

T.C.
KÜTAHYA DUMLUPINAR ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Doktora Tezi

**BAŞIBÜYÜKLÜ (YOZGAT) KALSEDONLARININ
MİNERALojİK, JEOKİMYASAL VE GEMOLOJİK İNCELEMESİ**

Danışman:
Prof. Dr. Gürsel YANIK

Hazırlayan:
Hilmi GÜNEY

Kütahya – 2021

Kabul ve Onay

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Müdürlüğüne,

Bu çalışma, jürimiz tarafından Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi	İmza	
	Kabul	Red
Prof. Dr. Gürsel YANIK (1. Danışman)		
Dr. Öğr. Üyesi Meltem GÜRBÜZ (2. Danışman)		
Prof. Dr. Murat HATİPOĞLU		
Doç. Dr. Cafer ÖZKUL		
Doç. Dr. Zeynel BAŞIBÜYÜK		
Dr. Öğr. Üyesi İlkay KAYDU AKBUDAK		

Onay

Prof. Dr. Şahmurat ARIK

Enstitü Müdürü

Bilimsel Etik Bildirimi

Doktora tezi olarak hazırladığım “BAŞIBÜYÜKLÜ (YOZGAT) KALSEDONLARININ MİNERALojİK, JEOKİMYASAL VE GEMOLOJİK İNCELEMESİ” adlı çalışmanın öneri aşamasından sonuçlandığı aşamaya kadar geçen süreçte bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle uyduğumu, tez içindeki tüm bilgileri bilimsel ahlak ve gelenek çerçevesinde elde ettiğimi, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığımı, bu çalışmamda doğrudan veya dolaylı olarak yaptığım her alıntıya kaynak gösterdiğimi ve yararlandığım eserlerin kaynakçada gösterilenlerden oluştuğunu beyan ederim.

29/09/2021

Hilmi GÜNEY

ÖZGEÇMİŞ

Mersin Üniversitesi Takı Teknolojisi ve Tasarımı Yüksekokulu Gemoloji Bölümü'nde lisansını, Dokuz Eylül Üniversitesi Doğal Yapı Taşları ve Süstaşları Bölümü'nde yüksek lisansını, ardından Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalında doktora tez çalışmasını tamamlamıştır.

Haliç Üniversitesi El Sanatları Bölümü Kuyumculuk ve Takı Tasarımı Programı'nda Öğretim Görevlisi olarak ve Marmara Üniversitesi Uygulamalı Bilimler Yüksekokulu Kuyumculuk ve Mücevherat Tasarımı Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmıştır. Halen Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Güzel Sanatlar Fakültesi ve Moda Tasarımı Bölümü'nde Öğretim Görevlisi olarak çalışmaktadır.

ÖZET

BAŞIBÜYÜKLÜ (YOZGAT) KALSEDONLARININ MİNERALojİK, JEOKİMYASAL VE GEMOLOJİK İNCELEMESİ

GÜNEY, Hilmi

Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı

1. Tez Danışmanı: Prof. Dr. Gürsel YANIK

2. Tez Danışmanı Dr. Öğr. Üyesi Meltem GÜRBÜZ

Eylül, 2021, 199 sayfa

Çalışma alanı, Kırşehir Masifinin orta kısımlarında bulunan, Yozgat ili merkez ilçesine bağlı Başbüyük Köyü ve yakın çevresindeki kalsedon oluşumlarını da içine alan Yozgat-I33-a3-b4-c1 ve d2 paftalarındaki yaklaşık olarak 80 km² lik bir alanı kapsar. Çalışma alanında yüzlek veren Eosen yaşlı bazaltik karakterli volkanik kayalar, çatlak ve boşluklarında kalsedon, kuvars, zeolit ve kalsit gibi ikincil minerallere ev sahipliği yapmaktadırlar. Bölgedeki kalsedon oluşumları; genellikle ince bantlı yapılı, mavi ve gri renkli birkaç cm.'den 30 cm.'ye ulaşan damarlar ya da 15 cm.'ye ulaşan boşluk dolguları şeklindedir. Ayrıca nadiren açık mor ametist ile açık kahverengi agat oluşumları da kalsedonlara eşlik etmektedir. Yapılan CL çalışmalarında bu bantların 150-500 µm boyutunda oldukları; XRD, FT-IR ve Raman spektroskopisi analizleri ile OM incelemelerinde; kalsedonların hem optikçe uzun eksenli kuvars (kalsedon) hem de optikçe kısa eksenli kuvars (moganit) içerikli silis tanelerinden oluştuğu, mikroskobik olarak ise genellikle lifsi dokular sergiledikleri belirlenmiştir. SEM ve mikro-kimyasal analizler (SEM/EDS) sonucunda kalsedon örneklerinin yaklaşık 150 nm ve 30 nm arasındaki bir boyut aralığındaki çeşitli silis (flint) parçacıklarından meydana geldiği tespit edilmiştir. Ayrıca XRF analizlerinde, tüm kalsedon oluşumları ise kristalin kuvarsa göre SiO₂ değerlerinde azalma, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO ve CaO miktarında ise artış tespit edilmiştir. XRD verilerini destekleyen karakteristik kristal yapılarda yine kuvars, epidot ve zeolit minerallerine ait morfolojik görünüm gözlenmiştir. Yapılan sıvı kapanım analizlerinde 6 farklı sıcaklığa ait çözelti evresi belirlenmiştir. Buna göre, kalsedonların oluşum sıcaklıkları 150-180°C arasında olduğu tespit edilmiştir. Gri ve mavi tonlarda seçilen kalsedonların gemolojik özelliklerinin belirlenmesi için; farklı kabaşon ve dilim formunda işlenerek parlatılmış ve takı haline getirilmiştir. İncelemeye uygun gemoloji cihazlarından; refraktometre, UV-VIS-NIR Spektroskopisi, gemoloji mikroskobu ve özgül ağırlık cihazları ile gemolojik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, çalışma alanının görünür rezerv tespiti yapılarak güncel ekonomik potansiyeli tespit edilmeye çalışılmıştır.

Anahtar kelimeler: Gemoloji, Kalsedon, Süstaşı, Yozgat

ABSTRACT**MINERALOGICAL, GEOCHEMICAL AND GEMOLOGICAL
INVESTIGATION OF BAŞIBÜYÜKLÜ (YOZGAT) CHALCEDONIES****GÜNEY, Hilmi****PhD. Thesis, Department of Geological Engineering,****1. Supervisor: Prof. Dr. Gürsel YANIK****2. Supervisor: Asst. Prof. Dr. Meltem GÜRBÜZ****September, 2021, 199 pages**

The study area, which is located in the central part of the Kirsehir Massif, covers the chalcedony formations in the Basibuyuklu Village of the Central district of the Yozgat province and its immediate surroundings. It covers an area of about 80 km² that falls into the map sheets of YOZGAT-I33-a3, b4, c1, and d2. The Eocene aged basaltic volcanic rocks exposed in the study area host secondary minerals such as chalcedony, quartz, zeolite, and calcite in their cracks and voids. The chalcedony formations in the study area are usually observed as veins that range from a few cm. to 30 cm. or reaching 15 cm. void fillings, with fine band structures, and they are blue and grey. However, the cathodoluminescence (CL) studies revealed that the size of these bands ranged between 150-500 µm. On the other hand, The XRD, FT-IR, and Raman spectroscopy analyses, and the OM examinations revealed that the blue and grey chalcedony samples consisted of silica grains with both length-fast chalcedony and length-slow chalcedony; also, they usually showed fibrous tissues in their microscopic structure. Also, according to the results of the SEM and micro-chemical analyses (SEM-EDS), the chalcedony samples were detected to consist of various silica (flint) particles with a size ranging between 30 nm and 150 nm. In addition, in XRF analysis, a decrease in SiO₂ values and an increase in the amount of Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO and CaO were detected in all chalcedony formations compared to crystalline quartz. Morphological appearances of quartz, epidote and zeolite minerals were observed in the characteristic crystal structures supporting the XRD data. According to the fluid inclusion studies, the formation temperatures of the chalcedony in the region was found to be between 150°C-180°C. To determine their gemological characteristics, the chalcedonies selected in different shades of grey and blue were polished by processing them in cabochon and slices forms, and they were turned into jewellery. The gemological examinations were carried out using a suitable refractometer, UV-VIS-NIR spectrophotometer, gemology microscope, and specific gravity meter. In addition, the current economic potential of the study area was tried to be determined by determining the visible reserve.

Keywords: Chalcedony, Gemology, Gemstone, Yozgat

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında; Yozgat ili Merkez ilçesine bağlı Başbüyük köyü ve yakın çevresinde yapılan saha çalışmaları sonucu tespit edilen ve daha önce bilimsel anlamda hiç çalışılmamış, gemolojik özellikleri bilinmeyen kalsedon oluşumlarının bütün jeolojik (mineraloji- petrografi, jeokimya ve oluşum) ve gemolojik özelliklerini ortaya koymak, mümkünse ülke ekonomisine kazandırılması amaçlanmıştır. Bu amaçla; ayrıntılı saha çalışmaları ile çeşitli analiz ve inceleme metodları (Mineralojik ve Petrografik Analizler, Kimyasal analizler, SEM analizleri, Moleküler bağ tespiti ve Gemoloji çalışmaları, vb.) kullanılarak çalışma alanında oluşmuş kalsedon örnekleri bütün yönleriyle incelenmiş ve sonuçta bu tez çalışması hazırlanmıştır.

Doktora tez çalışmalarımın her aşamasında bana destek olan, görüş ve önerileriyle tez çalışmalarımı yönlendiren ve zenginleştiren, saha, laboratuvar, araştırma ve yazım aşamalarının her birinde önemli katkılar sağlayan çok değerli hocam Prof. Dr. Gürsel YANIK'a,

Değerli katkı ve önerileri ile tez çalışmalarımda bana yardımcı olan, saha çalışmaları ve petrografik ince kesit incelemelerimde önemli katkılar sağlayan doktora tez izleme komitesi üyesi olan Doç. Dr. Zeynel BAŞIBÜYÜK'e,

Görüş ve önerilerini her zaman benimle paylaşan, bu çalışmanın gelişimine ve zenginleşmesine önemli katkılar yapan, özellikle arazi çalışmaları ve jeokimyasal analizlerin yorumlamalarında önemli katkılar sağlayarak beni yönlendiren doktora tez izleme komitesi üyesi olan Doç. Dr. Cafer ÖZKUL'a,

Gerek tez, gerek yayın ve gerekse proje sürecinde değerli zamanlarını ve bilgilerini paylaşan eş danışmanım Dr. Öğr. Üyesi Meltem GÜRBÜZ ve Dr. Öğr. Üyesi İlkay KAYDU AKBUDAK'a,

Doktora çalışmamda Katodoluminesans analizlerinin yapımında destek olan İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarı'na ve nokta XRD analizlerinde destek veren Gazi Üniversitesi Fotonik Araştırma Merkezi'ne,

Doktora çalışmamı destekleyen ve özellikle analiz çalışmalarımın yapılmasında yararlandığım destekten dolayı Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı'na,

Sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	v
ABSTRACT	vi
TABLolar LİSTESİ.....	xii
GÖRSELLER LİSTESİ	xiii
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	xviii
GİRİŞ	1

BİRİNCİ BÖLÜM

GEMOLOJİ VE SÜSTAŞI, TÜRKİYE'DE SÜSTAŞLARI ve SİLİSLİ ÇÖZELTİLERİN OLUŞUM ORTAMLARI

1.1. GEMOLOJİ VE SÜSTAŞI.....	7
1.2. TÜRKİYE'DE SÜSTAŞLARI.....	11
1.3. SİLİSLİ ÇÖZELTİLERİN OLUŞUM ORTAMLARI.....	13

İKİNCİ BÖLÜM

MALZEME VE YÖNTEM

2.1. MALZEME	17
2.2. YÖNTEM	20
2.2.1. Saha Çalışmaları	20
2.2.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	20
2.2.2.1. Mineralojik ve Petrografik Analizler	21
2.2.2.2. Kimyasal Analizler	22
2.2.2.3. SEM Analizleri	22
2.2.2.4. Fourier Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopisi (FTIR) Analizi.....	23
2.2.2.5. Raman Mikroskop İncelemeleri.....	23
2.2.2.6. Sıvı Kapanım Çalışmaları	23
2.2.2.7. Katodoluminesans (CL) Analizi	23
2.2.2.8. Gemoloji Çalışmaları	24
2.3. ÇALIŞMA ALANI.....	32

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

LİTERATÜR TARAMASI

3.1. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	35
------------------------------	----

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

BÖLGESEL JEOLJİ

4.1. BÖLGESEL JEOLJİ	47
-----------------------------------	----

BEŞİNCİ BÖLÜM

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

5.1. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ, KAYA BİRİMLERİNİN LİTOSTRATİGRAFİSİ VE PETROGRAFİSİ	55
5.1.1. Karaboğazdere Gabrosu (Jkg).....	58
5.1.2. Orta Anadolu Granitoyidi-OAG (Kog).....	59
5.1.3. Eosen Birimleri	61
5.1.3.1. Bayat Formasyonu-Çakıldaşı-Kumtaşı-Çamurtaşı Üyesi (Bfçk) ..	62
5.1.3.2. Bayat Formasyonu-Kireçtaşı Üyesi (Bfk)	64
5.1.4. Yoncalı Volkanitleri (YV)	64
5.1.5. Azizli Formasyonu (Af)	67
5.1.6. Alüvyon (Qal – Kuvaterner)	68

ALTINCI BÖLÜM

ANALİZLER

6.1. MİNERALOGİK VE PETROGRAFİK ANALİZLERİ	69
6.1.1. Yoncalı Volkanitleri.....	70
6.1.2. Süstaşları	74
6.2. KATODOLÜMİNESANS (CL) ANALİZİ	93
6.3. KİMYASAL ANALİZLER	96
6.3.1. XRF Analiz Değerleri	96
6.3.2. ICP-MS Analiz Sonuçları	104
6.4. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP (SEM/EDS) İNCELEMELERİ	113
6.5. FTIR ANALİZLERİ	120
6.6. RAMAN SPEKTROSKOPİSİ ANALİZLERİ	124
6.7. SIVI KAPANIM ANALİZLERİ	129
6.7.1. Homojenleşme Sıcaklığı (Th) Ölçümleri.....	143
6.7.2. Ötektik Sıcaklığı (Te) Ölçümleri.....	143
6.7.3. Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tm-ice) Ölçümleri ve Tuzluluk.....	144

6.8. GEMOLOJİK ÖZELLİKLER	145
6.8.1. Gemolojik Analizler	147
6.8.2. Çalışma Alanının Ekonomik Potansiyeli	152

YEDİNCİ BÖLÜM

KALSEDONLARIN OLUŞUMU

7.1. BAŞIBÜYÜKLÜ KALSEDONLARININ OLUŞUMU	155
SONUÇLAR	159
EKLER.....	162
EK 1: TÜM ÖRNEKLERİN XRD PATERNİ (EK 1.1-1.25)	163
Ek 1.1: HB-1 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.....	163
Ek 1.2: HB-2 kodlu flint örneğinin XRD paterni.	163
Ek 1.3: HB-3 kodlu kireçtaşı örneğinin XRD paterni.....	164
Ek 1.4: HB-4 kodlu gri kalsedon örneğinin XRD paterni.	164
Ek 1.5: HB-5 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.	165
Ek 1.6: HB-6 kodlu flint örneğinin XRD paterni.	165
Ek 1.7: HB-10 kodlu bazalt örneğinin XRD paterni.....	166
Ek 1.8: HB-8B kodlu kireçtaşı örneğinin XRD paterni.....	166
Ek 1.9: HB-8Y kodlu altere bazalt örneğinin XRD paterni.....	167
Ek 1.10: HB-9 kodlu ametist örneğinin XRD paterni.....	167
Ek 1.11: HB-14 kodlu altere bazalt örneğinin XRD paterni.....	168
Ek 1.12: HB-15 kodlu zeolitlenme örneğinin XRD paterni.....	168
Ek 1.13: HB-16 kodlu zeolitlenme örneğinin XRD paterni.....	169
Ek 1.14: HB-17 kodlu zeolitlenme örneğinin XRD paterni.....	169
Ek 1.15: HB-18 kodlu zeolitlenme örneğinin XRD paterni.....	170
Ek 1.16: HB-19 kodlu zeolitlenme örneğinin XRD paterni.....	170
Ek 1.17: HB-20 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.....	171
Ek 1.18: HB-21 kodlu flint örneğinin XRD paterni.	171
Ek 1.19: HB-22 kodlu kuvars örneğinin XRD paterni.	172
Ek 1.20: HB-23 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.....	172
Ek 1.21: HB-24 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.	173
Ek 1.22: HB-25 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.	173
Ek 1.23: HB-26 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.....	174
Ek 1.24: HB-27 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.....	174
Ek 1.25: HB-28 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.	175
EK 2: TÜM ÖRNEKLERİN FTIR PATERNİ (EK 2.1-2.9).....	175
Ek 2.1: HB-1 örneğine ait FTIR paterni ve referans piki (rruff.info).	175
Ek 2.2: HB-2 örneğine ait FTIR paterni.	176
Ek 2.3: HB-3 örneğine ait FTIR paterni ve referans pik	176
Ek 2.4: HB-4 örneğine ait FTIR paterni.	177

Ek 2.5: HB-5 örneğine ait FTIR paterni ve referans piki .	177
Ek 2.6: HB-6 örneğine ait FTIR paterni.	178
Ek 2.7: HB-8b örneğine ait FTIR paterni.	178
Ek 2.8: HB-9 örneğine ait FT-IR paterni.	179
Ek 2.9: HB-10 örneğine ait FTIR paterni.	179
KAYNAKÇA	180
DİZİN	199



TABLOLAR LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Tablo 1.1: Türkiye’de Bulunan Bazı Süstaşları.....	13
Tablo 2.1: Çalışma alanından alınan örneklerin koordinat noktaları	19
Tablo 2.2: Kullanılan cihazlar ve ölçüm yapılan laboratuvarlar	21
Tablo 4.1: Bölgedeki Tektonik Birliklerin Sınıflandırılması ve Bunların Gelişimini Denetleyen Ana Tektonik Olaylar.	48
Tablo 6.1: Kalsedon ve kayaç örneklerin XRD analizine göre belirlenen mineral bileşimleri.....	77
Tablo 6.2: Örneklerin XRF metoduna göre ana oksit değerleri (%).	98
Tablo 6.3: Temsili örneklerin ICP-MS analiz element değerleri (ppm).....	105
Tablo 6.4: Temsilen seçilen farklı renk ve dokulara sahip silisli süstaşların ICP-MS analiz değerleri (ppm)	107
Tablo 6.5: Kuvars, Kalsedon, Ametist, Agat ve diğer örneklerin FTIR bantlarına ait atamaları.	122
Tablo 6.6: HB-9 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.....	131
Tablo 6.7: HB-11 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.....	135
Tablo 6.8: HB-12 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.....	138
Tablo 6.9: HB-1 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.....	139
Tablo 6.10: HB-2 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.....	141
Tablo 6.11: HB-13 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.....	143
Tablo 6.12: Seçilmiş kristal kuvars ve 4 adet kaboşan kesilmiş kalsedon (mavi) ve flint örneklerinin temel gemolojik özellikleri.	151
Tablo 6.13: Türkiye ve Dünyadaki farklı bölgelerdeki kalsedon oluşumları ile Başbüyükülü kalsedonlarının gemolojik özelliklerinin karşılaştırılması.....	152
Tablo 7.1: Yozgat-Başbüyükülü kalsedon örneklerinin X-ışınları kırınım analizi ve optik mikroskop incelemelerinde tespit edilen ikincil minerallerin, sıvı kapanım analizindeki çözelti evrelerine göre oluşum sıcaklıkları	157

GÖRSELLER LİSTESİ

Görsel 2.1: Çalışma alanından derlenen kalsedon örneklerinin arazi görünüşleri	18
Görsel 2.2: Çalışma alanından alınan kalsedon örneklerinin alım yerlerini gösteren Google Earth’de hazırlanan haritası.....	19
Görsel 2.3: Katodoluminesans (CL) analizi gerçekleştirilen a) HB-6 flint ve b) HB-5	24
Görsel 2.4: Bazaltların çatlak ve boşluklarında oluşan flint ve kalsedon (mavi).....	25
Görsel 2.5: Çalışma alanından toplanan soluk mavi kalsedon örnekleri	26
Görsel 2.6: Bazaltların çatlak ve boşluklarında oluşan ve toplanan agat.....	27
Görsel 2.7: a) İşlenmek üzere seçilen örneklerin dikey elmas uçlu diskte kesim işlemi, b) yatay elmas disk üzerinde kabaşon ince detay formun verilmesi, c) soluk mavi tondaki kalsedon örneğinin dilim formunda işlenmesi d) gri tondaki kalsedon örneğinin dilim formunda işlenmesi	28
Görsel 2.8: Örneklerin özgül ağırlık tespiti.....	30
Görsel 2.9: a) System Eichorst marka soldan Refraktometre, b) Zeiss marka Gemoskop	30
Görsel 2.10: Çalışma alanının konumunu ve 1/25.000 ölçekli topografya haritasına göre pafta numaraları (MTA’dan düzenlenmiştir).....	33
Görsel 2.11: Çalışma alanının yer bulduru haritası	34
Görsel 4.1: Karadeniz’den Orta Anadolu’ya gelişen tektonik kuşaklar.....	48
Görsel 4.2: Bayat Formasyonu ve Yoncalı Volkanitlerinin arazideki konumları.....	52
Görsel 5.1: Başbüyükü Köyü ve civarının genel görünümü.....	55
Görsel 5.2: 1/25.000 ölçekli Başbüyükü Köyü (Yozgat) ve civarının jeolojik haritası	57
Görsel 5.3: Başbüyükü Köyü (Yozgat) ve civarının stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).....	58
Görsel 5.4: Bazalt ve gabronun arazideki dokanak görüntüsü.....	59
Görsel 5.5: Çalışma alanında Orta Anadolu Granitoidleri’nin konumu.....	61
Görsel 5.6: Eosen birimlerinin arazideki konumları ile dokanak ilişkilerinin görüntüsü.....	62
Görsel 5.7: Çakıltaşı + kumtaşı ve bazaltların arazi dokanak görüntüsü	63
Görsel 5.8: Bayat Formasyonu’na ait grimsi-turuncu renkli kumtaşlarına ait el örneği.....	64
Görsel 5.9: a-b) Çalışma alanından toplanan soluk mavi kalsedon örnekleri, c) çalışma alanında kalsedon oluşumlarına sahiplik yapan bazalt örneği.....	65
Görsel 5.10: Çalışma alanından alınan bazalt örneğine ait el örneği	66
Görsel 5.11: Başbüyükü Köyü’nün güneybatısında yer alan eski bir taş ocağındaki bazalt sütunları.....	66
Görsel 5.12: Azizli Formasyonuna ait karasal çökelleri	67

