlanmaktadır (Akay, 2009; Catlos ve diğer., 2012; Hasözbeke ve diğer., 2010; Özgenç ve Ilbeyli, 2008). Eğrigöz, ve Koyunoba ve Alaçam plütonları Menderes Masifi'ndeki yüzeylenmiş en büyük granitoid kütlelerdir (Catlos vd., 2012; Hasözbeke vd., 2010; Işık vd., 2004). Magmatik aktivite Menderes Masifi'nin, bölgesel

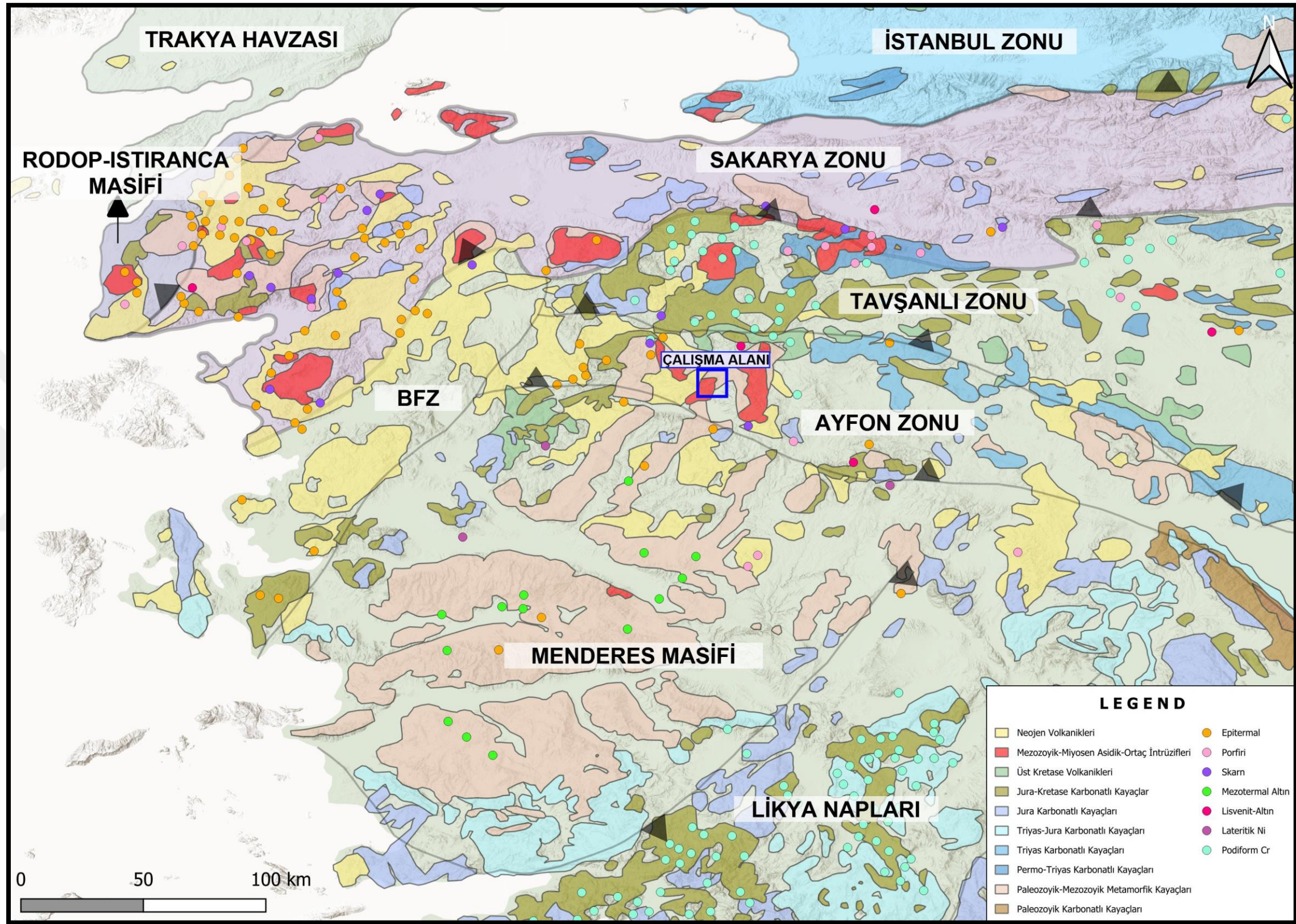
doğu uzanımlı sıyrılma fayları boyunca yükselmesi ile eşzamanlı olmuştur (Rabayrol 2021; Ring ve Collins 2005; Sanchez, 2017).

Yapısal incelemeler, düşük sıcaklık termokronolojisi ve intrüzyonlardan (Eğrigöz ve Koyunoba) elde edilen U-Pb yaşları, güney ve kuzey alt masiflerinin Geç Oligosen-Erken Miyosen'de büyük ölçüde yeryüzüne çıktığını ve yaklaşık 15–20 My civarında ~100°C'nin altına kadar soğuduğunu ortaya koymaktadır (Işık ve Tekeli, 2001; Ring vd., 2003; Ring ve Collins, 2005; Thomson ve Ring, 2006). Kuzey alt masifinin yeryüzüne çıkması, Simav grabeninin hem kuzeyinde hem de güneyinde yer alan Simav sıyrılma fayının kontrolü altında gerçekleşmiştir (Ersoy vd., 2010; Işık ve Tekeli, 2001; Işık vd., 2004; Thomson ve Ring, 2006). Genel kanı, Eğrigöz, Alaçam ve Koyunoba olarak adlandırılan granitoidlerin sin-tektolik olduğu ve erken Miyosen'de genişleme ve metamorfik çekirdek yüzeylemesi sırasında Simav sıyrılma fayının taban bloğu boyunca Paleozoik temele sokulduğu yönündedir (Dilek vd. 2009; Erkül 2010; Erkül vd. 2013; Işık vd. 2004;). Eğrigöz ve Koyunoba granitoidleri, sadece bu tektonik kontağın taban bloğu kayaçlarına değil, aynı zamanda tektonik olarak üstte bulunan YB/DS Afyon Zonu'nu ve bu birimler arasındaki kontağı da keserek, dik eğimli kontaklar boyunca yerleşmiştir (Akay, 2009).

2.1.1 Simav Fayı Tartışması

Bölgede yer alan Eğrigöz ve Koyunoba granitoidlerinden yapılan yaşlandırma çalışmalarından elde edilen sonuçlar (21.9 - 26.3 My), bu plütonların yüzeylemesinin; onları sınırlandıran Simav Sıyrılma Fayı (20.0-27.4 My) ile ilişkili olarak; kabuksal sıkışma, yükselme ve genişleme süreçleri içerisinde gerçekleştiğini göstermektedir (Gündoğdu vd., 2015). "Bu plütonlar, Simav normal fayının taban bloğu içinde yer almaktadır; bu, yaklaşık 150 km boyunca uzanan, kuzeye eğimli (yaklaşık 45-60°, Seyitoğlu, 1997) listrik bir faydır" (Catlos vd., 2012; Ersoy vd., 2010; Seyitoğlu, 1997). Simav Fayı'nın ilk oluştuğu dönemde, doğrultu atım karakteri sergilediği ve günümüzde ise normal fay karakterinde olduğu saha gözlemleriyle belirlenmiştir. Gündoğdu vd., (2015) ve Özden vd., (2012) günümüzde normal fay olarak çalışan Simav Fayı'nı, "Derinlere gidildikçe bir listrik normal fay özelliğini taşımaktadır" şeklinde yorumlamaktadır. Menderes Metamorfik Komplexi'nin yüzeylemesi hakkında ağırlıklı

olarak, sıyrılma fayları ve bu faylar ile ilişkili makaslama zonlar tarafından denetlendiği görüşü mevcuttur. Ancak Menderes Çekirdek Kompleksi'nin yüzeylenmesinin, düşük açılı dalma batma ve erezyonla ilişkili olduğu ve sıyrılma faylarının varlığını reddeden görüşlerin olduğu vurgulanmıştır (Gündoğdu vd., 2015; Westaway, 2006). Menderes Masifi'nin kuzeyinde yer alan Oligo-Miyosen yaşlı granitler için, iki türlü yerleşme modeli önerilmektedir. Birinci model, granitlerin bir sıkışmalı tektonik rejim sırasında, çok fazla miktarda kalınlaşmış kabuğunun kısmi ergimesinden türetilmiş olduğu görüşüdür (Genç, 1998; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1997; Yılmaz vd., 2001). Diğer model ise, genişleme sırasında meydana gelen sıyrılma fayının taban bloğu içerisinde sin-kinematik olarak yerleştiği görüşüdür (Işık ve Tekeli, 2001; Işık vd., 2004; Seyitoğlu vd., 2004; Ring ve Collins, 2005; Thomson ve Ring, 2006). Şengör ve diğerleri (1984) tarafından belirtildiği gibi Simav Fayı'nın Geç Miyosen'e kadar Batı Anadolu'da hüküm sürmüş olan D-B sıkışma rejimiyle uyumludur. Daha sonraki bir dönemde tektonik rejimin K-G genişleme rejimine değişmesi, Simav Fayı yatay bileşenin baskın olmasına neden olmuştur. Simav Fayı'nın doğrultu atımındaki genişlemenin sonucu olarak Simav Grabeni oluşmuştur (Konak, 1982; Oygür ve Erler 2000). Menderes metamorfikleri ile Afyon Zonu arasındaki kontak boyunca, taban bloğundaki yüksek dereceli metamorfiklerden kontaktaki milonitlere ve tavan bloğundaki kırılğan deforme olmuş parçalara doğru deformasyonda kademeli bir değişim yoktur; bu, gerçek bir sıyrılma fayında en tipik ve beklenen özelliklerden biridir (Akay 2019).



Şekil 2.1 Bölgesel Jeoloji Haritası: Okay (2008)'den Türkiye Tektonik Birlikler, Yiğit (2009)'dan bölgedeki cevherleşmeler ile litoloji birimlerden yararlanılmış ve bunun üzerinde belirtilmiş çalışma alanı.

2.2 Lokal Jeoloji

Simav (Kütahya) bölgesi, tabanda Menderes metamorfiklerinin, Afyon ve Tavşanlı Zonları'nın tektonik olarak üst üste binen ardışıklıklarının ve bu birliktelikleri kesen Oligo-Miyosen granitoidlerinin yüzeylendiği bu magmatik kuşağın doğu kısmında yer almaktadır. Bölgede yüzeylenen beş ana kaya topluluğu vardır: (1) Menderes Masifi'nin gnays-şist-mermer topluluğu ve metagranitleri, (2) Afyon Zonu'nun metapelitleri ve karbonat ardışıklığı, (3) Tavşanlı Zonu'nun serpantinleri, çörtleri ve denizaltı bazaltik lavlarından oluşan Dağardı Melanjı, (4) Simav Magmatik Kompleksi'nin plütonik, volkanik-subvolkanik kayaları ve (5) neojen tortul ve volkanik ardışıklıklar. Simav Magmatik Kompleksi'nin plütonik ve subvolkanik kayaları doğrudan hem Menderes metamorfiklerini hem de Afyon Zonu'nun birimlerini keser (Akay, 2009).

2.2.1 Menderes Masifi

Menderes Masifi, bölgedeki temel kaya topluluklarından biri olarak Kalkan Formasyonu, Simav Metamorfikleri, Sarıcasu Formasyonu ve Arıkayası Formasyonu gibi birimleri içerir (Özen ve Arık, 2015; Erkül ve Erkül, 2010). Masif, 250 km uzunluğunda ve 150 km genişliğinde olup, kuzeydoğu yönünde uzanmaktadır. Kalkan Formasyonu migmatitler ve biyotit içeren gnayslardan oluşurken, Simav Metamorfikleri muskovit ve biyotit şistlerden meydana gelir. Sarıcasu Formasyonu ise daha düşük dereceli metamorfik şistler içerir ve Arıkayası Formasyonu'na geçiş yapar, bu formasyon mermer içerir. Bölgedeki tortul kayalar, Budağan kireçtaşı tabakalarıyla uyumsuz olarak metamorfikler üzerine yerleşmiştir. Bölgenin kuzeyinde, Eğrigöz ve Koyunoba granitoidleri gibi granitoidler yüzeylener ve bunlar granit, monzogranit ve granodiyorit bileşimindedir. Bu granitoidlerin üzeri Kızılbük Formasyonu tarafından örtülmüştür ve Civanadağ tüfleri ile Akdağ volkanitleri ile ilişkilidir. Tüfler, riolitik, andezitik ve dasitik bileşimdedir ve Akdağ volkanitleri andezit, riolit, riyodasit ve dasit kayalarını içerir (Özen ve Arık, 2015; Oygür, 1997; Özen, 2012; Özen ve Arık, 2013b).

2.2.2 Afyon Zonu

Afyon Zonu, tabanda kalın bir metapelit istifinden ve üst kısımlarda kalın platform tipi mermerlerden oluşmaktadır. Metapelit istifi, rekristalize kireçtaşı mercekleri ve ara tabakalanmış fillitlerle baskındır. Bu dizinin farklı stratigrafik seviyelerinde iki modlu metabazik-metariyolit lavlar ve volkanoklastik mercekler yer alır. Metariyolitler, mika ile çevrelenmiş özşekilli kuvars ve feldspat porfiroklastları içerir. Bazaltik lav akıntıları ve mafik tüfler, metapelitlere ve metariyolitlerle çoğunlukla Afyon dizisinin orta ve üst kısımlarında eşlik eder. Klorit, amfiboller ve nadir olarak olivin ana mafik mineralleri oluştururken, plajiyoklaz felsik mineraldir (Hasözbek., 2010). Düşük sıcaklık-yüksek basınçlı Afyon Zonu metapelitleri ve karbonatları, düşük açılı tektonik bir temas boyunca Menderes Masifi'nin yüksek sıcaklık-düşük ila orta basınçlı metamorfik kayaçlarının farklı seviyelerini doğrudan üzerler. Bu temas boyunca, Afyon Zonu kayaçları, alttaki Menderes metamorfiklerinin foliasyon düzlemlerini ve doğrusal yapılarını çapraz keser (Akay, 2009).

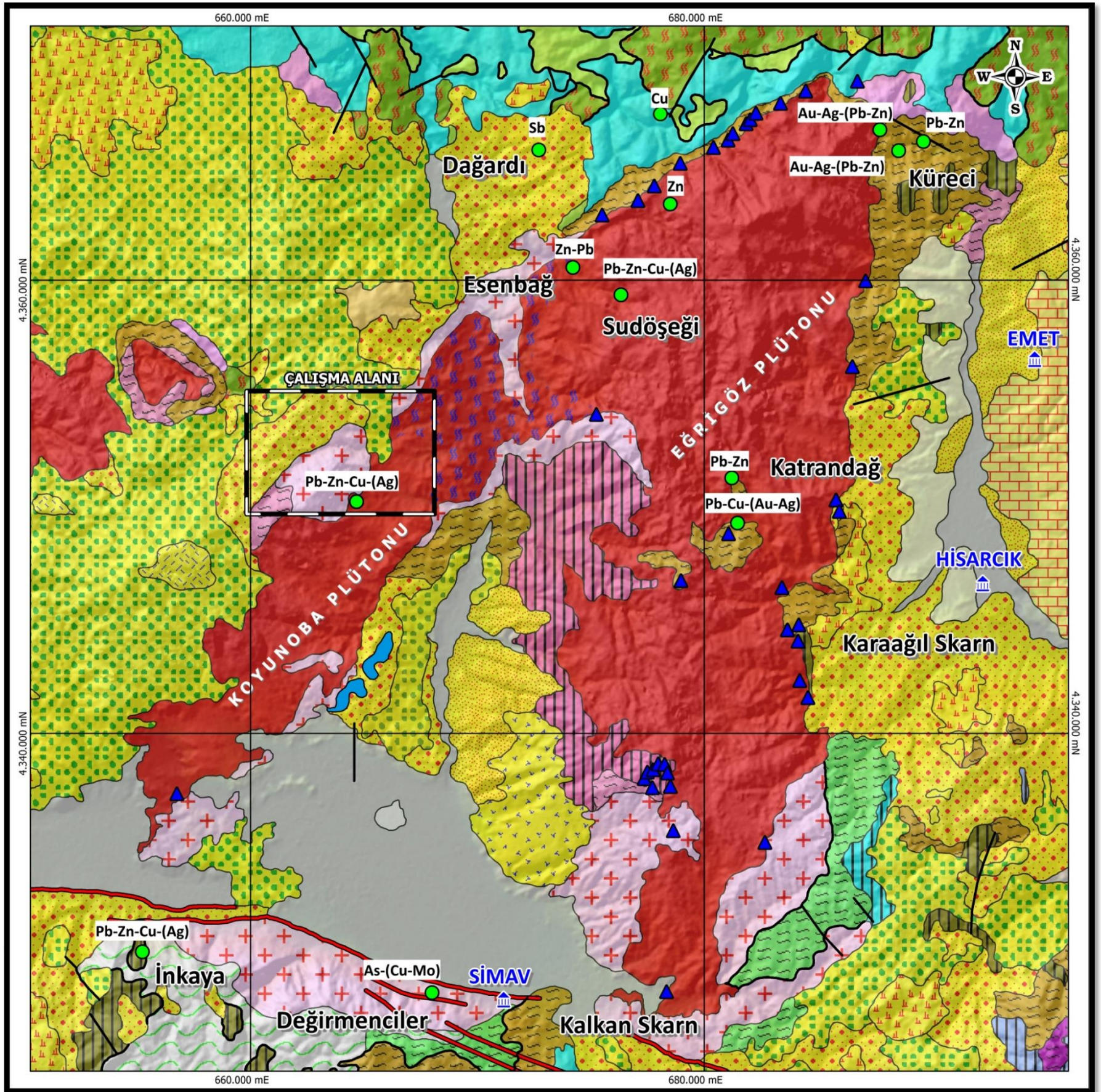
2.2.3 Dağardı Melanjı

Çalışma alanının kuzey kesiminde, Afyon Zonu'nun metariyolitleri, metapelitleri ve kireçtaşları üzerinde, düşük açılı bir fay boyunca yer alan ve iç yapısal bozulmalar gösteren bir ofiyolitik melanj yer almaktadır. Akdeniz ve Konak (1979a) bu birimi Dağardı Melanjı olarak tanımlamış olup, bu melanj, Okay ve diğerleri (1996) tarafından tanımlanan Tavşanlı Zonu'nun en güneydeki uzantısını oluşturmaktadır. Melanj içindeki kireçtaşı merceklerinde Geç Kretase dönemi foraminiferler tespit edilmiş, Anadolu'nun en batısında ise ofiyolitik melanjın matrisinden Geç Kretase-Erken Paleosen yaşları elde edilmiştir (Hasözbek., 2010).

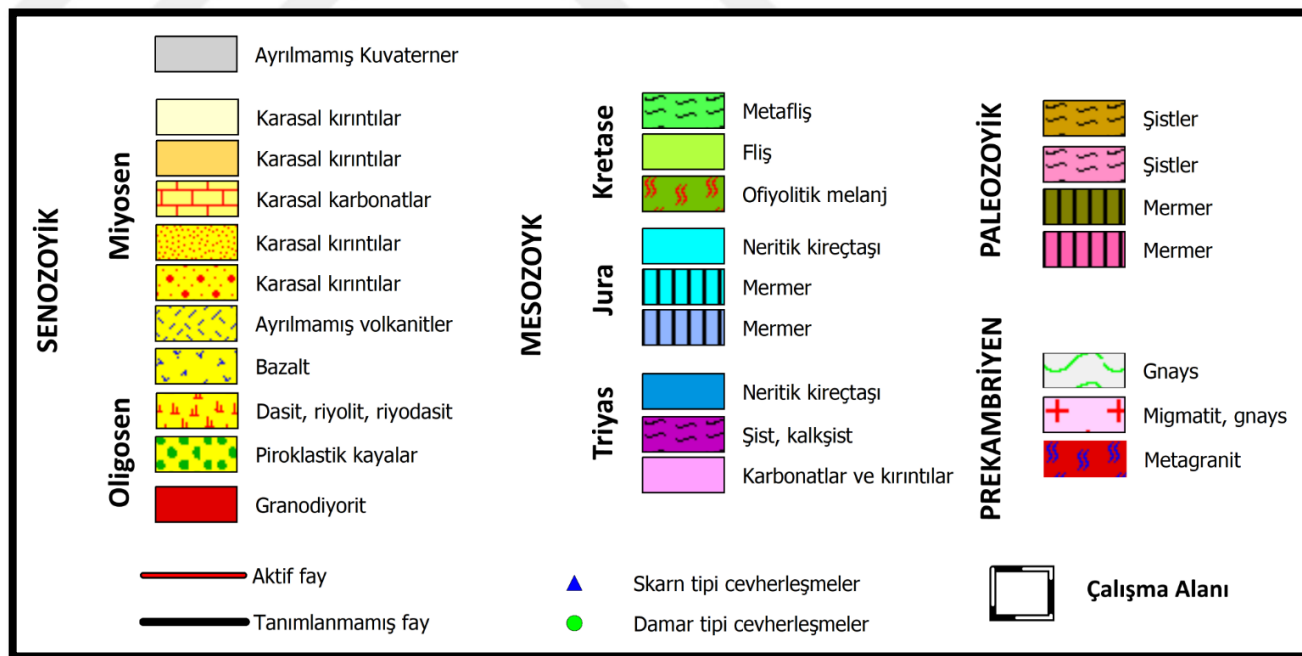
2.2.4 Simav Magmatik Kompleksi

Simav Magmatik Kompleksi, Menderes Masifi ve Afyon Zonu'nun üst üste yığılı nap paketlerine sokulmuş iki büyük granitik plütondan oluşmaktadır. Bu granitik kütleler, Eğrigöz ve Koyunoba olarak adlandırılır ve Batı Anadolu'nun en büyük granitlerinden ikisini oluşturur (Akay, 2009; Hasözbek., 2010). Simav Magmatik Kompleksi'nden alınan örnekler, I tipi özelliklere sahip yüksek K, kalk-alkali, granit-granodiyorit kompozisyonunda, dalma batma ile ilişkili, çarpışma sonrası plütonlar

olarak tanımlanmaktadır (Akay, 2009; Catlos vd., 2012; Hasözbek vd., 2010; Özgenç ve İlbeli, 2008). Alümina Doygunluk İndeksi diyagramında, örnekler peralüminöz alanda toplanmıştır ancak peralüminöz ve metalüminöz alanları ayıran çizgiye çok yakındır ($ASI = 1-1.1$) ve bu da Eğrigöz ve Koyunoba plütonlarının I tipi doğasını ve magma kaynağı üzerindeki güçlü kabuk etkisini desteklemektedir (Akay, 2009; Barbarin 1999). Plütonların hem I-tipi hem de S-tipi olmak üzere 2 farklı granitik magma ürünü olduğu öne sürülmüştür (Catlos vd, 2012; Işık ve diğerleri, 2004; Özgenç ve İlbeli, 2008; Dilek ve Altunkaynak, 2009; İlbeli ve Kibici, 2009). Bu kayalar içindeki heterojenlikler, magma karışımı, kısmi erime, kabuk kontaminasyonu ve yerleşim sonrası sıvı etkileşimleri gibi süreçlerden kaynaklanabilir (Catlos vd., 2012). Eğrigöz Granitoid'indeki biyotit ve ortoklaz üzerinde yapılan K-Ar yaşı tespitlerine göre soğuma yaşları sırasıyla $20,0 \pm 0,7$ ila $20,4 \pm 0,6$ My ve $21,2 \pm 1,8$ ila $24,6 \pm 1,4$ My olarak elde edilmiştir (Oyman, 2013). Radyometrik U-Pb yaş verileri, plütonların 21,7 ile 18,77 My önce yerleştiğine, kristalleştiğine ve soğuduğuna işaret etmektedir (Altunkaynak vd., 2012; Bingöl vd., 1982; Ersoy, 2014; Hasözbek vd., 2010; Işık vd., 2004; Ring and Collins 2005).



Şekil 2.2 Kütahya-Simav 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritası ve cevherleşmelerin yerlerini gösteren harita (Akbaş ve diğ. 2018; Gürcan, 2018'den değiştirilerek)



BÖLÜM ÜÇ

EPİTERMAL YATAKLARIN ÖZELLİKLERİ

Lindgren (1933), epitermal yataklarının tanımını belirli sıcaklık ve basınç sınırları içinde yaparak, bu yatakların 200°C'nin altında ve 100 atm basınçtan düşük koşullarda oluştuğunu, bunun da 500-1000 metre derinliklere denk geldiğini belirtmiştir. Ancak, o zamandan beri yapılan detaylı yatak çalışmaları, epitermal yatak oluşumunun 300°C'ye kadar ve 2 km derinlikte gerçekleşebileceğini göstermiştir (Cooke ve Simmons, 2000). Sonuç olarak, epitermal yataklar genellikle porfiri ortamının üzerinde oluşan yataklar olarak kabul edilmektedir. Lindgren, epitermal yatakların altında yer alan mesotermal yatakları, 200°C'nin üzerinde ve 150-300 metre derinlikte oluştuğunu belirterek, orojenik Au yataklarını örnek göstermiştir. Günümüzde epitermal yataklarının oluşum koşulları ile Lindgren'in mesotermal yataklarının koşulları arasında bir örtüşme olsa da, mesotermal terimi hala orojenik yataklar için kullanılmaktadır ve epitermal-porfiri jeolojisinde kullanılmamaktadır.

Aktif jeotermal sistemlerin analizi (Henley ve Ellis, 1983) epitermal yatakların geliştiği ortamların anlaşılmasına katkıda bulunmuştur. Bu süreçte, yan kaya alterasyonu ve damar mineralojisine dayalı olarak düşük ve yüksek sülfidasyonlu epitermal yataklarının sınıflandırılması ortaya çıkmıştır. Başlangıçta adularia-serisit ve asidik sülfat olarak adlandırılan bu iki tip, daha sonra düşük ve yüksek sülfidasyonlu epitermal yataklar olarak tanımlanmıştır (Corbett, 2020).

1990'ların başında, Güneybatı Pasifik kenarındaki keşif çalışmaları ve Leach'in Yeni Zelanda arka yay ve Filipin yay ortamlarındaki jeotermal deneyimine dayanarak, düşük sülfidasyon Au-Ag yatakları iki gruba ayrıldı. Bu iki düşük sülfidasyonlu yatak grubu, benzer zonlu yan kaya alterasyonu sergilemektedir.

- 1. Ağırlıklı olarak magmatik yaylar içinde yer alan, intrüzyon ilişkili, sülfid içeren altın mineralizasyonu, genel olarak erken, derin kabuk seviyesi ve yüksek sıcaklıktan, daha geç aşamadaki, lokal olarak sığ kabuk seviyesi ve düşük sıcaklıkta cevher yatağı türlerine doğru bir geçiş gösterir. Bu türler şunlardır:**

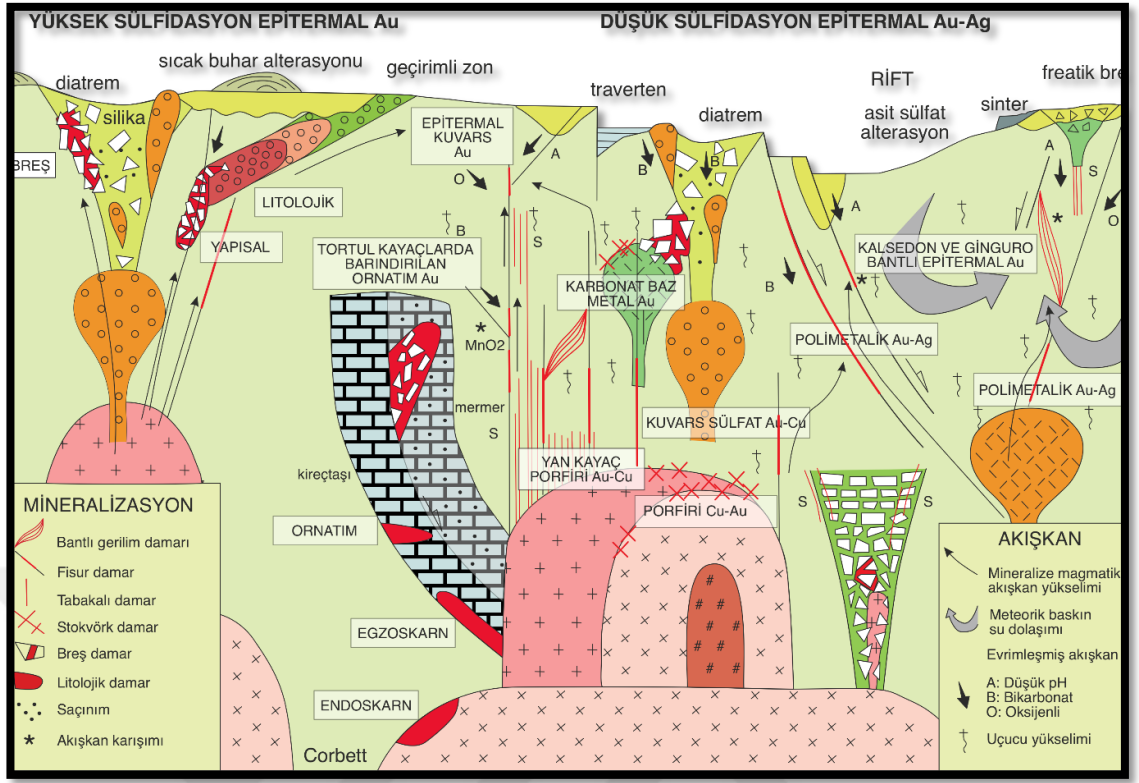
- Kuvars-sülfid Au + Cu yatakları,
- Karbonat-baz metal Au yatakları,

- Epitermal kuvars Au yatakları.
- 2. Genişlemeli ortamlar, özellikle yay-ardı veya yay içi riftlerde, genellikle kıtasal zemin üzerinde yer alan, meteorik sıvıların artan katılımıyla ilişkili geçiş tipi yataklar aşağıya doğru şu şekilde geçiş gösterir:**
- Polimetalik Ag-Au damar yatakları, karbonat-baz metal Au sistemlerinin Ag bakımından zengin çeşidini temsil eder. Bunlar, erken dönemde kuvars-sülfid bileşenine ve geç dönemde düşük sıcaklık epitermal son üyesine sahip olup, bu da bonanza değerinde kıymetli metal içeriğini barındırır (Corbett, 2020).
 - Bantlı kalsedon-ginguro Au-Ag kuvars damar yatakları, erken jeolojik literatürde adularia-serisit tarzı olarak adlandırılan sülfid fakiri, bantlı kuvars damarları olarak ayırt edilir (Corbett, 2020).

"Ortaç sülfidasyon" terimi, enargit içeren yüksek sülfidasyon cevherlerinden, tennantit-tetrahedrit cevherlerine geçişi ifade etmek için kullanılmıştır (Enaudi ve diğerleri, 2003). Ardından, "ortaç sülfidasyon" terimi, karbonat-baz metal Au ve polimetalik Ag-Au düşük sülfidasyon cevher sistemlerine dahil edilmiştir (Sillitoe ve Hedenquist, 2003).

Tablo 3.1 Epitermal terminolojinin evriminin özeti (Corbett, 2020).

TERMİNOLOJİ			REFERANS
	Epitermal		Lindgren, 1922 Buchanan, 1981
Enarjit-Altın			Ashley, 1982
		Ilıca tipi altın yatakları	Giles ve Nelson, 1982; Nelson ve Giles, 1985
Yüksek Sülfür	Düşük Sülfür		Bonham, 1986,1988,1989
Asit sülfat	Adülyarya-serizit		Hayba vd., 1985 Heald vd., 1987
Yüksek Sülfidasyon	Düşük Sülfidasyon		Hedenquist, 1987
*oksidasyona bağlı olarak süftit durumuna bakılmaksızın			
Alünit-kaolinit+ pirofillit	Adülyarya-serizit		Bager ve Henley, 1989
Asidik Sülfat	Porgera tip sokulumlarla ilişkili Au içeren baz metal	Adülyarya-serizit	Silitoe, 1989
Yüksek Sülfidasyon	Düşük Sülfidasyon		White ve hedenquist, 1990; Sillitoe, 1993b
Yüksek Sülfidasyon	Sokulumla ilişkili: Kuars-sülfıt Au-Cu Karbonat baz metal Au Epitermal kuvars Au	Adülyarya-serizit Epitermal Au-Ag	Leach ve Corbett, 1993,1994,1995; Corbet ve Leach, 1998;Corbett, 2002a,2004
Yüksek Sülfidasyon	Ortaç Sülfidasyon	Düşük Sülfidasyon	Silitoe ve Hedenquist, 2003
		Kalsedon-ginguro bantları içeren epitermal Au-Ag	Corbett, 2005a



Şekil 3.1 Hidrotermal yatakların oluşumunu gösteren model (Corbett, 2009'dan değiştirilerek).

Porfiri ile ilişkili yataklar, okyanus levhalarının dalma-batma bölgelerinin üzerinde gelişen ve genellikle yay-ardı riftleriyle birleşen, çeşitli derecelerde erozyona uğramış kalk-alkalen magmatik (ada) yaylar içinde doğrusal kuşaklar olarak gelişir (Corbett, 2020). Porfiri ve yüksek sülfidasyon epitermal Au + Cu + Ag yatakları magmatik yaylar içinde baskınken, düşük sülfidasyon yatakları yay içindeki intrüzyonlarla daha ilişkili tarzlar gösterir. Yay-içi riftleri, karbonat-baz metal Au (Güneybatı Pasifik'te) ve polimetallik Ag-Au damar (Amerika kıtasında) mineralizasyonunu barındırır ve yay-ardı ortamlarında kalsedon-ginguro bantlı epitermal Au-Ag damarları görülür (Şekil 3.1). Porfiri ile ilişkili yataklar, oluşum ortamına bağlı olarak şekil, metal türü ve bolluk açısından büyük çeşitlilik gösterir. Bu sınıflandırmada (Şekil 3.1), porfiri Au-Cu yatakları, derin magmatik kaynak kayalarının (genellikle batolitik) üstünde yaklaşık olarak yüzeyin 1 km altına kadar yükselen, daha derin kabul seviyelerinde oluşur ve üstlerinde yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon Au'nun farklı tipleri ile örtülüdür. Bu süreçlerin her biri, derinlerdeki intrüzyon kaynağına olan değişken ilişkilere bağlı olarak gelişir (Corbett, 2020).

Yüksek sülfidasyon yatakları tipik olarak, yeraltı suları tarafından yalnızca seyreltmeyle veya ana kayalarla etkileşimi ile, derinlerde intrüzyon kaynağı kayalarından yüksek epitermal kabuk ortamlarına göç eden **magmatik uçucular açısından zenginleştirilmiş sıvılardan türetilir** (Corbett, 2002).

Büyük genişleme yapıları veya phreatomagmatic breccia pipes (freatomagmatik breş bacaları) hızlı sıvı çıkışı için kanallar sağlar ve böylece karakteristik yüksek sülfidasyon sıvısının gelişimini kolaylaştırır. Hızla yükselen sıvı basınçsız hale geldikçe, **magmatik uçucular** (baskın olarak SO_2 ve ayrıca HCL, CO_2 ve HF) çözeltiden çıkar ve artan H_2SO_4 konsantrasyonları üretmek için **su (magmatik ve yeraltı suyu) ve oksijen** ile reaksiyona girer. Daha düşük sıcaklık koşullarında ($<300^\circ\text{C}$) yüksek kabuk ortamlarında (epitermal ortamlar), ayrışma sıcak asidik sıvılar üretir (Corbett ve Leach, 1998). Böylece sülfür, oksitleyici bir sıvıda SO_2 olarak, **+4** durumda oluşur. **Kükürt +4 (Yüksek)** oksidasyon durumunda olduğu için bu sistemleri '**Yüksek Sülfidasyon**' olarak tanımlamıştır (Corbett ve Leach, 1998). Cevher sistemlerinin çoğu yapısal, breş veya litolojik kontrol unsurları sergiler (Sillitoe, 1999; Corbett ve Leach, 1998; Corbett, 2002).

Düşük sülfidasyonlu epitermal altın yatakları, magmatik bileşenlerin derin dolaşımdaki yeraltı suları içinde sürüklenmesiyle geliştirilen **indirgenmiş, nötre yakın pH, seyreltik sıvılardan** türetilir ve H_2S 'ye indirgenmiş sülfür türleri ile karakterize edilir. Düşük sülfidasyon yataklarında, çözünmüş reaktif gazlar içeren **Sülfür -2'lik** bir oksidasyon durumunda bulunur (H_2S 'in baskın olduğu) ve bu nedenle 'düşük sülfidasyon' olarak adlandırılmıştır (Corbett ve Leach, 1998; Corbett, 2002).

Yüksek sülfidasyondan düşük sülfidasyona doğru gerçekleşen süreç, çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Enaudi ve diğerleri (2003), bu geçiş sürecinde "ortaç sülfidasyon" terimini kullanmışlardır, ancak Giggenbach (1992), yalnızca yüksek ve düşük sülfidasyon sıvılarının var olduğunu, arada bir orta tür olmadığını belirtmiştir. Sonuç olarak, saha gözlemleri, ortaç sülfidasyon teriminin, aslında karbonat-baz metal Au sınıflamasına daha uygun olduğunu göstermektedir Corbett ve Leach, 1998).

BÖLÜM DÖRT

KÜTAHYA – SİMAV BÖLGESİ METALAJENİK PROVENİSİ

Türkiye, Tetits Okyanusu'nun kapanmasıyla karmaşık bir tektono-magmatik ve bunun sonucunda oluşan mineral yataklarının evrimine ev sahipliği yapar. Tetis Okyanusu'nun kapanması, Arap Levhası'nın Anadolu'ya doğru hareketi ile karakterizedir ve bu süreç, Neotetis okyanus levhasının parçalanmasına yol açmıştır. Levha parçalanmaları, sıcak astenosferik maddenin Anadolu'nun altına sızmasına neden olmuş ve bu durum, yaygın magmatizmayı tetikleyerek bölgedeki metalojenik olayları etkilemiştir (Aldanmaz vd., 2000; Ring ve Collins, 2005 Rabayrol, 2019; Şengör vd., 2005).

Bölgedeki, karmaşık tektono-magmatik süreçler sonucu gelişen polimetallik cevherleşmeler; çok sayıda damar tipi baz metal yatakları ve masif pirit mercekleri, epitermal değerli metal, civa ve antimuan yatakları, porfiri tip Cu-Mo yatağı ve Fe-skarn oluşumları olarak görülmektedir (Oygür, 1997).

4.1 Fe-Skarn Cevherleşmeleri

4.1.1 Çatak ve Küreci Skarn Cevherleşmeleri

Çatak ve Küreci skarn bölgeleri, Eğrigöz Plütonik Kompleksi'nin (EPK) intrüzif kayalar ile Sarıcasu ve Arıkaya formasyonlarına ait kalkerli pelitik şistler ve meta-karbonat kayalar arasındaki kontak bölgelerinde yer alır. Bu skarn bölgelerinde farklı konak kayalar ve intrüzif kütleyle olan mesafelerine göre üç ayrı skarn tipi gelişmiştir. Küreci'de, demir mineralizasyonu, granodiyorit ve endoskarn ile andradit-diopsit ekzoskarn arasında iyi gelişmiş bir zonlanma gösterir. Sakari bölgesinde ise demir mineralizasyonu, ardışık kırılma ve infiltrasyon süreçleri sonucu oluşmuştur. Çatak skarnı, yüksek sülfür içeriği ve düşük granat-piroksen oranı ile dikkat çeker. İzotop analizleri, sülfürün çoğunlukla magmatik kökenli olduğunu göstermektedir. Sıvı kapanım verileri, skarn oluşumu sırasında yüksek sıcaklıklar ve çeşitli tuzluluk değerleri gösteren en az üç farklı sıvı fazının mevcut olduğunu işaret ederken, Eğrigöz skarn sisteminde sınırlı bir retrograd skarn değişimi gözlenmiştir (Oyman vd., 2013).

4.1.2 Kalkan ve Karağöl Skarn Cevherleşmeleri

Kalkan Fe skarnı, bölgedeki gnays içindeki rekristalize karbonat bantlarının cevheri taşıyan metasomatik akışkan tarafından ornatılması sonucunda gelişmiştir. Bölgedeki skarnlaşma özetle, 1) içinde bulunduğu gnaysın foliasyonuna yaklaşık paralel olarak yerleşmiş bant şeklindeki egzoskarn ve manyetit düzeyleri, 2) egzoskarn ya da cevherin gnays içine sokulum yapan Eğrigöz Granitoyid'i ile sınırlı bir dokanak ilişkisi göstermesi ile karakterize olur. Skarn mineralleri olarak piroksen, granat, epidot ve amfibol gözlenmektedir (Gökçen ve Oyman, 2016)

Karağöl Fe skarnının konak kayası Arıkaya Formasyonu'na ait kireçtaşıdır. Kireçtaşı genel olarak beyaz, pembemsi, orta-kalın katmanlanmalı ve yersel breşik dokuludur. Kireçtaşının baskın olarak dolomitleşmiş kısımları magnezyumlu skarn parajenezini, daha az miktarda dolomit ve baskın olarak killi-karbonatlı düzeyler içeren kısmı ise kalsiyum skarn parajenezini sonuçlamıştır. Magnezyumlu skarn oluşumu ile ilişkili olan masif manyetit düzeyleri aplit ile kontak halindedir. Kalsiyumlu skarn ise bölgede yüzlek vermeyen ve muhtemelen Eğrigöz Granitoyid'inin derinlerde bulunan bir uzantısı ile ilişkili olarak gelişmiştir (Gökçen ve Oyman, 2016).

4.2 Civa ve Antimuan Cevherleşmeleri

4.2.1 Mumcu Hg-Au Cevherleşmesi

Mumcu'daki yüksek sülfidasyon tipi epitermal Hg-Au cevherleşmesi, şistlerin Civanadağ tüfleriyle dokanağında ve Simav Graben fayını kesen transfer faylarının oluşturduğu bir fay zonuna yerleşmiştir (Oygür, 2000). Bu cevherleşme, alunit, dikit, kaolinit, montmorillonit, kuvars ve kristobalit içeren ileri arjilik alterasyonlarla birlikte boşluk dokuları, civalı opalit, silika sinter ve siyah silika hamurlu hidrotermal breşler gibi tipik epitermal sistem özellikleri göstermektedir. Cevher, metamorfikler içerisindeki opalit zonunda, zinober ile birlikte arsenopirit ve muhtemel elektrik ve seyrek altın taneciklerinin varlığıyla karakterize edilir. Ayrıca, Mumcu'nun kuzeyindeki Karacalar'da bulunan Pb-Zn-Cu-Ag-Au içeren hidrotermal kuvars damarı, sistemin derinliklerinde bulunan değerli metallerce zengin baz metal zonunu temsil ediyor olabilir. Bu cevherleşmenin, gömülü bir porfiri stok tarafından beslenen

asidik akışkanların transfer fayları boyunca hareket etmesi ve sığ kesimlerde, hidrostatik ve litostatik basınçlar arasında kaynaması sonucu metalik bileşenlerin çökmesiyle oluştuğu düşünülmektedir (Henley, 1985; Reed ve Spycher, 1985). Mumcu'nun yaklaşık 5 km kuzeydoğusunda bulunan Derecikören porfiri graniti, bu varsayımı destekleyen bir kanıt olarak değerlendirilebilir (Oygür, 1997, 1999, 2000).

4.2.2 Değirmenciler Sb Cevherleşmesi

Cevherleşme, biyotitli gnaysların içinde yer alan kireçtaşı mercek ve bantlarında, stibnit içeren kuvars damarları şeklinde ornatım ve açık boşluk dolgusu olarak bulunur (Oygür, 1997). Cevherleşmeye yakın bölgede, yoğun bir şekilde silisleşmiş ve karbonatlaşmış muhtemel bir dasit porfir damarı yer alır. Kireçtaşları, cevherleşmenin yakınındaki fay zonlarında, karbonatın silika tarafından yer değiştirmesi sonucu jasperoidleşmişlerdir. Cevherleşme çevresinde, montmorillonit, smektit, dikit, opal-CT, kuvars ve kristobalit içeren orta dereceli ile ileri dereceli arjilik alterasyonlar gözlemlenir. Damarlar içerisinde stibnit ile birlikte pirit, grafit, az miktarda galen, kalkopirit, molibdenit, bizmut, altın ve gümüş bulunur. Kuvars kristallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları, 200-310°C aralığında ölçülmüş olup, bu durum epitermal sistemin derin kesimlerine işaret eder. Hidrotermal çözeltilerin ısı ve hareket kaynağı olarak gömülü bir granitoid stoğunun varlığı düşünülmektedir (Oygür, 2000).

4.2.3 Dağardı Sb Cevherleşmesi

Dağardı Sb cevherleşmesi ise Tuna ve diğ (1980) tarafından çalışılmıştır. Dağardı'nın etrafında dağınık olarak otuzdan fazla zuhur oluşturan bu cevherleşme başlıca Sb ve Sb-oksitlerinden ve bunlara eşlik eden pirit, stibioconit, valentinit, servantit, senarmontit, kermesit, trypuhyitten oluşmaktadır. Cevherleşmenin gang mineralleri ise kuvars, kalsit ve barit olarak görülmektedir. Cevherleşmenin sonradan gelişen tektonizmadan etkilendiğini ve bu nedenle tektonik hatlar üzerinde düzensiz bir halde görüldüğünü ortaya koymaktadır (Tuna vd., 1980; Gürcan, 2018).