Görsel 5.13: Başbüyüküklü Köyü'nün güney kesimine ait alüvyon arazi görünümü	68
Görsel 6.1: HB-10 kodlu bazalt örneğinde tespit edilen ojit minerali (solda) tek nikol (x25 büyütme) (sağda) çift nikol (x25 büyütme) fotoğrafı	70
Görsel 6.2: Çalışma alanından alınan HB-10 kodlu bazalt örneğinin (a) tek nikol (x25 büyütme) (b) çift nikol (x25 büyütme) fotoğrafı	71
Görsel 6.3: Çalışma alanından alınan HB-3 kodlu kalsit örneğinin (a) tek nikol (x 25 büyütme) (b) çift nikol (x25 büyütme) fotoğrafı.....	73
Görsel 6.4: Çalışma alanından alınan HB-3 kodlu kalsit örneğinin XRD paterni	74
Görsel 6.5: Başbüyüküklü (Yozgat) köyü ve yakın civarından toplanan kalsedon ve agat örnekleri.....	74
Görsel 6.6: Çalışma alanından alınan grimsi-beyaz kalsedon örnekleri	75
Görsel 6.7: Başbüyüküklü.....	77
Görsel 6.8: Başbüyüküklü kalsedon (mavi) örneğinin XRD deseni (lifli kalsedonik kuvars: Ch ve moganit: Mo)	78
Görsel 6.9: Başbüyüküklü HB-9 kodlu ametist örneğine ait XRD difraktogramı (α -Q: α -kuvars).....	78
Görsel 6.10: Örnek HB-11 agat örneğine ait XRD deseni (A: kuvars zonu, B: Bantlı zon, C: Opal zonuna ait XRD desenleri)	79
Görsel 6.11: (a) HB-1 kodlu örneğe ait çift nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25). Qtz: Kuvars, M-Qtz: Mikrokrystalin Kuvars, F-Qtz: Lifsi Kuvars.....	81
Görsel 6.12: (a) HB-2 kodlu kalsedon örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25)	83
Görsel 6.13: HB-5 kodlu soluk kalsedon (mavi) örneğine ait el örneği	84
Görsel 6.14: (a) HB-5 kodlu kalsedon (mavi) örneğine ait tek nikol (x25) (b) çift nikol görüntüleri (x25). F-Qtz: Lifsi Kuvars, M-Qtz: Mikrokrystalin Kuvars	85
Görsel 6.15: HB-6 kodlu flint örneğine ait el örneği	86
Görsel 6.16: HB-6 kodlu flint örneğine ait lifsi bantların çift nikol görüntüsü (x25). Lif yönü boyunca gelişen periyodik sönme bantları, [110] yönünde lifin bükülmesinden kaynaklanır. F-Qtz: Lifsi Kuvars	87
Görsel 6.17: (a) HB-23 kodlu kalsedon örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25)	88
Görsel 6.18: HB-9 kodlu ametiste ait el örneği.....	89
Görsel 6.19: (a) HB-9 kodlu ametist örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25). F-Qtz: Lifsi Kuvars, Qtz: Kristalin Kuvars, Ca: Kalsit	90
Görsel 6.20: HB-11 kodlu agat örneğine ait makro örnek	91
Görsel 6.21: (a) HB-11 kodlu agat örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25). Qtz: Kuvars	92
Görsel 6.22: HB-6 flint örneğinin katodoluminesans görüntüsü (sol sütun), reflect ışıktaki görüntüsü (sağ sütun)	94

Görsel 6.23: Sol sütun HB-5 kalsedon (mavi) örneğinin katodoluminesans görüntüsü (a, c, e) ve sağ sütun reflect ışıktaki görüntüsü (b, d, f).....	95
Görsel 6.24: İnceleme sahasındaki silisli örneklerin XRF (% ana oksit) grafiği.....	99
Görsel 6.25: Ana oksitlerde saf beyaz kuvars örneği (HB-22) için normalize edilmiş HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerindeki orantılı değişim miktarları	100
Görsel 6.26: HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint, kristal kuvars (HB-22) örneğine göre normalize edilerek ana oksit miktarlarındaki değişim diyagramı.....	101
Görsel 6.27: HB-22 Kristal Kuvars, HB-5 kalsedon (mavi), HB-6 Flint ve HB-9a Ametist süstaşlarının ana oksit element oranlarının renk ve türlerine göre % dağılımı	101
Görsel 6.28: XRF verilerine göre yan kayaç örneklerin ana oksit Spider Diyagramı.	102
Görsel 6.29: a ve b TAS diyagramı	103
Görsel 6.30: HB-9b kodlu ametist örneğine ait el örneği	103
Görsel 6.31: HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint, kristal kuvars (HB-22) örneğine göre;	108
Görsel 6.32: HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerindeki ICP-MS analizinin % oranlarına göre grafiği	109
Görsel 6.33: ICP-MS analizlerinin saf beyaz kuvars örneği (HB-22) için normalize edilmiş HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerindeki orantılı değişim miktarları (Ca ve Mn hariç).....	110
Görsel 6.34: Yan kayaç örneklerin ICP-MS analizlerinin Spider Diyagramı	111
Görsel 6.35: Yan kayacı temsilen seçilen örneklerin NMORB'a göre ICP-MS analiz değişim diyagramı (Sun ve McDonough, 1989)	112
Görsel 6.36: Yan kayacı temsilen seçilen örneklerin tektonik diskriminasyon diyagramındaki konumları	113
Görsel 6.37: Bantlı kalsedon örneklerinde tespit edilen iri ve daha ince boyuttaki öz şekilsiz kuvars minerallerinin geçişine ait mikro yapının genel görünümü. Kuvars minerallerinde gelişen konkoidal kırıklar açık bir şekilde görülmektedir	114
Görsel 6.38: HB-11 agat örneğinde tespit edilen öz şekilli hegzagonal kristal morfolojisindeki kuvars kristalleri ile onları çevreleyen nano boyuttaki silis oluşumlarının SEM görüntüsü	115
Görsel 6.39: HB-11 agat örneğinde tespit edilen öz şekilli hegzagonal kristal morfolojisindeki kuvars kristallerinin SEM görüntüsü ve seçilmiş alanların EDS analizi	116
Görsel 6.40: HB-1 kalsedon örneğinde tespit edilen ışınsal morfolojideki kuvars kristallerinin SEM görüntüsü ve EDS analizi	117
Görsel 6.41: Şabazit kristallerinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.....	118
Görsel 6.42: İğnemsî epidot kristallerinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.....	119
Görsel 6.43: Analsim kristallerinin (didodekahedral) taramalı elektron-mikroskop görünümü ve EDS analizi	120

Görsel 6.44: HB-5 kalsedon (mavi) örneğine ait FTIR paterni ve referans piki.....	123
Görsel 6.45: HB-6 flint örneğine ait FTIR paterni.....	124
Görsel 6.46: HB-22 kodlu kuvars örneğinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID ve rruff.info referans pikleri)	125
Görsel 6.47: HB-22 kodlu kuvars örneğinin X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.....	126
Görsel 6.48: HB-5a kalsedon (mavi) mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri).....	126
Görsel 6.49: HB-5a örneğinin solda X5 ve sağda X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.....	127
Görsel 6.50: HB-5b açık kalsedon (mavi) mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri)	127
Görsel 6.51: HB-5b örneğinin X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.....	127
Görsel 6.52: HB-6a koyu flint mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri).....	128
Görsel 6.53: HB-6a örneğinin solda X5 ve sağda X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.....	128
Görsel 6.54: HB-6b açık flint mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri)	129
Görsel 6.55: HB-6b örneğinin solda X5 ve sağda X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.....	129
Görsel 6.56: a, b) HB-9 numaralı örneğin makro görünümü, c, d) Kalsedon ile ametist sınırı boyunca ametist kristalleri içindeki sıvı kapanımlar, e, f) Tip I sıvı kapanımlar.....	132
Görsel 6.57: a, b) HB-9 numaralı örnekte bulunan Tip II sıvı kapanımlar; c, d) HB-9 numaralı örnekteki Tip III sıvı kapanımlar	133
Görsel 6.58: a, b) HB-11 numaralı örneğin makro görünümü, c) HB-11 örneğindeki Tip I ve Tip II sıvı kapanımlar, d) Aynı örnekteki Tip II sıvı kapanım, e, f) HB-11 örneğindeki Tip III sıvı kapanımlar	135
Görsel 6.59: a, b) HB-12 örneğinde sıvı kapanım kesiti yapılan yüzeyin makro görünümü, c, d) HB-11 örneğindeki gaz faza homojenleşen Tip I sıvı kapanımlar	136
Görsel 6.60: a, b) HB-12 örneğindeki sıvı faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar, c, d) HB-12 örneğindeki gaz faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar, e, f) HB-12 örneğindeki sıvı faza homojenleşen Tip III sıvı kapanımlar.....	137
Görsel 6.61: a, b) HB-1 numaralı örneğin makro görünümü ve sıvı kapanım kesiti yapılan yüzey, c, d) HB-1 numaralı örnekte gaz faza homojenleşen Tip I sıvı kapanımlar, e, f) HB-1 örneğindeki sıvı faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar.....	139
Görsel 6.62: a) HB-2 örneğinin makro görünümü ve sıvı kapanım kesiti yapılan yüzey, b) Tip I sıvı kapanım, c) Tip II sıvı kapanım, d) Tip III sıvı kapanım.....	140

Görsel 6.63: a) HB-13 örneğinin makro görünümü, b) Bu örnekteki gaz faza homojenleşen Tip I sıvı kapanım, c, d) Tip II sıvı kapanımlar, e, f) bu örnekteki Tip III sıvı kapanımlar	142
Görsel 6.64: Kuvars kristallerindeki farklı tip sıvı kapanımların birleştirilmiş homojenleşme sıcaklığı histogramı.....	144
Görsel 6.65: Kuvars kristallerindeki sıvı kapanımların ötektik sıcaklıklarının çeşitli tuz türlerinin ötektik sıcaklıkları ile kıyaslanması.....	144
Görsel 6.66: a) Kuvars kristallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ile tuzluluk miktarı arasındaki ilişki, b) Th-tuzluluk miktarı arasındaki değişimin çeşitli ortamlardaki çözelti davranışı ile kıyaslanması.....	145
Görsel 6.67: Sahadan toplanan örnekler için; dilim ve kabaşon kesim şekliyle farklı formlarda işlenmiş gri ve soluk mavi tonlarda kalsedon ve flint örnekleri.....	146
Görsel 6.68: Sahadan toplanan örnekler için dilim formunda kesilerek obje ile kolye ve yüzük haline getirilmiş kalsedon örnekleri.....	146
Görsel 6.69: Standart refraktometrede elde edilen kırılma indisi değerleri. HB-5 (solda) ve HB-6 (sağda) örneklerine ait $N_e = 1,55$ $N_o = 1,54$ anizotrop tek optik eksenli (+) bant çizgileri	147
Görsel 6.70: HB-5b kalsedon (açık mavi) ve HB-6a, HB-6c koyu flint, HB-6b, HB-6d açık flint örneklerinin	148
Görsel 6.71: a) kalsedon (mavi) HB-5(a) ve b) HB-5(b) ile c) koyu gri HB-6(a) ve d) açık gri HB-6(b) flint örnekleri.....	148
Görsel 6.72: HB-5 (a) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.....	149
Görsel 6.73: HB-5 (b) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.....	149
Görsel 6.74: HB-6 (a) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.....	150
Görsel 6.75: HB-6 (b) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.....	150
Görsel 7.1: Başlıbüyük Bölgesi yan kayacı olan bazaltın çatlağında gelişen kuvars damarı	158

SİMGELER VE KISALTMALAR

MTA	Maden Teknik Arama
İLTEM	Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İleri Teknolojiler Merkezi
ULUTEM	Gaziantep Üniversitesi Uluğ Bey Yüksek Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi
DAYTAM	Atatürk Üniversitesi Doğu Anadolu Yüksek Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi
OAKK	Orta Anadolu Kristalin Kompleksi
OAG	Orta Anadolu Granitoidleri
OM	Optik Mikroskop
ICP-MS	Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometrisi
FE-SEM/EDS	Taramalı Elektron Mikroskobu
FTIR	Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi
XRD	X-ışınları kırınım analizleri
XRF	X-ışınları floresans analizleri
CL	Katododlüminesans Analizi
ETD	İkincil elektron dedektörlerinden Everhardt-Thornley Dedektörü
TLD	Through the Lens Dedektörleri
DBS	Geri Saçılan Elektron Dedektörü
EDX	Enerji Dağılımlı X-ışını Spektroskopisi
NTE	Nadir Toprak Elementleri
NMORB	Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltları
AK	Ateş Kaybı
ICSD	Inorganic Crystal Structure Database veri tabanları
COD	Crystallography Open Database veri tabanları
YİK	Yozgat İntürizif Kompleksi
İAEO	İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu
ORG	Okyanus Sırtı Granitleri
LIL	Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
HFS	Yüksek Elementler
KD-GB	Kuzeydoğu-Güneybatı
KB-GD	Kuzeybatı-Güneydoğu

Simgeler:

α	Alfa
β	Beta
~	yaklaşık
μm	mikron
Å	angström
kV	kilovolt
μA	miliamper
mBar	milibar
My	milyon yıl
km^2	kilometrekare
°C	santigrat derece
nm	nanometre

GİRİŞ

Kalsedon, kuvars minerallerinin kriptokristalin çeşitlerinden biridir (Frondele 1978, 1982). Bazı araştırmacılar kalsedonun ince bantlar halinde hizalanmış çok ince kuvars liflerinden oluştuğunu ifade etmişlerdir (Flörke vd. 1983, 1991; Gislason vd. 1993; Graetsch 1994). Heaney (1993) ise kalsedonu, kuvars ve moganitin çok ince bir şekilde iç içe büyümelerinden oluşan kriptokristalin bir silika formu olarak tanımlamıştır. Bunların her ikisi de silika mineralleridir, ancak kuvarsın trigonal bir kristal yapıya sahip olması ve moganitin monoklinik olması bakımından farklılık gösterirler. Ancak bazı kalsedonlarda moganite rastlanılmayabilir. Kalsedonun standart kimyasal formülü SiO_2 'dir ve mumsu bir parlaklığa sahip, yarı saydam veya saydam olmayan görünüme sahiptir. Geniş bir renk yelpazesi sunar, ancak en sık rastlanılan renkler beyazdan griye, grimsi mavi veya soluktan neredeyse siyaha kadar değişen bir kahverengi tonudur. Yüzeğe yakın kayalarda yaygın oluşumu nedeniyle kalsedonun, çeşitli jeolojik süreçler için önemli bir gösterge olduğunu kanıtlamıştır.

Kalsedon adı Latince kalsedonius'tan gelir. Kalsedon ismi ilk defa, Yaşlı Pliny olarak bilinen eski Romalı yazar, doğa bilimci ve doğa filozofu olan Gaius Plinius Secundus tarafından yazılmış olan "Naturalis Historia" kitabında yarı saydam bir Jasper türü için kullanılmıştır (Primus, 1669). Genel olarak, kalsedon adı, lifli bir mikro yapıya sahip herhangi bir ince taneli kuvars için geçerlidir. Bazı örnekleri tespit etmek için bir mikroskop gerekse de neredeyse her zaman az ya da çok farklı bir bantlaşma gösterir. Kalsedon ve alt çeşitlerinin tek tek lifleri fiziksel olarak birbirlerinden ayrılamazlar. Lif yönü, tabakalanmaya ve serbest yüzeğe dik iken, bantlaşma kalsedonun oluştuğu boşluğun duvarlarına paralel veya serbest yüzeğe paraleldir. Kalsedonun sertliği biraz değişkendir ve sertliği 6,5 olan iri kristalize kuvarstan daha düşüktür. Gözeneklilik ve su içeriğinin yanı sıra diğer maddelerin varlığına bağlı olarak da değişen özgül ağırlığı genellikle 2,57-2,64 tür. Kalsedonun kimyası yaklaşık % 90-99 oranında SiO_2 'den oluşur ve daha açık renkli malzemelerde daha yüksek içeriklidir. Kahverengi ve kırmızımsı çeşitleri Fe_2O_3 bakımından nispeten yüksektir. Kalsedondaki su bulunması gerekli değildir, ancak kılcal kuvvetler tarafından tutulur; (OH) da mevcuttur ve bitişik birbirine kenetlenen lifler arasındaki gergin bir bölgede (SiO_4) tetrahedrada O için bir ikame olarak tutulabilir. Kalsedonların çoğunluğu, genellikle grimsi bir belirti ile soluk renkler gösterir. Bazı örneklerde yansıyan ışıkla görülen mavimsi bir renkten *Tyndall Efektii* sorumludur. Bantlaşma daha belirgin hale geldikçe, kalsedon ve agat arasındaki sınır

aşılır. Kalsedon veya agatlar spektral renkler (iris etkisi) gösterdiğinde, yapılar periyodik bir etki veren ve bir kırınım ızgarası görevi gören öğeler içerir. Liflerin bükülmesinin meydana geldiği bilinmektedir ve eğer bitişik lifler bükülme fazındaysa, lif uzama yönüne dik olarak yansıma indeksinde periyodik bir düzlemsel değişim üretilmektedir. Bu, kırınım etkileri yaratabilir. Bu özelliğe sahip örnekler için iris agat adı kullanılmıştır. Kalsedonun lifli doğası, boyları bünyesine almasını sağlar ve bu tür malzemeler, genellikle işlenmemiş kalsedondan daha parlak renklere sahip olup, ticari olarak yaygın olarak bulunur. Kalsedon, çeşitli ortamlarda çökeler ve çökme genellikle düşük sıcaklıklardadır. Belirgin bantlama içermeyen açık renkli malzeme, genellikle geç hidrotermal birikinti veya asidik ila bazik magmatik kayalar, tüfler ve breşlerde bir değişim ürünü olarak bulunur (O'Donoghue, 2006).

Michel-Levy ve Munier-Chalmas (1892), mikro lifli kuvarsın çeşitlerini optik sönme ve uzama karakterlerine göre sınıflandıran ilk araştırmacılarıdır. Liflerin optik uzama karakteri, lif uzama yönü boyunca kırılma indisi ile belirlenir. Kuvarsın daha yüksek kırılma indisi, c-eksenine paraleldir.

Uzun eksen sönümlü kalsedon (length-fast chalcedony): Kristalitlerin c-eksenine dik olarak istiflendiği ve sonuçta ortaya çıkan liflerin [1120] boyunca veya -daha nadiren - [1010] boyunca uzadığı, kalsedon tipidir.

Kısa eksen sönümlü moganit (length-slow chalcedony) **veya kuvartzin:** Kristalitlerin c-eksenine paralel olarak istiflendiği ve oluşan liflerin mikrokristalin kuvars gibi [0001] boyunca uzadığı tip kalsedonlardır. Her iki tip de radyal olarak büyümüş lifler geliştirme eğilimindedir, bu da botriyoidal, yuvarlak ve sarkit formlara neden olur. Genellikle lif oryantasyonuna dik eş merkezli şeritlenme gösterirler ve agat olarak adlandırılırlar. Uzun eksen sönümlü kalsedon ve moganit/kuvartzin iç içe geçmiş halde bulunabilir. Kristalitler genellikle Brezilya yasası tarafından polisentetik olarak ikizlenir (Graetsch, 1994; Cady vd., 1998; Xu vd., 1998). Tipleri çıplak gözle ayırt etmek mümkün değildir. Uzun eksen sönümlü kalsedon, kuvartzinden çok daha yaygındır. Rastgele iç içe geçmiş mikroskobik boyuttaki tanelerin kümeleri ise "*mikro kuvars*" olarak adlandırılır (Flörke vd., 1991; Graetsch, 1994). Zhang ve Moxon (2014)' e göre; moganit, mikrokristalin silika polimorfudur (Flörke vd., 1984).

Kalsedonların çoğu az miktarlarda % 1-20 moganit içerir (Heaney ve Post, 1992). Oluşumun ileri aşamasında, moganiti yavaşça kuvars haline dönüştürür ve moganit içermeyen kalsedon ile sonuçlanır (Moxon, 2004). Kalsedon hem moleküler su

olarak hem de silanole (Si- OH) grupları olarak küçük miktarlarda su içerir (Frondele, 1982). Moganit ilk olarak Mogan Formasyonu Gran Canaria'dan gelen ignimbiritlerden tanımlanmıştır (Flörke vd. 1976, 1984). Miehe vd. (1984) ve Miehe ve Graetsch (1992) moganitin kristal yapısını, birim hücre ölçeğinde Brezilya-ikiz yasasına göre periyodik bir ikizleme ile kuvars tabakalarının alternatif istiflenmesi olarak tanımlamışlardır. Yapılan çeşitli çalışmalarda, moganitin dünyanın dört bir yanından ince taneli kuvars çeşitleri, örneğin çört, akik ve kalsedon ile birlikte var olduğu ve kümelenmeler oluşturduğu bulunmuştur (Heaney ve Post 1992; Parthasarathy vd., 2001; Rodgers ve Cressey 2001; Moxon ve Ríos 2004).

Selim (2014) "Türkiye'nin değerli ve yarı değerli mücevher taşları" isimli çalışmasında, kalsedon yataklarının Türkiye'de bulunduğu lokasyonları, Kıbrısçık (Bolu), Beypazarı (Ankara), Bayat (Afyonkarahisar), Aliğa, Bergama, Seferihisar-Yukarıdoğanbey (İzmir), Zile-leylak ve mor renklerde (Tokat), Çekerek (Yozgat) civarında (ametistle beraber ve böbreğimsi yapıda), Çanakkale (merkez) ve Sarıcakaya (Eskişehir) olarak belirtmiştir. Ayrıca, durase kalsedonların ise Sivas-Yıldızeli'nde bulunduğunu (İlhan, 2012) ifade etmiştir. Türkiye'de bilinen en önemli kalsedon işletme sahası veya lokalitesi Eskişehir'in kuzeyinde yer alan Sarıcakaya ilçesine bağlı Mayıslar Köyü ve civarındadır (Hatipoğlu vd. 2010a). Aynı zamanda ticari olarak yatırım yapılan ve yurt dışına takı ve süs eşyası olarak ihracatının gerçekleştirildiği tek bölgedir. Burada kayda değer iki firma (Sırrı Gerçin Kalsedon Maden İşletmeleri Ltd. Şti. ve Atılğan Madencilik İşletmesi) yatırımcı olarak bulunmakta, kalsedonları ulusal ve uluslararası boyutta ekonomiye kazandırmaktadırlar. Kalsedon jeolojik olarak bu bölgede ultrabazik ve ultramafik minerallerden oluşan ofiyolitik kayaçlar içerisinde yer almaktadır. Bu kayaçların üzerine tektonik (ters faylı) olarak masif tabakalı kireçtaşları gelmektedir. Kireçtaşları ile ofiyolit kayaları arasında fay zonu içinde belirgin limonitleşme oluşmuştur. Kalsedon ise altta istiflenmiş olan bu ofiyolitler içerisinde fay kontrollü konglomeralardan oluşan, çatlaklar içine yerleşmiş ve farklı boyutlardaki çakıllarda gelişmiştir. Kalsedon; opal, jasper ve krisopraz oluşumları ile beraber görülmektedir. Kalsedon, ilk yıllarda galeri yöntemiyle çıkarılmış, şimdi ise açık işletmeyle ekonomiye kazandırılmaktadır. Gerçin (2005)'e göre; Eskişehir-Sarıcakaya-Mayıslar Köyü civarındaki kalsedonların yaklaşık rezervi 5 milyon tondur. Türkiye'nin değişik birçok bölgesinde ekonomik rezervlere sahip çok sayıda kalsedon yatağı bulunmasına rağmen, Mayıslar-Sarıcakaya (Eskişehir) bölgesinde yer alan Sarıcakaya yatağı, antik çağlardan

günümüze kadar işletilmekte olan en büyük ve en zengin kalsedon yatağıdır. Her geçen zaman yeni yerlerdeki potansiyellerin keşfiyle buna Yozgat civarı da dahil olmuştur.

Kalsedonun Genel Özellikleri: (Read, 1988; Webster, 1979).

Özgül ağırlık: 2,55–2,58 g/cm³

Optik işareti: Anizotrop, uniaxial (+)

Kırılma indisi: $N_{\epsilon} = 1,550$ $N_{\omega} = 1,540$

Çift kırılma: 0,09

Luminesans: Yok

Pleokraizma: Mavi ve Beyazımsı mavi tonlarda

Dilinim: Yok

Sertlik: 6,5–6,8

Parlaklık: Camsı

Kalsedon Çeşitleri

Süt Kalsedon (Milky Chalcedony): Yarı saydam, renksiz veya beyaza kadar olan renklerdedir.

Krisopraz (Chrysoprase): Yarı saydam, açık orta sarımsı yeşil renklerdedir.

Karnelyan (Carnelian): Yarı saydam, sarı-turuncudan kırmızıya, kahvemsı kırmızıdır.

Kantaşı (Heliotrope): Buzlu cam görüntüsünden opağa kadar, kırmızı-kahve renklerde ve kırmızı noktalı koyu yeşil renklerdedir.

Praz (Prase): Saydamdan yarı saydama kadar, krisoprazın yeşilinden daha az doygun ve genellikle koyu renklerdedir.

Agat (Agate): Köşeli, kavisli bantlı veya tabakalı kalsedon ve bütün renklerdedir.

Manzara Agat (Landscape Agate): Üzerinde bulunan çeşitli desenler sebebiyle manzaraya benzetilen kalsedon çeşididir.

Yosun Agat (Moss Agate): Kahve, yeşil ve siyah kapanımlar yüzünden yosuna benzetilen agat çeşitidir.

Oniks (Onyx): Farklı renklerdeki paralel tabakaların düzenli birleşmesiyle oluşur.

Sard (Sard): Yarı saydam, koyu kahvemsı kırmızı, kahve, koyu turuncu renklerdeki çeşididir.

Karnelyan Oniks (Carnelian Onyx): Karnelyan rengindeki taşın oniks bantlarını gösteren türüdür.

Sardoniks (Sardonyx): Sard kalsedonunun renklerine ek olarak siyah veya beyaz renkler içeren kalsedon çeşididir.

Jasper (Jasper): Buzlu cam görüntüsünden opağa, siyah renk hariç tüm renklerde olan türdür.

Plazma (Plasma): Buzlu cam görüntüsünden opağa, beyaz ve sarımsı noktalarla koyu yeşil renkteki kalsedon çeşididir.

Krizokol Kalsedon (Chrysocolla Chalcedony): Yarı saydamdan buzlu cam görüntüsüne, yoğun açık mavi veya mavi yeşil renklerdeki çeşididir.

Taşlaşmış Ağaç/Gagat (Petrified Wood): Zamanla ağaçların gövde, dal gibi odunsu kısımlarından içine silisin dolmasıyla oluşan ve jaspere benzeyen kalsedon türüdür.

Gökkuşığı Agat (Iris Agate): Yarı saydam ve yanardöner renklidir.

Ateş Agat (Fire Agate): Buzlu camdan opağa kadar değişen görünümünde, kahverengin üzerinde oluşan renk oyunları olan bir türdür.

Dentritik Agat (Dendritic Agate): Ağaç dallarına benzeyen koyu kapanımlı kalsedon türüdür.

Ametist-Kalsedon (Amethystine Chalcedony): Buzlu cam görüntüsünden opağa, mor renklidir ve Damsonit adı altında satışı yapılır.

Bulunduğu ülkeler: İzlanda, Hindistan, ABD, Rusya, Avustralya, Çek Cumhuriyeti, Brezilya, Uruguay, İskoçya ve Meksika'dır (Selim, 2014).

İnceleme alanını da içeren İç Anadolu Bölgesi, farklı renk ve dokudaki kalsedon ve ametist oluşumları içermektedir. Eskişehir (Hatipoğlu vd., 2013), Ankara (Hatipoğlu ve Dora, 2000) ve Yozgat (Çevik ve Sayılı, 2010) silisli değerli taşlar (kalsedon, ametist, gül kuvars vb.) bakımından Anadolu'nun en zengin bölgeleridir.

İnceleme alanı olan Başbüyük (Yozgat) Bölgesinde yüzlek veren kalsedon oluşumlarının mineralojik, jeokimyasal ve gemolojik özelliklerini belirlemek suretiyle bu kalsedonların tüm yönleriyle özelliklerini ortaya çıkarmak amacıyla bu doktora tezi çalışması yapılmıştır. Çalışma alanı, Yozgat merkez ilçesi Yozgat İ33-a3-b4-c1 ve d2 paftalarında bulunan 80 km² lik bir sahayı kapsamaktadır. Bu doktora tezi çalışması, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü 2019-20 nolu BAP projesi kapsamında desteklenmiştir. Ayrıca, ülkemizde değerli ve yarı değerli süstaşı oluşumlarının jeolojik ve gemolojik yönden incelemeleri içeren çalışmaların az oluşu bu çalışmayı ayrıca önem katmıştır.

Bu çalışmanın ana amaçları;

- i. Yozgat ili güneybatısında konumlanan, Başbüyük Köyü ve civarında yüzlek veren kalsedon oluşumlarını ortaya çıkarmak,
- ii. Bu kalsedon oluşumlarının mineralojik-gemolojik özelliklerini ve çalışma alanındaki dağılımlarını belirlemek,
- iii. Elde edilen verilerin ışığı altında, çalışma alanı içerisindeki kalsedonların oluşum mekanizmalarını ortaya koymaktır.

Bu tez kapsamında yapılan çalışmalar, saha ve laboratuvar çalışması olmak üzere iki aşamada yürütülmüştür. Saha çalışmasında bölgede yer alan kaya birimleri belirlenerek, 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmış, dikme kesiti çizilmiş, mineralojik, jeokimyasal ve gemolojik incelemelerin yapılabilmesi için kalsedon örnekleri toplanmış, toplanan bu kalsedon örneklerinin alındığı noktalar ve yapısal unsurlar jeolojik harita üzerinde işlenmiştir. Ayrıca, arazi üzerinde kayaç dokanaları tespit edilerek fotoğraflanmıştır.



BİRİNCİ BÖLÜM

**GEMOLOJİ VE SÜSTAŞI, TÜRKİYE'DE SÜSTAŞLARI ve SİLİSLİ
ÇÖZELTİLERİN OLUŞUM ORTAMLARI**

1.1. GEMOLOJİ VE SÜSTAŞI

Gemoloji, yarı değerli ve değerli süstaşlarını inceleyen bir bilim dalıdır. Bu bilim dalıyla ilgilenen uzmanlara ise gemolog adı verilmektedir. Gemologlar; değerli süstaşlarını tahripli ve tahripsiz analiz teknikleri yardımıyla, inceleyerek; doğal, sentetik ve taklit olup olmadığını ayırt ederek piyasa değerlerini belirlemektedirler. Ayrıca, tarihi değeri olan takı ve süs eşyalarının gerçek olup olmadığının tespitinde de yine bu uzmanların bilgilerine başvurulmaktadır.

Bu gün modern bir bilim olarak tanımlanan gemoloji, günümüzden çok önceki dönemlerde de vardı. Bu süstaşlarının insanlarla buluşması yaklaşık 35 bin yıl öncesine kadar dayanmaktadır (Dubin, 1995; Rapp, 2009). Bu dönemlerde kimyasal yapı ve bazı temel özelliklerin tespiti mümkündü. Ancak, 1913’de İngiliz fizikçiler Sir W.H. Bragg ve oğlu Sir W.L. Bragg keşfedilen X-ışınlarının kırınımı yasasının keşfi ile kristallerin atomik yapıları ortaya koymak mümkün olmuştur. Gemoloji, mineraloji biliminin bir alt dalı olup, kimya bilimi ile de yakın ilişki içerisindedir. Dünyada bazı ülkelerdeki müzeler nadir bulunan süstaşlarını sergilemektedirler. Bu müzelerden en meşhurları; İngiltere’de bulunan British Museum (Natural History), Amerika’da bulunan Smithsonian Enstitüsü ve American Museum of Natural History ile Kanada’da bulunan Devonian Group ve Royal Ontario Müzeleridir (Candar, 2007). Ülkemizde gemoloji konusunda sadece MTA Tabiat Müzesi bulunmaktadır.

Çoban, (2020)’ye göre, süstaşlarının kütleli ve kristalin görünüşlü, özgün mineralojik yapıya sahip olmalarının yanında, işlenebilir (kesilip, parlatılabilme) özellikte olabilmeleri ve ender olarak bulunmaları da onlara özel bir önem kazandırmaktadır. Süstaşı; güzellik ve albenilik, ender bulunma, iri kristaller ve işlenmeye uygunluk olan özelliklerinden dolayı özel değer kazanmış mineral, kayaç ve taşlaşmış organik malzemeler için geçerli olan genel bir tanımlamadır.

Süstaşları dünyada çok farklı jeolojik ortamlarda, çok farklı zaman dilimlerinde oluşabilirler. Süstaşlarının buldukları ve oluştukları yerler kökenlerinin belirlenmesinde önemli bir yeri vardır. Süstaşlarının pek çoğu yer kabuğunun üst kesimlerinde oluşmuşlardır. Bazıları ise fay hareketlerine bağlı olarak yüzeye çıkmışlardır. Bu koşullarda oluşan süstaşları genellikle silika bakımından oldukça zengindir. Opal, agat ve ametist bu tür oluşumlara örnek olarak verilebilir. Hidrotermal kökenli oluşumlar ise yerin çeşitli derinliklerindeki oluşmuşlardır. Beril, turmalin ve lületaşı bu tip oluşumlara örnek olarak verilebilir. Pegmatitik kayaçlarda berilyumca

zengin süstaşları görülür. Magmatik kayaçlarda çoğunlukla yakut, topaz ve zirkon oluşurken, metamorfik kayaçlarda ise jadeit ve granat mineralleri oluşur (Candar, 2007). Manto kökenli süstaşları ise çok daha derinlerdeki ortamlarda oluşmaktadır. Bu tür oluşumlara, olivin ve elmas örnek olarak verilebilir. Organik kökenli süs taşları ise tortul kayaçlar içerisinde nadir olarak bulunan süs taşlarıdır. Oltu taşı bitkisel kökenli bir süs taşıdır. Çam ağacının reçinelerinin fosilleşmesi ile oluşur. Sedef ise ince taneli aragonit kristallerinden oluşan bir süs taşıdır (Hatipoğlu, 2007).

Süstaşları basit madencilik faaliyetleri ile işletilir. Genellikle açık ocak işletmelerinde, kazma, kürek, el murçları, benzinli kırıcı ve deliciler kullanılır. Özellikle, pegmatitik kayaçlarda bulunan yarı kıymetli kristaller tahrip edilmeyecek şekilde dikkatlice yapılan kazma işlemleriyle çıkartılırlar. Günümüzde, tanımlanan ve piyasada ticari değeri olan yaklaşık 300 adet süstaşı bulunmaktadır (Arem, 1987; Hatipoğlu ve Savaşçın, 1987).

Süstaşlarının özelliklerinin değişik yöntemler kullanarak tespit edilmesi ve bu özellikleri ile adlandırılması, sentetiklerinden ve/veya taklitlerinden ayırt edilebilmesi için yapılmaktadır. Süstaşlarının incelenmesi;

1. Mineralojik İnceleme (Süstaşının tahribine dayanır. Sadece ham süstaşları için uygulanmaktadır.)

2. Gemolojik İnceleme (Süstaşını tahrip etmeme esasına dayanır. Ham ve/veya işlenmiş (Faset ve/veya Kabaşon) süstaşları için uygulanmaktadır.)

Minerallerin oluşum biçimleri;

- Magmatik-Volkanik Oluşum: Bunların büyük çoğunluğu magma içinde ve yer kabuğunun içindeki eriyik gazlarla veya yerkabuğunun yüzeyine ulaşan volkanik lav buharları içerisinde oluşmaktadır.
- Tortul (Sedimenter) Oluşum: Diğer biçimlerde oluşan süstaşlarının fiziksel ya da kimyasal ayrışması taşınması birikmesi ile veya sulu çözeltiler de kimyasal çökelmelerle ya da yerkabuğu yüzeyine yakın veya üzerindeki organizmaların yardımıyla büyüyerek kristalleşmeler şeklindeki oluşumlardır.
- Başkalaşım (Metamorfik) Oluşum: Mineraller yerkabuğunda daha derin kısımlardaki yüksek sıcaklıklar ve büyük basınçlar altında var olan minerallerin tekrar kristalleşmesiyle oluşmaktadır.
- Süstaşlarının büyük kısmı, minerallerdir. Süstaşları oluşumları ise;

- Yüksek sıcaklıklı magmadan silikatların kristalleşmesiyle,
- Yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında metamorfizmaya uğrayarak kristalleşme veya yeniden kristalleşmeyle,
- Sulu çözeltilerden çökelmeyle,
- Organik faaliyetlerle veya tüm bu etkenlerin çeşitli şekillerde birleşmesiyle oluşabilmektedir (Türel, 2001).

Süstaşları, hemen hemen her tür kayacın içinde birincil olarak ve özellikle plaser ortamlarında yoğunluk faktörüne göre ayrımlaşarak ikincil olarak daha bol gözlenebilmektedir. Süstaşlarının işlenerek değerlendirilmesi sürecinde: kesme, traşlama, düzeltme, aşındırma, cilalama, delme, kabaşonlama, fasetleme, tamburlama, oyma, mozaik vb. yöntemlerin bir veya birkaçı kullanılarak, ham halden ürün haline getirilmektedir. Bahsedilen yöntemlerle işlenen ve genelde ametalik özellikte olmaları nedeniyle süstaşları takı olarak (kolye, küpe, broş, yüzük taşları) veya dekoratif obje olarak (biblo, vazo, heykel, anahtarlık, mühür sapı, baston başı vb.) birçok alanda kullanılarak ekonomik bir değer sunmaktadır. Her tür süs taşından [mineral türü (ör. elmas, yakut, topaz, almandin, turkuaz, kuvarlar (jasper, ametist, dağ kristali) vb.), kayac türü (ör. lapis lazulli, jade, obsidiyen, bazalt, serpantin vb.) ve taşlaşmış organik malzeme (ör. İnci, mercan, kehribar, fildişi vb.) türü] işleme ve oyma yapılabilmektedir. Gemoloji bilimi aynı zamanda süstaşının doğadaki oluşumundan, belirli teknikleri ile şekillendirilerek kullanıcının beğeni ve kullanımına sunan ticari bir uğraştır.

Bilimsel açıdan Gemoloji; Jeoloji biliminin bir bölümünü oluşturan Mineraloji-Petrografinin alt disiplini. Gemolojinin bilimsel uğraş konuları da aşağıdaki şekilde gruplanmaktadır;

1. Süstaşlarının oluşumu, bulunuşu, çıkarılması
2. Süstaşlarını her türlü işleme teknikleri kullanılarak şekillendirilmesi
3. Süstaşlarının ham olarak ya da işlenmiş şekillerde bilimsel inceleme yöntemleriyle tanımlanması ve kimliklendirilmesi
4. Süstaşlarını ısıtma, ışıtma, boyama vb. yöntemleriyle renk ve saflık değerlerini arttırma
5. Süstaşlarının sentetik olarak üretilmesi

6. Süstaşlarının soy metallerle montürlenmesi

7. Süstaşlarının pazarlanması

8. Arkeo-Gemoloji

9. Adli Gemoloji

Bir malzemenin kıymetli ya da yarı kıymetli süs taşı kabul edilebilmesi için bazı önemli özelliklere sahip olması gerekir. Bunlar;

Dayanıklılık; sertlik, kırılma, dış etkenlere mukavemeti gibi özelliklerdir.

Albeni; taşın iç temizliği, ışığı geçirgenliği, rengi, işlenebilir boyutlarda olması gibi özellikleri içerir (Türel, 2001). Bu özelliklerin yanı sıra pleokroizma, dispersiyon, irizasyon, asterizm ve opalesans özellikleri de güzelliği etkiler (Çalışkan, 1992).

Nadirlik; Az bulunur olması yani örneğin; tonlarca yarı değerli süstaşı olan opal türleri içinde mavi opalin (Avustralya opali) nadir bulunması onu mücevher taşları kategorisinde olduğunu ve değer biçildiğini söyleyebiliriz.

Bu temel özelliklerin yanında; kesilebilme, parlatılabilme, taşınabilirlik, ışığı yansıtma ve kırma, içerisinde safsızlıklar içermesi gibi özellikler de taşların değerlerini arttıran/belirleyen diğer kriterlerdir (Türel, 2001).

1.2. TÜRKİYE'DE SÜSTAŞLARI

İnsanın varoluşundan buyana takı olgusu kültürlerimize göre farklılık gösterse de malzeme tercihi, tasarlanması ve işlenmesinde benzerlik göstererek; ustalık ve alet-makine gelişimini de etkileyerek her dönemde yerini korumuş ve korumaya devam edecektir. Takı hemen her inançla bütünleştirilerek, süslenme veya dini ritüellerle korunma amacıyla vazgeçilmez bir süs eşyası olarak yerini korumuştur. Mücevherat sektörü küresel ölçekte ve ülkemiz ihracatında her yıl yukarı doğru bir ivme kazanmakta; yakın gelecekte de bu yükselişin artarak devam edeceği öngörülmektedir. Her gün yeni teknikler ile beraber değerli metaller ve süstaşları işlenerek tüketiciyle buluşmaktadır. Firmaların takip ettiği moda trendlerine uygun olarak seçilen değerli ve yarı değerli süstaşları tüketiciler tarafından kabul görmektedir. Buna karşın yarı değerli süstaşlarının bir kısmı Türkiye'de bulunmakta ama kurumsal sektör firmaları tarafından beklenen düzeyde ilgi görmemektedir (Selim, 2015). Türkiye'de henüz yeterince ekonomik getirisi açığa çıkarılmamış birçok değerli ve yarı değerli taş potansiyelimiz bulunmaktadır. Doğal taş sektörü için alternatif olabilecek önemli bir potansiyel de süs taşlarıdır (Hatipoğlu,

2003). Anadolu’da 38 adet değerli taş rezervi bulunmakta ve bu her geçen zaman artmaktadır. Türkiye böylesine kendine özgü kaynaklara sahip olmasına rağmen, dünya değerli taş ticaretinden aldığı pay çok küçüktür (Babalık, 2009).

Hatipoğlu ve Gökçen (1999), ‘Batı Anadolu Yarı Kıymetli Süs taşlarının Başlıca Mineralojik Jeolojik ve Ekonomik Nitelikleri’ isimli çalışmalarında, çoğunluğu silikat gurubundan olan 26 adet yarı değerli süs taşı kategorisinde mineral yatakları saptanmışlar ve bunlar; Balıkesir, Aydın, Kütahya, Bursa, Çanakkale, İzmir, Manisa ve Muğla bölgelerinde tespit edilmiştir. Bu yatakların coğrafi konumları, doğada bulunuş ve oluşum şartları, boyutları, karakteristik özellikleri bu çalışmalarında ortaya konulmuştur. Ülkemizde madencilği yapılan süs taşları Ametist, Mavi Kalsedon, Akik, Diaspor, Oltu taşı ve Lületaşı olarak sıralanabilir. Dünyadaki benzerlerine göre albenili süstaşlara sahip olmamıza rağmen bunu inceleyen bilim dalının akademide geç kabul görmesi ve ticari tanıtım yetersizliği nedeniyle ülke ekonomisine katkısı çok düşük seviyelerde kalmıştır. Buna karşın her yıl katlanarak artan ekonomik getirisi ise umut vericidir. Süstaşları çalışmaları ülkemizde son dönemde gelişme göstermesine rağmen halen beklenen düzeye ulaşamamıştır. Türkiye’nin 2018 yılı endüstriyel hammadde dış ticareti incelendiğinde; süstaşlarının ihracatı yaklaşık 14 ton olup değeri yaklaşık olarak 33 milyon dolar civarındadır. Aynı yıla ait ithalat rakamlarına bakıldığında 15 tonun üzerinde olup değeri yaklaşık 176 milyon dolar bulunmaktadır.

Tablo 1.1’de Türkiye’de bulunan bazı süstaşlarının bulunduğu yerler verilmiştir. Örneğin; listede yer alan ametistin en güzel örnekleri iri kristal ve koyu rengiyle Brezilya’da bulunmaktadır. Ancak Türkiye’de önemli rezervler sunan Balıkesir ilinin Dursunbey ilçesinden çıkarılan ametistler ise küçük kristallidir. Bununla birlikte takı yapımına uygun küçük kristalli oluşum pazarlama olanakları bakımından ticari avantaj sağladığını söyleyebiliriz (Hatipoğlu, 2007). Yine örnek olarak; diaspor değerli süstaşları grubundandır. Mücevher kalitesinde değerli taşlar sınıfına giren ve çok güzel kristallere sahip diaspor, Dünya’da en iyi örnekleri sadece Muğla’nın Milas ilçesinde çıkarılmaktadır. Diasporlar yurt dışına ham olarak pazarlanmaktadır.

MTA 2019 yılı verilerine göre ihracat 10 ton ve değeri yaklaşık 58 milyon dolar, ithalat ise 29 ton olup değeri yaklaşık 202 milyon dolardır. Türkiye'nin 30'un üzerinde süstaşı madenine sahip olmasına rağmen Türkiye halen süs taşı konusunda ithalatçı bir ülke konumunda olup, ithalat tutarının ihracata oranı yıllık yaklaşık 6-7 kat fazlasıdır. Süstaşları ile ilgili artan maden ve jeolojik çalışmalar ve ticari pazar tanıtımları sayesinde ülke ekonomisi için önemli bir potansiyeli olacaktır (Babalık, 2009).

Tablo 1.1: Türkiye'de Bulunan Bazı Süstaşları

Süstaşı	Bulunduğu Bölge
Diaspor	Muğla (Milas)
Ateş opali	Kütahya (Simav)
Akuamarin	Manisa (Demirci), Bilecik
Ametist	Balıkesir (Dursunbey)
Dumanlı kuvars	Aydın (Koçarlı-Karacasu)
Siyah mercan	İzmir (Çandarlı körfezi)
Oltu taşı	Erzurum (Oltu)
Zümrüt opal	Erzurum (Şenkaya)
Lületaşı	Eskişehir (Mihalıçık)
Çubuklu agat	Ankara
Flint	Çanakkale, Yozgat (Başbüyükü)
Mavi kalsedon	Eskişehir (Sarıcakaya), Yozgat (Başbüyükü), Afyon (Bayat), Tokat (Zile)
Mor kalsedon	Yozgat (Başbüyükü), Ankara (Beypazarı)
Obsidiyen	Nevşehir, Kars
Krizopras	Eskişehir, Çanakkale, Kütahya, Tokat, Çankırı, Bilecik
Agat	Ankara, Manisa, Afyon, Eskişehir, Konya, Çanakkale, Bursa, Bilecik
Beril	Yozgat
Turmalin	Yozgat, Balıkesir, Tokat, Çanakkale
Zebercet	İzmir, Bolu, Tokat, Eskişehir, Bursa
Kehribar	Artvin
Turkuaz	Erzurum
Yakut	Malatya (Doğanshehir)

Kaynak: Candar, 2007'den değiştirilerek alınmıştır.

1.3. SİLİSLİ ÇÖZELTİLERİN OLUŞUM ORTAMLARI

Fournier (1985a), göre kuvars, 200°- 400°C sıcaklıklar arasındaki hidrotermal çözeltinin yavaş soğumasıyla kristallenmektedir ve silika bakımından az doygun çözeltilerde gelişirler. Hidrotermal çözeltinin silika bakımından doygunluğa ulaşmasıyla amorf silika birikimi gerçekleşir. Öz şekilli kristal oluşumlar yavaş değişen basınç ve sıcaklık altında oluşur. Kalsedon ise 180°C'in altında hidrotermal çözeltilerden çökelme yoluyla ya da amorf silikanın kristalin yapıya dönüşmesiyle oluşmaktadır. Ametist de yüzeye yakın hidrotermal ortamlarda, oksijence zengin soğuk meteorik sularla karşılaşması sonucu oluşurlar. Bu oksitleyici koşullar altında ametiste mor rengini Fe⁺³ vermektedir.

Alt vd. (1987), Doğu Pasifik yükseliminde hidrotermal çözeltilerin bacalar şeklinde boşaldığı sahalarda yaptıkları çalışmalarda; opal ve kalsedonların 70°-180°C sıcaklık aralığında biriktiklerini ve sonrasında 230°-320°C arasında kuvars şeklinde yeniden kristallendiklerini belirlemişlerdir.

Oygür (2001) ise Batı Anadolu'daki epitermal kuvars ve ametist damarlarındaki doku çeşitlerini inceleyerek bunların altın-gümüş gibi değerli metaller ile bazı metal içeriklerine bağlayarak farklı doku grupları ile ilişkili olabileceğini vurgulamıştır.