4.3 Epitermal Pb-Zn-(Ag-Au-Cu) Cevherleşmeleri

4.3.1 Küreci Au-Ag-(Pb-Zn) Cevherleşmesi

Cevherleşme, metamorfik kayaçların içerisinde 500 m uzunluğunda 10 cm-1.5 m arasında değişen kalınlıklarda kuvars-sülfid damarı şeklinde görülmektedir. Genelde kristalin formda olan kuvarslara başlıca pirit, galen, sfalerit ve daha az oranda kalkopirit ile süperjen alterasyona bağlı olarak gelişen oksit mineralleri eşlik etmektedir. Küreci damar sistemi 130-140° doğrultulu olarak başlar ve doğusunda fayların etkisiyle 10-30° arasında değişen doğrultularda devamlılık sunmaktadır. Bu zonun batısında K-G doğrultuda bir kuvars-sülfid damarı daha gözlenmektedir. Küreci damar zonun kesikli olarak devamlılığı yaklaşık 300 m olup, bu zon boyunca mineralizasyon olarak aynı özellikleri göstermektedir.

Sigmoidal özellikte olan bu damarın doğrultusu, genç fayların etkisiyle sıkça değişmiştir. Genelde makaslamaların etkisi altında kaldığı için açılma kırığı (dilatonal jog) oluşumları mevcuttur. Kuvars damarı dokusal olarak yüksek sıcaklıklı doku tiplerini barındırmakta olup, bunlar içinde en yaygın görüleni kristalin kuvarslardır. Kristalin kuvarslara süreksizlikler içinde oluşmuş kuvars kristalleri (drusy) yer yer eşlik etmektedir. Bunların yanında kuvars-sülfid birleşimli matriksin bulunduğu bölümlerde sıklıkla görülmektedir. Özellikle çalışma alanının güneybatı tarafında KKD-GGB uzanım sunan nispeten düşük sıcaklıklı epitermal cevherleşmeleri gözlemlenmiştir. Bu bölgede lokal olarak düşük sıcaklıklı kuvars doku tiplerine de rastlanmış olup, bunlar da bantlı kuvars doku tipindedir. Göreceli yüksek sıcaklıklı bir mineralizasyonu üzerlemiş gibi gözükse de bu düşük sıcaklığa sahip mineralizasyonların yüzeyinden alınan örneklerde değer elde edilememiştir.

Kuzeyde şekerimsi(sugary), boşlukta oluşmuş kristal (drusy) ve kristalin dokulu olan damar, güneye doğru hidrotermal breş özelliği göstermektedir. Kuvars damarlarındaki doku boşluklarında ve hidrotermal breş matrikslerinde baz metaller (galen- sfalerit) yaygın olarak gözlenmektedir. Bu zon üzerinde 6 adet eski işletme galerisi bulunmaktadır.

Yapılan sondaj çalışmalarında; genel olarak 2 metamorfik paket gözlenmiştir. Bu metamorfik paketler; sırasıyla metavolkanik, yeşilşist, mikaşist, metagranit, yapısal

sünümlü breş, mermer birimleridir. Sondaj kuyularında genel olarak sığ seviyelerde birinci paket olan metavolkanik ve yeşil şist birimleri, daha derin seviyelere doğru faylı veya dereceli geçişler ile ikinci paket olan metagranit ve sünümlü yapısal breşler gelmektedir. Mermer birimleri ikinci pakete mercek şeklinde yerleştiği düşünülmektedir. İkinci paketin daha derin seviyelerine gidildikçe yeşil şist birimi tekrarlamaktadır.

Bu birimlere yerleşmiş 3 farklı tip mineralizasyon/cevherleşme gelişmiştir.

1-Kuvars-sülfat Au

2-Karbonat baz metal Au +(Zn-Pb)

3-Intermediate kuvars-sülfat +hipojen hematit

Metavolkanik ve yeşilşistten oluşan birinci paket, hidrotermal kuvars ve kuvars breş olarak, yüzeyde haritalanan D-B ve K-G ana mineralizasyon zonlarının devamı şeklinde görülmektedir. Hidrotermal kuvars ve breşler galen, sfalerit, pirit mineralleri içermektedir. Bu breşlerin taneleri yan kayaçtan ve daha yüksek sıcaklıklı beyaz renkli kristallin kuvarslardan oluşmaktadır. Daha ince taneli ve özşekilli pirit minerallerinden oluşan ikinci evre karbonat baz metal içeren kuvars, kuvars-karbonat, kuvars-barit damarlarında yoğun şekilde galen,sfalerit ve az oranda kalkopirit mineralleri gözlenmektedir. Son evre olarak hipojen hematit damarcıkları içeren yer yer düşük ısılı kuvars-sülfat mineralizasyonu yerleşmiştir (KOZA GOLD).

4.3.2 Karakoca Pb-Zn-Cu-(Ag) Cevherleşmesi

Koyunoba plütunu içerisinde yer alan cevherleşme, 1400 metre boyunca 110°-130° arasında değişen doğrultuya sahip, güneybatıya ortalama 60° eğimli intra-plütomatik damar tipi bir cevherleşmedir. Damarın kalınlığı birkaç santimetreden 2-3 metreye kadar değişmektedir. 1960 yılında yapılan kısa süreli madencilik faaliyetlerinde ortalama % 11 Pb, % 3-4 Zn ve % 2-3 Cu içeren cevher üretilmiştir. Masif cevher, damarın tavan bloğunda breşik ve stokwörk yapıları bir cevhere dönüşmektedir. Cevher mineralleri arasında pirit, galen, sfalerit ve kalkopirit baskın olup; ayrıca az miktarda tetraedrit-tennantit, bornit ve hematit bulunur. Oksidasyon zonunda, bu minerallerin yerini kalkozin, kovellin, götit, malakit ve serüsit almıştır.

Kuvars örneklerinden elde edilen sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 250-322 °C arasında, tuzluluk değerleri ise % 0,4-15,3 NaCl eşdeğeri arasında değişmektedir. İlk buz erime sıcaklıkları 29-63 °C olarak belirlenmiş ve bu, NaCl, CaCl₂, MgCl₂ ve KCl içeren akışkanların kuvars kristalleşmesinde etkili olduğunu göstermiştir. Sfalerit, pirit ve galenden elde edilen kükürt izotopu ($\delta^{34}\text{S}$) verileri, magmatik akışkanların önemli bir katkısına işaret etmektedir. Karakoca damarı, doku, bileşim ve mineralojisi itibarıyla “ortaç-sülfidasyon” epitermal sistemler ile benzerlik sunmaktadır (Gürcan, 2018; Oyman, 2019).

4.3.3 Sudöşegi Pb-Zn-Cu-(Ag) Cevherleşmesi

Sudöşegi cevherleşmesi, Simav Magmatik Kompleksi'nde KD-GB yönünde uzanan bir fay sistemi boyunca yer alan bir plüton-içi damar sistemidir. Bu damar sistemi, yaklaşık 5-10 metre kalınlığa sahiptir ve cevher mineralleri masif, koloform-krastiform ve stokvörk formlarda bulunur. Cevherleşme galen, sfalerit ve kalkopirit gibi sülfid mineralleri içermektedir. Damar boyunca arjilik alterasyon gözlenir, ancak yüzeyde devamlılığı sınırlıdır. Mineralizasyon süreçleri iki hipojen ve bir superjen evreden oluşur. İlk hipojen evre pirit ve galen ile karakterize edilirken, ikinci evrede sfalerit ve kalkopirit oluşumu baskındır. Superjen evre ise kalkozin, kovellin ve serüzit gibi minerallerin varlığıyla tanımlanır. Kuvars mikrotermometresi verileri, cevherleşmenin epitermal sıcaklık aralığında gerçekleştiğini göstermektedir. Sfalerit ve galen içindeki sülfür izotop değerleri, sülfürün magmatik kökenli olduğunu işaret eder. Damarın dokusal, bileşimsel, mineralojik ve cevher oluşturan akışkan özellikleri göz önüne alındığında, ortaç sülfidasyon epitermal cevherleşmesine karşılık geldiği öne sürülmüştür (Gürcan, 2018; Oyman, 2019).

4.3.4 Katrandağ Pb-Zn-Ag-(Au) Cevherleşmesi

Katrandağ Pb-Ag (Au) cevherleşmesi, Balıkbaşı formasyonunun dolomitik kireçtaşı, Simav Metamorfikleri ve Eğrigöz Granitoid'ini barındıran bir çatı askısı tarafından barındırılan karmaşık bir epitermal ve ilişkili skarn tipi mineralizasyondur. Epitermal damarlar, KD-GB doğrultulu faylar boyunca uzanır. Katrandağ yakınlarında bazı mangan madenciliği yapılmış olmasına rağmen, bu alanda herhangi bir madencilik faaliyeti gerçekleşmemiştir.

Sistemin üst kısmının, su tablası ile üzerindeki yüzeysel zon arasındaki arayüzde yer aldığı düşünülmektedir. Silika başlığı, oksidasyon ve süperjen alterasyon oluşumları bu zonun özelliklerindendir. Hidrotermal mineralizasyon, üst kısımda yaklaşık 6-6,5 metre boyunca Ag-Au zenginleşmesi içeren silika bakımından zengin damarlarda ve silisleşmiş dolomitik kireçtaşı (Balıkbaşı formasyonu) içinde meydana gelir. Ag-Au zengin cevherin altında masif galen, barit ve daha az miktarda sfalerit ve pirit gözlenir. Daha derinlerde ise Eğrigöz Granitoid'i ile Balıkbaşı formasyonu ve Simav Metamorfikleri arasındaki temas zonunda ortalama 1-1,5 metre kalınlığında distale ve proksimale skarn zonları görülür. Karot örneklerine dayanarak, bakır zengin distal skarn zonu daha ince olup kalkopirit, bornit ve pirit birliği ile karakterize edilirken, demir baskın proksimale skarn zonu bol miktarda manyetit, sfalerit, pirit, kalkopirit ve galen içeren ve kalınlığı 4,5 metreye kadar ulaşan bir zonla temsil edilir. Ayrıca, plütunun iç kısmında yaklaşık % 1-2 sülfid mineralizasyonu içeren, 50-55 mm genişliğindeki damarcıklar stokvörk ve stringer zonlarında gözlenir (Göktaş, 2015; Oyman 2019).

4.3.5 İnkaya Cu-Pb-Zn(Ag) Cevherleşmesi

İnkaya Cu-Pb-Zn-(Ag) yatağı, Simav Metamorfikleri ve Arıkaya Formasyonu tarafından barındırılan epitermal damar tipi bir cevherleşmedir. D-B doğrultusunda uzanan ve 2 metreye kadar kalınlığa sahip olan bu damarlar, demir oksit ağırlıklı kuvars gang içerisinde galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve fahlerz gibi cevher mineralleri ile az miktarda serüsit, anglesit, dijenit, enarjit, kalkozin-kovellin ve bornit minerallerini içerir. Ortalama olarak Cu, Pb, Zn ve Ag tenörleri sırasıyla 77.400 ppm, 102.600 ppm, 6843 ppm ve 203 ppm'dir. Kuvars mineralinden elde edilen mikrotermometri sonuçları, 235 ile 340 °C arasında değişen homojenleşme sıcaklıklarını ve % 0,7 ile % 4,49 NaCl eşdeğeri arasında değişen tuzlulukları göstermektedir. Geniş bir homojenleşme sıcaklığı aralığı ve düşük tuzluluk değerleri, magmatik sıvıların meteorik sularla karışması sonucunda aynı kaynaktan birden fazla akışkan çeşitliliğinin oluştuğunu düşündürmektedir (Özen ve Arık, 2015).

BÖLÜM BEŞ

KARAKOCA DAMAR SİSTEMİNİN KUZEY UZANTISININ JEOLojİSİ

Cevherleşmenin içinde yer aldığı Koyunoba plütunu, Oligo-Miyosen yaşlı, I-tipi, çarpışma sonrası gelişen, Batı Anadolu magmatizmasının ürünü bir granitoyid plütondur. Bu plütona ait fay zonlarına yerleşen Karakoca cevherleşmesi, kesikli olarak 1,5 km kadar takip edilebilen, 110° doğrultulu 35-80° arasında değişen güneybatı yönünde eğimli, damar sistemlerinden oluşmaktadır (Şekil 5.1). Damar kalınlığı santimetre mertebesinde 20-30m kadar kalınlığa ulaşabilmektedir.

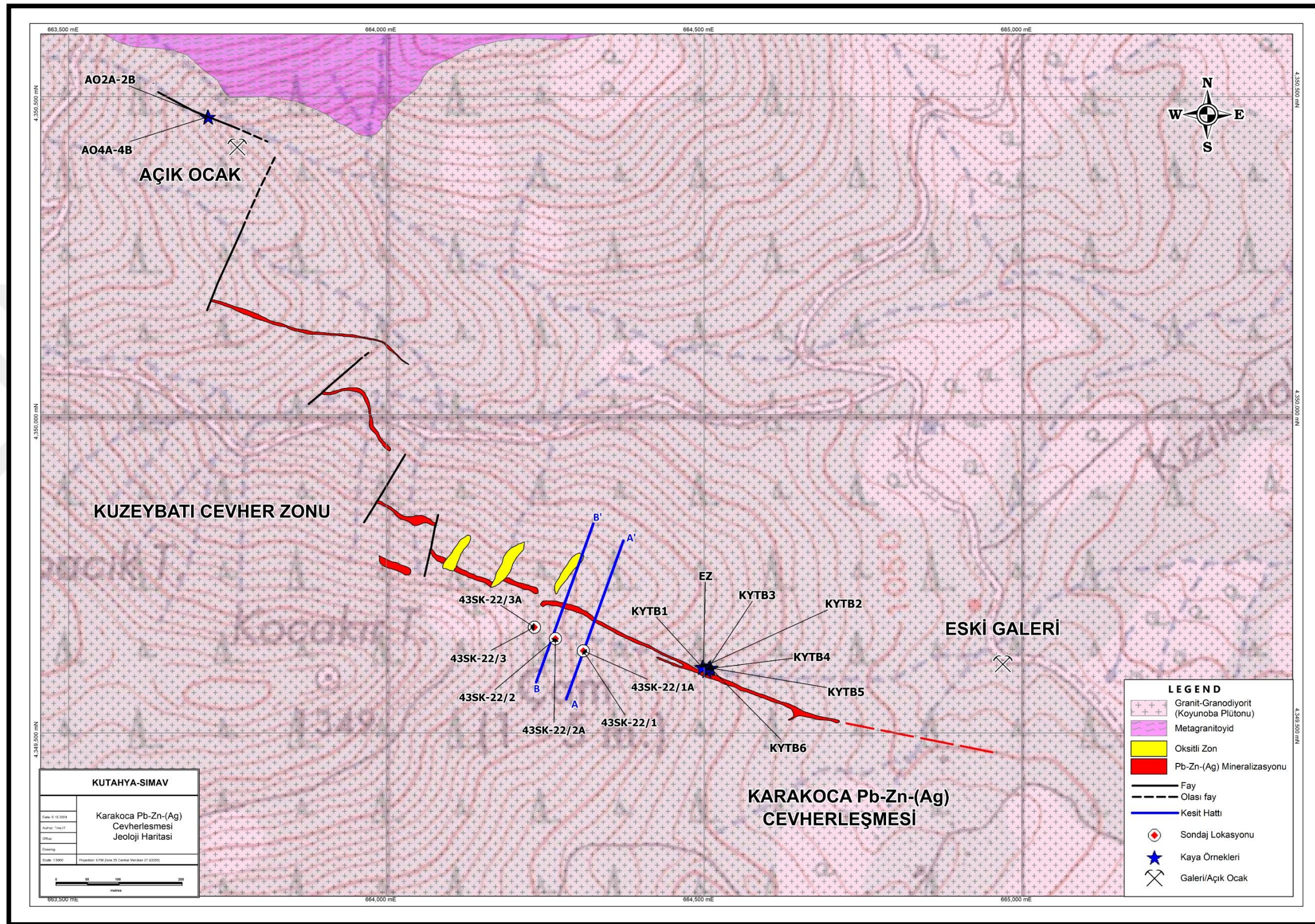
Cevherleşmelerin içinde yer aldığı Koyunaba Plütunu'nun kuzey bölümünde granitoid kayasının yaşı ortalama 20.6 ± 0.8 milyon yıl olarak saptanmıştır (Özgenç ve İlbeyli, 2008; Akay, 2009; Hasözbeek vd., 2010; Catlos vd., 2012).

Bu çalışmanın amacı, son yıllarda keşfedilen, Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağının kuzey-kuzeybatı uzantısındaki cevher zonlarının detaylı olarak incelenmesidir. Bu yeni keşfedilen cevher zonu, Karakoca cevherleşmesiyle benzer jeolojik ve jeokimyasal özellikler göstermekte olup, ekonomik açıdan önemli bir hidrotermal-epitermal cevherleşme örneği sunmaktadır.

Cevher Zonu, Koyunoba plütunu içindeki KB-GD uzantılı bir kırık zonuna yerleşen damar tipi bir cevherleşmedir. Bu cevherleşmeden önce aynı kırık zonuna yerleşen bir daykın (yeşil renkli, ince taneli bir yarı derinlik kayası) varlığı saptanmıştır. Bu daykın yerleşimini izleyen evrede Pb-Zn-(Ag) içerikli hidrotermal çözeltiler aynı kırığı izleyerek ve bu kırığı doldurarak Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağı ve bu yatağın kuzeybatı uzantısı oluşturmuştur. Bu cevherleşmenin yerleştiği fay zonu cevher yerleşiminden sonra da hareket etmiş ve cevher üzerinde yer yer fay aynalarının gelişimine neden olmuştur. Ayrıca cevher yerleşiminden sonra gelişen normal faylar da Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağı ve bu yatağın kuzey uzantısının kırılmasına ve hareket ederek yer değiştirmesine (kesen fayın atımına bağlı olarak) neden olmuştur (Şekil 5.1). Bu zon MTA tarafından yapılan 6 adet sondaj (43SK-22/1, 43SK-22/1A, 43SK-22/2, 43SK-22/2A, 43SK-22/3, 43SK-22/3A) ile test edilmiştir. Yapılan sondajların verileri incelenmiş ve kurşun-çinko değeri yüksek olan mineralize kısımlardan mineralojik-petrografi çalışmaları için örnekler alınmıştır.

Bu zonun kuzeyinde, açık ocak olarak işletilmiş cevher zonu karakoca cevherleşmesi ve onun kuzeybatı uzantısını oluşturan cevherleşmeden farklılıklar sunmaktadır. Bu zon, geniş bir alanda (yaklaşık 100m) yan kayaç granitoid, gnays ve bunların içinde yer alan şistler içinde süreksizliklere (fay ve kırıklar, ağsal çatlaklar, şistozite boşlukları vb) bağlı olarak gelişen bir cevher zonudur. Bu cevher açık ocak olarak işletildiği bu konuma besleyici kanal (tek bir kanal) ve/veya kanallar (fay ve kırıkları izleyen cevher gelimi) yardımı ile geldiği düşünülmektedir. Sahada gözlemlenen daykın K70B/55KD doğrultulu olduğu pusula ile yapılan ölçümlerde belirlenmiştir (Şekil 5.3).

Arazi çalışmaları sırasında, Karakoca Cevherleşmesinin tavan ve taban bloğundan olucak şekilde 5 farklı örnekleme yapılmıştır. Cevherleşme plütону kesen fay zonunu kullanarak fayın tavan bloğuna yerleşmiştir. Tavan bloğunda masif ve stokvörk dokular baskınken taban bloğunda breşleşmiş dokular ön plana çıkmaktadır. Fayın tavan bloğu ile taban bloğu arasında ezik zon net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 5.2b-d). Taban bloğunda malakit minerali ile birlikte yoğun silisleşme mevcuttur. Breşik dokunun görüldüğü taban bloğunda klastlar silisleşmiş yan kayaç taneleri içerirken matriks sülfitten oluşmaktadır. Bu da hidrotermal/epitermal bir akışkanın varlığını kanıtlar niteliktedir. Mineralizasyondan uzaklaştıkça silisleşmenin etkisi azalmakta ve hematit ve limonit egemen, kataklastik yapılu pirit içeren stokvörk damarcıklar intrüzif kayasının içerisinde gözlenmektedir (Şekil 5.2). Yüzeyde görülen breşleşmelerin varlığı, cevherleşmeye kanal görevi gören kırıkların tektonik hareketler sırasında oluştuğunu kanıtlamaktadır.





Şekil 5.2 Cevherleşme zonuna ait arazi fotoğrafı, b) Cevher damarı , yan kayaç ve yapısal kontrol arasındaki ilişkiyi gösteren arazi fotoğrafı c-f) Fayın tavan bloğunda yer alan kurşun-çinko mineralizasyonu d-) Fay etkisi ile oluşmuş ezik zon e-g) Fayın taban bloğunda gözlenen malahit minerali h) Matriksi sülfütlü breşik doku i) Yoğun oksitli ve silisleşmiş zon j) Sülfid matriksten oluşan ve dissemine pirit içeren granit k) Stokvörk damarcıklar içeren oldukça silisli ve dissemine pirit içeren granit



Şekil 5.3 Açık ocakta gözlenen dayk birimi.

BÖLÜM ALTI

MİNERALOJİK-PETROGRAFİ

Maden sahasından alınan yüzey örneklerinden ve sondaj karotlarından parlak ve ince kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitler incelenerek gang ve cevher minerallerinin mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Mikroskop çalışmaları ayrıca cevher dokularının açıklanmasında kullanılan temel bir yöntemdir. Cevherleşmenin başlangıçtaki oluşum mekanizmasının yanı sıra oluşumundan sonra cevherleşmeyi etkileyen diğer olaylar (deformasyon, metamorfizma, alterasyon vb) ve bu olayların gelişim sırası hakkında da bilgi verir.

Cevher Mikroskobisi

Çalışma alanından alınan örnekler Dokuz Eylül Üniversitesi Parlak Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Parlak kesit hazırlama aşamaları şöyledir;

- Alınan örnekler elmas testerede kesit kalıbına uygun olarak kesilir,
- Kesilen parçalar kuruması için bir gece etüvde bekletilir,
- Kuruyan örnekler kesit kalıbına koyulur, üzerine örnek numarası yapıştırılır ve üzerine polyester dökülür,
- Tekrar kuruyan örnekler ilk olarak metal aşındırıcıda, daha sonra tane boyu 600 ve 1000 mikron olan aşındırıcı tozlar ile işleme tabi tutularak ön parlatma gerçekleştirilir,
- Son olarak 1 ve 9 mikron boyundaki elmas macun ile parlatma işleminin son 2 aşaması gerçekleştirilir,
- Her aşındırma işleminde sonra örnekler mutlaka ultrasonik titreşim kabında bol su ile temizlenmelidir.
- Polyester dökümünde sonra yapılan tüm aşamaların toplam süresi her bir örnek için ortalama 40 dakikadır.