Tüm bunlara dayanarak silikanın 5 farklı faz oluşumu vardır.

1) Amorf silika fazı 50 °C' de amorf yapıda olan tortul silis oluşumlardır.

2) Volkanik silika fazı, 60-90 °C arası sıcaklıklarda oluşur.

3) 90-180°C arası sıcaklıkta silikanın kalsedon fazı oluşmaktadır. Mikrokristalin yapıda olan kalsedon bu aralıkta kendi içinde 2 ayrı faz oluşmaktadır.

a. Daneli (yuvarlağımsı) fazda jasper oluşumları,

b. Işınsal fazda agat, onix, krizopras ve karnelyen oluşumları.

4) Moganit 180-210 °C' de mikrokristalin-kristalin arası oluşumdur.

5) 210-574 °C α -kuvars ve 574-850 °C de β -kuvars oluşmaktadır. 850 °C'de tridimit, 1470 °C de ise kristobalit oluşumu başlar. Bundan sonraki sıcaklıkta ise koesit meydana gelmektedir.

Doğal kalsedonun düşük sıcaklıklarda yakın yüzey koşullarında oluşmakta, bu koşulların tortul ve düşük sıcaklıktaki hidrotermal ortamlarla sınırlı olduğu söylenebilir. Kalsedonun opal ve benzeri malzeme ile yaygın ilişkisi ve opalin kalsedona dönüşümü en çok çalışılan konulardır. Kalsedon, düşük, değişken kırılma indisleri, lifli görünüm veya dalgalı sönme gibi belirli ayırt edici özelliklere sahiptir. Ek olarak, iletilen ışıpta genellikle kahverengidir, çift eksenlidir, kimyasal olarak kuvarsdan daha reaktiftir ve Peltó (1956) tarafından yorumlandığı gibi kuvarsın düşük-yüksek geçişinin basınca maruz kalmasını gösterir. Çeşitli silikat minerallerinin, özellikle volkanik bazaltik arazilerde ikincil boşluk doldurma yatakları olarak ortaya çıktığı bilinmektedir (Chemtomb ve Rossman 2014).

Bu tez çalışmasına yol göstermesi açısından dünyanın farklı noktalarında bazaltlar içerisinde oluşmuş kalsedon oluşumlarına ait güncel çalışmaları incelenmiş ve bunlardan bazıları aşağıda özetlenmiştir.

Gilozzo vd. (2019), Güney Afrika bazaltlarında bulunan kalsedonları oluşturan sıvıların kaynağı, kalsedon oluşumu ve ayrışma süreçleri hakkında bilgi elde edinmek ve jeokimyasal ve mikro-dokusal karakterizasyonun olup olmadığını doğrulamak için yaptıkları çalışmalarında, bölgedeki oluşumların bazaltik-andezitik lavlar içerisinde oluştuğunu gözlemişlerdir. Hem jeokimyasal hem de oksijen izotop bileşimleri incelenen tüm kalsedonlar için nispeten düşük sıcaklıkta, hidrotermal orijini açıkça desteklediği ve farklılıkların çoğunlukla oluşum sırasında (sıvı dolaşımı) meydana geldiğini ortaya koymuşlardır. Ayrışma süreçleri sadece alüvyal ortamda etkili olmuş ve kalsedonların daha geniş bir alana yayılmasına yol açtığını belirtmişlerdir. Renk ve kromofor element (Fe ve Mn) miktarları arasında bir korelasyon eksikken, jeokimyasal bileşim ile doku arasında bir korelasyon birkaç örnekte açıkça gözlemlenmiştir. Optik mikroskopik incelemelerinde seçilen bir örnek grubu üzerinde yapılan mineralojik incelemeler, tüm örneklerin lifli mikrokristalin ile nanokristalin kalsedondan ve ayrıca makrokristalin granüler kuvarsdan oluştuğunu açıkça gösterdiğini ortaya koymuştur.

Randive vd. (2019), Hindistan, Nagpur'daki bazaltik lav akışlarının özellikle zeolitler, kuvars ve kalsit olmak üzere çok sayıda ikincil mineral barındırdığını ve bu minerallerin lav akıntılarının katılması sırasında oluşan boşluklarda yer aldıklarını ortaya koymuşlardır. Bu boşluklarda, zeolit, kuvars ve ametist gibi iyi kristalleşmiş kuvars çeşitlerinin ortamda bulunduğunu ifade etmişlerdir. Bununla birlikte kriptokristalin ve amorf silisten oluşan bir grup mineralin magmatik bölgenin tüm bölümlerinde meydana geldiğini belirtmişlerdir. Bazaltlarda meydana gelen kalsedonik silika örneklerini X-ışını kırınım analizi (XRD) ve FTIR analizleri ile ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Bu çalışmayla, bazaltik lav akışlarında yerleşmiş ikincil silikanın, yüksek basınçta silis fazda oluşmuş lifli morfoloji gösteren (length-fast) kalsedon olduğunu göstermişlerdir. Ana sıvının doğası gereği asidik ve kükürt oranı yüksek, muhtemelen bazaltik magmanın kendisinden türetilen sıcak ($\sim 100-300$ ° C) sulu bir çözelti olduğu sonucuna varmışlardır. Kalsedonik oluşumların bazaltlarda diğer volkanik kaya türlerine göre daha belirgin olduğunu, bunun nedeninin kısmen bazaltik lavların daha düşük viskozitesinin, bu da lav katılmasından önce gaz kabarcıklarının kolayca genişlemesine izin verdiğini belirtmişlerdir. Burada oluşan kalsedonik örnekler 3-5 cm.

büyüklüğündedir. Daha büyük olanlar genellikle cepler veya boşluklardadır. Genellikle kalsedon, opal, ağaç opal, oniks ve diğer formlarda oluşan kriptomkristalin ve amorf silika bazaltik arazide her yerinde mevcuttur.

Hatipoğlu vd. (2010), Türkiye'nin kuzey-orta kesimindeki Mayıslar-Sarıcakaya (Eskişehir) bölgesindeki kalsedon oluşumların polarizan mikroskobu ve XRD ile ortaya çıkan verilerine göre; fiziki yapısı sadece kalsedon ve moganitten oluştuğunu, ancak ne opal-CT ne de opal-C içermediğini belirtmişlerdir. ICP-AES ile elde edilen verilerde bazı eser elementlerin nispeten yüksek konsantrasyonları, çevreleyen kumtaşının diyajenezinde veya başka bir bileşimin diyajenetik blokların değiştirilmesi sırasında kalsedon oluşumların doğrudan epigenetik oluşumu sırasında hidrotermal sıvıların rol oynadığını yorumlamışlardır. Hem ince kesitlerin polarize ışık mikroskobu hem de X-ışını kırınım (XRD) modelinin analizini yaparak, yaklaşık % 25'e kadar moganit içerdiğini ortaya koymuşlardır. Nodüllerin ve çevreleyen kumtaşının kararlı oksijen izotop bileşiminin belirlenmesi, nodüllerin yaklaşık 55°C gibi hafif yüksek bir sıcaklıkta oluştuğunu ve kuvars kumtaşının daha yüksek bir sıcaklıkta oluşan kayalardan kaynaklandığını belirtmişlerdir. Önemli moganit içeriği ve nispeten düşük oluşum sıcaklığı, nodüllerin şekli ve yüzey dokusu ile tutarlı olduğunu, aynı tabakada aynı tabakada birbirine karışmış bazı kalsedonik ve opalin silika nodüllerinin varlığı ve nodüllerin tümü, diyajenez sırasında mavi kalsedon oluşumların epigenetik formasyonu ile tutarlı olduğunu tespit etmişlerdir. Nodüllerdeki eser elementlerin paterni, nodüllerin çökeldiği çözeltilerin kimyasal bileşimini etkileyen hidrotermal katılımı gösterdiğini ve Tersiyer'in Paleosen ve Eosen döneminde, kumtaşı veya okyanus tabanı hidrotermal menfezlerinden gelen akışkanları, altta yatan bir granitoidin yukarı doğru hareket ettiriyor olabileceğini öne sürmüşlerdir.



İKİNCİ BÖLÜM
MALZEME VE YÖNTEM

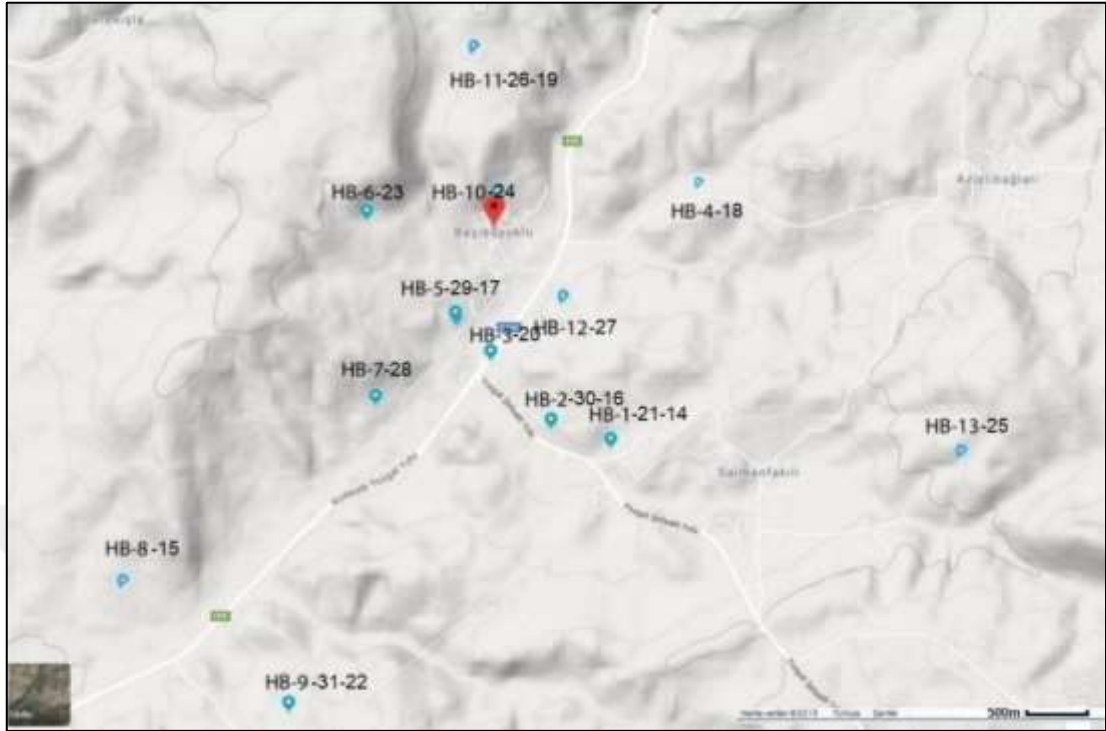
2.1. MALZEME

Çalışma alanında değişik bölgelerinde yüzlek veren 33 adet örnek (kayaç ve kalsedon) toplanmış (Görsel 1.1) ve örneklerinin koordinatları belirlenerek örnek haritası oluşturulmuştur (Görsel 1.2, Tablo 2.1).

Görsel 2.1: Çalışma alanından derlenen kalsedon örneklerinin arazi görünüşleri.



Görsel 2.2: Çalışma alanından alınan kalsedon örneklerinin alım yerlerini gösteren Google Earth’de hazırlanan haritası.



Tablo 2.1: Çalışma alanından alınan örneklerin koordinat noktaları

Bölgeler	Koordinatlar (GPS)
HB-1, HB-21, HB-14	Enlem: 39.73045 Boylam:34.71895
HB-2, HB-30, HB-16	Enlem: 39.73043 Boylam: 34.71895
HB-3, HB-20	Enlem: 39.73314 Boylam: 34.71566
HB-4, HB-18	Enlem: 39.73344 Boylam: 34.71553
HB-5, HB-29, HB-17	Enlem: 39.72690 Boylam: 34.80379
HB-6, HB-23	Enlem: 39.73696 Boylam: 34.70774
HB-7, HB-28	Enlem: 39.74138 Boylam: 34.70689
HB-8, HB-15	Enlem: 39.70298 Boylam: 34.69920
HB-9, HB-31, HB-22	Enlem: 39.72358 Boylam: 34.73078
HB-10, HB-24	Enlem: 39.743007 Boylam: 34.719729
HB-11, HB-26, HB-19	Enlem: 39.724657 Boylam: 34.725169
HB-12, HB-27	Enlem: 39.747074 Boylam: 34.717839
HB-13, HB-25	Enlem: 39.745762 Boylam: 34.749756

2.2. YÖNTEM

Bu çalışmada yapılan araştırma ve incelemeler, saha ve laboratuvar çalışması olarak iki kısımda sürdürülmüştür.

2.2.1. Saha Çalışmaları

2019 yılı Nisan ve Temmuz, 2020 yılı Eylül, 2021 yılı Mayıs aylarında dört farklı zamanda saha çalışmaları yapılmış, bu çalışmalarda inceleme alanındaki kaya birimleri tespit edilerek ayırtlanmış, 1/25.000 ölçekli bölgenin jeolojik haritası çıkarılmış ve ayırtlanan kayalardan örnekler alınmıştır. Ayrıca çalışma alanına ait dikme kesitler de çizilmiştir. Bu saha çalışmalarında inceleme konusu olan kalsedon oluşumlarının karakterizasyonunu belirleyebilmek için farklı lokasyonlardan örnekler toplanmıştır. Arazi ve örneklere ait veriler fotoğraf çekmek suretiyle belgelenmişlerdir. Ayrıca, çalışma alanının yapısal unsurları belirlenerek, bölgesel jeolojiyle karşılaştırılmış ve ayrıntılı bir şekilde tespiti yapılmıştır.

2.2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmalarında ise, saha çalışmaları esnasında toplanan kalsedon ve kayaç örneklerinin analizlere hazırlanma işlemi gerçekleştirilmiştir. Araziden alınan tüm örnekler mineralojik ve jeokimyasal analizler için 63 mikron (μm) tane boyutunun altına indirilmiştir. Bunun için öncelikle numuneler çekiç ile temiz bir ortamda kırılarak tane boyutları küçültülmüştür. Kayaç ve kalsedon örnekleri, nemlerini atmaları için 70°C sıcaklıktaki bir etüvde yaklaşık iki saat kadar bekletilmiştir. Daha sonra tüm örnekler halkalı öğütücüde öğütme işleme tabi tutulmuştur. Yapılan öğütme ve tane boyu küçültme işlemleri sonucunda bütün örnekler, 63 mikronluk elekten geçirilerek analizler için ayrı ayrı 4 gr olarak poşetlenmişlerdir. Tüm bu işlemler sonucunda hazırlanan toz ve katı örnekler Tablo 2.2'de gösterilen kurum ve kuruluşlarda analizlere tabi tutulmuşlardır. Bu kuruluşlar; Maden Teknik Arama (MTA), Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İleri Teknolojiler Merkezi (İLTEM), Gaziantep Üniversitesi Uluğ Bey Yüksek Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (ULUTEM), Atatürk Üniversitesi Doğu Anadolu Yüksek Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (DAYTAM), Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarı, Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvarı, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarı, Mersin Üniversitesi Takı Teknolojisi ve Tasarımı Yüksekokulu Gemoloji Laboratuvarı ve İzmir Bydiamond Özel Gemoloji Laboratuvarıdır.

Tablo 2.2: Kullanılan cihazlar ve ölçüm yapılan laboratuvarlar

Adı	Kullanım Amacı	Kurum
Polarizan Mikroskobu için ince kesit yapımı	Kayaç Bileşenlerinin Tespiti	Maden Teknik Arama (MTA)
ICP-MS Analizleri	Eser ve Ana Element Analizleri	Atatürk Üniversitesi (DAYTAM)
Sıvı Kapanım Analizi	Oluşum Koşullarının Tayini	Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarı
SEM/EDS Analizi	Mikro morfoloji/ mikro kimyasal	Kütahya Dumlupınar Üniversitesi
FTIR	Moleküler Bağ Karakterizasyonu	(İLTEM) ve Niğde Ömer
XRD Analizi	Mineral Analizi	Halisdemir Üniversitesi Merkezi
XRF Analizi	Kimyasal Analiz (ana element)	Araştırma Laboratuvarı
Raman Mikroskobu	Mineral Dağılımlarının Tespiti	Gaziantep Üniversitesi (ULUTEM)
Katodoluminesans (CL) Analizi	Kristalin Büyüme Koşulları, Oluşum Süreçleri	İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarı
Gemolojik Analiz Cihazları	Süstaşı Tespiti	Atatürk Üniversitesi (DAYTAM), Mersin Üniversitesi Takı Teknolojisi ve Tasarımı Yüksekokulu Gemoloji Laboratuvarı ve İzmir Bydiamond Özel Gemoloji Laboratuvarı

2.2.2.1. Mineralojik ve Petrografik Analizler

Çalışma sahasından toplanan kalsedon örneklerinin, X-ışınları kırınım (XRD) analizleri Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, İleri Teknolojiler Merkezi (İLTEM) laboratuvarında PANalytical Empyrean marka yüksek çözünürlük X ışınları kırınım (XRD) cihazında (Cu K α radyasyonu, K- α 1: 1,54060 Å, K- α 2: 1,54443 Å, K- β : 1,39225 Å, K- α 2 / K- α 1 Oran: 0,5, Ni β filtre) gerçekleştirilmiştir. Veri toplama işlemi esnasındaki cihaz parametreleri; 45 kV ile 40 mA, 20° ile 70° (2 θ) arasında, 0,026° adım aralığı, 257 s. adım süresi, ışın maskesi: 20 mm. kullanılarak yapılmıştır. Mineral tanımlamaları Inorganic Crystal Structure Database (ICSD) ve Crystallography Open Database (COD) veri tabanları kullanılmıştır. Örneklerin mineralojik bileşimleri, HighScore Plus V.4.8 (Panalytical) programı yardımıyla yapılmıştır.

Kalsedon oluşumlarının tespit edildiği çalışma alanındaki volkanik kayalar ve temel kayalarını oluşturan ofiyolitik gabro birimlerden toplanan kayaç örnekleri

petrografik çalışmalar için, ince kesit haline getirilmiştir. İnce kesit haline getirilen kayaç örneklerinin petrografik özellikleri, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Optik Mineraloji Laboratuvarında bulunan Nikon Eclipse LV100 Pol model optik mikroskop (OM) kullanılarak belirlenmiştir. Çeşitli büyütmelelerde ince kesitleri incelenen örneklerin, mineral ve doku özellikleri tespit edilerek aynı zamanda yorumlamalar için fotoğraflanmıştır.

2.2.2.2. Kimyasal Analizler

Gerek kayaç gerekse kalsedon örneklerinin içerdikleri minerallerin tespitlerinde ve oluşum ve köken araştırmalarında, majör oksitlerin, iz elementlerin, nadir toprak elementlerin ve ağır metallerin miktarlarına ve türlerine ihtiyaç duyulmaktadır. Bu amaç için araziden derlemiş olan kalsedon ve kayaç örneklerinin, majör oksit içerikleri Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İLTEM’de Panalytical Axios max cihazı ve Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvarı, Panalttical/Zetium cihazı kullanılarak XRF yöntemi ile tespit edilmiştir.

İz element, nadir toprak elementleri ve ağır metal içeriklerinin tespiti için Atatürk Üniversitesi DAYTAM’a gönderilmiştir. Tüm örneklerin eser ve ana elementlerinin kimyasal analizleri ICP-MS (Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometrisi) kullanılarak yapılmıştır.

2.2.2.3. SEM Analizleri

Örneklerin elektron mikroskop analizi Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İLTEM’de FEI Nova Nano 650 taramalı elektron mikroskobunda (FE-SEM) yapılmıştır. Elektron mikroskop analizleri, örneklerinin mikro-morfolojik yapı ve mikro-kimyasal bileşimlerinin tespiti için yapılmıştır. Mikro-morfolojik yapı özellikleri; ikincil elektron dedektörleri ve geri saçılan elektron dedektörleri kullanılarak belirlenmiştir. İkincil elektron dedektörlerinden Everhardt-Thornley Dedektörü (ETD), Through the Lens (TLD) Dedektörleri, geri saçılan elektron dedektörlerinden ise, Bileşimsel Geri Saçılan Elektron Dedektörü (DBS) kullanılmıştır. Saha çalışmaları esnasında toplanan tüm örneklerin, mikro kimyasal bileşimleri, Enerji Dağılımlı X-ışını Spektroskopisi (EDX) dedektörü kullanılarak belirlenmiştir.

2.2.2.4. Fourier Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopisi (FTIR) Analizi

Bu çalışmada kullanılan Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi (FTIR) cihazı, Bruker markalı, CsI ışın splitteri ve DTGS detektörü ile ekiplendirilmiş olup, mineralojik aplikasyona göre ayarlanmış modüler parçalara sahiptir. Örneklerin Fourier dönüşüm kızılötesi (FTIR) spektrumları yaklaşık 2900 ila 4000 cm^{-1} spektral aralıkta ve 2 cm^{-1} çözünürlükle kaydedilmiştir. FTIR analizindeki kızıl ötesi spektrumlar Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İLTEM’de çekilmiştir.

2.2.2.5. Raman Mikroskop İncelemeleri

Örneklerin Raman mikroskobu sayesinde mineral parçaları, karakterleri ve dağılımları mikron altı görüntülemeyle grafiklendirilmiştir. ‘RENISHAW RAMAN microscope enclosure RE 04’ marka Raman mikroskobu sayesinde mineral parçaları, karakterleri ve dağılımları, X5 ve X20 büyütmede görüntüsü alınarak pik değerleri grafiklendirilmiştir. Bu analizler, Gaziantep Üniversitesi Uluğ Bey Yüksek Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi’nde (ULUTEM) gerçekleştirilmiştir.

2.2.2.6. Sıvı Kapanım Çalışmaları

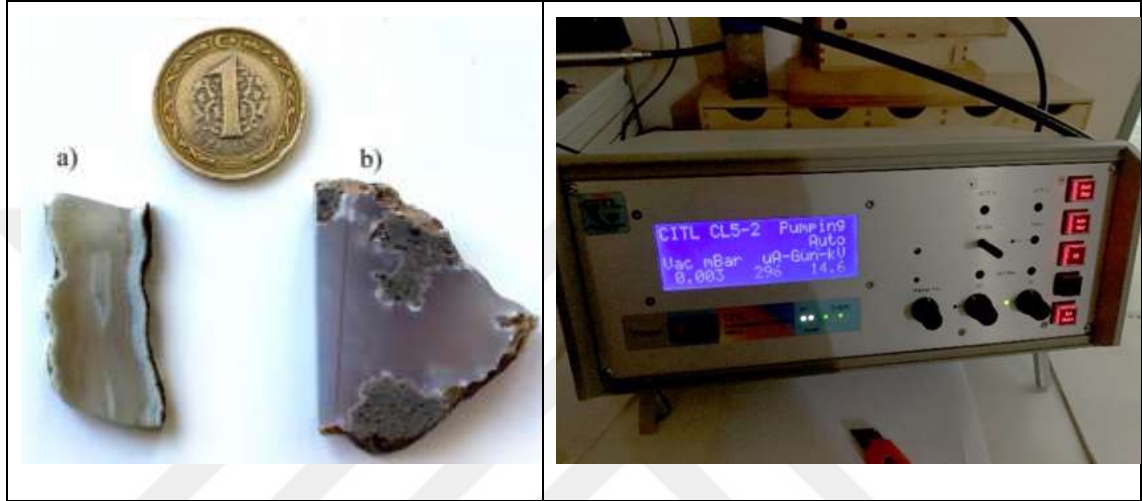
Sıvı kapanım çalışmaları Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Arazide oluşan kalsedon ve kuvars damarlarını temsil eden örnekler seçilerek 5x5 cm boyutunda ve yüzeyi parlatılarak hazırlanmış altı adet örnek, ‘Olympus BX51-Linkan THMG600’ marka sıvı kapanım cihazında sıcaklık, tuzluluk ölçümleri için ısıtma ve soğutma deneyleri yapılmıştır. Sıcaklık, basınç, bileşim ve yoğunluk tespitleri yapılarak, mineralin evrimi ve oluşumu tespit edilmiştir.