6.1 Karakoca Pb-Zn-(Ag) Cevherleşmesine Ait Parlak Kesit Örnekleri

Çalışma alanında faaliyetleri tamamlanan sondajlardan Karakoca cevherleşmesine ait parlak kesit örnekleri seçilmiş sondaj karotları üzerinden alınarak hazırlanmıştır.

KB-GD doğrultulu Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesinin kuzeybatı uzantısını test etmek amacıyla yapılan 43SK-22/1 ve 43SK-22/2A numaralı kuyulara ait karotlar üzerinden 3 adet, işletilmiş olan açık ocak alanındaki tespit edilen cevherleşmeden 2 adet, toplamda 5 adet parlak kesit(cevher mikroskobisi) örneği hazırlanmıştır (Tablo 6.1). Sahadan ve sondaj karotlarından alınan örneklerin lokasyonu Şekil 6.1'deki harita üzerinde gösterilmiştir.

Hazırlanmış olan bu 5 adet örnek üzerinde 10x, 20x ve 50x büyütmeli üstten aydınlatmalı mikroskop altında incelemeler yapılmış, cevher mineralleri ve bazı gang minerallerinin oluşumları hakkında yorumlamalar getirilmiş ve bu minerallere ait parajenez ortaya konulmaya çalışılmıştır.

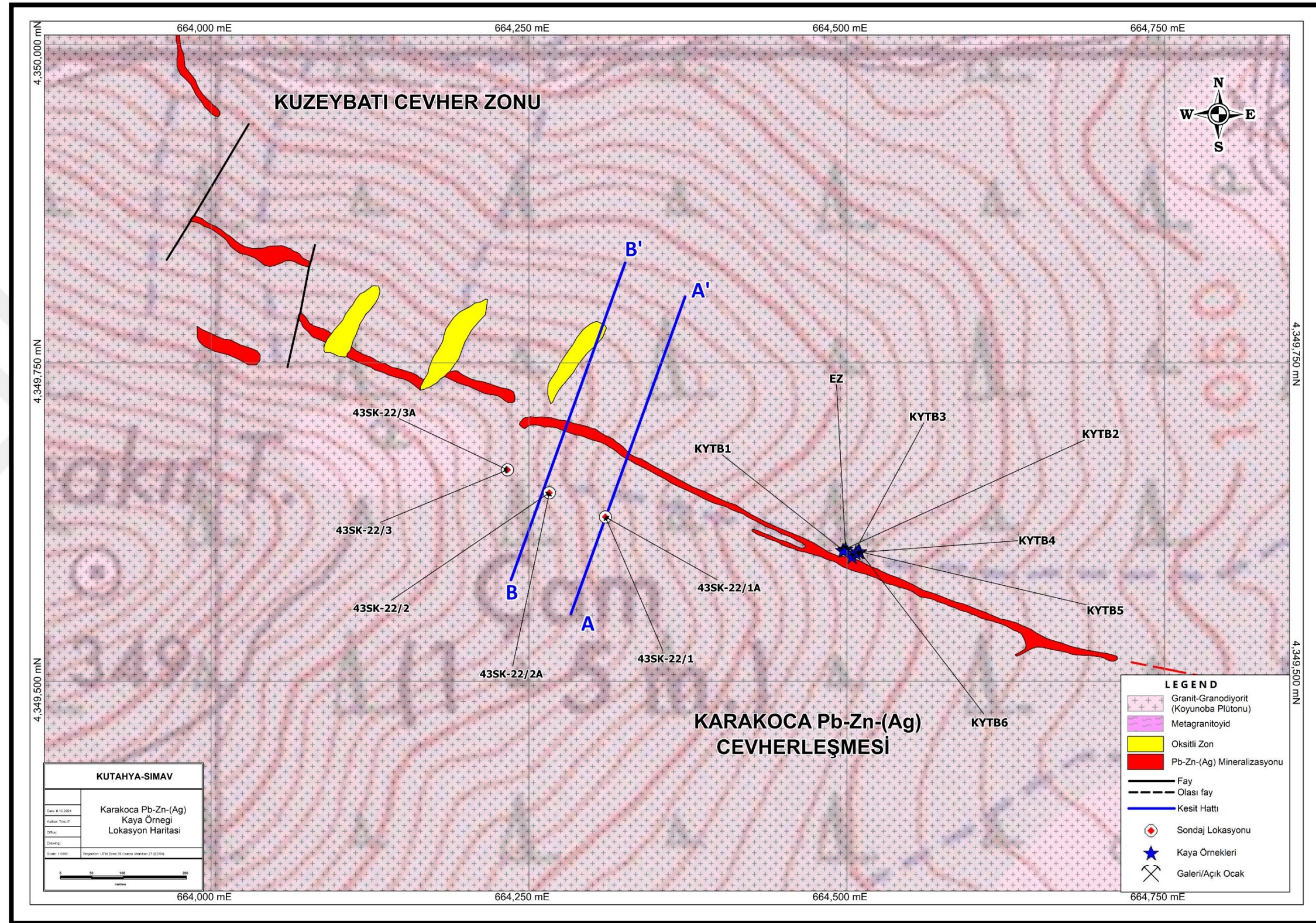
Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesinin kuzeybatı uzantısını test etmek amacı ile yapılan sondajlar üzerinde kesit hatları belirlenerek enine jeolojik kesitler alınmıştır. Bu kesitlerde, yapılan sondajda mineralizasyonu kestiği metreler dikkate alınarak parlak kesit numuneleri seçilmiştir (Şekil 6.2 ve Şekil 6.3).

Tablo 6.1 Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi petrografi çalışması için belirlenmiş olan parlak kesit ve ince kesit lokasyon tablosu.

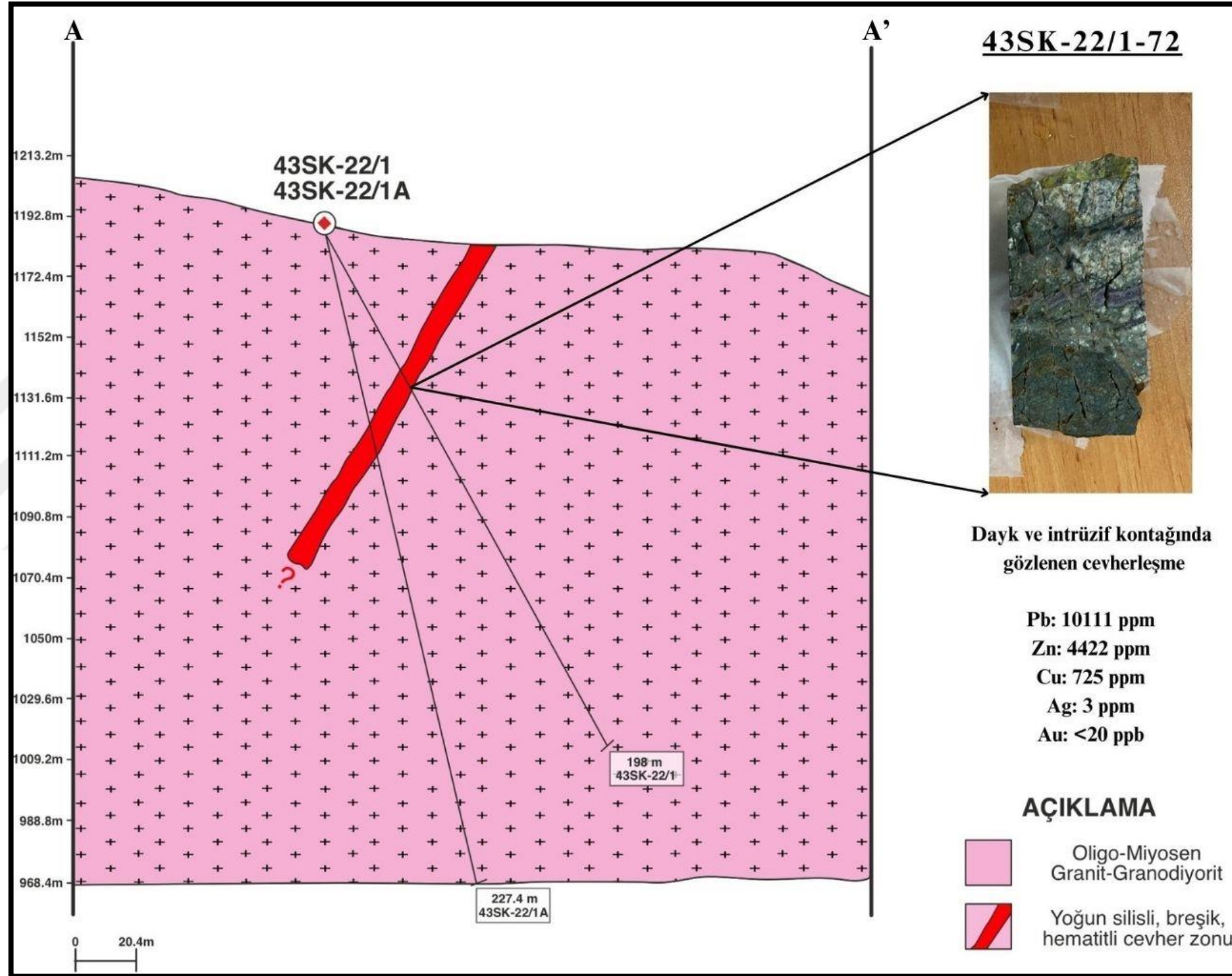
	Örnek No.	Örnek Tipi	Koordinat Sistemi	Kuyu No	Doğu Koor.	Kuzey Koor.	Örneğe ait Kuyu Derinliği (m)
Karot Numunesi	116a/b	Parlak Kesit	Türkiye Koordinat Sistemi UTM ED50 (UTM)	43SK-22/2A	664266	4349648	302
	72			43SK-22/1	664310	4349629	198
	51	İnce kesit		43SK-22/3	664233	4349666	303.1
	72			43SK-22/1	664310	4349629	198
	113			43SK-22/2A	664266	4349648	302
	116			43SK-22/2A	664266	4349648	302
El Numunesi	AO2A-2B	Parlak Kesit		-	663743	4350441	-
	AO4A-4B			-	663743	4350441	-
	B-1	İnce Kesit		-	664497	4349603	-
	B-5			-	664509	4349602	-
	B-6			-	664510	4349602	-

Tablo 6.2 Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi petrografi çalışması için belirlenmiş olan parlak kesit örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçlarını gösteren tablo.

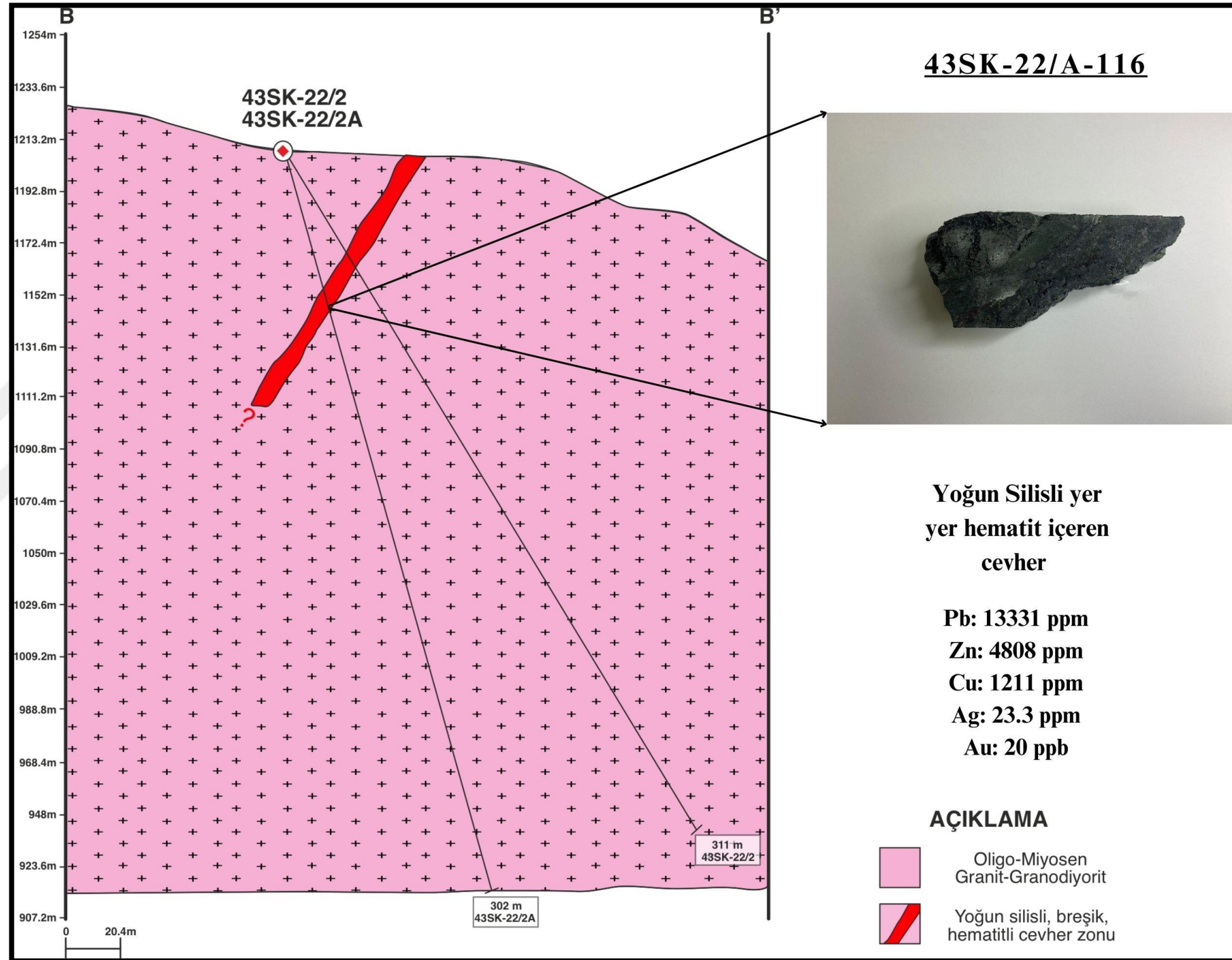
Örnek No	Derinlik			Au	Ag	Cu	Mo	Ni	Pb	Sb	V	Zn	As	Bi	Co
				ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
43SK-22/1-72	64.00	65.00	1.00	<20	3.0	725	7	11	10111	<5	54	4422	38	6	8
43SK-22-2A-113	98.00	99.00	1.00	<20	7.0	757	20	34	11157	5	83	7896	59	18	34
43SK-22-2A-116	100.00	101.00	1.00	20	23.3	1211	10	71	13331	5	63	4808	78	57	30
43SK-22/3-51	43.00	44.00	1.00	<20	<1	<3	<5	<5	39	<5	10	19873	73	<5	6



Şekil 6.1 Karakoca cevherleşmesi üzerinden alınan kaya örneklerine ait lokasyon haritası ve mavi renk ile gösterilmiş kesit hatları. MTA'nın 1/2000 ve 1/10000 ölçekli haritalarından yararlanılmıştır.



Şekil 6.2 A-A hattının jeolojik enine kesiti ve bu lokasyondan alınan karot örneğinin analiz sonuçları

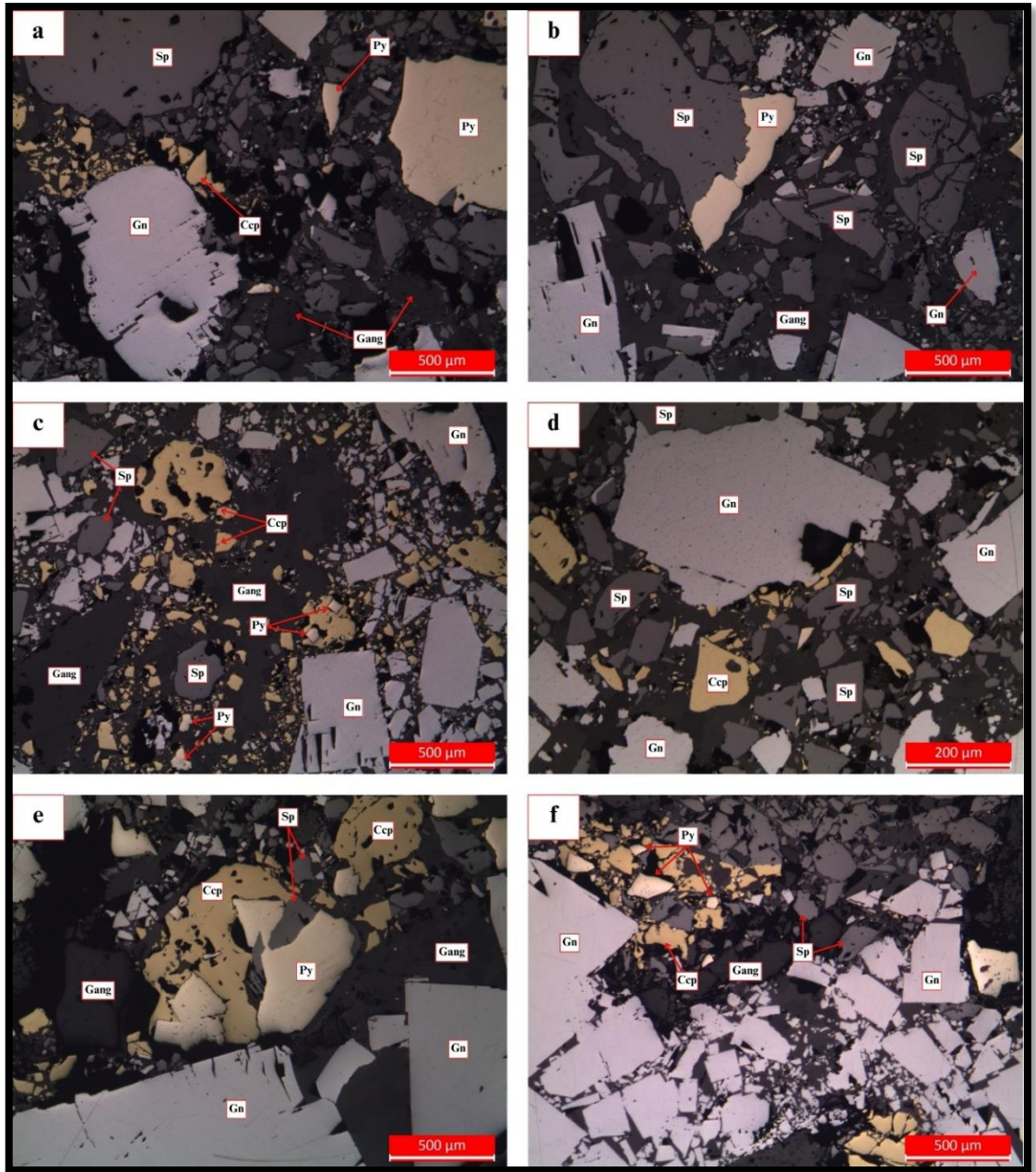


Şekil 6.3 B-B'hattının jeolojik enine kesiti ve bu lokasyondan alınan karot örneğinin analiz sonuçları

6.1.1 Örnek No: AO2A-B / AO4A-B

Açık ocak cevheri yan kayaç içindeki süreksizliklere (çatlak, kırık, fay, yapraklanma düzlemi vb) yerleşmiş olarak gözlenmektedir. Cevher minerallerine ait klast (köşeli kırık parçalar) kuvars ve karbonat gang tarafından çimentolanmıştır. Bu cevherin oluşumundan sonra devam eden hidrotermal çözelti gelimine işaret etmektedir. Bolluk sırasına göre, galen (PbS), sfalerit (ZnS), kalkopirit (CuFeS_2) ve pirit (FeS_2), başlıca sülfid mineralleri olarak açık ocak cevher mineral topluluğunu oluşturmaktadır (Şekil 6.2-6.3). Karakoca damar sisteminin mineralojisi oldukça sadedir ve baskın olarak yukarıda sayılan dört sülfid mineralinden oluşmaktadır.

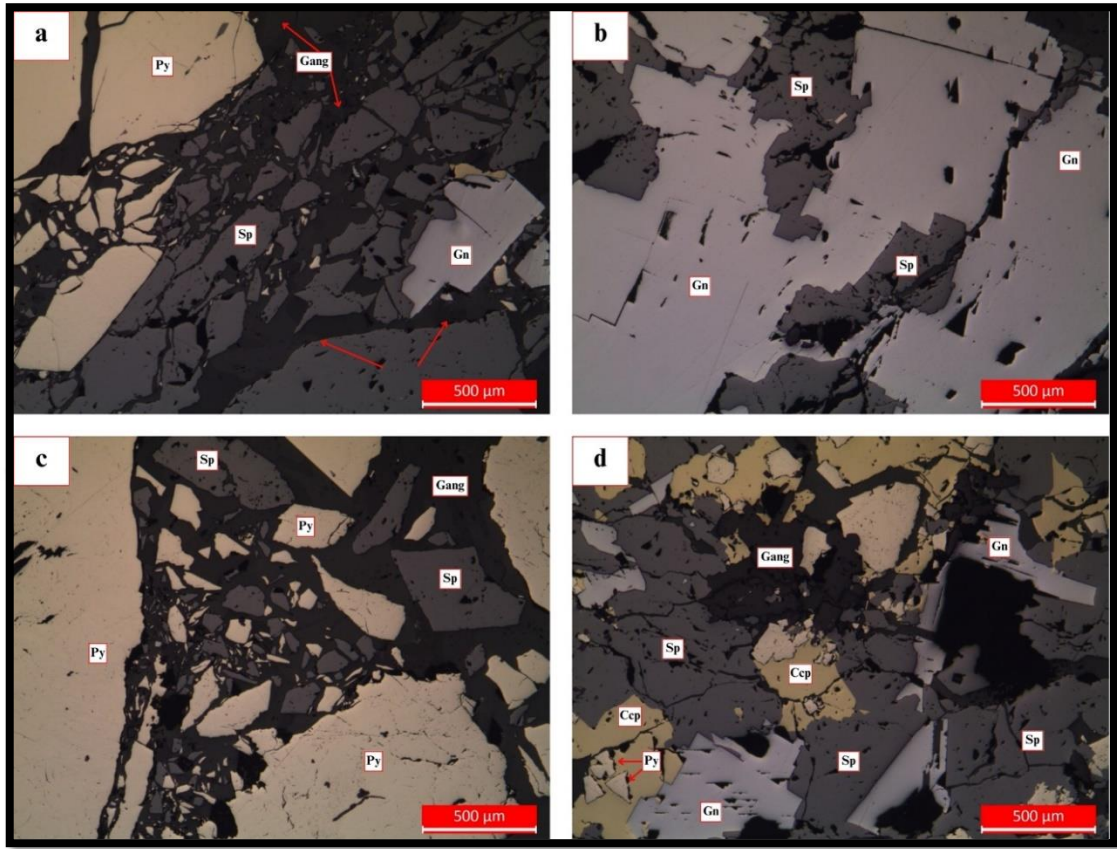
Açık ocaktan alınan örneklerde incelediğimiz sfaleritlerin kalkopirit eksolüsyonları içermediğini görmekteyiz. Buna karşın Karakoca damar sisteminin alt kotlarında yaptığımız çalışmalarda, sfaleritlerde kalkopirit eksolüsyonları saptanmıştır. Alt kotlara doğru sıcaklık kaynağına yakın bölümlerde içinde kalkopirit eksolüsyonu olan sfaleritler göreceli daha yüksek sıcaklığı temsil etmektedirler.



Şekil 6.4 AO2A Örneği, 4x; a: // Nikol b: // Nikol, c: // Nikol, 10x; d: // Nikol, 20x, AO2B Örneği, 4x; e: // Nikol, f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen).

AO2A ve AO2B nolu örnekler de pirit-sfalerit, pirit-kalkopirit ve kalkopirit-sfalerit çiftlerinin birbiri ile kenetli oldukları gözlemlenmiştir. AO2A nolu örnek de cevher minerallerinin tane boyu 0.5 milimetreye yakınken AO2B nolu örnek de cevher minerallerinin tane boyu 0.5 milimetreyi aşmaktadır. Bolluk sırası; AO2A nolu örnek için

sfalerit>galen>kalkopirit>pirit . AO2B nolu örnek için galen>sfalerit>kalkopirit>pirit (Şekil-6.4).



Şekil 6.5 AO4A Örneği, 4x; a: // Nikol b: // Nikol, AO4B Örneği, 4x; c: // Nikol d: // Nikol (Py: pirit, Ccp: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit).

AO4A ve AO4B nolu örnekler de pirit-sfalerit, pirit-kalkopirit ve kalkopirit-sfalerit çiftlerinin birbiri ile kenetli oldukları gözlemlenmiştir. AO2A ve AO2B nolu örneklerdeki kırılmış cevher minerallerinin tane boyu 0.5 milimetreyi aşmaktadır. Bolluk sırası; pirit>sfalerit>galen>kalkopirit (Şekil-6.5).

6.1.2 Örnek No: 116a

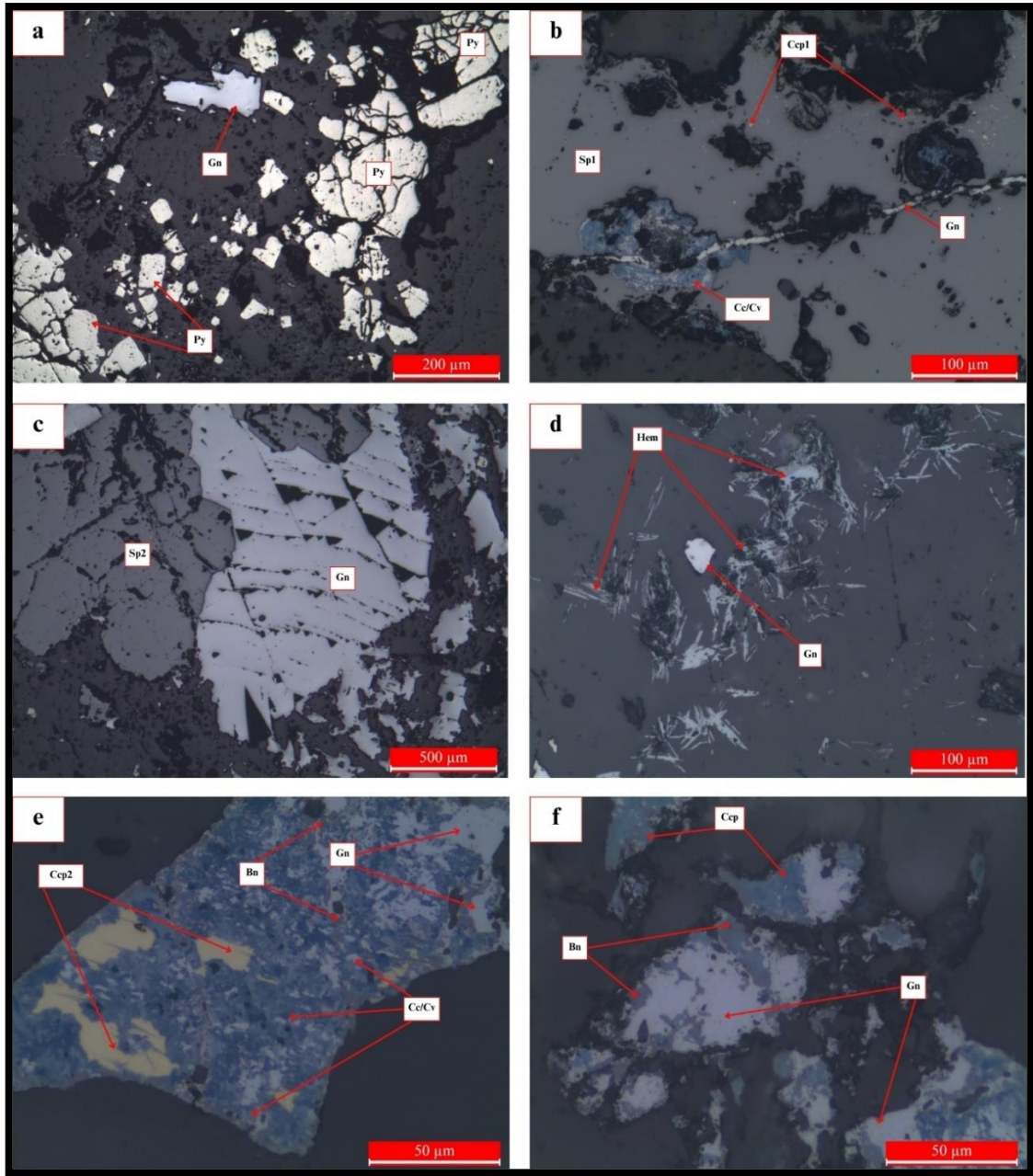
116a numaralı örnek, 43SK/2A nolu kuyunun 100.00 - 101.00 metreleri arasından alınan, dayk içerisine yerleşmiş kuvars ile birlikte baskın oranda masif ve öz - yarı

özşekilli galen ve buna daha az oranda eşlik eden sfalerit cevherleşmesi şeklinde gözlenmektedir. Ayrıca kuvars etrafında hidrotermal hematit de gözlemlenmektedir.

Yapılan mikroskobik incelemelerde, deformasyona uğrayan piritler kataklastik doku göstermektedir (Şekil 6.6a). Sfalerit 1 içerisinde kalkopirit 1 eksolüsyonları bulunmaktadır ki bu da yüksek sıcaklığı temsil etmektedir (Şekil 6.6b). Eksolüsyon içeren sfaleritlerin çatlaklarında sonradan gelişen galen minerali gözlemlenmektedir (Şekil 6.6b). Eksolüsyon içermeyen daha düşük sıcaklık sfalerit minerali ise galeni kuşatarak ornatmaktadır (Şekil 6.6c). Yapılan gözlemde galen karakteristik üçgen yırtıklarını barındırır iken sfalerit 2 ve kalkopirit 2 öz şekilsiz olarak bulunmaktadır (Şekil 6.6c). Eksolüsyon olarak yer alan kalkopirit, kalkopirit 1 olarak adlandırılırken öz şekilsiz olarak çatlak boşluklarına yerleşen kalkopirit, kalkopirit 2 olarak adlandırılmıştır. Aynı evrede hidrotermal hematit paralel nikol gözlemlerinde iğnemi yapıyla tanımlanmaktadır. (Şekil 6.6d). Süperjen evrede kalkozin-kovellin'in kalkopirit 2 etrafını saracak şekilde ornatmış görülmektedir (Şekil 6.6e). Galenlerin etrafında ikincil olarak oluşmuş bordo renkli bornit, kalkopirit 2 etrafında ise kalkozin/kovellin ornatımları bulunmaktadır (Şekil 6.6f). Piritlerin galen, sfalerit ve kalkopirit ile olan ilişkisi net bir şekilde gözlenememiştir.

Süksesyon: py > ccp1 > sp1 > gn > ccp2 > sp2 > hem > cc/cv > bn

Bolluk: bornit < ccp1 < sp1 < hem < cc/cv < ccp2 < sp2 < py ≤ gn



Şekil 6.6 116a Örneği, 10x; a: // Nikol, 20x, b: // Nikol, 4x; c: // Nikol, 20x; d: // Nikol, 50x; e: // Nikol f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit, Hem: Hematit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin).

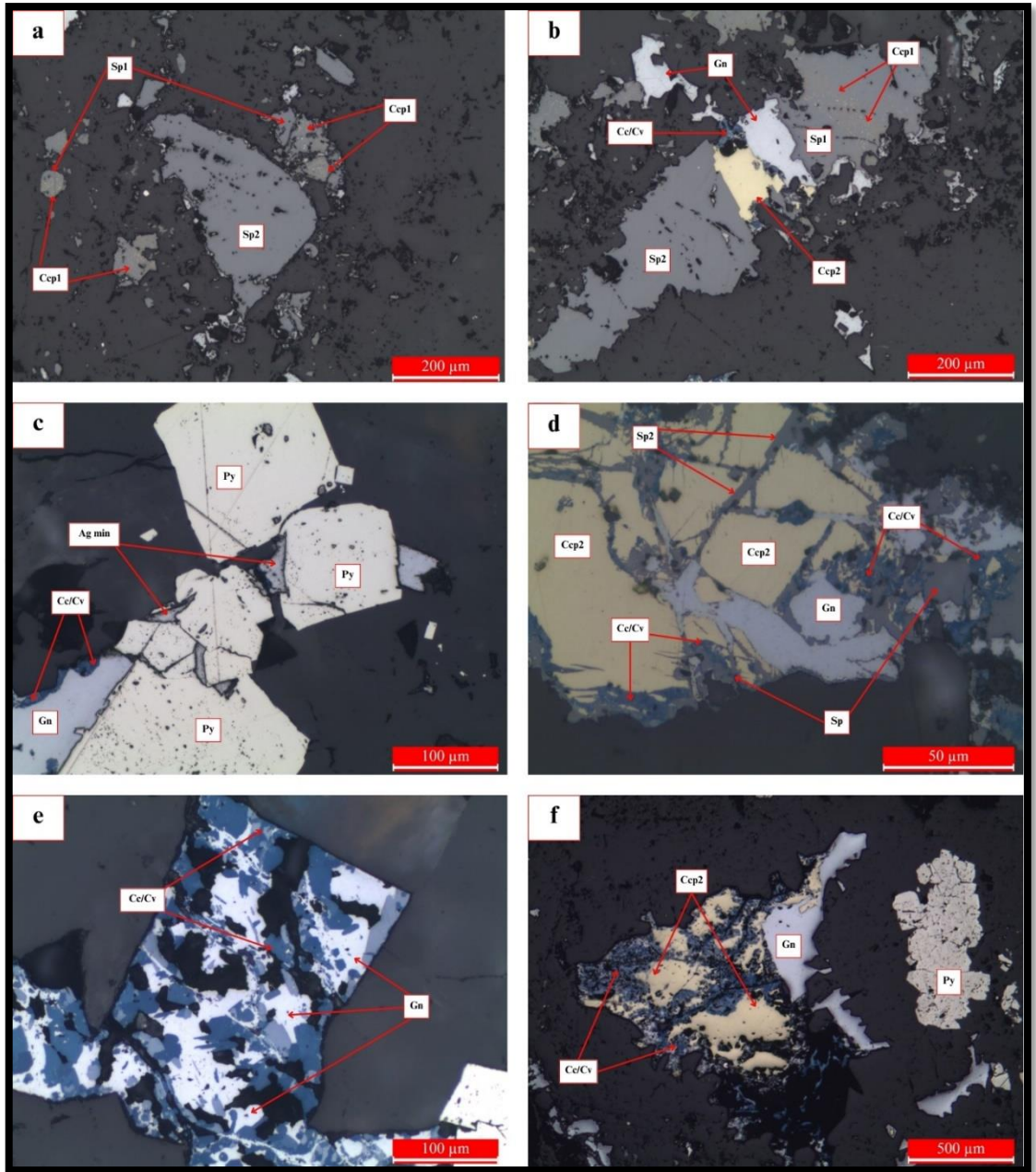
6.1.2 Örnek No: 116b

116b numaralı örnek, 43SK/2A nolu kuyunun 100.00 - 101.00 metreleri arasından alınan, dayk içerisine yerleşmiş kuvars ile birlikte baskın oranda masif ve öz – yarı özşekilli galen ve buna daha az oranda eşlik eden sfalerit cevherleşmesi göstermektedir.

Yapılan mikroskobik incelemelerde mineral parajenezine kalkopirit, kalkozin/kovellin ve Ag mineralinin eşlik ettiği görülmüştür. İki farklı evrede oluştuğu düşünülen sfaleritin varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 6.7a-b). İlk evrede oluşan sfalerit 1 içerisinde kalkopirit 1 eksolüsyonları içerdiği ve sfalerit 1 çatlaklarına yerleşen galenin sonradan geliştiği bariz bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 6.7a-b). Daha düşük sıcakta gelişen sfalerit 2 ise eksolüsyon içermemektedir (Şekil 6.7a-b). Düşük sıcaklık sfalerit 2, öncesinde oluşan galeni sınırları boyunca ornatmıştır (Şekil 6.7a-b). Mineral parajenezine ek olarak, öz-yarı özşekilli pirit çatlaklarına yerleşmiş, tek nikolde gri tonlarında ve zayıf anizotropi gösteren Ag minerali gözlemlenmiştir (Şekil 6.7c). Galen minerali öz şekilli pirit mineralini sınırı boyunca ornatmıştır (Şekil 6.7c). Kalkopiritin çatlaklarında sfalerit 2 ve galen minerali gözlenmiş olup sonrasında süperjen evrede kalkozin ve kovellin tarafından ornatılmıştır (Şekil 6.7d). Kalkopirit, galen ve sfalerit mineralleri arasındaki ilişkiye bakılacak olursa kalkopirit çatlaklarına yerleşen galen ve sfalerit 2 nin kalkopiritten sonra geliştiği görülmektedir (Şekil 6.7d). Kalkozin tek nikolde mavimsi beyaz tonlarda gözlenirken kovellin çift mavimsi rengi ile tanınmaktadır (Şekil 6.7e-f). Ayrıca kovellin çift nikolde alevli portakal, kırmızımsı kahve rengi ile kalkozinden ayırt edilebilmektedir.

Süksesyon: py > Ag minerali (?) ccp1 > sp1 > gn > ccp2 > sp2 (?) hem > cc-cv

Bolluk: Ag minerali < hem < cc-cv < ccp1 < sp1 < ccp 2 < py < sp2 < gn



Şekil 6.7 116b Örneği, 10x; a: // Nikol b: // Nikol, 20x; c: // Nikol, 50x; d: // Nikol, 20x; e: // Nikol, 4x; f: // Nikol (Py: pirit, Cc/Cv: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sferalerit, Hem: Hematit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin)

6.1.3 Örnek No: 72

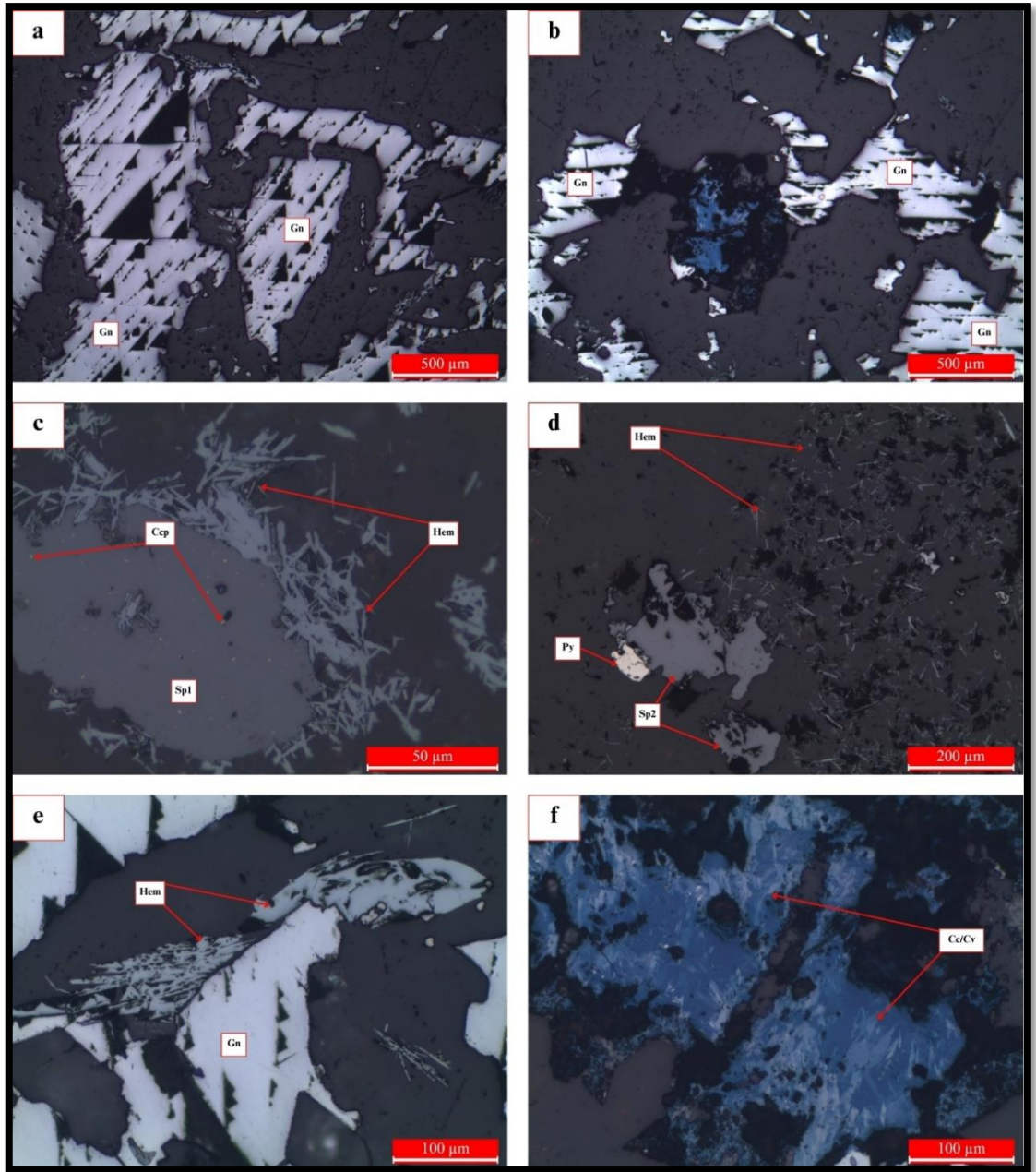
72 numaralı örnek, 43SK/1 nolu kuyunun 64.00 - 65.00 metreleri arasından alınan, intrüzif kayası ile dayk ve bu iki birimi kesen ametistli kuvars damarı

gözlemlenmiş, fayın yaratmış olduğu deformasyon etkisiyle kuvars damarı atıma uğrayarak kesikli bir görünüm kazanmıştır.

Yapılan mikroskobik incelemelerde, galen mineralinin breşik bir doku göstermesi, fayın yaratmış olduğu deformasyondan etkilendiğini göstermektedir (Şekil 6.8a-b). Sfalerit 1 içerisinde kalkopirit 1 eksolüsyonları bulunmaktadır ki bu da yüksek sıcaklığı temsil etmektedir (Şekil 6.8c). Kalkopirit 1 eksolüsyonu içeren sfaleritin 1 etrafında yoğun bir şekilde hematit minerali gözlemlenmektedir ki karakteristik iğnemsî yapısıyla tanınmaktadır (Şekil 6.8c-d). Aynı şekilde galen mineralini kuşatarak sonradan gelişmiştir (Şekil 6.8e). Yapılan gözlemlerde galen karakteristik üçgen yırtıklarını barındırır iken sfalerit 2 öz şekilsiz olarak bulunmaktadır (Şekil 6.8a-b-c-d-e). Hidrotermal cevherleşme evresinde pirit, galen ve sfalerit önce oluşmuş sonrasında hematit meydana gelmiştir (Şekil 6.8c-d-e). Kesitte çok az miktarda gözlenen pirit minerali 25-30 mikron boyutlarında ve öz-yarı özşekillidir (Şekil 3d). Süperjen evrede ise kalkozin-kovellin'in galen mineralinin üzerine büyüyerek ornattığı görülmektedir (Şekil 6.6f).

Süksesyon: py > gn > ccp1 > sp1 > sp2 > hem > cc/cv

Bolluk: py < ccp1 < cc/cv < hem < sp1 < sp2 < gn



Şekil 6.8 72 Örneği, 4x; a: // Nikol b: // Nikol, 50x; c: // Nikol, 10x; d: // Nikol, 20x; e: // Nikol f: // Nikol (Py: pirit, Ccy: kalkopirit, Gn: galen, Sp: Sfalerit, Hem: Hematit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin).

6.2 Karakoca Pb-Zn-(Ag) Cevherleşmesine Ait İnce Kesit Örnekleri

Bu çalışma kapsamında yapılan ince kesit incelemeleri, çalışma alanında faaliyet göstermiş olan sondaj çalışmalarına ait karotlardan ve arazi çalışmasında alınan el örnekler üzerinden yapılmıştır (Tablo 6.1)

Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi Koyunoba plütunu içerisine yerleşmiş, çalışma alanını da konu alan kuzey kısma bakıldığında ise yeşil renkli altere dayklar ile ilişkili olduğunu düşünülen damar tipi bir cevherleşmedir. Dayk birimi yeşilimsi gri renkte ve oldukça alteredir.

Cevherleşme öncesi hidrotermal alterasyon tipi ve yayılımı yatağın karakteristik özelliklerini, metalojenik ilişkisini ve hidrotermal akışkanların özelliklerini belirlemede çok önemli verilerdir. Damarların ilişkili olan dayk birimi cevherli çözeltilerin etkisiyle hidrotermal alterasyona uğramıştır. Yapılan ince kesit çalışmalarında alterasyon serizitleşme, kloritleşme ve silisleşme şeklinde gözlemlenmiştir.