2.2.2.7. Katodoluminesans (CL) Analizi

Katodoluminesans, bir elektron demeti (katot ışınları) kullanılarak mineralin atomları bombardımana uğratarak uyarılmasıyla gerçekleştirilen bir lüminesans türüdür. Diğer uyarma metotlarından farklı olarak, katot ışınları mineralin bir noktasındaki tüm kristal bağları bozabilmektedir. Katodoluminesansta yayılan ışık, yüksek enerjili elektron demetinin bir yarı iletken (Ör. kalsedon) üzerine çarpması sonucu oluşur. Lüminesans genel olarak örnekteki elementlerin enerji seviyeleri, kristal yapısı, yoğunluk hakkında bilgi vermektir. Kuvars kristallerinde diğer analizlerle ayırt edilemeyen içyapıları, büyüme zonları ve kafes yapısındaki kusurlar ortaya çıkarılabilir, kristalizasyon sırasında,

fizikokimyasal koşullardaki değişiklikler bu analiz yöntemiyle ortaya çıkarılabilir ve belirli büyüme koşulları tespit edilebilir. Katodoluminesans (CL) analizi, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örnekleri temsilen seçilerek, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarında CITL CL5-2 cihazında 14.6kV, 296 μ A ve 0,003 mBar çekim şartlarında gerçekleştirilmiştir (Görsel 2.3).

Görsel 2.3: Katodoluminesans (CL) analizi gerçekleştirilen a) HB-6 flint ve b) HB-5 kalsedon (mavi) örnekleri. Ortam koşullarını gösteren CITL CL5-2 cihazı (sağda).



2.2.2.8. Gemoloji Çalışmaları

Başbüyükü (Yozgat) Köyü ve civarında yüzlek veren bazaltik kayaçların çatlaklarında ve boşluklarında tespit edilen gri (Görsel 2.4) ve soluk mavi (Görsel 2.5) tonlarda çok sayıda kalsedon örneği toplanmıştır.

Görsel 2.4: Bazaltların çatlak ve boşluklarında oluşan flint ve kalsedon (mavi).



Görsel 2.5: Çalışma alanından toplanan soluk mavi kalsedon örnekleri.



Ayrıca, çalışma alanında agat oluşumları tespit edilmiş ve onlardan da örnekler alınmıştır (Görsel 2.6).

Görsel 2.6: Bazaltların çatlak ve boşluklarında oluşan ve toplanan agat.

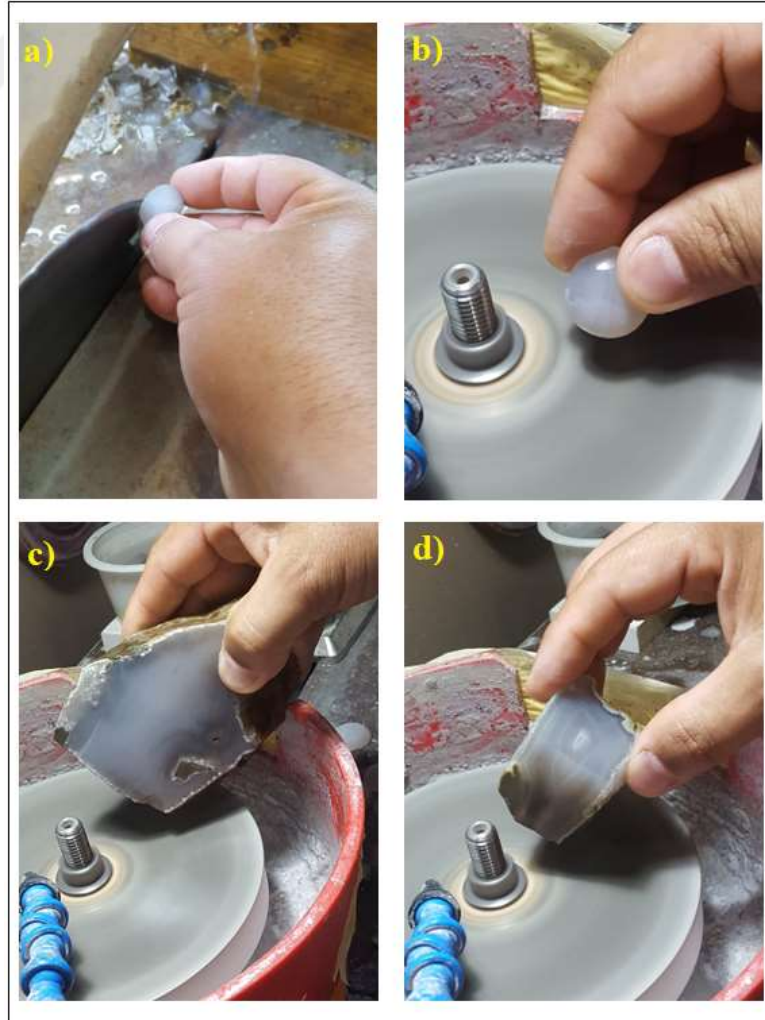


Laboratuvara getirilen kalsedon örnekleri, soluk mavi tonları temsilen seçilen (HB-5a) ve (HB-5b) ve koyu (HB-6a) ve açık (HB-6b) gri (flint) olmak üzere 4 ayrı renkte tasniflenerek gemolojik özelliklerinin belirlenmesi uygun görülmüştür. Seçilen kalsedon örneklerinin gemolojik özelliklerinin belirlenmesi için yüzük taşı boyunu geçmeyecek

şekilde kare, yuvarlak, damla ve oval şekillerinde kabaşon ve süs objesi olarak dilim formunda işlenerek, parlatılmışlardır (Görsel 6.64, Görsel 6.63, Görsel 6.68). Ametist örneklerinin az oluşu nedeniyle sadece oluşum ortam ve koşullarının belirlenmesinde yararlanılmış gemolojik özellikleri ise belirlenmemiştir.

Bu amaç için belirlenen örneklerin, ilk önce renk dağılımı doygun ve albenisi güzel olan kısımları kalemle işaretlendikten sonra kırılması işlemi gerçekleştirilmiştir. Daha sonra örnekler elmas uçlu kesici testere ile kaba formlarının verilebilmesi için kesilmişlerdir. Kaba kesim işleminden sonra ise dış hatları belli olan örneklerin elmas disk üzerinde 3 yönlü olarak tüm eksenlerde ince formları oluşturulmuştur. Diskten geçirildikten sonra alüminyum oksit parlatma tozu ile son kabaşon şekli verilmiştir (Görsel 2.7, Görsel 6.68).

Görsel 2.7: a) İşlenmek üzere seçilen örneklerin dikey elmas uçlu diskte kesim işlemi, b) yatay elmas disk üzerinde kabaşon ince detay formun verilmesi, c) soluk mavi tondaki kalsedon örneğinin dilim formunda işlenmesi d) gri tondaki kalsedon örneğinin dilim formunda işlenmesi.



Kalsedon örneklerinin gemolojik özellikleri, Mersin Üniversitesi Takı Teknolojisi ve Tasarımı Yüksekokulu Gemoloji laboratuvarı ile İzmir Bydiamond Özel Gemoloji laboratuvarında; refraktometre, gemoloji mikroskobu ve özgül ağırlık cihazları ile belirlenmiştir. Spektroskopik inceleme için görünür bölge dalgaboyu aralığı UV-VIS-NIR Spektrometresi ile DAYTAM'da görüntülenmiştir. Diğer cihazlardan sonuç elde edilemeyeceği için kullanıma gerek görülmemiştir. Bu cihazlar; UV-Lamba, Chelsea Renk Filtresi ve Calcite Mikroskobudur. Bu cihazlar ışığı geçiren şeffaf süstaşları üzerinde belirleyicidir. UV- Lamba; kısa ve uzun dalgaboyu ölçümleriyle elması taklitlerinden, safir ve zümrütü sentetiklerinden ve yakut, garnetten ve doğal süstaşları cam/sentetik spinelden ayırmak için kullanılır. Chelsea Renk Filtresi; belirli yeşil, kırmızı ve mavi taşların albenisini arttırmak için sonradan maruz bırakıldıkları yapay boyaların belirlenmesine yardımcı olur. Calcite Mikroskop ise şeffaf süstaşlarında pleokroizmanın belirlenmesinde kullanılır. Üç eksen boyunca taşın çevrilmesiyle inceleme işlemi yapılır.

Özgül ağırlık yoğunluktan farklı olarak, ısı ve basınca bağlı olmaksızın birimsizdir. Buna göre bir süs taşının özgül ağırlığı, havadaki ağırlığının aynı hacimdeki suyun ağırlığına oranıdır (Webster, 1979). Maddenin ağırlığı ya da yoğunluğu atomik değerine göre değişiklik göstermektedir. Aynı kristal içyapısına sahip minerallerden atom ağırlıkları daha yüksek olanların özgül ağırlıkları daha büyüktür. Özgül ağırlık testi süstaşını tahribatsız bir yöntem olması sebebiyle minerallerin tayininde sıklıkla kullanılmaktadır (Schumann, 1984). Tüm minerallerin özgül ağırlığı yaklaşık 1-23 arasında değerdedir. En yoğun mineraller saf olarak bulunan ağır metallerdir. Özgül ağırlığı 4'ün üzerinde olan minerallere "ağır mineraller" (en ağır osmiyum 22.4) adı verilir. Kristalin yapıdaki bir maddenin özgül ağırlığı, oluştuğu atomların yapıdaki yerleşimine ve türüne bağlıdır. Örnek olarak kübik sistemdeki atomların yığılım şekli sabit olduğunda, özgül ağırlık sadece maddeyi oluşturan atomlara bağlıdır. Ağır atomlardan oluşan maddelerin özgül ağırlığı bu nedenle daha fazla olur. Buna karşın ortorombik sistemdeki karbonat mineralleri sadece katyonlarına göre değişim gösterir. Süstaşlarının özgül ağırlıkları 1- 7 arasında değişiklik gösterir (Schumann, 1984; Arem, 1987). 2 nin altındakiler (amber (kehribar)- 1.1) hafif, 2-4 arasında normal, (kuvars 2.6) ve yaklaşık 4-7 olanlar ağırdır (kasiterit 7). Daha kıymetli süstaşları (elmas, yakut, safir) kayaç oluşturan minerallerin (kuvars, mika, feldispat vb.) üzerinde özgül ağırlığa sahiptirler. Çalışma alanından alınan örneklerin özgül ağırlıkları Görsel 2.8'de gösterilen özgül ağırlık cihazında tespit edilmiştir.

Görsel 2.8: Örneklerin özgül ağırlık tespiti.



Örneklerin özgül ağırlık değerleri aşağıdaki formüle dayanılarak;

$$\text{Özgül ağırlık} = \frac{\text{Havadaki ağırlık}}{\text{Havadaki ağırlık} - \text{Sudaki ağırlık}}$$

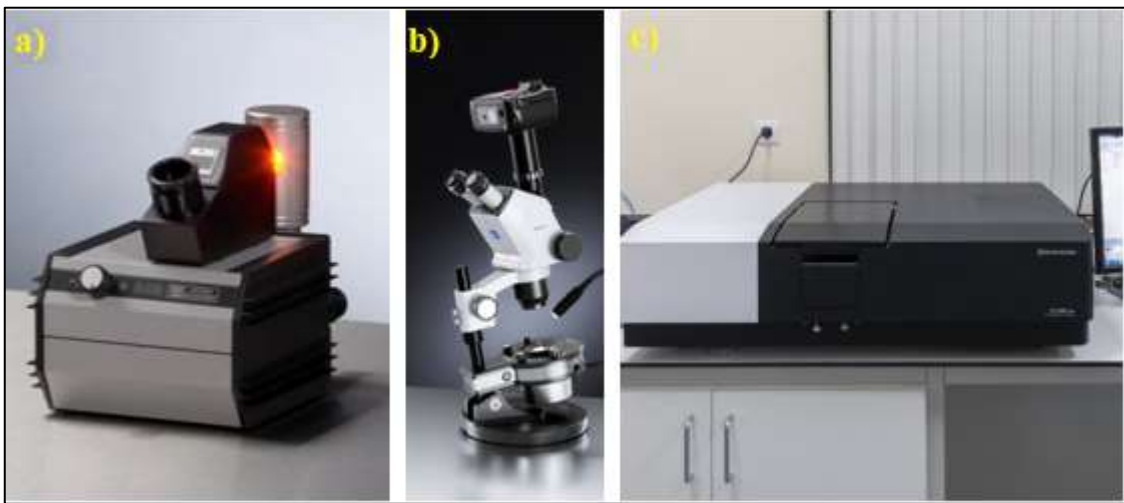
olarak hesaplanmıştır (Tablo 6.12).

Diğer bir cihaz olan refraktometre ile kırılma indisi tespiti yapılmaktadır (Görsel 2.9). Refraktometre, süstaşlarının kırılma indislerini çizgisel gölge sınırları şeklinde net olarak ölçen gemolojik cihazdır (Hatipoğlu, 2007). Işığın kırılma miktarı her mineralde karakteristiktir. Her saydam maddenin içinden ışığı geçirme hızına bağlı olarak karakteristik bir kırılma indisi değerine sahiptir. Bu cihazla ışığın havadaki hızının mineralin içindeki hızına oranını tespit ederek bir maddenin kırılma indisi değeri ekranda gölge şerit olarak okunur. Teknik olarak ışığın boşluktaki hızının, geçtiği saydam ortamdaki hızına oranı ile bulunur [($n = c/v$), Burada $n =$ mutlak kırılma indisi, $c =$ ışığın boşluktaki hızı, $v =$ ışığın saydam madde ortamındaki hızı]]. Boşlukta ve havada ışık yaklaşık olarak aynı hızla yayıldığı için havanın kırılma indisini bir (1) kabul edilir ($n_{\text{hava}} = c/v_{\text{hava}} = c/c = 1$). Işığın taşın içindeki hızının düşmesi, ışık ışınlarının sapmasına neden olur. Süstaşlarının kırılma indisleri genellikle 1.3-2.7 değerleri arasındadır (Schumann, 1984). Bu kırılma indis değeri; özgül ağırlığına, kimyasal bileşime, atomik yapıya ve içerisindeki kapaçınlarına göre değişir. Bu yöntem kullanılarak bir süstaşı taklit, sentetik ve doğal olduğu ortaya konulabilir.

Günümüzde gemolojik incelemede kullanılan refraktometreler şu şekilde sınıflandırılabilir. Kırılma indisi “refraktometre” ve “immersiyonoskop” ile ölçülebildiği gibi formülle hesaplama esasına dayanan “mikroskop” ve “reflektimetreler” cihazlarıyla da ölçülebilir (Schumann, 1984; Arem, 1987; Hatipoğlu, 2007). Standart refraktometrelerde cam ile taş arasındaki kritik açı ölçülerek kırılma indisi değeri ölçülür. Işık aletin arkasından girer, yarımküre camda yol alır, taşa çarpar ve aletin mercek sistemindeki gözünden baştan sona yansır. Herhangi bir ışık kritik açıdan daha büyük açıyla cama girdiğinde madde ışığı tamamen yansır ve ölçeğin gözüne gelir. Bir taşın kırılma indisi, kritik açı aydınlatılarak cihaz ölçeği kritik açıdaki nokta kadar gölge oluşur çünkü dar bir tayf arasındaki ölçeği bölen çizgi, gölgeli ve parlak kısımlardır. Beyaz ışıkta okuma gerçekleşir.

Standart refraktometreler, belirlenen kritik açılardan okumayı hemen verirler, 1.30-1.78 aralığındadır. Değerli ve yarı değerli renkli süstaşları için kullanılabilir. Genelde kontakt sıvısı olarak sülfür ve tetrayodoetilen içeren buharlaştırılmış metileniyodit (1.79 veya 1.81 kırılma indisine sahip) bu sınır değerini belirler. Refraktometreler, ilk kez 1885 yılında Avrupa’da geliştirilmiştir. 1972 de İngiliz gemolog Rayner tarafından ve ardından Amerikalı gemologlar K., M., Moore, G., M., Johnson ve son şekliyle Lester B., Benson, J.R., Benson tarafından günümüz cihazları yapılmıştır (Arem, 1987).

Görsel 2.9: a) System Eichorst marka soldan Refraktometre, b) Zeiss marka Gemoskop ve c) Shimadzu UV-VIS-NIR Spektrometresi



Kaynak: www.eichorst.com, 2021

ER602 Riplus model refraktometreler ise, kullanım aralığı 1.75-2.21 aralığındadır. Bu cihazlar; elmas ve taklitleri ile granat grubu ve korundum gibi yüksek kırılma indisi değerine sahip renkli taşların kırılma indisi değerini ölçmektedir. Alman gemolog A, Krüss tarafından üretilmiştir (Schumann, 1984).

UV-VIS-NIR yani ultraviyole, görünür ışık ve yakın kızılötesi bölgesel soğurma spektroskopisi; ışın demetinin örnekten geçtikten veya örnek yüzeyinden yansıtıldıktan sonraki ışının miktarını ölçme prensibine dayanmaktadır. Spektroskop, minerale gönderilen ışığın örnekten çıkıp fotometreye ulaşan ışık arasındaki fark bize değeri vermektedir. Bu gemolojik analizde ışık Emilimi kullanarak 400-700 nm dalgaboyu aralığında görünür bölgede tespiti yapılmıştır. Alınan kalsedon örneklerin UV-VIS-NIR Spektrometre spektrum analizleri DAYTAM'da Shimadzu UV-3600 Plus marka cihaz ile yapılmıştır (Görsel 2.9).

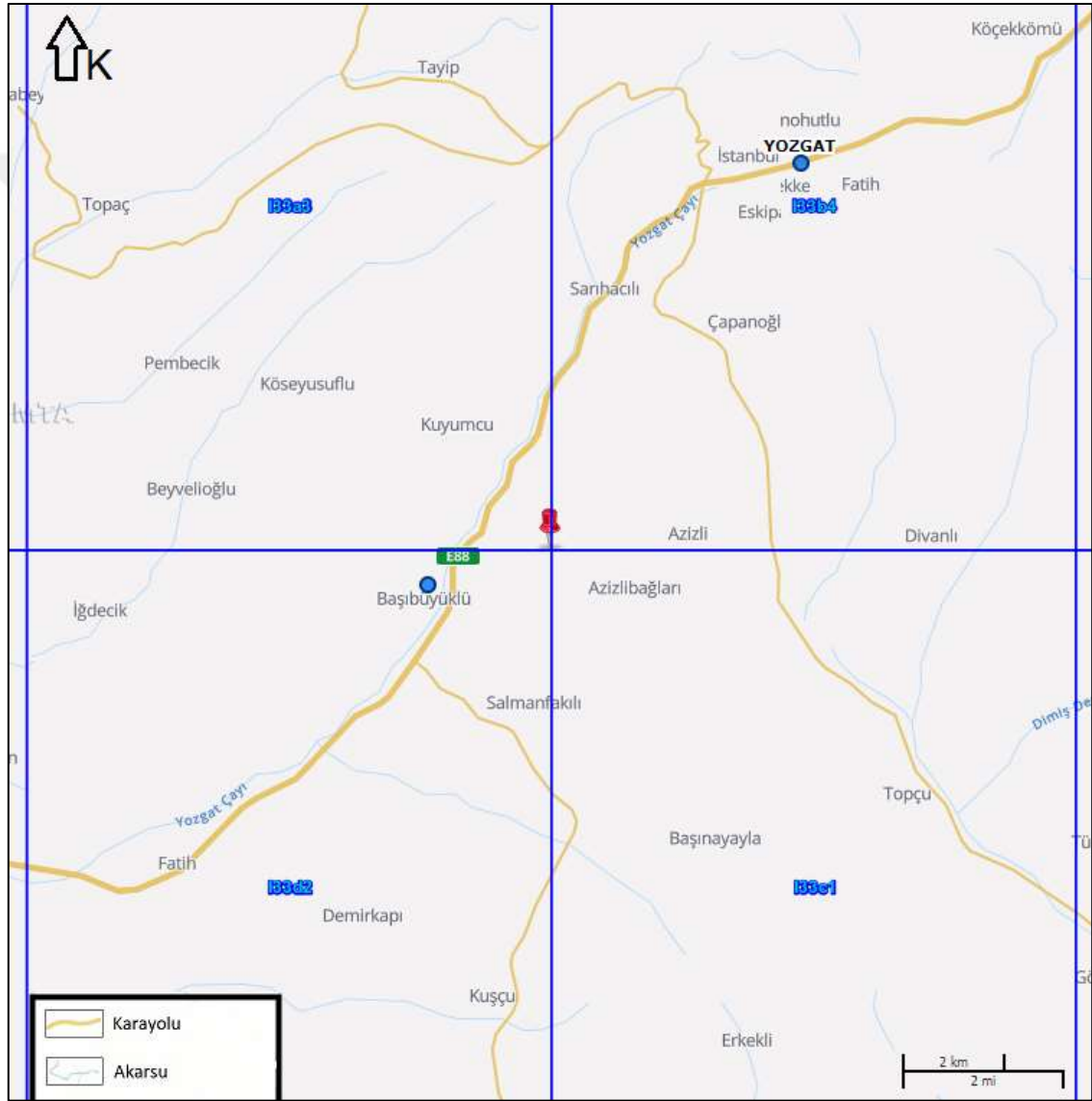
Süstaşının gerçek ya da taklit olduğu içindeki kapanımlar incelenerek anlaşılabilir. Bunun için gemolojik incelemelerde gemoloji mikroskopları kullanılır (Görsel 2.9). "Gemmoskop" ve "Diaskop" gemoloji mikroskopları ile süstaşının faset yüzeyinin uygun ölçülere göre yapılıp yapılmadığı tespit edebilir (Hatipoğlu, 2007). Gemoloji mikroskoplarında incelemeler; 2.5x, 7.5x, 10x, 12.5x, 15x, 25x ve 40x büyütmelemler kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Bu mikroskoplarda genel ışık aydınlatması, hareketli başlığa sahip floresan lamba ile sağlanmaktadır. Ek olarak her yöne hareket edebilen fiber optik sarı ışık aydınlatması bulunmaktadır. Bu iki üst aydınlatmaya ek olarak alt aydınlatma da bulunmaktadır. Diyafram kontrolü ile ışığın şiddeti ayarlanarak içyapı net olarak görülebilir. Bir minerale ışık verildiğinde ışık, mineralin içinden geçerken dış kenarları ya da içinde bulunan kapanımların etkisiyle mineralin içinde yön değiştirerek tümüyle alt yüzeye kadar ulaşamayabilir. Bu da bazı noktalar gölgede kalabilmektedir. Burada gözlenen fasetteki rutin yansımalar, taştaki ışığın ortaya çıkmasıdır. Bu karanlık bölgeler en iyi şekilde gemoloji mikroskopu ile aydınlatılarak incelenebilir. Böylece, çok küçük bir süs taşıdaki/mineraldeki işleme hataları (yüzey kırıkları, fasetlerdeki ölçü uyumsuzlukları ve açılardaki bozukluklar vb.) kolaylıkla tespit edilebilir.

2.3. ÇALIŞMA ALANI

Türkiye'nin İç Anadolu Bölgesi'nde Orta Kızılırmak bölümünde, Yozgat iline bağlı Başbüyük Köyü civarını konu alan inceleme alanı, yaklaşık 80 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Bu alan 1/25.000 ölçekli topografik haritaların İ33-a3, İ33- b4, İ33-c1 ve

İ33-d2 paftalarında yer almaktadır. Çalışma alanı kabaca Kırşehir-Yozgat otoyolu üzerindedir. Yozgat merkeze bağlı olan Başibüyük Köyü 14 km. uzaklıktadır. Güneydoğusunda E-88 karayolu ile Kırşehir'e uzaklığı 100 km. 'dir. Güneyde Nevşehir'e 150 km. ve Kayseri'ye 180 km. uzaklıktadır. Doğuda ise Sivas'a 240 km. uzaklıktadır. Batısında Kırıkkale, kuzeyinde Çorum, Kuzeydoğusunda Amasya ve Tokat çevrelemektedir (Görsel 2.10 ve Görsel 2.11).