Kuvars; Kuvars en yaygın kayaç oluşturan minerallerden biridir. Granitlerin, kumtaşlarının ve birçok metamorfik kayanın ana bileşenlerinden biridir: bileşimi neredeyse saf SiO_2 'dir. İnce kesitlerde her zaman berrak ve altere olmamış olması, yarılmamış olması ve çift nikolde gri veya beyaz girişim renkleri göstermesi ile tanınır (MacKenzie vd., 2017).

Biyotit; Biyotit alterasyonu, yayılmış ve damar kontrollü stillerde oluşur ve genellikle ferromagnezyen minerallerin yerini alır. Hidrotermal biyotit genellikle yeşil ile kahverengi tonlarında , magmatik biyotit ise daha çok kahverengi ile kırmızımsı kahverengidir. İnce taneli oluşumlarda, biyotitin daha yüksek çift kırılması onu kloritten ayırır. Hidrotermal biyotit genellikle rutil içerir ve piroksen, amfinol ve/veya biyotitin yerini alan veya genişleyen damarları dolduran küçük taneciklerin özşekilsiz, iç içe geçmiş kümeleri olarak oluşur. Biyotit tipik olarak diyoritik ana kayaçlarda daha bol bulunur.

Klorit; Yan kayaç içinde biyotit, amfibol, piroksen gibi mafik minerallerin klorite dönüşmesi şeklinde gelişen bir alterasyon şeklidir. Genellikle mavi-gri ile yeşil renktedir. Dokusal desen (masif, yamalı veya breşik) ve klorit ile kuvars oranları önceden var olan

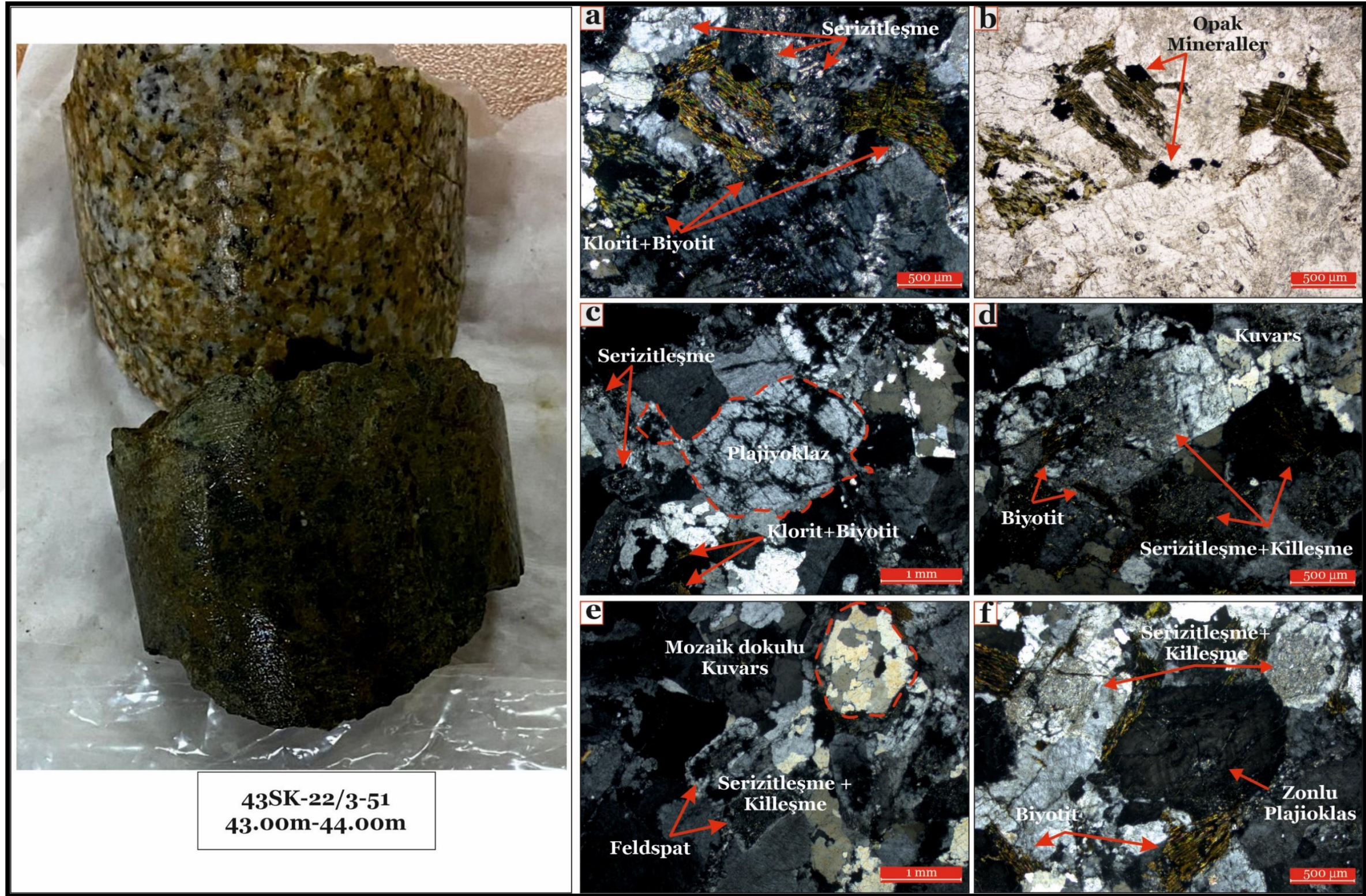
kaya ve bileşimden etkilenir. Klorit, mika'nın levhamsı özelliğine sahiptir. Deforme olmuş alanlarda, klorit alterasyonu genellikle güçlü bir klivaj veya şiztoziteye sahiptir. Tane boyutları genellikle küçüktür, ancak daha düşük metamorfizma dereceli yeşilşist kayalarında 200µm'ye kadar çıkabilir. Çift kırılma bileşimine bağlıdır ve anormal mavi renkler genellikle Mg açısından zengin kloritin karakteristiğidir.

Hematit; Hematit, intrüzyonla ilişkili birçok sistemde yaygın bir alterasyon mineralidir. Hematit, damarlarda, boşluklarda veya matrikste bıçaksı speküler hematit olarak, manyetiti ornatarak veya altere olmuş kayalara kırmızı bir renk katan ince taneli hematit olarak çeşitli alterasyon tarzlarında bulunur. Epitermal ortamda, hematit yüksek sülfidasyon sistemlerinde vuggy kuvars içinde önemli olabilir ve ayrıca genellikle klorit bakımından zengin alterasyonla ilişkili bazı baz metal bakımından zengin düşük sülfidasyonlu epitermal damarlarda da görülür.

Silis; Ana minerali kuvarstır. Bunun yanısıra değişen oranlarda kalsedon, barit, pirit ve hematit içerir. Kayaçta ornatım şeklinde gözlenebileceği gibi kayacın yıkanması sırasında oluşan boşlukların kuvars tarafından doldurulması şeklinde de gözlenebilir. Porfiri sistemlerde ve sık epitermal derinliklerde yüksek sülfürlü ortamlar için karakteristik bir alterasyon ürünüdür.

6.2.1 Örnek No: 43SK-22/3-51

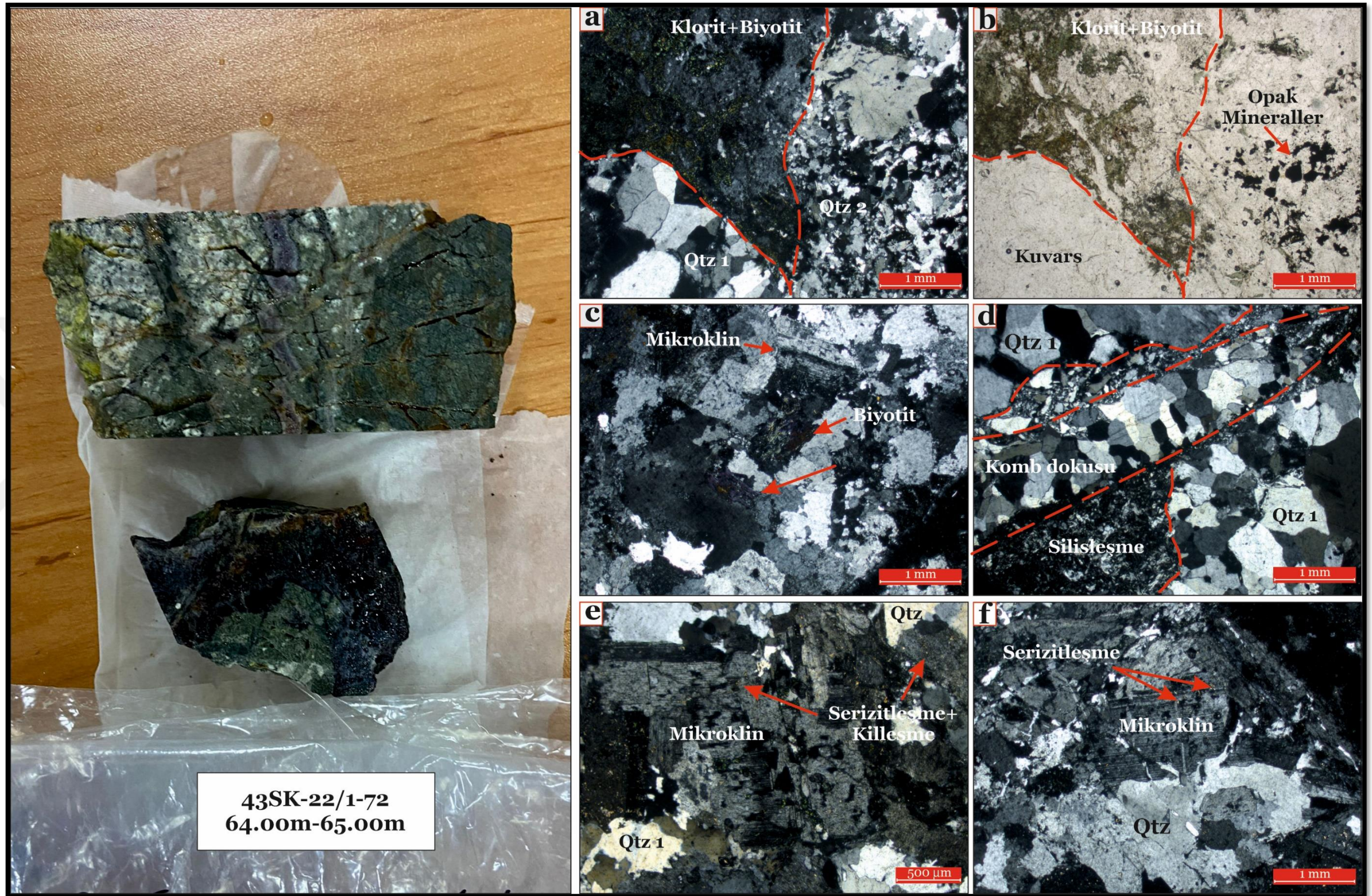
43SK-22/3-51 nolu karot örneğinde makroskobik olarak yeşilimsi renkte ve oldukça altere olduğu gözlemlenmiştir. Mikroskobik incelemelerde kayacı oluşturan kristallerin kristalleşme derecesine bakıldığında holokristalen bir doku göstermektedir. Bunun yanı sıra feldspatoid, biyotit, serizitleşme ve opak mineraller dikkat çekmektedir (Şekil 6.9a-b). Bu durum, yüksek sıcaklık ve basınç koşullarında gerçekleşen metamorfik süreçlere işaret etmektedir. Ornatma sonucu serizitleşmiş plajiolaz minerali ve sınırında kuvars minerali gözlenmiş olup, ayrıca kloritleşmeler de mevcuttur (Şekil 6.9c-d). Kloritleşme, hidrotermal alterasyonun bir göstergesidir. Şekil 6.9e’de mozaik dokulu kuvars tanesi belirgin olup, sünger dokusuna sahip plajiolaz ve serizit tarafından ornatmalar gözlemlenmiştir. Bu tür dokular deformasyon ve yeniden kristalleşme süreçlerine işaret etmektedir. Zonlu plajiolaz minerali ve çevresindeki plajiolazların merkezinde serizit ornatımları gözlemlenmiştir ki bu, plajiolazın, magmatik kökenli bir mineral olup, magmanın soğuma ve kristalleşme sürecindeki değişken koşullarını yansıtırken mineralde kimyasal bir zonlanmaya işaret etmektedir (Şekil 6.9f).



Şekil 6.9 Yeşilimsi renkte, altere kayaç içerisinde gözlenen biyotit, klorit ve serizitleşme ile feldispatoid minerali (a, + görünüm; b, // nikol görünüm). Dayk içinde gözlenen plajiyoklas, klorit, biyotit ve serizitleşme (c, + nikol görünüm). Serizitleşen plajiyoklas minerali ve onu çevreleyen kuvars (d, + nikol görünümü). Mozaik dokulu kuvars ve sünger dokusu gösteren plajiyoklas minerali (e, + nikol görünüm). Zonlu yapı sunan plajiyoklas minerali ve onu çevreleyen özşekilsiz plajiyoklasın merkezinde serizitleşme ve çatlakta gözlenen biyotit+klorit minerali (f, + nikol görünüm).

6.2.2 Örnek No: 43SK-22/1-72

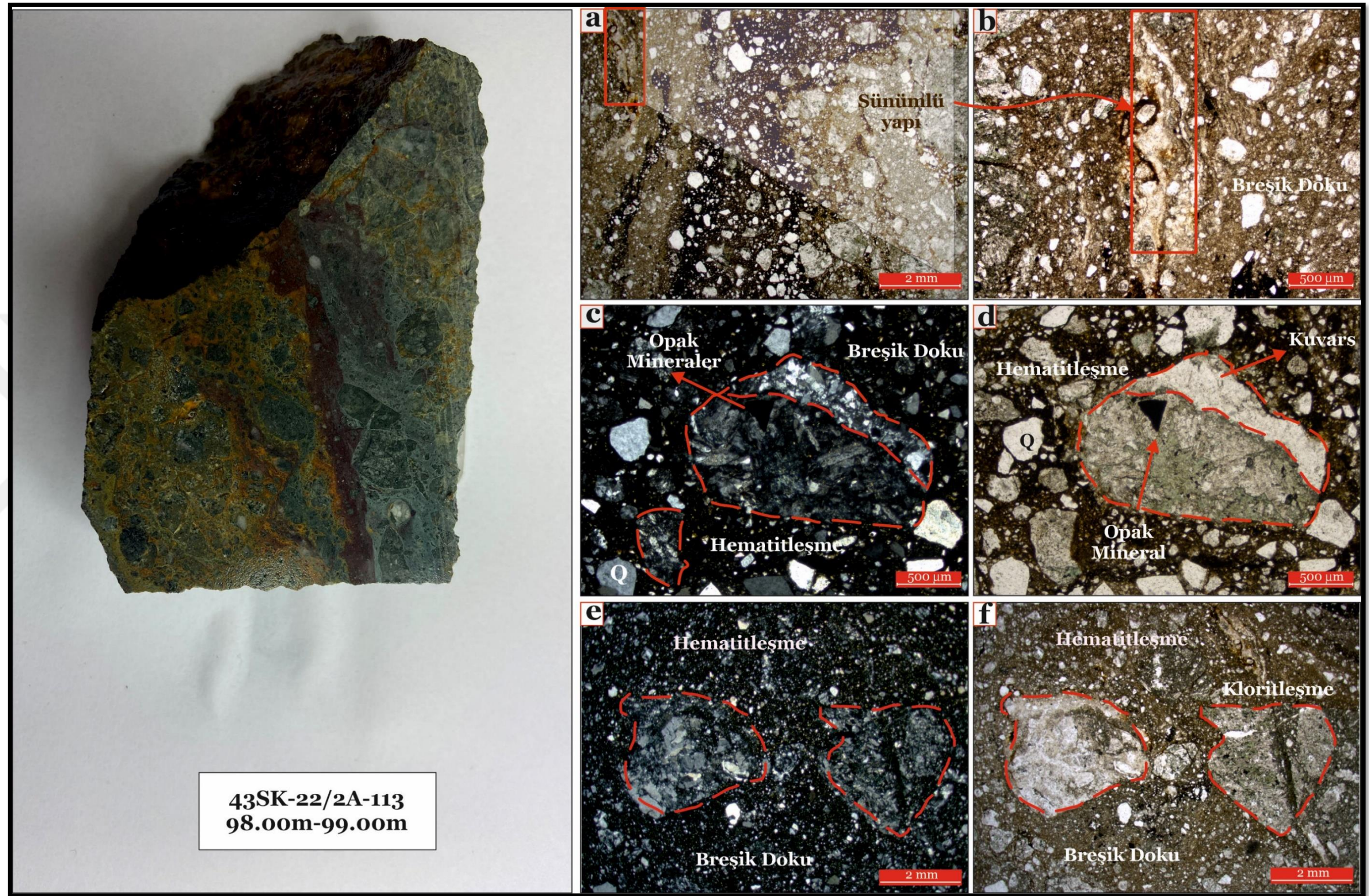
43SK-22/1-72 nolu karot örneğinde makroskobik olarak intrüzif kayası ile dayk arasındaki dokanak ve bu iki birimi kesen ametistli kuvars damarı gözlemlenmiş, deformasyon etkisiyle kuvars damarı atıma uğrayarak kesikli bir görünüm kazanmıştır. Mikroskobik incelemelerde kuvars minerali iki farklı şekilde gözlemlenmiştir; iri taneli kuvars (kuvars 1) ve ince taneli kuvars (kuvars 2) (Şekil 6.10a). Etrafında gözlemlenen kloritleşme ve ince taneli kuvars içinde opak mineraller dikkat çekmektedir (Şekil 6.10b). Bu farklı kristalleşme koşullarını ve sonrasında meydana gelen hidrotermal süreçleri işaret eder. İkinci kesitte ortoklas minerali olarak mikroklin gözlemlenmiş ve mikroklin sınırları boyunca serizitleşmiştir (Şekil 6.10c). Serizitleşmenin hidrotermal alterasyon sonucu oluşmuştur. Tarak dokusuna sahip kuvars damarı ve çevresindeki mozaik dokulu kuvars mineralleri gözlemlenmiş olup, kayaçta silisleşmeye neden olmuştur (Şekil 6.10d). Bu tür silisleşme, magmatik ve hidrotermal süreçlerin etkisiyle oluşmuş olabilir. Mikroklin mineralinde yaygın olarak görülen serizitleşme ve boşluklara yerleşmiş kuvars gang minerali (Şekil 6.10e-f).



Şekil 6.10 Granitik kayacı kesen dayk içerisinde iri taneli kuvars (kuvars 1) ve ince taneli kuvars (kuvars 2) ve etrafında gözlemlenen klorit alterasyonu (a, + görünüm; b, // nikol görünüm). Mikroklin minerali ve çevresinde gözlenen serizitleşme (c, + nikol görünüm). Tarak dokulu kuvars ve silisleşme (d, + nikol görünümü). Mikroklin minerali ve içinde gözlenen peritik yırtıklar. (e, + nikol görünüm). Polisentetik ikizlenme gösteren özşekli plajikolaz ve kloritleşen biyotitler (f, + nikol görünüm).

6.2.3 Örnek No: 43SK-22/3A-113

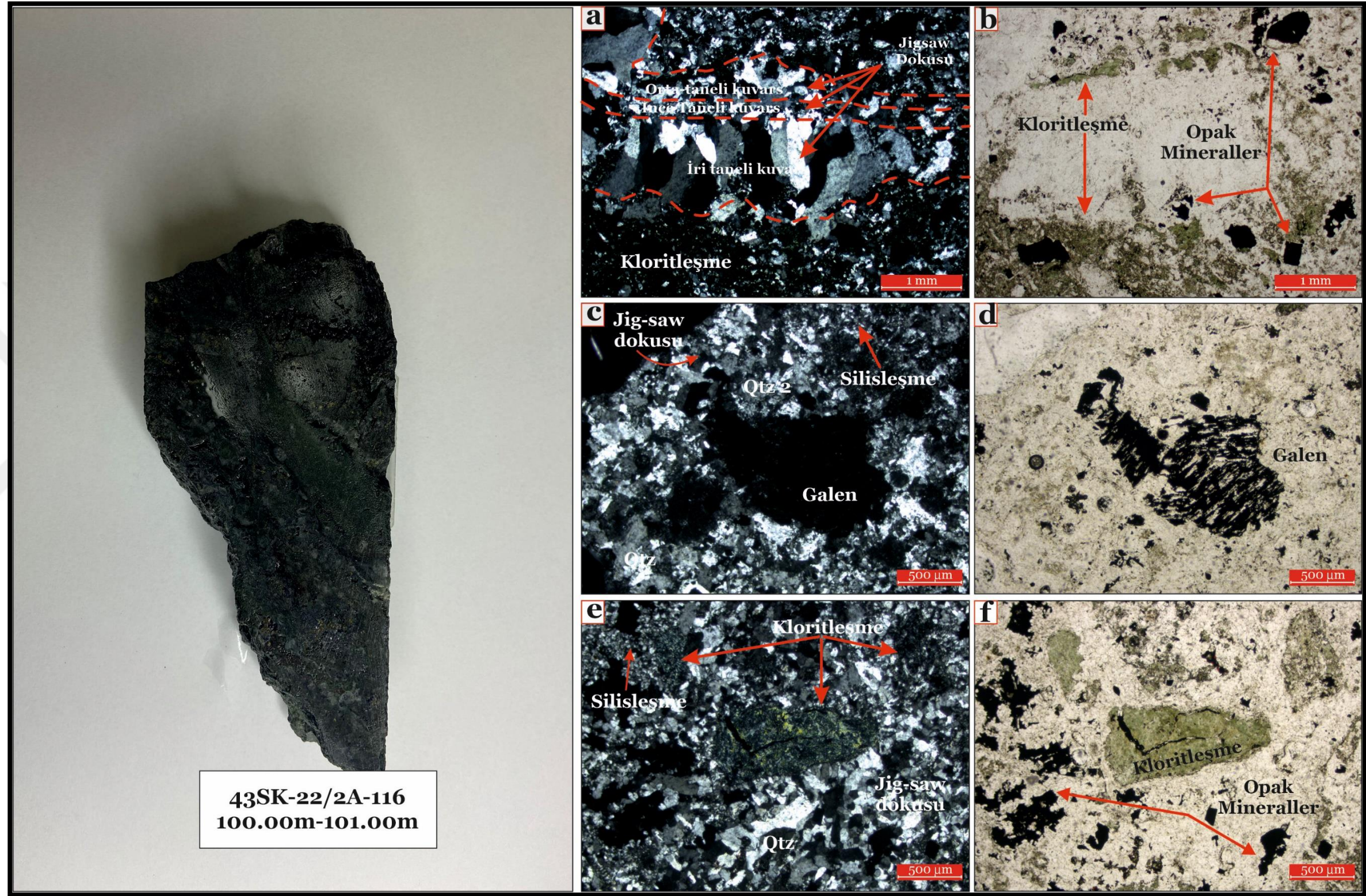
43SK-22/3A-113 nolu karot örneğinde makroskobik olarak breşik bir doku göstermekte olan kayaç oldukça alteredir. Karot eksenine yaklaşık paralel olarak gelişmiş hematit damarı içerisinde kuvars klastları ile birlikte yan kayaçtan parçalar içermektedir. Çatlaklar genellikle demir-oksit matriks ile dolmuştur. Klastların silisleşmiş ve yuvarlaklaşmış olması hidrotermal breş yorumunu beraberinde getirmektedir. Mikroskobik incelemelerde, hematit damarı sünümlü bir yapı sunmakta olup, taneler kuvars ve yan kaya klastlarından oluşmakta ve matriksi hematitten oluşmaktadır (Şekil 6.11a-b). 600-700 µm boyutlarında kloritleşmiş breşik klast ve içerisinde öz şekilli pirit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 6.11c-d). Bazik bileşimli tanlerden oluşan ana kütle içerisinde asidik dayk taneleri de görülmektedir (Şekil 6.11e-f). Bazik dayk tanesinde kloritleşme yoğun iken asidik dayk tanesinde kloritleşme görülmemektedir. İki breşik tanede de killeşme yoğun bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 6.11e-f). Breşik dokulu kayaçta iri taneler az miktarda yarı köşeli, çoğunlukla yuvarlaklaşmış, ince taneler ise köşeli ve yarı köşelidir (Şekil 6.11a-b-c-d-e-f).



Şekil 6.11 Matriksi FeOx den oluşan breşik dokulu altere kaya (a, // görünüm Hidrotermal solüsyonun yaratmış olduğu kolloform doku (b, // nikol görünüm). Yarı-öz şekilli kuvars klastlarından ve kaya kırıntılarından oluşan , matriksi hematitten oluşan breşik doku (c, + nikol görünüm). Kaya kırıntısı içerisinde gözlenen opak mineral (d, // nikol görünüm). Yarı-öz şekilli kuvars klastlarından ve kaya kırıntılarından oluşan , matriksi hematitten oluşan breşik doku (e, // nikol görünüm). Kaya kırıntısında gözlenen kloritleşme (f, + nikol görünüm).

6.2.4 Örnek No: 43SK-22/2A-116

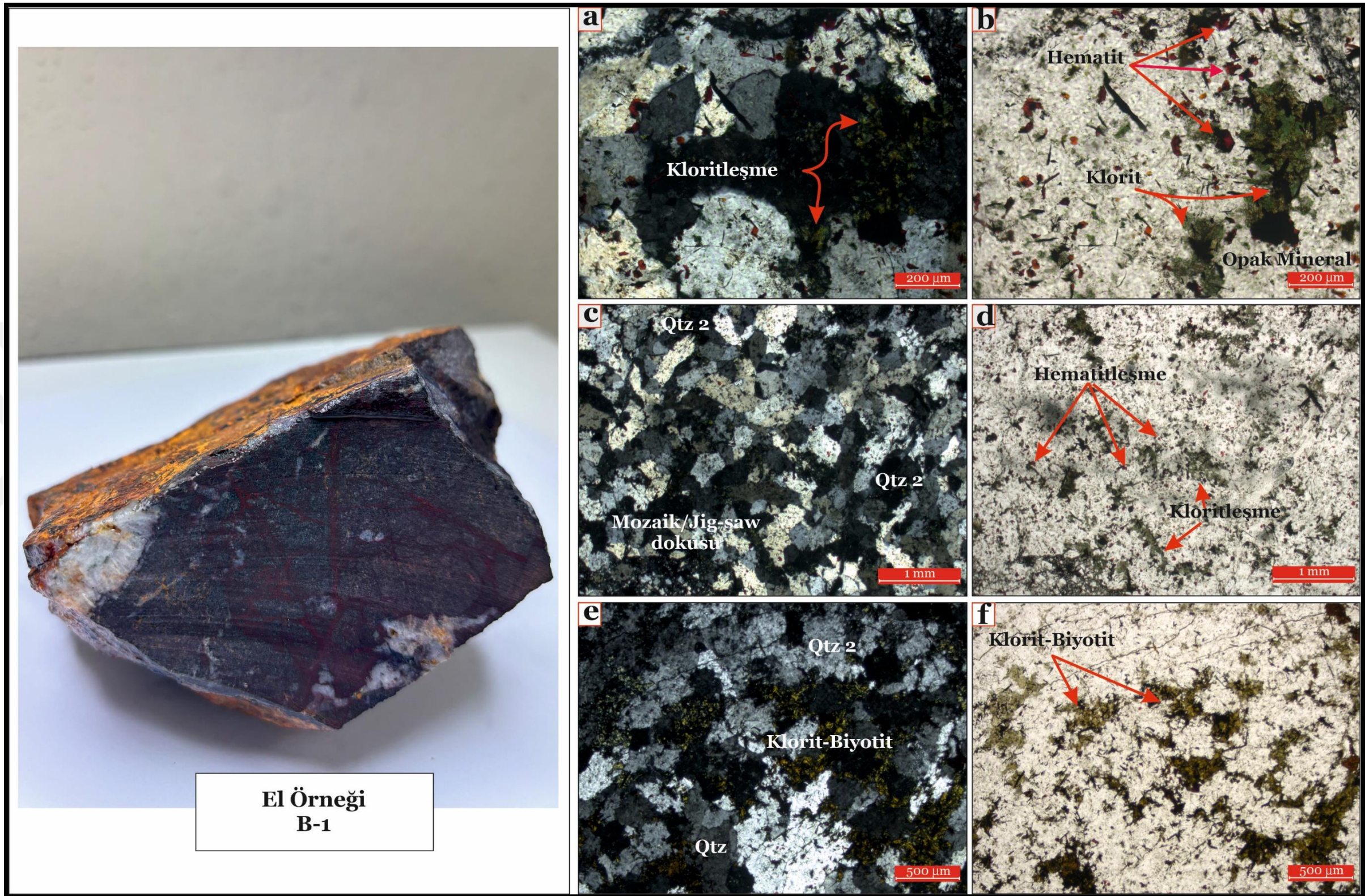
43SK-22/3-116 nolu karot örneğinde makroskobik olarak oldukça silisli ve breşik bir doku sergilemektedir. Klastlar kuvars tanelerinde ve silisleşmiş yan kayaç tanelerinden oluşmaktadır. Kayaç oldukça alteredir ve kloritleşmeden dolayı yeşilimsi bir renk kazanmıştır. Sülfid damarcıkları ile birlikte öz şekilli saçınım pirit ve üçgen yırtıkları ile tanınan galen minerali gözlemlenmiştir. Az miktarda hidrotermal hematit de gözlemlenmiştir. Mikroskobik incelemelerde ince, orta ve iri taneli kuvars kristallerinin oluşturduğu kuvars damarı yapboz (jigsaw) dokusu sergilemektedir (Şekil 6.12a). Çevresinde mikrokristalin/kriptokristalin tanelerden oluşan kuvars kristalleri gözlenmektedir ve opak mineraller ince taneli kuvarsı tercih ederek içine yerleşmiştir. Ayrıca ince taneli kuvars kristalleri klorit alterasyonuna uğramıştır (Şekil 6.12b). Merkez de tipik üçgen yırtıkları ile tanınan galen minerali ve onu çevreleyen ince taneli kuvars kristalleri yapboz dokusu yeniden kristalleşmenin etkisiyle kayaçta silisleşmeye sebep olmuştur (Şekil 6.12c-d). İnce taneli kuvars üzerinde zayıf kloritleşme görülmektedir. Merkez de kloritleşmiş kaya kırıntısı ve çevresinde ince-orta taneli kuvars kristallerinin oluşturduğu yapboz dokusu, yeniden kristalleşmenin etkisiyle kayaçta silisleşmeye sebep olmuştur (Şekil 6.12e-f). Bu dokusal özellikler, kayaçların farklı deformasyon ve yeniden kristalleşme süreçlerinden geçtiğini ve hidrotermal alterasyonların etkisini ortaya koymaktadır.



Şekil 6.12 İnce-orta ve iri taneli kuvars kristallerinden oluşan jigsaw dokulu kuvars damarı (a, + görünüm). Kuvars damarı çevresinde gözlenen kloritleşme (b, // nikol görünüm). Silisleşmeye neden olan jigsaw dokulu kuvars (c, + nikol görünüm). Jigsaw dokulu kuvars boşluğuna yerleşmiş tipik üçgen yırtıklara sahip galen minerali (d, // nikol görünümü). Jigsaw dokulu kuvars ve hidrotermal alterasyonun etkisiyle gözlenen silisleşme ile kloritleşme (e, + nikol görünüm). İnce taneli kuvars kristallerinin boşluklarına yerleşmiş opak mineraller ve kesitin merkezinde kloritleşmiş klast (f, // nikol görünüm).

6.2.5 Örnek No: KYTB-1

Saha çalışmasında alınan B-1 nolu el örneğinde makroskobik olarak hematit damarcıkları ile birlikte yüksek ısılı kuvars klastları dikkat çekmektedir. Olasılıkla kuvars klastlarının etkisiyle kayaçta silisleşmenin yanı sıra yer yer klorit alterasyonu gözlemlenmiştir. Mikroskobik incelemelerde, öz-yarı öz şekill, mega-kuvarslara kloritleşme eşlik etmektedir (Şekil 6.13a). Hematit mineralleri ile birlikte kloritleşme gözlemlenmiş ve kloritleşmenin sınırları boyunca opak mineraller eşlik etmiştir (Şekil 6.13b). Bu durum, demir oksitlerin ve kloritlerin hidrotermal alterasyon süreçlerinde yaygın olduğunu ve opak minerallerin bu alterasyon süreçlerine katıldığını gösterir. Öz-yarı öz şekilli kuvars taneleri yapboz (jigsaw) dokusunda gözlenmektedir (Şekil 6.13c). Bu dokusal özellik, kuvars kristallerinin yeniden kristalleşme süreçleri sonucu birbirine kenetlenmiş yapısını yansıtır. Kaya genelinde hematitleşme ve kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 6.13d). Bu, klorit ve hematitin birlikte bulunmasının, hidrotermal alterasyonun farklı aşamalarında gerçekleşmiş olabileceğini ve kayaçların mineralojik yapısında önemli değişikliklere neden olduğunu gösterir. Orta-iri taneli kuvars kristalleri gözlenmektedir. Kuvars kristallerinin boşluklarında kloritleşme meydana gelmiş ve klorite dönüşmeyen kısımlarda biyotit minerali kendini göstermektedir (Şekil 6.13e-f).



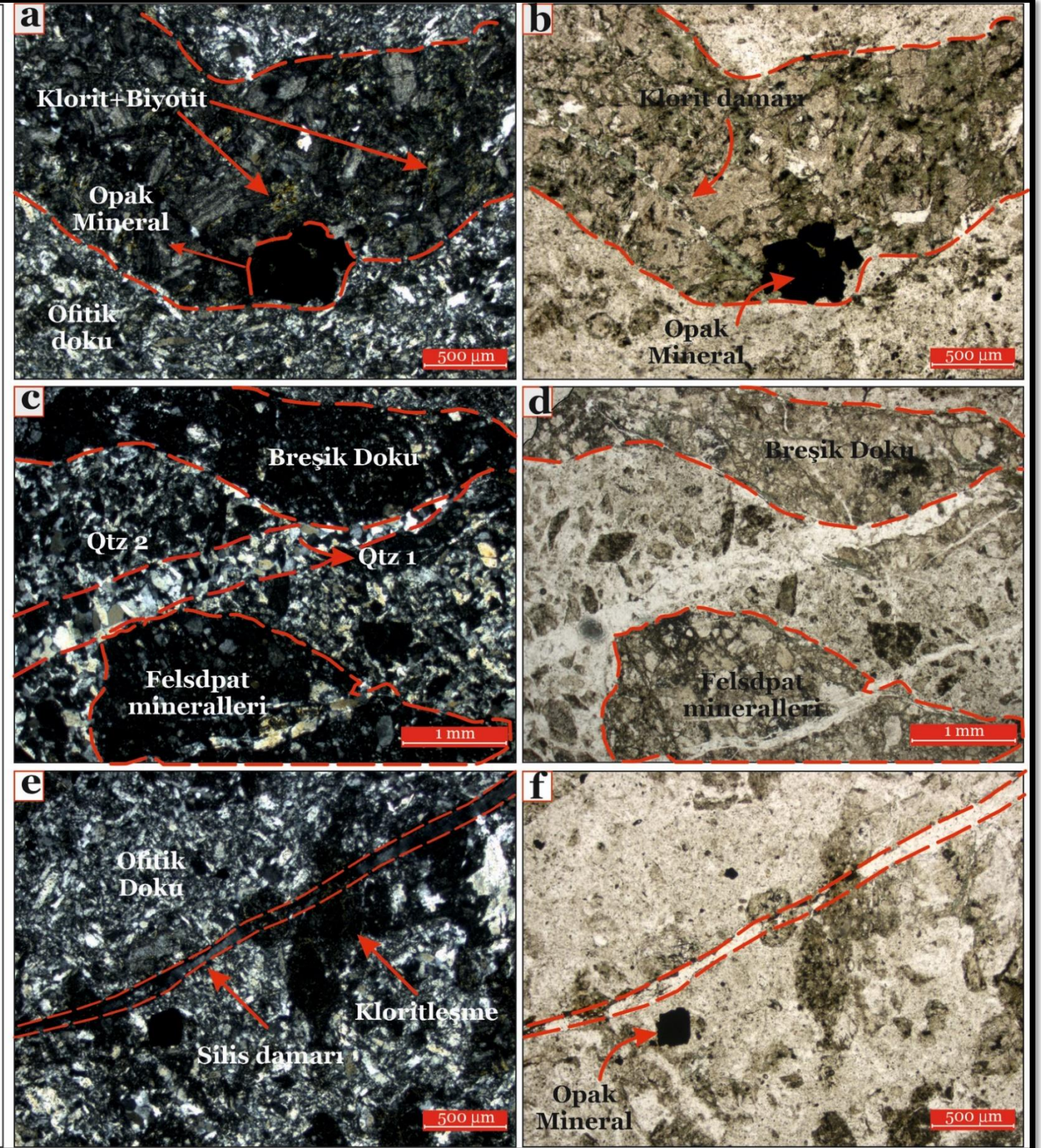
Şekil 6.13 Öz-yarı öz şekilli ve iri-orta taneli kristallerden oluşan kuvars ve boşluğunda gözlenen kloritleşme (a, + görünüm). Kloritleşme ile birlikte opak mineraller ve yaygın olarak gözlenen hematit kristalleri (b, // nikol görünüm). Jigsaw dokusu gösteren orta-ince taneli kuvars (c, + nikol görünüm). Hidrotermal alterasyoun yaratmış olduğu kloritleşme ve hematit kristalleri (d, // nikol görünümü). Orta taneli kuvars kristalleri ile büyük bir kısmı klorite dönüşen biyotit minerali (e, + nikol görünüm). Kloritleşme etkin olup biyotitler neredeyse klorite dönüşmüştür(f, + nikol görünüm).

6.2.6 Örnek No: KYTB-5

Saha çalışmasında alınan B-5 nolu el örneğinde makroskobik olarak kayaç oldukça silisleşmiştir ve ilksel dokusu tanımlanamamaktadır. Breşik dokudaki kayaç kuvars klastları ile silisleşmiş koyunoba plütону klastlarından oluşmaktadır. Az miktarda saçınım halde opak mineraller içermektedir. Düşük ısıli kuvars damarcıkları klastların boşluklarını doldurmuştur. Mikroskobik incelemelerde plajiolaz tanelerinin matriks içerisinde gelişigüzel dağılmış olması ve silisleşmeden dolayı lifsi bir şekilde gözlenmesi ofitik dokuyu temsil etmektedir (Şekil 6.14a). Plajiyoklas tanelerinden oluşan oldukça kloritleşmiş mafik dayk tanesi ve bu taneyi kesen klorit damarı (Şekil 6.14b). Breşik doku gösteren kayacın klastları ince taneli plajiyoklas kristallerinden ve ince-orta taneli kuvarslardan oluşmaktadır. Kesitin merkezinde, tarak dokulu kuvars damarı gözlenmiş olup, bu damar silisleşmeye neden olmuştur (Şekil 6.14c-d). Ofitik dokudaki kayaç, düşük ısıli kuvars damarcığı tarafından kesilmekte ve damar boyunca serizitleşme gözlemlenmektedir (Şekil 6.14e-f).



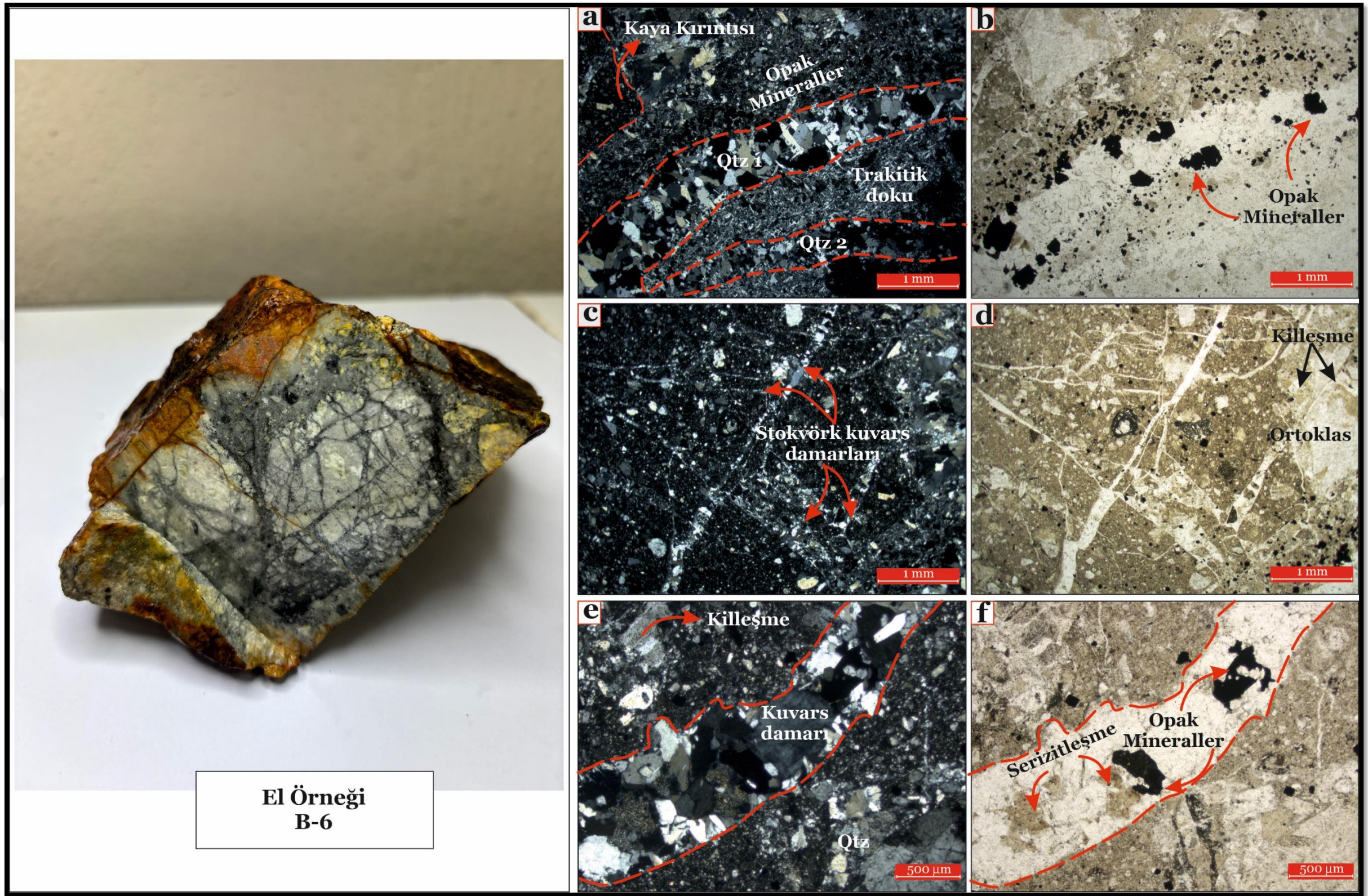
**El Örneği
B-5**



Şekil 6.14 Matriks içinde gelişigüzel olarak dağılmış plajyoklaz fenokristallerinin oluşturduğu trakitik doku (a, // + görünüm). Kloritleşmiş kaya klastı içinde gözlenen opak mineraller klastı kesen klorit damarı (b, // nikol görünüm). Trakitik dokudaki kayacı kesen tarak dokulu kuvars (c, + nikol görünüm). Silisli yan kaya klastları ve kuvars tanelerinden oluşan breşik doku (d, + nikol görünümü). Düşük ısıli kuvars damarı ve damar boyunca gözlenen serizitleşme (e, + nikol görünüm). Düşük ısıli kuvars damarı ile birlikte gözlenen opak mineral (f, + nikol görünüm).

6.2.7 Örnek No: KYTB-6

Saha çalışmasında alınan B-6 nolu el örneğinde makroskobik olarak Koyunoba plütonuna ait iri taneler gözlenmektedir ve matriksi silis oluşturmaktadır. Ayrıca klastlar gri renkteki silis damarcıkları tarafından kesilmektedir ve stokvörk şeklinde bir yayılım göstermektedir. Mikroskobik incelemelerde, plajioklaz tanelerinin matriks içerisinde gelişigüzel dağılmış olması ve silisleşmeden dolayı lifsi bir şekilde gözlenmesi ofitik dokuyu temsil etmektedir (Şekil 6.15a). Yapboz dokulu kuvars ana kayayı kesmiş ve opak mineraller damarın sınırları boyunca boşluklara yerleşmiştir (Şekil 6.15). Bu durum, kuvars damarlarının oluşumu sırasında gerçekleşen hidrotermal süreçlerin opak minerallerin çökmesine neden olduğunu göstermektedir. İkinci kesitte, stokvörk şeklinde damarcıklar gözlenmiş ve breşik doku sergileyen kesitte klastlar litik kırıntılardan ve daha az oranda kuvars klastlarından oluşmaktadır. Matriks tamamıyla silisli malzemeden oluşmaktadır (Şekil 6.15c). Deformasyonun etkisiyle klastlar öz şekilsiz ve köşeli bir yapı sunmaktadır (Şekil 6.15d). Bu, kayacın yoğun deformasyona uğradığını göstermektedir. Hidrotermal alterasyon sonucu kayacı oluşturan ortoklas tanelerinde killeşme ve kayacı kesen kuvars damarının etkisi ile silisleşme görülmektedir. (Şekil 6.15e). Kuvars damarı içerisinde düzensiz şekilde oluşmuş opak mineraller ve zayıf biçimde kloritleşme gözlenmektedir (Şekil 6.15f).