Görsel 2.10: Çalışma alanının konumunu ve 1/25.000 ölçekli topografya haritasına göre pafta numaraları

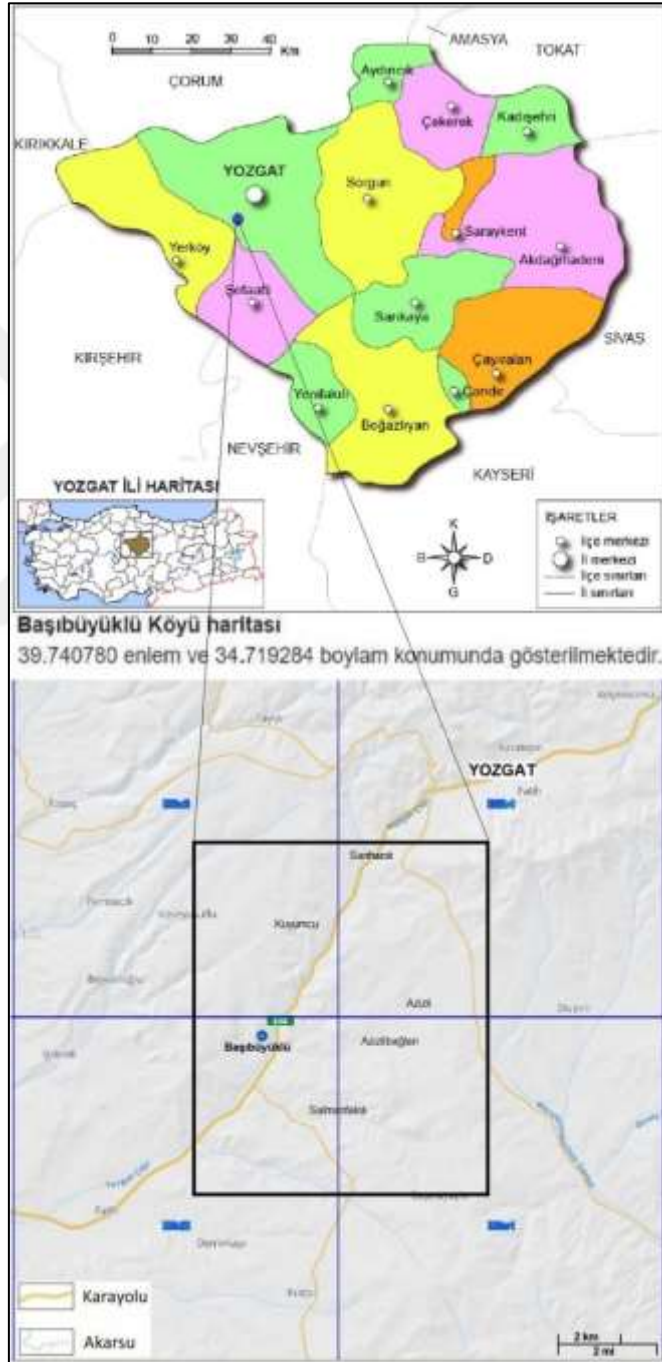


Kaynak: www.yerbilimleri.mta.gov, 2021'den düzenlenmiştir.

Deniz seviyesinden yüksekliği 1300 m. 'dir. Başibüyük Köyü'nün İç Anadolu Bölgesi'nde yer alması dolayısıyla yarı kurak karasal iklim hâkimdir. Denizel etkiden uzak olması, yazlar sıcak ve kurak; kışlar soğuk ve yağışlı geçmesine sebep olur. Yaz ile

kış; gece ile gündüz arasındaki sıcaklık farkları yüksektir ve buna göre sıcaklık -23°C ile $+37,1^{\circ}\text{C}$ arasında seyrederek. Ortalama yılın 40 günü kar yağışlı geçmekte ve 20 günü -10°C 'nin altında kalmaktadır. Yozgat il toprakları; %15'i çayır ve mera, %28'i orman ve %56'sı ekili-dikili alandır. Çalışma alanının ise bir kısmı çıplak tepeler ve yer yer ekili dikili alanlardan oluşmaktadır.

Görsel 2.11: Çalışma alanının yer bulduru haritası



Kaynak: www.cografyaharita.com, 2021; www.yerbilimleri.mta.gov, 2021'den düzenlenmiştir.



ÜÇÜNCÜ BÖLÜM
LİTERATÜR TARAMASI

3.1. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı ve yakın çevresinde jeolojik açıdan yapılmış pek çok çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmalardan araştırma konusu ilgili olanlar seçilmiş ve kronolojik sıraya göre özet olarak aşağıda verilmiştir:

Yozgat ve çevresinde çalışan ilk araştırmacılar; Arni (1938), Parejas ve Pamir (1939), Salomon ve Calvi (1940) ve Baykal (1943)'dir. Adı geçen araştırmacılar bölgenin jeolojisi hakkında granitik birimlerin Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Ketin (1955, 1959, 1963 ve 1966), Orta Anadolu masifinin değişik bölgelerinde çalışmalar yapmış, buralardaki kristalin kayaçları asidik ve bazik olmak üzere iki gruba ayırmıştır. Asidik olanların genellikle granit ve granodiyorit bileşimine sahip hornblend ve biyotitli derinlik kayaçları; bazik olanların ise gabro-diyorit bileşiminde ve kısmen diyabaz görünümünde kayaçlar olduğunu belirtmiştir. Ayrıca asidik plütonlarla bazik olanların birbirleriyle iç içe girmiş vaziyette bulduklarını, aralarında kesin bir dokanağın gözlenmediğini ifade etmiştir. Yozgat'ın güneyinde gabro, diyorit ve amfibolit bileşimindeki tipik plütonların granitle olan dokanaklarının kesin olmadığını, bu nedenle hangisinin daha yaşlı olduğunun tespitinin mümkün olmadığını, asidik ve bazik plütonların aynı yaşta olabileceklerini ifade etmiştir. Arazi gözlemleri sonucunda asidik ve bazik plütonların oluşturduğu kristalin kütlelerin yaşının Lütésiyen'den yaşlı, Üst Kretase'den genç olduğunu belirtmiştir.

Dalkılıç (1985), Yozgat granitinin jeokimyasal özellikleri açısından S-tipi granitler olduğunu ve kökeninin metasedimanter kayaçların kısmi ergimesiyle açıklanabileceğini ileri sürmüştür.

Tarhan (1987), Orta Anadolu metamorfik ve granitik kayaların kökeni ve evrimini incelemiştir. Orta Anadolu'da yüzeyleyen birimlerin tabanını Paleozoyik yaşlı Aksaray metaofiyolitinin oluşturduğunu, bunların üzerinde Permo/Karbonifer-Kampaniyen yaşlı ada yayı kökenli Orta Anadolu metamorfikleri ile bu metamorfiklerden türemiş Orta Anadolu granitik kayalarının yüzeylendiğini, tüm bu birimlerin ise uyumsuzlukla Üst Maestrihtiyen-Pliyosen yaşlı çökellerle örtüldüğünü belirtmiştir.

Erler vd. (1991), Yozgat yöresi magmatik kayalarını arazi konumları, petrografik özellikleri ve kimyasal bileşimlerine göre yedi farklı gruba ayırmışlardır. Yozgat granitoidinin kuvarsça zengin olduğunu, ortoklaz/plajiyoklaz oranının değişmesiyle bileşiminin alkali feldispat granitten tonalite kadar değiştiğini ve bu kalkalkali karakterli

S-tipi kayaçların Pontid ve Torid kuşaklarının çarpışması sırasında kısmi ergimeleriyle oluşmuş plütonikler olduğunu belirtmişlerdir.

Akıman vd. (1993), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın batı kenarı boyunca yer alan granitoidlerin jeokimyasal karakteristiklerini incelemişler, Orta Anadolu'da yer alan granitoidleri; a) Sulakyurt-Niğde arasında KD-GB ve KB-GD yöneliminde yüzeylenen plütonlar, b) Sivas-Çamardı boyunca yüzeylenen küçük plütonlar ve c) kuzey kesimlerde Yozgat civarında yüzeylenen büyük batolit olmak üzere üç gruba ayırmışlardır. Araştırmacılar, çalışma kapsamında birinci grup granitoidleri incelemişler ve bu granitoidlerin monzonitik-granitik-granodiyoritik bileşimde, alümino-kafemik ve kafemik birlikteliğinde ayrıca metalümina-peralümina karakterde S- ve I-tipi magmatik kayaçlar olduklarını, çarpışmayla eş yaşlı veya çarpışma sonrası oluştuklarını ve kabuksal malzeme içerdiklerini belirtmişlerdir.

Boztuğ vd. (1993), Kretase-Paleojen yaşlı İç Anadolu Alkalin Provensinin batıdan doğuya doğru Kortundağ, Baranadağ, Buzlukdağ, Çayağzı, Yozgat, Karaçayır, Köseadağ, Hasançeşlebi, Dumluca, Murmana ve Karakeban plütonlarından oluştuğunu belirtmişlerdir. Köseadağ plütonunun doğu kesiminde yer alan siyenitik ve monzonitik kayaçların, alkalin ile koyu renkli subalkalin arasında geçiş özelliği gösteren silisçe aşırı doymun bir magma olduğunu, başlıca alt kabuktan türeyen bir petrojenez mekanizmasına sahip olduğunu belirtmişlerdir. Kırşehir bloğundaki kabuk kalınlaşma oluşumunun son evrelerine doğru oluşan gerilme ile gerçekleşen manto yükseliminden de malzeme almış olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Göncüoğlu ve Türeli (1993), Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (OAKK) içerisinde çok yaygın mostralara veren ofiyolitik kayaçlara "Orta Anadolu Ofiyolitleri" adını vermişlerdir. Bu ofiyolitik kayaçların Orta Anadolu metamorfiteği üzerinde tektonik dokanakla bulduklarını, Üst Kretase yaşlı Orta Anadolu granitoidlerinin ise hem metamorfiteği hem de metamorfiteği üzerindeki ofiyolitleri kestiğini ve dalma-batma zonunda bir ensimatik adayayıyla ilişkili olarak meydana gelmiş olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Kadioğlu ve Güleç (1993), Orta Anadolu granitoidleri içerisinde yer alan anklavları kökensel açıdan incelemişler ve başlıca ksenolit, magma karışımları, magma segregasyonu ve restitler olmak üzere dört gruba ayırmışlardır.

Boztuğ (1995), Yozgat batoliti doğu kesimini incelediği çalışmada; orta-kaba taneli ve holokristalin - hipidiyomorf taneli dokulu ve bazen de iri K-feldispat megakristalleri içermesiyle porfirik doku gösteren monzonit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve adamellit bileşimli plütonik kayalar, ayrıca siyenitporfir bileşiminde damar kayaları tespit etmiştir.

Erler ve Bayhan (1995), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde yer alan granitoid bileşimindeki kayaları “Orta Anadolu Granitoidleri” olarak tanımlamışlardır.

Erler ve Göncüoğlu (1996), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin kuzey kenarında yer alan Yozgat Batoliti'nin Paleozoyik - Mesozoyik metamorfizmi ve Kretase ofiyolitik melanjına sokulum yaptığını ve uyumsuz olarak en geç Maestrihtiyen – Paleosen ve/veya Eosen klastikleri (kıvrıntılıları), karbonatları ve volkanikleri tarafından üzerlendiğini belirtmişlerdir.

Erdoğan vd. (1996), Yozgat magmatitlerinin Kırşehir platformu ve Çiçekdağ Kuşağı'nın tektonik yığılması ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Yozgat plütonlarının I-tipi olduğunu ve muhtemelen İç Torid Okyanusu'nun, Kırşehir Bloğu'nun altına dalması ile oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Ekici ve Boztuğ (1997), Yozgat batolitinin Yozgat ili güney kesimini inceledikleri çalışmada yaşlıdan gence doğru Sarıhacılı lökogradit, Lökköy K-feldispat megakristalli monzogradit, Büyüklök monzogradit ve Başnayayla diyorit/gabrosu intrüzif birimlerini ayırmışlardır. Araştırmacılar, Sarıhacılı lökograditinin alumino, lökokratik, sodi-potasik/sodik, S-tipi ve iki mikalı lökogradit; Lökköy K-feldispat megakristalli monzogradit ve Büyüklök monzogradit birimlerinin kafemik, kalkalkalin, I-tipi monzogradit; Başnayayla diyorit/gabrosunun ise kafemik, düşük K'lu toleyitik, M-tipi ve diyorit/gabro bileşimli kayalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Sarıhacılı lökograditinin çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG) kalkalkalin, Lökköy ve Büyüklök monzogradit birimlerinin çarpışma sonrası (post-COLG) kalkalkalin ve Başnayayla diyorit/gabrosunun ise çarpışma sonrası (post-COLG) düşük K'lu toleyitik-mafik magmatizma kökenli olduğunu belirlemişlerdir.

Tatar ve Boztuğ (1997, 1998), Yozgat batolitinin GB kesiminin (Sefaattli ilçesi kuzeyi) S-tipi, çarpışmayla eş zamanlı iki mikalı granitler; I-tipi, çarpışma sonrası, kalkalkalin, monzonitik birlik ve M-tipi, çarpışma sonrası, toleyitik mafik magmayı

karakterize eden gabroyik/diyoritik birlikten oluştuğunu ve batolitin Anatolid-Pontid çarpışma sisteminin kenarında yer aldığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, arazi, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından monzonitik birliği oluşturan magmanın eş yaşlı felsik ve mafik magmaların karışması sonucu meydana gelmiş hibrid bir magma olduğunu ve bu magmanın katılaşması sırasında fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Boztuğ (1998a), Orta Anadolu alkali plütonlarının ana ve eser element jeokimyası verilerine göre “genç orojenik”, “levha içi” ve “çarpışma sonrası” özellikler gösterdiklerini ifade etmiştir. Çarpışma sonrası Orta Anadolu alkali plütonlarını oluşturan magma kaynağının; Neo-Tetis’in kuzey kolunun, kuzeye doğru dalma-batmaya uğramasıyla suture zonu meydana gelmiştir. Bu zon boyunca gelişen Anatolid-Pontid çarpışmasına bağlı kabuk kalınlaşmasıyla gerilme rejimi altındaki litosferik incelmeye sırasında, Anatolidlerin pasif kenarında yükselmiş bulunan manto malzemesinin kısmi ergimeye uğraması sonucu meydana gelmiş olabileceğini ileri sürmüştür.

Boztuğ (1998b), Orta Anadolu’daki metamorfizma-magmatizma senkronizasyonunu ve S-I-A- tipi magmatik kayaç birliklerini jeodinamik açıdan incelemiştir. Radyometrik yaş tayini sonuçlarına göre OAKK içerisindeki metasedimentlerin metamorfizma yaşı, ofiyolitik birimlerin yerleşme yaşı ve intrüzyon kayaçların da intrüzyon yaşlarının kabaca Üst Kretase civarında bir eşzamanlılık gösterdiğini, Üst Kretase’deki bu metamorfizma ve magmatizma eşzamanına ve metamorfizma derecesinin kuzeyden güneye doğru azalmasına bağlı olarak çarpışmaya bağlı terslenmiş metamorfizmayla meydana gelmiş olabileceklerini ileri sürmüştür.

Yılmaz ve Boztuğ (1998a, b), Orta Anadolu’daki çarpışmayla eşzamanlı olarak S/CST tipi magmatizma; çarpışma sonrası, yüksek K’lu kalkalkalin, hibrid ve I/HLO tipi magmatizma; çarpışma sonrası, levha içi, A-tipi alkalin magmatizma ve çarpışma sonrası Orta Anadolu basenleri gibi bazı jeolojik olaylar ile karakterize edildiğini belirtmişlerdir. Bu jeolojik oluşumlardan Ankara-Erzincan suture zonundan türemiş ofiyolitik dilimlerle çarpışma sonrası levha içi A-tipi alkalin magmatizmanın ve çarpışma sonrası yüksek K’lu kalkalkalin, hibrid I/HLO tipi magmatizma Orta Anadolu’da Kırşehir kuzeyinde yer alan Çiçekdağ Magmatik Kompleksi’nde zaman-konum açısından iyi bir birliktelik sunduğunu ifade etmişlerdir.

Kuşçu ve Genç (1999), “Başnayayla (Yozgat) Molibden-Bakır Cevherleşmesi” başlıklı çalışmalarında, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı ve Kırşehir Masifi’nin kuzey

kesiminde, Yozgat ilinin 15 km güneybatısındaki Paleosen yaşlı granitik kayaçlarla ilişkili olduğunu ve cevherleşme çevresindeki kayaç birimlerinin ise Kamışcıdere gabrosu, Başnayayla granitoyiti, Beşiktepe volkano-sedimanter serisi ve alüvyonlar olduğunu belirtmişlerdir. Başnayayla granitoyitinin biyotit granit, andalüsit-sillimanit granit ve iki mikalı granit birimleri ile kuvars damarlarında, kordiyerit granit ve aplit granit gözlemlemişlerdir. Cevherleşme ile ilişkili olarak üç tip alterasyonun olduğunu ve bu alterasyonların kuvars+feldispat+biyotit+serisit/muskovit, kuvars+feldispat+biyotit ve kuvars+serisit+pirit mineral birliklerinden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Alpaslan ve Temel (2000), Orta Anadolu'daki çarpışma sonrası kalkalkalin Yozgat volkanitlerindeki magma karışımı ve kabuksal kirlenmenin petrografik ve jeokimyasal kanıtlarını ortaya koymuşlardır. Yozgat volkanitlerinin bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit bileşiminde olduğunu, kuvars ksenokristallerinin etrafındaki epitaksitik piroksen büyümelerinin karışma sürecindeki melez oluşumlar olduğunu, K, Rb, Ba, Sr ve P gibi kabuksal elementlerde gözlenen zenginleşme granitoid ve metasedimanter ksenolitlerin kabuksal asimilasyonu için kanıt oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç (2001a), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki gabroları arazi görünümleri, petrografik özellikleri ve jeokimyasal karakteristiklerine göre intrüzif (köklü) gabrolar ve ofiyolitik (köksüz) gabrolar olmak üzere iki ana gruba ayırmışlardır. Araştırmacılar, birinci tip olan intrüzif gabroların granitoidlerle sinüsoidal dokanaklı ve geçişli, subofitik doku özelliği sergileyen ve kayaç içerisinde hakim mafik mineralleri amfibollerin oluşturduğu gabrolar; ikinci tip olan ofiyolitik gabroların ise granitik intrüzyonların yükselttiği, holokristalin tanesal doku özelliğinde ve hakim mafik mineralleri piroksenlerin oluşturduğu gabrolar olduğunu belirtmişlerdir.

Düzgören vd. (2001), Orta Anadolu'daki magmatizmanın petrografik ve kimyasal olarak granitik ve siyenitik kayaçlar olarak ayrılarak karakterize edilebileceğini, granitik magmatizmanın C-tipi (kabuksal kaynaklı) ve H-tipi (hibrid) monzogranitler ve monzonitlerden oluştuğunu, granat içeren C-tipi lökograditlerin en yaşlı magmatik süreci temsil ettiğini fakat daha genç hornblend±biyotit±K-feldispat H-tipi plütonların OAKK'nın jeolojisinde hakim olduğunu ve bu plütonların tipik olarak mafik mikrogranüler anklav içerdiklerini belirtmişlerdir. Kuvars içeren siyenitlerin feldispatoid içerenlerinden daha önce yerleştiği gibi granitik magmatizmanın siyenitik intrüzyonlardan önce geldiğini, bu farklı magma tiplerinin çarpışma sonrası

magmatizmasının farklı aşamalarını gösterdiğini, C-tipi granitlerin çarpışma sonrası magmatizmanın erken aşamasında alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesinden türediğini, H-tipi granitlerin ve siyenitlerin çarpışma sonrası magmatizmanın son aşamalarında genişlemeli tektonik rejim içerisinde mantodan türeyen bir magmadan oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç (2001'b), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisindeki felsik kütleleri yayılımları, mineral bileşimleri ve jeokimyasal karakteristiklerine göre; granitik, monzonitik ve siyenitik intrüzyonlar olmak üzere üç ana gruba ayırmışlar ve bölgenin kenarından içine doğru sırasıyla kalkalkalin, şoşonitik ve alkalin karakterde olduklarını belirtmişlerdir.

Köksal vd. (2001), Orta Anadolu'daki çarpışma sonrası A-tipi magmatizmasının ürünlerinden olan İdisdağı (Avanos) Magmatik Kompleksi'ni mineralojik ve petrografik açıdan incelemişler, bölgedeki kayaçların çoğunlukla kuvars siyenit ve alkali feldispat kuvars siyenit bileşiminde olduklarını ve Orta Anadolu Kristalen Karmaşığındaki magmatizmanın son aşamasının ürünleri olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Kadıoğlu (2003), Orta Anadolu Granitoidleri içerisinde yer alan anklavları kökensel olarak ksenolitik, magma segregasyonu ve magma mixing/mingling anklavları olmak üzere üç grup halinde sınıflandırmışlardır. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki granitoidlerin petrografik özellikleri ve mineral kimyasını incelemiş, Orta Anadolu'da S- tipi, H- tipi ve A- tipi olmak üzere 3 çeşit granitoid bulunduğunu ve Yozgat Batolitinin her 3 grubu da içerdiğini ileri sürmüştür.

Akçe (2003), Akçe ve Kadıoğlu (2003, 2004, 2005), Yozgat batolitinin kuzey bölümünde Yozgat'ın güneyinde gözlenen lökokrat karakterdeki iki mikalı alkali feldispat granitler ve gabroların jeoloji ve petrolojisini incelemişlerdir. Yozgat batoliti kuzeyindeki lökograditleri gösterdikleri dokusal özellikleri ve içermiş oldukları biyotit, muskovit ve kuvars oranına göre kendi içerisinde: a) iri taneli biyotit muskovit granit, b) ince taneli biyotit muskovit granit ve b) iri kuvarslı ince taneli muskovit granit şeklinde 3 alt birime ayırmışlardır. Bu birimler içerisinde hiç mafik magmatik anklav bulunmadığını, özşekilsiz granat içerikli bu birimlerin jeokimyasal analiz sonuçlarına göre: subalkalin karakterli, kalkalkalin yönelimli ve yüksek-K serisinde yer alan peralüminalı, çarpışmayla es zamanlı oluşmuş üst kabuk kökenli S- tipi granitler olduğunu belirtmişlerdir. Gabroların ise üst manto kökenli olup granitlerden oldukça farklı bir kaynaktan türediklerini ileri sürmüşlerdir.

İlbeyli vd. (2004), Orta Anadolu'da kıta-ada yayı çarpışmasıyla ilişkili olan benzer yaşlı kalkalkalin ve alkalin magmatizmanın iyi örneklerinin sergilendiğini, jeokimyasal karakteristiklerine dayanılarak OAKK içerisinde a) kalkalkalin (Behrekdağ, Cefalıkdağ ve Çelebi), b) subalkalin-geçişli (Baranadağ) ve b) alkalin (Hamit) olmak üzere üç farklı intrüzif kayaç tipi tanımlanabileceğini ifade etmişlerdir. Kalkalkalin ve subalkalin plütonik kayaçların monzodiyoritten granite kadar değişen bileşimde metalümino karakterli I-tipi kayaçlar; alkalin plütonik kayaçların ise nefelin monzosiyenitten kuvars siyenite kadar değişen bileşimde metalümino-peralkalin karakterli ve genelde A-tipi kayaçlar olduklarını, tüm bu intrüzif kayaçların LIL ve hafif NTE'ce zengin, düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarına sahip olduklarını ve tektonik ayırım diyagramlarına dayanarak bu kayaçların fraksiyonel kristalleşme süreçleriyle birleşmiş kabuksal asimilasyondan etkilendiğini ileri sürmüşlerdir.