Şekil 6.15 Trakitik dokulu kayacı kesen jigsaw dokulu kuvars (a, + görünüm) Kuvars damarının sınırı boyunca gözlenen opak mineraller (b, // nikol görünüm). Stokvörk yapılı kuvars damarı (c, + nikol görünüm; d, // nikol görünüm). Silisli matriks içinde gözlenen ince taneli kuvars klastları (e, + nikol görünüm). İri-orta taneli kristallerden oluşan kuvars damarı ve gözeneklerine yerleşmiş opak mineraller (f, // nikol görünüm).

BÖLÜM YEDİ

TARTIŞMA

Güney Karakoca cevherleşmesi, ortaç sülfidasyon epitermal yatakların genel mineral topluluğuna karşılık gelen (Hedenquist ve diğerleri, 2000; Sillitoe ve Hedenquist, 2003) galen, sfalerit, pirit, kalkopirit içeren bir dizi baz metal metalojenisi sunmaktadır. Galen, sfalerit, kalkopirit ve pirit ana cevher mineralleridir. Kuvars ana gang olup, hipojen fazlarda cevher minerallerine süreksiz olarak eşlik etmektedir.

Bu çalışmanın konusu olan Orta ve Kuzey Karakoca cevherleşmeleri Güney Karakoca damar zonundan farklı cevher ve gang mineralojisine sahiptir.

Güney bölüm (Güney Karakoca damar zonu) damar sisteminin bakır açısından en zengin bölümüne karşılık gelmektedir. Bu bölümde galen ve sfalerite yaygın olarak eşlik eden kalkopirit baskın sülfid minerallerinden olup, az oranda bornit kalkopirite eşlik etmektedir. Sfaleritlerin yoğun olarak kalkopirit eksolüsyonları içerdiği bu bölümde sfaleritlerin demir içeriğinin de yüksek olduğu belirlenmiştir (Gürçan 2018). Buna karşın bu çalışmada incelenen açık ocak bölgesinde bakır içeriğindeki düşüş parajenezde azalan kalkopirit miktarı ile ortaya çıkmaktadır. Üst kotlarda yer alan (damarın yüzeye yakın bölümlerinde) Açık Ocak bölgesinde bornit mineraline rastlanmaması alt kotlarda yer alan güney bölgesine göre sıcaklık koşullarının daha düşük olduğunun bir başka kanıtı olarak gösterilebilir. Galen ve gümüş içeriğinin üst kotlarda artması yine yüzeye yaklaşan hidrotermal çözeltinin üst kotlarda göreceli düşük sıcaklıkta kristallenen galen ve gümüş minerallerini oluşturması ile uyumludur. Galen içeriğindeki gümüşün yanı sıra gümüşün kendi minerallerini gümüş sülfid ve sülföz tuzları olarak oluşturduğu gözlenmektedir.

Epitermal sistemler içerisinde baz metal içeriği en yüksek olan alt tip “Ortaç Sülfidasyon” alt tipidir. Bu sistemlerde baz metaller ve gümüş “klorid” kompleksleri ile taşınırlar (örneğin $PbCl$, $ZnCl$, $CuCl$, $CuCl_2$, $AgCl$ gibi). Klorid kompleksleri kaynağa yakın bölümlerde $400^{\circ}C$ ’den yüksek sıcaklıklarda altın taşıma potansiyeline de ($AuCl$) sahiptir. Bu metal taşıyan klorid kompleksler kaynama ve/veya meteorik su ile karışım ve su kaya etkileşimi sonucu duraylılığını kaybeder. Cevher taşıyan klorid komplekslerin kabuk içinde yüzeye doğru ilerlemesine bağlı olarak değişen sıcaklık aralıklarında baz metal sülfid ve sülföz tuzlarının belli bir zonlanmaya bağlı olarak kristallendiği görülür.

Sahada yapılan makroskobik ve mikroskobik gözlemlerde cevher taşıyan klorid komplekslerin yan kayaç granitoidlerle olan etkileşimine bağlı olarak granitoyidler içinde hidrotermal alterasyon minerallerinin gelişimine neden oldukları saptanmıştır. Bu hidrotermal alterasyon mineralleri pirit, kalkopirit, manyetit, klorit, albit, karbonatlar, epidot olarak sayılabilir ve bu mineraller propilitik alterasyon mineral topluluğu ile uyum göstermektedir. Bu çalışmada saptanan K70B/55KD doğrultulu dayk sistemi granitoyid kayaçları keserek kat etmiştir. Daykların kuvars, feldspat, plajiyoklaz, biyotit ve çok az oranda piroksen olarak özetlenebilecek mineral içeriğine sahip olması bu daykların granitoyidlere göre daha bazik bileşime sahip magmatik kayaçlar olduğunu göstermektedir. Daykların yerleşimini izleyen evrede daykların kullandığı süreksizlikleri kullanan cevherli hidrotermal çözeltiler dayklar ile aynı doğrultu ve eğime sahip olan, dayklara bitişik ve yer yer daykları kesen, süreksizliklerine dolan cevherleşmelerin gelişimine neden olmuştur. Bu cevherli hidrotermal çözeltiler daykların hidrotermal alterasyona uğramasına da neden olmuştur. Alterasyon, feldspatlar ve plajiyoklaslarda killeşme, biyotit ve piroksenlerde kloritleşme, çok nadir olarak kloritleşme ile birlikte gelişen epidotlaşma ve yaygın olarak kuvars damarı oluşumu ile birlikte gelişen silisleşme şeklinde görülmektedir.

Damara ait derin bölümlerde (kalkopirit ve bornitin gözlendiği) yer alan güney damar zonunda (Karakoca Güney) gang minerali olarak kuvarsın gözlenmesi bu bölümlerin daha yüksek sıcaklıklarda geliştiğini gösterir. Buna karşın yüzeye yakın olan ve meteorik su girdisinin yüksek olduğu Açık ocak bölgesinde galen ve gümüş içeriğinin yüksek olduğu (kalkopirit eksolüsyonları içermeyen düşük demir içerikli sfaleritlerin bulunduğu) bölümde baskın gang minerali kalsit/ karbonattır.

BÖLÜM SEKİZ

SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında, Karakoca cevherleşmesi ve onun kuzeybatı uzantısının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri detaylı bir şekilde incelenmiştir.

Karakoca Pb-Zn-(Ag) cevherleşmesi, 110° doğrultulu ve 35-80 güneybatıya eğimli ve yaklaşık 1,5 km boyunca takip edilebilen damar sistemlerinden oluşmaktadır. Cevherleşme Oligo-Miyosen yaşlı, I-tipi, çarpışma sonrası gelişmiş Koyunoba plütونunu kesen fay zonlarına yerleşmiştir.

Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağı ve kuzeybatı uzantısını oluşturan cevher zonu detaylı olarak incelenmiş ve yeni cevher zonları keşfedilmiştir. Bu yeni keşfedilen cevher zonu, Karakoca cevherleşmesiyle benzer jeolojik ve jeokimyasal özellikler göstermekte olup, ekonomik açıdan önemli bir hidrotermal-epitermal cevherleşme örneği sunmaktadır.

Cevher Zonu, Koyunoba plütونu içindeki KB-GD uzantılı bir kırık zonuna yerleşen damar tipi bir cevherleşmedir. Bu cevherleşmeden önce aynı kırık zonuna yerleşen bir daykın (yeşil renkli, ince taneli yarı derinlik kayası) varlığı saptanmıştır. Bu daykın yerleşimini izleyen evrede Pb-Zn-Ag içerikli hidrotermal çözeltiler aynı kırığı izleyerek ve bu kırığı doldurarak Karakoca Pb-Zn-(Ag) yatağı ve bu yatağın kuzeybatı uzantısı oluşturmuştur.

Arazi çalışmaları sırasında, Karakoca Cevherleşmesi yan kayaçtan (Koyunoba Granatoyidi) itibaren farklı mineralojik bileşim ve yapılardan oluşan bir zonlanma sunmaktadır. Tavan bloğunda, bir kısmı granadiyorit içinde stokvörk tipi cevher, bir kısmı masif, taban bloğunda ise breşik dokuda ön plana çıkmaktadır. Masif cevherli zon galen ağırlıklı olup sfalerit ve kalkopirit minerallerinden oluşmaktadır. Taban bloğunda malakit minerali ile birlikte yoğun silisleşme mevcuttur. Ayrıca, breşik dokunun görüldüğü taban bloğunda klastlar silisleşmiş yan kayaç taneleri içerirken matriks sülfitten oluşmaktadır. Bu da epitermal bir akışkanın varlığını kanıtlar niteliktedir. Mineralizasyondan uzaklaştıkça silisleşmenin etkisi azalmakta ve hematit ve limonit egemen, kataklastik yapılu pirit içeren stokvörk damarcıklar intrüzif kayasının içerisinde gözlenmektedir

K70B/55KD doğrultulu dayk sistemi, granitoyid kayaçları kesmiş ve bu dayklar hidrotermal alterasyona uğrayarak cevherleşmelerin gelişimine katkıda bulunmuştur. Daykların mineral içeriği, granitoyidlere göre daha bazik bileşimli olduklarını göstermektedir.

Yapılan mineraloji-petrografi çalışmaları kapsamında, cevher mineralleri olarak galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, bornit, kalkozin-kovellin ve daha az oranda çeşitli Ag minerallerine rastlanmıştır. Yoğun bir şekilde kloritleşme ve serizitleşmeden etkilenen dayk yer yer cevher mineralleri ve hematitin baskın olduğu oksitli mineralleri içermektedir.

Derin bölümlerde (kalkopirit ve bornit içeren) güney damar zonunda gang minerali olarak kuvarsın varlığı, yüksek sıcaklık koşullarını işaret etmektedir. Buna karşın, yüzeye yakın Açık Ocak bölgesinde galen ve gümüş içeriğinin yüksek olduğu, kalkopirit eksolüsyonları içermeyen düşük demir içerikli sfaleritlerin baskın olduğu ve kalsit/karbonat gang mineralinin bulunduğu tespit edilmiştir. Bu bulgular, Güney Karakoca cevherleşmesinin mineralojik ve jeokimyasal çeşitliliğini ve zonlanmasını ortaya koymaktadır.

Güney Karakoca cevherleşmesi, ortaç sülfidasyon epitermal yatakların tipik özelliklerini taşımaktadır. Bu sistemlerde baz metaller ve gümüş, klorid kompleksleri ile taşınmakta ve yüzeye doğru ilerlerken baz metal sülfid ve sülfotuzları şeklinde kristallenmektedir. Sahada yapılan gözlemler, cevher taşıyan klorid komplekslerin yan kayaç granitoidlerle etkileşime girerek hidrotermal alterasyon minerallerinin gelişimine neden olduğunu göstermektedir. Bu alterasyon mineralleri arasında pirit, kalkopirit, manyetit, klorit, albit, karbonatlar ve epidot yer almakta olup, propilitik alterasyon mineral topluluğu ile uyum göstermektedir.

Cevher-yan kayaç ilişkisi, mineral parajenezi ve saha çalışmalarındaki gözlemler, Güney Karakoca cevherleşmesi ve onun kuzeybatı uzantısını oluşturan Orta ve Kuzey Karakoca damar zonlarının birbirleri ile olan benzer jeolojik ve jeokimyasal özelliklerini göstermekte ve cevherleşmelerin 'ortaç sülfidasyon' epitermal sistemlerine benzerlik sunduğunu ortaya koymaktadır.

KAYNAKLAR |

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., & Tonarini, S. (2010). On the geodynamics of the Aegean rift. *Tectonophysics*, 488(1-4), 7-21.
- Akay, E. (2009). Geology and petrology of the Simav Magmatic Complex (NW Anatolia) and its comparison with the Oligo-Miocene granitoids in NW Anatolia: implications on Tertiary tectonic evolution of the region. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1655-1675.
- Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., ... & Yurtsever, A. (2015). Türkiye Jeoloji Haritası Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını. *Ankara Türkiye*.
- Akdeniz, N., & Konak, N. (1979). Menderes Masifinin Simav dolayındaki kayabirimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu.
- Altunkaynak, S., & Dilek, Y. (2006). Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications.
- Altunkaynak, Ş., & Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102(1-2), 316-340.
- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., Genç, C. Ş., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., ... & Yang, J. (2012). Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo–Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research*, 21(4), 961-986.
- Aydin, B. (2007). *Koyunoba Plutonu (Simav-Kütahya) Karakoca yöresi polimetalik damar tipi cevherleşmesinin genetik incelenmesi* (Master's thesis, Dokuz Eylül Üniversitesi (Turkey)).
- Berk Biryol, C., Beck, S. L., Zandt, G., & Özacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1037-1057.

- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica acta*, 14(1-3), 3-30.
- Bozkurt, E., Satır, M., & Buğdaycıoğlu, Ç. (2011). Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. *Journal of geodynamics*, 52(5), 406-431.
- Catlos, E., Jacob, L., Oyman, T., & Sorensen, S. (2012). Long-term exhumation of an Aegean metamorphic core complex granitoids in the Northern Menderes Massif, western Turkey. *American Journal of Science*, 312(5), 534-571.
- Corbett, G. (11 May, 2020). Epithermal Au-Ag and Porphyry Cu-Au Exploration – Short course notes. <https://corbettgeology.com/wp-content/uploads/2020/10/Sect-1-Introduction-Corbett-short-course-May-2020.pdf>
- Corbett, G. (2009, June). Anatomy of porphyry-related Au-Cu-Ag-Mo mineralised systems: Some exploration implications. In *Australian Institute of Geoscientists North Queensland Exploration Conference* (pp. 1-13).
- Corbett, G. J., & Leach, T. M. (1998). *Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization*. Society of Economic Geologists.
- Çiftçi, N. B., & Bozkurt, E. (2009). Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. *Tectonophysics*, 473(1-2), 234-260.
- Delibaş, O., Moritz, R., Chiaradia, M., Selby, D., Ulianov, A., & Revan, M. K. (2017). Post-collisional magmatism and ore-forming systems in the Menderes massif: new constraints from the Miocene porphyry Mo–Cu Pınarbaşı system, Gediz–Kütahya, western Turkey. *Mineralium Deposita*, 52, 1157-1178.
- Dilek, Y., & Altunkaynak, Ş. (2009). *Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt* (Vol. 311, No. 1, pp. 213-233). London: The Geological Society of London.
- Dora, O. Ö. (1969). Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etütler. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 73(73), 10-31.

- Erkül, F. (2010). Tectonic significance of synextensional ductile shear zones within the Early Miocene Alaçamdağ granites, northwestern Turkey. *Geological Magazine*, 147(4), 611-637.
- Erkül, F., Tatar Erkül, S., Manap, H. S., & Çolak, C. (2017). An extensional and transtensional origin of elongated magmatic domes and localised transfer faults in the northern Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Geodinamica acta*, 29(1), 139-159.
- Erkül, S. T., Erkül, F., & Aysal, N. (2018). Evidence for continuous mixing of individually fractionated, coeval felsic and mafic magmas forming synextensional plutons, the Menderes core complex, western Turkey. *The Journal of Geology*, 126(5), 487-510.
- Erlor, A. (1979). Karakoca (Simav-Kütahya) kurÇun çinko yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 117-119.
- Ersoy, E. Y., Çemen, İ., Helvacı, C., & Billor, Z. (2014). Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean Extended Region. *Tectonophysics*, 635, 33-58.
- Ersoy, Y. E., Helvacı, C., & Palmer, M. R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE–SW trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supra-detachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(2), 159-183.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Mazzuoli, R., & Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 687-699.
- Genç, S.C., 1998. Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 233– 249.

- Giggenbach, W.F., 1992, Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries: *Economic Geology*, v. 87, p. 1927-1944
- Göktaş, H. B. (2015). *Katrandağ (Emet-Kütahya) Pb-Zn-Ag cevherleşmesinin cevher petroğrafisi, parajenezi ve zonlanması* (Master's thesis, Dokuz Eylül Üniversitesi (Turkey)).
- Gündoğdu, E., Özden, S., & Güngör, T. (2015). Simav (Kütahya) ve yakın civarının Geç Senozoyik yaşlı jeodinamik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 58(3), 23-38.
- Gürçan, E. (2018). *Eğrigöz ve Koyunoba plütonları (Simav-Kütahya) çevresindeki Pb-Zn-(Ag) yataklarının jeolojisi* (Master's thesis, Dokuz Eylül Üniversitesi (Turkey)).
- Hasözbeke, A., Akay, E., Erdoğan, B., Satır, M., & Siebel, W. (2010). Early Miocene granite formation by detachment tectonics or not? A case study from the northern Menderes Massif (Western Turkey). *Journal of Geodynamics*, 50(2), 67-80.
- Henley, R. W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits: B. R. Berger ve P.M.Bethke (ed.). *Geology and Geochemistry of Epidermal Systems*, Rev. Econ. Geol., 2, 1-24.
- Hetzel, R., Zwingmann, H., Mulch, A., Gessner, K., Akal, C., Hampel, A., ... & Wedin, F. (2013). Spatiotemporal evolution of brittle normal faulting and fluid infiltration in detachment fault systems: A case study from the Menderes Massif, western Turkey. *Tectonics*, 32(3), 364-376.
- Isik, V., Tekeli, O., & Seyitoğlu, G. (2004). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4), 555-566.
- Işık, V., Seyitoğlu, G., & Cemen, I. (2003). Ductile–brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374(1-2), 1-18.

- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., ... & Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597, 1-33.
- Jolivet, L., Menant, A., Sternai, P., Rabillard, A., Arbaret, L., Augier, R., ... & Le Pourhiet, L. (2015). The geological signature of a slab tear below the Aegean. *Tectonophysics*, 659, 166-182.
- Karacık, Z. ve Yılmaz, Y., 1998, Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 251–264
- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 66(66), 20-37.
- Konak, N. (1982). Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçlarının evrimi. *İstanbul Yerbilimleri*, 3(1-2), 313-337.
- Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60(1-2), 1-42.
- Le Pichon, X., & Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 357-372.
- Lindgren, W., (1933) Mineral Deposits(4th ed.). McGRAW-HILL BOOK COMPANY.
- M.T.A., 2002. 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, İzmir Paftası.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.
- Okay, A. I. (2008). Geology of Turkey: a synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.

- Okay, A. I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Okay, A. I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., & Akyüz, S. (1996). 19 Paleo-and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints.
- Oygür, V. (1997). Bir Epitermal Cevherleşmenin Anatomisi: Mumcu (Balıkesir-Sındırgı), İç-Batı Anadolu.
- Oygür, V., & Erler, A. (1999). Jasperoid Tipi Epitermal Cevherleşmeye Batı Anadoludan Bir Örnek: Değirmenciler Antimuan Cevherleşmesi (Simav, Kütahya).
- Oygür, V., & Erler, A. (2000). Simav Grabeninin Metalojenisi (İç-Batı Anadolu, Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43(1), 7-19.
- Oyman, T., Özgenç, I., Tokcaer, M., & Akbulut, M. (2013). Petrology, geochemistry, and evolution of the iron skarns along the northern contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 61-97.
- Ozgenç, I., & Ilbeyli, N. (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Eğrigöz pluton in western Anatolia, Turkey: implications for magma genesis and crustal processes. *International Geology Review*, 50(4), 375-391.
- Özen, Y., & Arık, F. (2015). S, O and Pb isotopic evidence on the origin of the İnkaya (Simav-Kütahya) Cu-Pb-Zn-(Ag) Prospect, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 70, 262-280.
- Pe-piper, G., & Piper, D. J. (1989). Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169(1-3), 113-134.
- Rabayrol, F., & Hart, C. J. (2021). Petrogenetic and tectonic controls on magma fertility and the formation of post-subduction porphyry and epithermal mineralization along the late Cenozoic Anatolian Metallogenic Trend, Turkey. *Mineralium Deposita*, 56, 279-306.

- Rabayrol, F., Hart, C. J., & Creaser, R. A. (2019). Tectonic triggers for postsubduction magmatic-hydrothermal gold metallogeny in the late Cenozoic Anatolian metallogenic trend, Turkey. *Economic Geology*, 114(7), 1339-1363.
- Reed, M. H. ve Spycher, N. F., 1985, Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical modelling approach: B. R. Berger ve P. M. Bethke (ed.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Rev. Econ. Geol., 2, 249-272.
- Ring, U. W. E., Johnson, C., Hetzel, R., & Gessner, K. (2003). Tectonic denudation of a Late Cretaceous–Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140(4), 421-441.
- Ring, U., & Collins, A. S. (2005). U–Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 162(2), 289-298.
- Sánchez, M. G., McClay, K. R., King, A. R., & Wijbrams, J. R. (2016). Cenozoic crustal extension and its relationship to porphyry Cu-Au-(Mo) and epithermal Au-(Ag) mineralization in the Biga peninsula, northwestern Turkey.
- Seyitoğlu, G., & Scott, B. C. (1996). The cause of NS extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), 145-153.
- Seyitoğlu, G. (1997). The Simav Graben: An example of Young E_W Trending Structures in the Late Cenozoic Extensional system of Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6(3), 135-141.
- Soykal, T., Tuna, E., & Taşkın, İ. (1980). Kütahya-Simav-Dağardı antımuhan cevherleşmesi. *MTA, Rapor*, (1768).
- Şengör, A. C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.

- Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey: *Tectonics*, v. 3. s.693-707.
- Thomson, S. N., & Ring, U. (2006). Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. *Tectonics*, 25(3).
- Uğurcan, O. G. (2012). *Kalkan ve Karaağil (Simav-Kütahya) Skarn Tipi Demir Yataklarının Mineralojik, Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi* (Master's thesis, Dokuz Eylül Üniversitesi (Turkey)).
- Uğurcan, O. G., & Oyman, T. (2016). Iron mineralization and associated skarn development around southern contact of the Eğrigöz pluton (northern Menderes Massif-Turkey). *Journal of African Earth Sciences*, 123, 309-337.
- Yılmaz, H., SÖNMEZ, F. N., Akay, E., ŞENER, A. K., & TUFAN, S. (2013). Low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Sındırgı district, Balıkesir province, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(4), 485-522.
- Yılmaz, Y, Genç, Ş.Ç., Karacık, Z. ve Altunkaynak, Ş., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *J. Jeodynamics*, 31, 243-271.
- Yigit, O. (2009). Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan metallogeny: implications for future mineral exploration. *Economic Geology*, 104(1), 19-51.