Köksal vd. (2004), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının allohton ofiyolitik kayaçları ve metamorfik kayaçlarına sokulum yapan H- ve A-tipi granitoidlerin Neotetis okyanusunun kapanmasıyla meydana gelen kıtasal çarpışmanın geç evresini karakterize ettiklerini ileri sürmüşlerdir. Bu H- ve A-tipi granitoidlerin Rb-Sr ve K-Ar tüm kaya ve mineral yaşlarının çelişkili olduğunu belirtmişler, bu nedenle belirledikleri tipik lokasyonlardan U-Pb titanit yaslandırması yapıp jeokimyasal özelliklerini ortaya koymuşlar ve H-tipi granitoidlerin yaşını 74.0 ± 2.8 My, A-tipi granitoidlerin yaşını ise 74.1 ± 0.7 My olarak belirlemişlerdir.

Boztuğ vd. (2007), Orta Anadolu'daki 9 farklı granitoid biriminden elde ettikleri ^{207}Pb - ^{206}Pb tek zirkon evaporasyon yaşlarını kullanarak Orta Anadolu'da Kretase boyunca farklı yerleşme yaşlarına göre 3 ayrı granitoid grubu belirlemişlerdir. Bunlar: a) Senomaniyen-Turoniyen granitoidleri (ağırlık ortalama yaşı 94.9 ± 3.4 My), b) Turoniyen-Santoniyen granitoidleri (ağırlık ortalama yaşı 85.5 ± 5.5 My) ve c) Kampaniyen granitoidleridir (ağırlık ortalama yaşı 74.9 ± 3.8 My).

Kadioğlu (2007), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki felsik intrüzif kayaçların bölgedeki metamorfik ve ofiyolitik kayaçlara sokulum yapmış granit, monzonit ve siyenit bileşiminde kayaçlar olduklarını, mineralojik ve jeokimyasal verilere göre bu kayaçların kökensel ilişkili olduklarını belirtmiş ve Orta Anadolu'daki adakit ve alkalin felsik intrüziflerin evrimini açıklamıştır.

Köksal vd. (2008), Orta Anadolu'daki granitoidlerin S-tipi, I-tipi ve A-tipi olmak üzere geniş bir aralıkta petrolojik özellikler sergilediklerini belirterek bunlardan

seçilen tipik plütonlardaki (Terlemez, Baranadağ, Çamsarı ve Hisarkaya granitoidleri) zirkonların morfoloji ve içsel yapılarını incelemiştir. Araştırmacılar, I-tipi Terlemez ve Baranadağ kuvars monzonitlerinin başlıca S-tipi zirkon kristalleri ve nadiren J-zirkon tipi içerdiğini, tipolojik evrim trendlerinin kalkalkalin hibrid kökenleriyle tutarlı olduğunu, çoklu düşük-lüminesans korozyon zonlarının U, Th ve Y' da zenginleştiğini bunun da magma mingling/mixing süreçlerinin sonucu olarak yorumlandığını; A-tipi Çamsarı kuvars siyenitinin ise başlıca K- ve V-zirkon tiplerine sahip olduğunu, tipolojik evrim trendlerinin alkalin granitoidlerle uyumlu olduğunu ve zirkonların içsel yapılarını gösteren katodoluminesans görüntülerinin yaygın metamiktizasyon gösterdiğini belirtmişlerdir.

Boztuğ vd. (2009), Orta-Geç Kretase Orta Anadolu granitoidlerinin supra-subduction zon tipi Orta Anadolu ofiyolitlerine ve OAKK'nın orta-yüksek dereceli metasedimanter kayaçlara sokulum yaptıklarını ve Geç Paleosen-Erken/Orta Eosen sedimanları tarafından üzerlendiklerini, bunların da tek zirkon ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporasyon yaşlarının (a) Senomaniyen-Turoniyen (ağırlık ortalama yaşı 94.9 ± 3.4 My), (b) Turoniyen-Santoniyen (85.5 ± 5.5 My) ve (c) Kampaniyen (74.9 ± 3.8 My) şeklinde üç gruba ayrıldığını, bu granitoidlerdeki hornblend ve biyotitlerin ^{40}Ar - ^{39}Ar ve K-Ar soğuma yaşlarının da 80-65 My civarında olduğunu belirtmişlerdir.

İlbeyli vd. (2009), OAKK içerisinde yer alan farklı türdeki kayaç tiplerinin Geç Kretase magmatizması ile üretildiğini, bu kayaçların (a) alkalin, (b) yarıalkalen/geçişli ve (c) kalkalkalin olmak üzere üç farklı birime ayırmışlardır. Karmaşıktaki tüm kaya oksijen izotop verilerinin intrüzif kayaçların dalma-batma ile değişikliğe uğramış mantodan türemiş ve fraksiyonel kristalleşme ile kabuksal kirlenme geçirmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bunun nedeni olarak farklı magmatizmaların başlangıcı için uygun mekanizmaların dalmakta olan levhanın (kırılıp) yok edilmesi ya da termal sınır tabakasının birbirlerinden ayrılması olabileceğini ifade etmişlerdir. Alkalin kayaçların peralkalin (A-tip) olup bileşimlerinin feldispatoyidli monzosiyenitten-granite değiştiğini, yarıalkalen/geçişli kayaçların metalüminüs (I-tip) olup bileşimlerinin monzonitten-granite değiştiğini, kalkalkalin kayaçların metalüminüs (I-tip) olup bileşimlerinin monzodiyoritten-granite değiştiğini belirtmişlerdir.

Akçe (2010), "Yozgat İntüzif Kompleksinin Jeolojisi, Petrolojisi ve Orta Anadolu Kristalen Karmaşığındaki Zamansal ve Mekansal Konumu" başlıklı çalışmasında yaklaşık olarak 1500 km²'lik bir alanı kaplayan Yozgat İntüzif

Kompleksinin (YİK), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın (OAKK) kuzey bölümünde yer aldığını belirtmiştir. YİK'nin oluşumunun kalkalkalen granitten şoşonit bileşimli monzonite ve ardından kabuk incelmesine bağlı alkalen bileşimli siyenitlere doğru bir geçiş gösterdiğini ortaya koymuştur. YİK'in; gabroyid, monzoni, granitoyid ve siyenitoyid bileşimindeki kayaçlardan oluşan intrüzif kayaç topluluğu için "kompozit batolit/batolit" tanımlamaları yerine, ilk defa bu çalışma ile "Yozgat İntrüzif Kompleksi" olarak tanımlamıştır. İntrüzif kayaların sınırlarını jeolojik haritasını oluşturarak, dokusal özelliklerine ve mineralojik bileşimlerine göre ayırmıştır. Tüm kayaç jeokimyası sonuçlarına göre; granitoyid, gabroyid ve monzonitlerin subalkalin, siyenitoyidlerin ise alkalin karakterli olduğunu granitoyid, monzonit ve siyenitoyidlerin kalkalkalin, gabroyidlerin ise toleyitik yönelime sahip olduğunu tespit etmiştir. Okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş element dağılım diyagramında felsik intrüzif kayaların benzer dağılım gösterdiğini ve genel olarak büyük iyon yarıçaplı (LIL) elementlerin kalıcılığı yüksek (HFS) elementlere göre belirgin zenginleşme gösterdiklerini belirtmiştir.

Çevik, vd. (2011), "Belkavak Köyü (Yerköy-Yozgat) Civarındaki Kuvars ve Ametist Oluşumlarında Mikrotermometrik Özellikler" adlı çalışmalarında Yozgat-Yerköy-Belkavak köyü civarında yüzeyleyen volkanik kayaç bazaltik andezitler içinde kalsedon, beyaz kuvars, şeffaf kuvars-I, ametist ve şeffaf kuvars-II minerallerinden oluşan beş ayrı silis zonunu bulmuşlardır. Bu zonların oluşum evrelerine göre sırasını, homojenleşme sıcaklıklarını ve % NaCl eşdeğeri olarak tuzluluk parametrelerini belirlemeye çalışmışlardır. Buna göre, ilk evrenin kalsedon bantlarından oluştuğunu; Bunların kriptokristalin dokuda olduğundan herhangi bir sıvı kapanıma rastlanmadığını; daha sonra oluşan beyaz kuvarlarda ölçülen sıcaklıkların 272-323°C arasında, tuzlulukların ise % 3.86- 4.65 NaCl eşdeğerlerinde olduğunu belirtmişlerdir. Şeffaf kuvars-I evresinde 217-280°C arası sıcaklıklar belirlemişlerdir, tuzlulukları % 3.06-4.96 NaCl eşdeğerleri olarak ölçmüşlerdir. Ametistlerin oluştuğu sırada çözeltilerin sıcaklıklarının 162-370°C arasında ve tuzluluklarının da %1.73-4.96 NaCl eşdeğerlerinde olduğunu; Son evredeki şeffaf kuvars-II oluşumlarının 120-270 °C arasında sıcaklıklar verdiğini; Tuzlulukların ise 0-% 6.88 NaCl eşdeğerleri arasında olduğunu tespit etmişlerdir.

Temiz (2012), "Yozgat-Sorgun Havzasındaki Bazaltik Daykların Konumları: Lütesiyen'deki Gerilme Durumu" başlıklı çalışmasında, Yozgat - Sorgun havzasında

etkin olan gerilme yönlerini belirlemek amacıyla Lütésiyen yaşlı bazaltik dayklar, volkano-sedimanter birimler içerisinde gelişen kıvrımlar ve volkanik kayaçlarda gelişen eklemler gibi yapıları değerlendirmiştir. Daykların konumları ile diğer yapıların konumları karşılaştırıldığında bölgedeki sıkışmanın güneydeki Kırşehir Bloğu ile kuzeydeki Sakarya Zonu'nun çarpışması sonunda K-G yönlü yakınsamaları ile ilişkili olduğu sonucuna ulaşmıştır. Buna göre daykların yönelimlerini KKB-GGD olarak belirlemiştir. Bu yapıların Yozgat-Sorgun Havzasında Lütésiyen KKB-GGD yönlü sıkışmalı bir tektonik rejimin etkin olduğunu gösterdiğini belirtmiştir. Çalışma alanındaki Lütésiyen yaşlı volkanik kayaçlarda gelişen eklem takımlarının BKB-DGD, KKB-GGD ve KKD-GGB yönlerinde geliştiğini saptamıştır. Bunlardan KKB-GGD yönelimli eklemlerini tansiyon eklemleri, BKB-DGD ve KKD-GGB yönelimli eklemlerini makaslama eklemleri olarak, sıkışma yönünü ise KKB-GGD olarak belirlemiştir. Çalışma alanında Eosen yaşlı volkano-sedimanter kayaçlar içerisinde gözlenen kıvrımları oluşturan sıkışma yönünü KKD-GGB olarak belirlemiştir.

Tiryaki ve Ekici (2012), “Çarpışma Sonrası Kalk-Alkalin Yozgat Volkaniklerinin Petrolojisi” isimli çalışmasında Orta Anadolu'da Santoniyen-Kampaniyen döneminde Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolu Avrasya levhasının altına daldığını; devamında kıta-kıta çarpışması ile İzmir-Ankara-Erzincan Sütür zonunun oluştuğunu ifade etmiştir. Alt-Orta Eosen döneminde alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesi ile Yozgat Volkaniklerini oluşturan bazaltik kayaçların manto kökenli oluştuğunu belirtmiştir. Buna göre Yozgat ilinin kuzey-batısında Yozgat Volkaniklerinin Orta Anadolu'daki Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı içerisinde; Orta-Üst Eosen yaşlı Yozgat Volkanitlerinin kalk-alkalin özellik gösteren ve andezit, bazaltik andezit ve dasitlerden oluştuğunu belirtmiştir. Jeokimyasal incelemelere göre; andezitlerden dasitlere doğru plajiyoklaz+hornblend, bazaltik andezitlerden andezitlere doğru da olivin+klinopiroksen fraksiyonel kristalleşmesini gözlemiştir. Ayrıca bu bazik ve asidik volkanik kayaçların homojen karışımıyla andezitik kayaçların oluştuğu sonucuna varılmıştır.

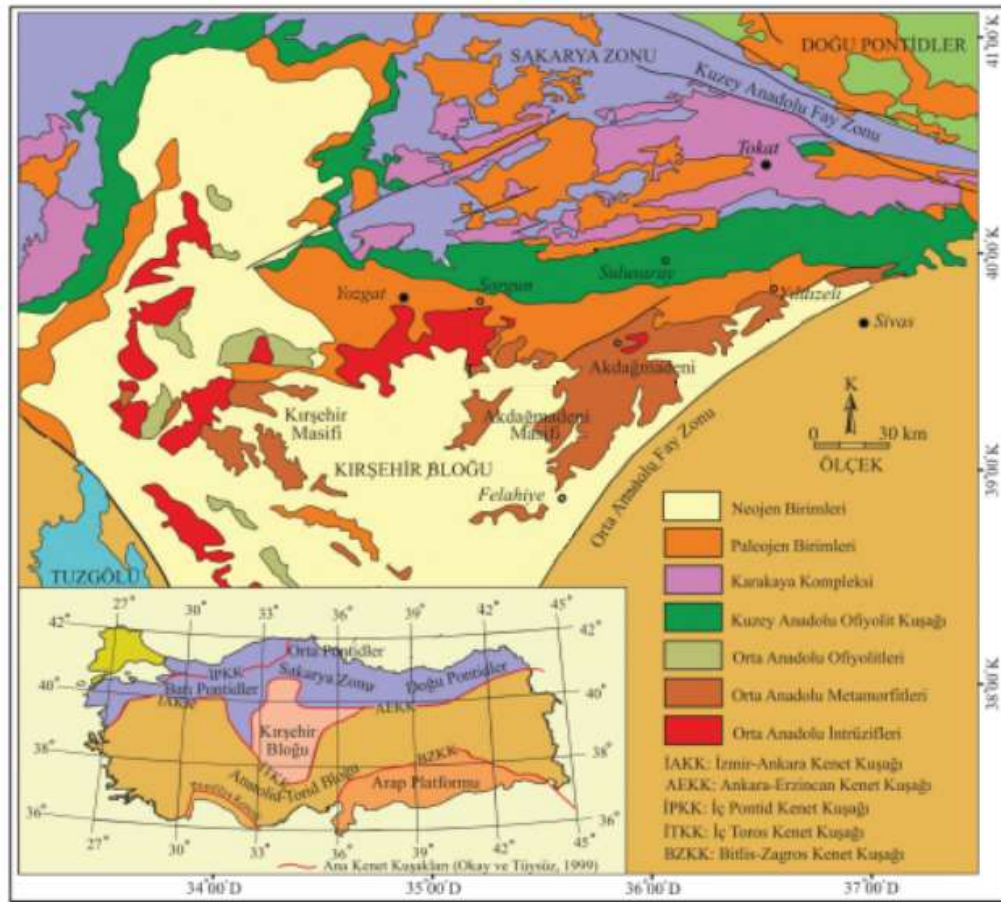


DÖRDÜNCÜ BÖLÜM
BÖLGESEL JEOLJİ

4.1. BÖLGESEL JEOLojİ

İnceleme alanı, Orta Anadolu Bölgesi içinde yer almakta ve çevresinde farklı tektonik konumda ve yaşta kayaç türlerine sahip birimler bulunmaktadır. Bu birimleri de içine alan Tektonik birlik sınıflandırmaları 1800'lü yıllarda başlamış olup birçok araştırmacı bazı tektonik kuşaklar ayırtlayarak köken ve ilişkilerine farklı yorumlar getirmiştir. Ofiyolitik kuşaklara göre tektonik sınıflandırmaları ilk defa 1966'da Ketin ve Bringman geliştirmişlerdir. Şengöl ve Yılmaz (1981) sınıflaması Ketin'in ayırtladığı Neotetis evrim süreci içerisinde bunların birbirinden kenet kuşakları ile ayırtlandığına işaret etmektedir. Kuzey Neotetisin tektonik evrimini açıkladığı Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotraves adı ile yaptığı çalışmada tektonik kuşakları, Pontid Kıtası, İntra-Pontid Kenedi, Sakarya Kıtası, Ankara-Yozgat-Erzincan Kenedi (Orta Anadolu Ofiyolitleri) ve Kırşehir Kıtası (Orta Anadolu Metamorfikleri) olarak tanımlanmaktadır. Bu kıtasal blokların Pan-Afrikan, Hersiniyen ve Kimmerid orojenezleri sonucunda gelişmişler ve bölgenin Neotetis evrimi süresince kıtasal temel olarak kalmışlardır (Tüysüz, 1993), (Görsel 4.1, Tablo 4.1).

Görsel 4.1: Karadeniz'den Orta Anadolu'ya gelişen tektonik kuşaklar



Kaynak: Akçay ve Beyazpırınç, 2017'den değiştirilerek alınmıştır.

Tablo 4.1: Bölgedeki Tektonik Birliklerin Sınıflandırılması ve Bunların Gelişimini Denetleyen Ana Tektonik Olaylar

Ana Tektonik Birim	1. Tali Birlik	2. Tali Birlik	Fasiyes	Zaman	Tektonik Olaylar
Rodop-Pontid Kıtası	Temel Birlikleri	Ayrılmamış	Alt transgresif fasiyes	Paleozoyik-Liyas	Paleotetis ve ilişki ortamlarının kapanması
	Örtü Birlikleri		Üst rift fasiyesi	Liyas-Alt Kretase	İntra-Pontid Okyanusunun açılması
			Derin platform fasiyesi	Apsiyen-Albiyen	Neo-Tetisin kuzeye dalmaya, Karadeniz'in açılmaya başlaması
			Yay fasiyesi	Senom.-Kampan.	Karadeniz ve Neo-Tetisini birleşmesi, melanj ve magmatik yay gelişimi
			Yay sonrası fasiyesi	Kampan.-Maastr.	Magmatik yayın sona ermesi
İntra-Pontid Süturu			Maasrt.-Oligosen	Kampan.-Geç Maas.	İntra-Pontid Okyanusunun kapanması

Kaynak: Tüysüz, 1993'den düzenlenmiştir.

Tablo 4.1: (devam) **Bölgedeki Tektonik Birliklerin Sınıflandırılması ve Bunların Gelişimini Denetleyen Ana Tektonik Olaylar**

Ana Tektonik Birim	1. Tali Birlik	2. Tali Birlik	Fasiyes	Zaman	Tektonik Olaylar
Sakarya Kıtası	Temel Birlikleri	Ayrılmamış		Triyas-Liyas	Karakaya kenar denizinin kapanması
	Örtü Birlikleri	Pasif kıtakerarı birliği		Liyas-Alt Kretase	Ankara-Erzincan okynusunun açılması
		Aktif kıta kenarı birliği		Senom-Geç Maastr.	Ankara-Erzincan okynusunun kapanmaya başlaması, ensialik ve ensmatik magmatik yay yayönü havza ve melanaj gelişimi
		İkinci örtü birliği		Eosen	Eosen transgresyonu, aşırı sıkışma ve kalınlaşma
Ankara-Yozgat-Erzincan Süturu				Senom-Geç Maastr.	Ankara-Erzincan okyanusunun kapanması
Kırşehir Kıtası ve Çankırı Havzası	Temel Birlikleri	Kırşehir birliği		Palezoyik-Mezozoyik	
		Okyanusal birlik		Üst Kretase	
	Örtü Birlikleri	Yay birliği		Maastr.-Paleosen	Ankara-Yozgat Okyanusundan güneye ofiyolit üzerlemeleri
		Havza çökelleri birliği	Üst regresif fasiyes Alt transgresif fasiyes	Eosen-Oligosen	İç Torid Okyanusunun kuzeye dalması Çankırı havzasının gelişimi
		Genç örtü birliği		Miyosen	

Kaynak: Tüysüz, 1993'den düzenlenmiştir.

Türkiye'deki Tersiyer havzalarının önemli bir kısmını yay ile ilgili havzalar, ön ülke havzaları ve çarpışma sonrası havzalar oluşturmaktadır. Yay ile ilgili olan havzalar ve ön ülke havzaları Neo-Tetis Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak meydana gelmiş paleotektonik havzalardır (Görür vd.,1997).

Ketin, 1966 belirttiği üzere Anatolid-Torid ve Pontid tektonik birlikleri arasında İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca gerçekleşen kıtasal çarpışma sürecinde ve sonrasında gelişen havzalar çoğunlukla volkano-tortul ürünlerle içerir. Çarpışma sonrası havzalar Anatolid-Torid ve Pontid tektonik birlikleri üzerinde yaygın olarak izlenirken, önülke havzaları genel hatlarıyla İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın güney kenarıyla Anatolid-Torid ve Kırşehir Bloğu arasında yaklaşık doğu-batı uzanımlı yayılım gösterirler.(Akçay ve Beyazpırınç, 2017).

İntra-Pontid kenet zonu tarafından ayrılan Pontid kıtası ve Sakarya kıtası bölgenin kuzeyinde bulunmaktadır. Kuzeyde yer alan Pontidleri İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu kuşağı daha güneyde bulunan Kırşehir bloğundan ayırmaktadır. Kırşehir bloğu ayrıca Torid platformu'nun kuzeyinde konumlanmış ayrı bir kıta parçası olarak değerlendirilmektedir (Görür vd., 1985).

Kırşehir Masifi; magmatik, metamorfik ve ofiyolitik kayalar topluluğu ile Kırşehir Kompleksi veya genellikle Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (OAKK) olarak adlandırılmaktadır (Göncüoğlu vd., 1993; Akıman vd., 1993; Erkan ve Ataman, 1981; Seymen, 1982; Lünel, 1985). Kompleks Sulakyurt, Yozgat, Sivas, Kayseri, Niğde ve Aksaray yerleşimlerinin sınırladığı alanda yayılmaktadır. Geniş yayımlı Neojen sedimanları ve volkanik örtü birimleri içeren Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (OAKK) Kırşehir, Akdağ ve Niğde Masifleri olmak üzere birçok alt masif gruplarına bölünmektedir (Akbay, 2016).

Bölgenin jeotektonik oluşumu ortamı incelendiğinde OAKK için genellikle iki teori öne sürülmektedir. Birincisi Anatolid-Torid platformunun kuzey kısmının metamorfizmasıyla oluştuğu (Poisson vd., 1996; Yalın vd., 2000), ikincisi ise Anatolid-Torid platformunun İç Torid kenet zonuyla ayrılan ayrı bir kara parçası olarak yerleşmesi şeklindedir (Şengör vd., 1984; Görür ve Tüysüz, 2001; Whitney ve Hamilton, 2004). Kompleks gnays, mika şist, metakuvarsit, mermer ve kalk silikat içeren metamorfik kayalar, mafik ve ultramafik kayalar, melanj birimleri ve felsik, ortaç karakterde plütonik kayalardan oluşmaktadır. Kuvars-monzonit, kuvarsmonzodiyorit, monzonit kayalarından oluşan plütonik kayalar genel olarak kalkalkalen karakterde oluşmakta ve bütün birimleri kesmektedirler (Akıman vd., 1993; Erler ve Göncüoğlu, 1996; İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006).

Sakarya ve Kırşehir bloklarının sınır zonu boyunca çarpışma sonrası gelişen Çankırı-Çorum baseni; genellikle Üst Kretase-Paleosen granitoid ve volkanosedimanter örtü birimlerini içerisinde barındıran Üst Paleosen-Lütesiyen zaman aralığındaki basenlerden bir tanesidir (Göncüoğlu vd., 1994; Erdoğan vd., 1996; Boztuğ, 2000).

Yükselen plakalar arasındaki çöküntü havzaları olarak tanımlanan Çankırı-Çorum, Tuz Gölü, Haymana-Polatlı, Beypazarı ve Sivas Havzaları İç Anadolu Bölgesi Havzalarını oluşturmaktadır (Birgili vd., 1975; Görür vd., 1984). Çankırı-Çorum Havzası, Sakarya ve Kırşehir Kıtaları ile Ankara-Erzincan Kenedi'nin oluşturduğu karmaşık bir

bölgede Anatolid Tektonik Birliği içinde yer almaktadır. Sakarya ve Kırşehir Kıtası ile İzmir - Ankara - Erzincan Sütur zonuna ait birimler havzanın temelindeki birimleri oluşturmaktadır. Kuzey ve batıdan ofiyolitik melanj ile güneyden de Kırşehir Masifi ile kuşatılmıştır. (Akbaş, 2016).

İnceleme sahası ve yakın çevresinde yüzeylenen kayaçların yaşlıdan genç birimlere doğru sıralanışını veren Ketin (1955), en altta Kretase yaşlı ofiyolitik ve ofiyolitik kayaçlar bulunurken, bunları Üst Kretase yaşlı (Erdoğan vd., 1996'da Eosen olarak güncellemiştir) bazalt-spilitlerden oluşan volkanik kayaçlar ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı granodiyorit bileşimli magmatik kayaçları (Temiz, 2012'de Yozgat magmatitleri olarak tanımlamıştır) keserek yerleştiği belirtmektedir. Bunların üzerinde; Eosen yaşlı asidik volkanik kayaçlar, Orta-Üst Eosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı sedimanter kayaçlar, Oligosen yaşlı karasal kırıntılar ve Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı ayrılmamış karasal kırıntılı kayaçlar bulunmaktadır. En üstte ise Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozunun tüm birimleri örttüğünü söylemiştir.

Karavul (1995)'e göre; Yozgat ilinin çevresinde Asidik plütonitler, granit ve bazik karakterliler gabro bileşiminde olup Eosenden yaşlıdır. Yörenin volkanik birimlerinden olan bazalt ve diyabazlar alterasyona uğramıştır. Bazaltlar, Lütesiyen yaşlı kumtaşlarıyla aglomera ile arakatlıdır. Eosen yaşlı bazalt-andezitler ise koyu renkli olup, sütunlu yapı gösteren volkanitlerdir.

Öksüz ve Koçak (2016), Yozgat'ın kuzeybatısından başlayıp, kuzeydoğusuna doğru uzanan bir hat boyunca Üst Kretase yerleşimli ofiyolitik kayaçların varlığını gözlemlemişlerdir. Bunun yanında Üst Miyosen yaşlı şeyl, kumtaşı, kireçtaşı; Lütesiyen yaşlı çakıl taşı-kum taşı; Üst Kretase yaşlı çört; Alt Kretase yaşlı sığ denizel kireç taşı; Orta Triyas-Üst Triyas yaşlı volkanitler ve kumtaşı; son olarak da Silüriyen, Triyas yaşlı kireçtaşı birimlerini tespit etmişlerdir.

Çalışma alanını da içine alan bölgede Erdoğan vd. (1996), Çiçekdağı kuşağı, ankara melanjı ve Çankırı havzası olarak üç ana kaya topluluğu tanımlamıştır.

Çiçekdağ Kuşağını, Yozgat magmatikleri ve Çökellik volkanikleri oluşturur. Yerköy'ün batısında yüzeyleyen Çökellik volkanikleri; diyabaz, mafik tüfler, yastık lavlar, az oranda mikro - gabro ve çörtlü kireçtaşı mercikleri ile temsil edilir (Erdoğan vd., 1996).

Çalışma alanı olan I-33 paftası içerisinde, Orta Anadolu Granitoidleri (Granodiyorit) ve ofiyolitik Karaboğazdere Gabrosu yer almaktadır. Eosen yaşlı denizel ve karasal ortamlarda çökelmiş örtü kayalar ve bunlar üzerine tektonik olarak yerleşen İzmir-Ankara-Erzincan zonuna ait kayalar yer almaktadır. Bu kayaç birimlerini uyumsuz olarak üzerleyen Genç Eosen yaşlı Bayat Formasyonuna ait volkanikler bulunmaktadır. Bu volkanitler Orta ve Üst Eosen yaşlı Yoncalı Formasyonuna (Yoncalı Volkanitleri olarak güncellenmiştir) sokulum yapmaktadır (Erdoğan vd., 1996). Yoncalı Volkanitleri ise bazaltlar ve bazaltik piroklastik kayalardan oluşmaktadır.

Görsel 4.2: Bayat Formasyonu ve Yoncalı Volkanitlerinin arazideki konumları.



Yerköy'ün kuzeybatısında yer alan; mafik tüfler, çörtlü kireçtaşı mercekler, yastık lavlar ve mikro-gabro oluşumlar çökelti volkanikler olarak yüzeylenmiştir (Temiz, 2012). Bölgede Yozgat magmatiklerini subvolkanik porfirler ve dasitik volkanikleri ile granitik ve granodiyoritik plütonlar oluşturmaktadır. Bu plütonik kayalar Santoniyen-Erken Paleosen yaşlıdır ve dasitik volkaniklere ya da büyük/küçük stoklar halinde çökelti volkaniklere sokulum yapmışlardır (Erdoğan vd., 1996).

Temiz, (2012), bu çalışma alanını konusunu oluşturan Başbüyükülü Köyü civarı içine alan Çankırı Havzası'nın güneyindeki havza dolgularının üç litostragrafik birimden oluşturduğunu belirtmiştir. Yanal ve düşey olarak birbirleri ile geçişli olan bu birimler

Çalışma alanının kuzeydoğu kısmı için Erken Eosen yaşlı Bayat Formasyonu, güneyi Orta Eosen Yaşlı Yoncalı Volkanitleridir. Başıbykl Köyü ve civarının içerisinde yer aldığı Yoncalı Volkanitlerinin genel bileşiminde kumtaşı ve Şeyl bulunmakta, bazaltlar ve piroklastik volkanik kayalar genel yapıyı oluşturmaktadır.

Yozgat civarının sığ denizel volkanizmasıyla ilişkili olarak mafik piroklastikler ve lavlar Yoncalı Őeyleriyle ara tabakalıdır. Bayat Formasyonuna ait volkanik oluşumlar sığ denizel ortamda çökelen Yoncalı Volkanitleri içerisine sokulum yaparlar (Görsel 4.2). Erdoğan vd. (1996) geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı kireçtaşlarını Kocaçay (Kireçtaşı) yesi olarak tanımlamışlardır. Gözlenen bu sarı ve gri kireçtaşları yatay ve düşey yönde devamsız Şekilde farklı seviyelerde tekrarlanmaktadır.





BEŞİNCİ BÖLÜM
ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

5.1. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ, KAYA BİRİMLERİNİN LİTOSTRATİGRAFİSİ VE PETROGRAFİSİ

İnceleme alanı jeoloji haritası ve stratigrafik kesit yorumu MTA 1/500.000 ve 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarının yeniden düzenlenmesiyle arazi üzerinde yerinde çalışılarak hazırlanmıştır. Sahada yüzlek veren birimler en yaşlıdan gence Mesozoyik ofiyolitik kayalardan Kuvarterner alüvyona kadar farklı yaşlarda farklı kayaç türlerinden oluşmaktadır. Başıbüyükü Köyü ve yakın civarında (Görsel 5.1) bulunan çalışma alanının temel kaya birimlerini, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik gabro ve onu kesen granodiyoritler oluşturmaktadır. Bu kayaçlar sahanın güney doğu ve kuzey doğu bölümlerinde yayılım göstermektedir (Görsel 5.2).

Görsel 5.1: Başıbüyükü Köyü ve civarının genel görünümü.



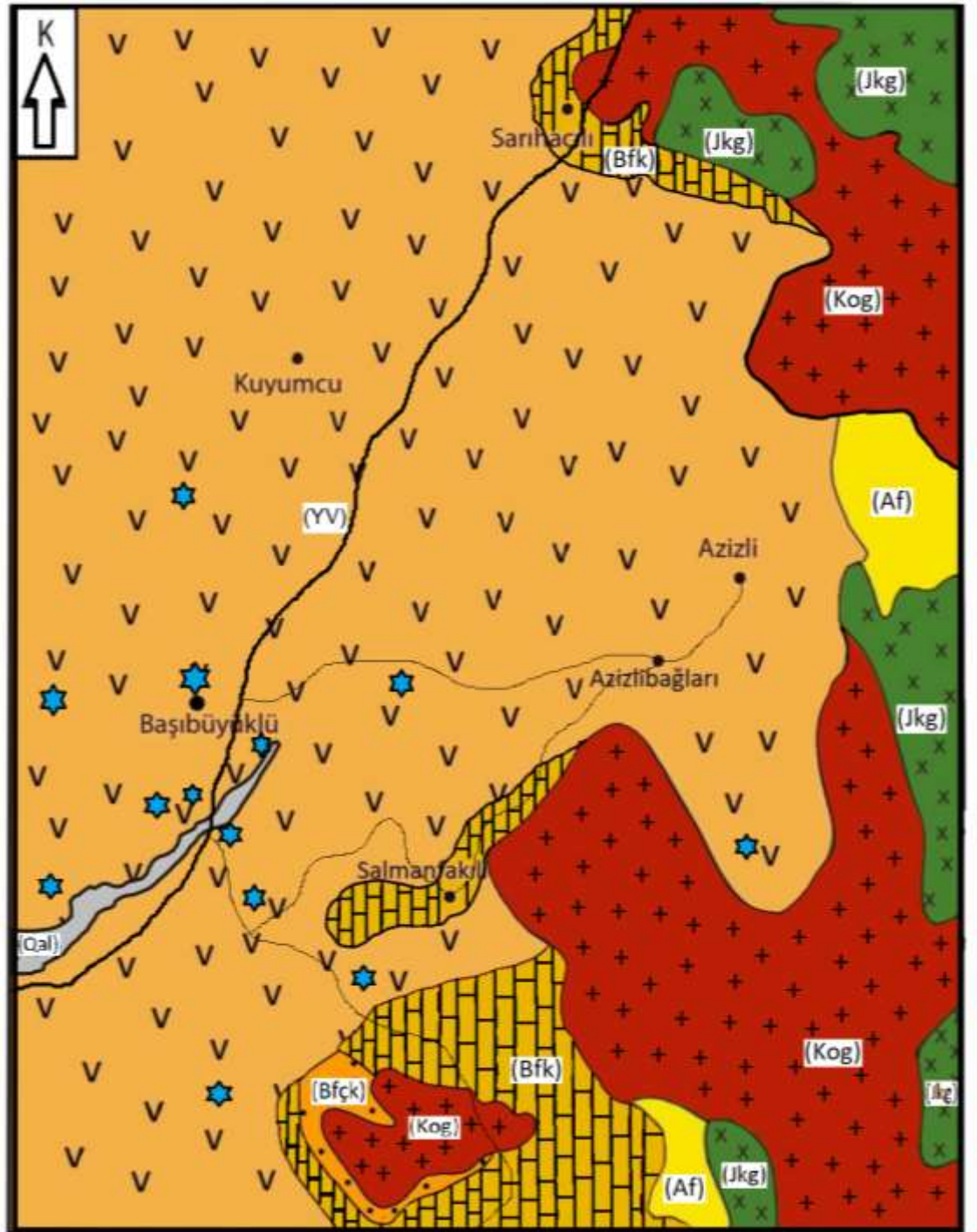
Çalışma sahasında gözlenen kırıntılı sedimanter kayaçlar Çankırı baseninin oluşmaya başlamasıyla birlikte çökelmeye başlamıştır (Akbaş, 2016). Alt-Orta Eosen'de çökelen kumtaşı, çakıltası, konglomera ve kireçtaşlarından oluşan Bayat Formasyonuna ait birimleri genelde sahanın kuzeydoğu ve güney doğu kesimlerinde bulunmaktadır. Eosen birimlerinin en üstünde ise Yoncalı Volkanitlerine ait bazaltik kayaçlar bulunmaktadır. Bütün bu Eosen birimleri Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çökellerden oluşan Azizli formasyonu üzerlemiştir. En üstte ise bütün bu birimleri örten Kuvarterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları bulunmaktadır (Görsel 5.2 ve Görsel 5.3).

Kalsedon oluşumları Yozgat-Basıbüyükü bölgesindeki bazaltlar içerisinde, kırık zonları ve boşlukları dolduran ikincil oluşumlar şeklindedir. Arazide kalsedon oluşumları soluk mavi ve gri tonlarda kriptomkristalli ince bantlı yapılıdır. Yarık ve çatlak

dolgu ile yer yer jeod şeklinde gözlenmiştir. Ayrıca nadiren açık mor ametist ile açık kahverengi agat oluşumları da kalsedonlara eşlik etmektedir. Alınan örneklerden bazalt olarak adlandırılan yan kayaç ince kesitlerinde hipokristalin, hipidiyomorf porfirik doku gözlenmiş ve plajyoklas+amfibol mineral parajenezi ayırtlanmıştır. Başbüyük Köyü bazalt ve bazaltik bileşimli piroklastiklerden oluşan Yoncalı Volkanitleri içerisinde yer alır. Bölgeyi oluşturan bazaltlar çatlaklı ve eklemlili morumsu siyah renkli, iri camsı minerallerden oluşmaktadır. Denizaltı volkanizmasını belirleyen taban yapılarını göstermektedirler. Piroklastikler aşınma yüzeyleri girintili çıkıntılı sarımsı renklidir ve siyah renkli cam parçalarını içermektedir.



Görsel 5.2: 1/25.000 ölçekli Başibüyük Köyü (Yozgat) ve civarının jeolojik haritası.



ACIKLAMALAR

Qal

Kuvaterner-
Alüvyon

Af

Üst Miyosen-Pliyosen
Azizli formasyonu

YV

Üst Eosen
Yoncalı Volkanitleri

Bfk

Alt-Orta Eosen
Bayat Formasyonu
Kireçtaşı Üyesi

Bfck

Alt-Orta Eosen
Bayat Formasyonu
Çakıltası, Kumtaşı,
Camurtaşı Üyesi

Kog

Kretase
Orta Anadolu
Granitoidleri

Jkg

Jura-Kretase
Gabro

0 250 500 m

İŞARETLER

Uyumsuzluk

Yerleşim yeri

Ana yol

Tali yol

Kalsedon

Görsel 5.3: Başbüyüküklü Köyü (Yozgat) ve civarının stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
SENOZOYİK	KUVATERNER		ALÜVYON (Qal)	Qal	Çakıl, Kum, Kil -----Uyumsuz-----	
	NEOJEN	MİYOSEN	AZIZLI FORMASYONU (Aİ)	Aİ	Karasal Çökeller (Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı) -----Uyumsuz-----	
						ÜST
	PALEOJEN	EOSEN	YONGALI VOLKANİTLERİ (YV)	ÜST	YV	Bazaltlar ve Bazaltik Piroklastik Kayaçlar Kalsedon
			ALT	Bfck	Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı Üyesi -----Uyumsuz-----	
						BAYAT FORMASYONU (Bİ)
	MESOZOYİK	KRETASE	ÜST	ORTA ANADOLU GRANİTOİTLERİ (Kog)	Kog	
						KARABOĞAZDERE GABROSU (Jkg)

5.1.1. Karaboğazdere Gabrosu (Jkg)

Çalışma alanının temel kayaçlarını, İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu boyunca yüzeyleyen, tortul ve tektonik karışımın oluşturduğu bir birim olan Ankara melanjına ait Karaboğazdere gabrosu oluşturmaktadır. Ankara melanjının kayaçları ilk olarak Bailey ve McCallien (1950, 1953) tarafından tanımlanmış ve daha sonra farklı çalışmacılar tarafından (Boccaletti vd., 1966; Sestini, 1971; Akyürek, 1984; Ünal, 1981) incelenmiştir. Gabroyik kayaçların ana oksit ve iz element içerikleri dikkate alındığında,

bunların toleyitik kimya özelliği gösterdiği ve tipik bir okyanusal kabuk özelliği göstermektedir (Türel 1991). Bu özellikleri nedeniyle (Göncüoğlu 1991, 1992, Akman vd. 1993) bu bölgede yer alan gabroyik kayalar ofiyolitik karmaşığa dahil edilerek granitoidler içerisinde bloklar halinde yorumlanmıştır. Çalışma sahasında Üst Kretase, Karaboğazdere gabrosu ile temsil edilir. Karaboğazdere gabrosu olarak isimlendirilen gabro ve mikrogabrolar çalışma sahasının kuzeydoğu ve güney batı bölümlerinde yaygın olarak görülmektedir (Görsel 5.4).

Görsel 5.4: Bazalt ve gabronun arazideki dokanak görüntüsü.



5.1.2. Orta Anadolu Granitoyidi-OAG (Kog)

Literatürde OAG granitoidlerinin oluşumları hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. Toksoy-Köksal (2016) belirttiğine göre; Şengör ve Yılmaz (1981), Görür vd. (1984), Okay vd. (1996), Kadioğlu vd. (2003), Deniz ve Kadioğlu (2016) İç Torid okyanusal kabuk Paleosen-Erken Eosen'de Kırşehir Bloğu altına dalmıştır ve Kırşehir-Aksaray yöresinde yay (And tipi) granitoidlerin oluştuğunu savunmaktadır. Buna göre OAG Pontidlerin Torid-Anatolid platformu ile çarpışması ve çarpışma sonrası gerilme rejiminde oluşmuşlardır. Buna karşılık Kadioğlu vd. (2006), bu granitlerin Toros Platformu ile İç Torid Okyanusu içerisindeki bir hendeğin çarpışması ile yükselme ve dalma sonucu başkalaşıma uğrayan manto kökenli olduğunu savunmuştur (Göncüoğlu

vd., 1997; Boztuğ vd., 2009; Köksal vd., 2012, 2013; Hinsbergen vd., 2016) (Göncüoğlu vd., 1997; Göncüoğlu ve Türeli, 1993, 1994; Erler ve Göncüoğlu, 1996; Aydın vd., 1998; Düzgören-Aydın vd., 2001; Boztuğ, 1998, 2000; Boztuğ vd., 2007, 2008, 2009; Otlı ve Boztuğ, 1998; Tatar and Boztuğ, 1998; Yılmaz ve Boztuğ, 1998; Yalınız vd., 1999; Köksal vd., 2004, 2012, 2013; Delibaş vd., 2011).

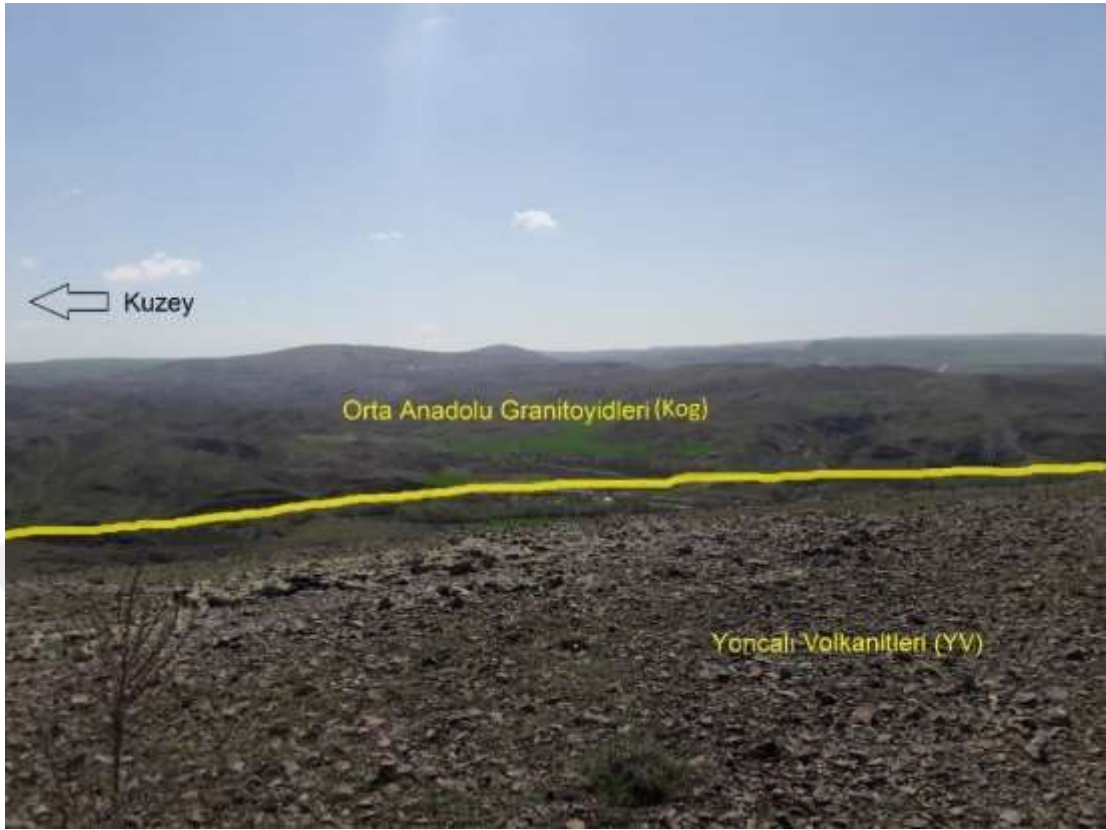
Farklı mineralojiye sahip OAG, Pitcher (1993) sınıflamasına göre; S-(sedimenter), I-(magmatik), A-(alkalen) olmak üzere üç gruba ayrılmıştır (Göncüoğlu vd., 1991, 1992, 1993; Akıman vd., 1993; Türeli vd., 1993; Göncüoğlu ve Türeli, 1993, 1994; Erler ve Göncüoğlu, 1996; Yalınız vd., 1999; Boztuğ vd., 2007). Buna göre; OAG'nin I- ve A-tipi granitoidler manto kökenli magma ile kabuksal kökenli magmanın birleşimi sonucu oluşan granitik ve monzonitik bileşime sahip olup kalk-alkalen oluşumlardır (Tatar ve Boztuğ, 1998; Yılmaz ve Boztuğ, 1998; Yalınız vd., 1999; Boztuğ, 2000; Köksal vd., 2001, 2012, 2013; İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007, 2009; Delibaş vd., 2011). Kuvars-siyenitik bileşimdeki granitoidler ise I-tipi granitoidlerle birlikte ya da onları kesmektedir (Göncüoğlu vd., 1997; Otlı ve Boztuğ, 1998; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007, 2008, 2009; Köksal vd., 2001, 2004).

OAKK granitoidlerini alkalen, sub-alkalen geçişli ve kalk-alkalen olmak üzere üç gruba ayıran İlbeyli vd. (2004), Orta Anadolu'da gerilme tektoniği olmadığını savunarak bu kayaçların çarpışma öncesi mantoda birliktelik oluşturduğunu ve OAG'nin yitik tabakanın yok olmasına yol açan dilim-kopmasına ya da termal sınır tabaka kabuğun yukarı çıkışına bağlamışlardır.

Köksal vd. (2004) ise I- ve A-tipi granitoidlerin Alpin Orojenezinde gerçekleşen çarpışmayla kabuk kalınlaşmasını ve çarpışma sonrası gerilme rejimine bağlı olarak kıtasal kabuk kirlenmesi sonucu mantodan farklı oranlarda oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Boztuğ vd. (2007, 2008, 2009) de aynı şekilde Orta Anadolu'daki granitlerinin oluşumunu çarpışma sonrası gerilme rejimine bağlamaktadır. Orta Anadolu Ofiyolit kayaçları genellikle granitler içerisinde mega-anklavlar olarak kalmış ve dayanıklı oldukları için bölgede yükselteleri oluşturmuşlar ve granitler tarafından kesilmişlerdir (Türeli vd. 1993).

Orta Anadolu Granitoidleri çalışma alanının kuzey doğu ve güney doğu kesimlerinde geniş yüzlekler vermektedir. Çalışma alanında bulunan Orta Anadolu Granitoidleri ile Yoncalı Volkanitlerinin arazideki konumu Görsel 5.5' de verilmiştir.

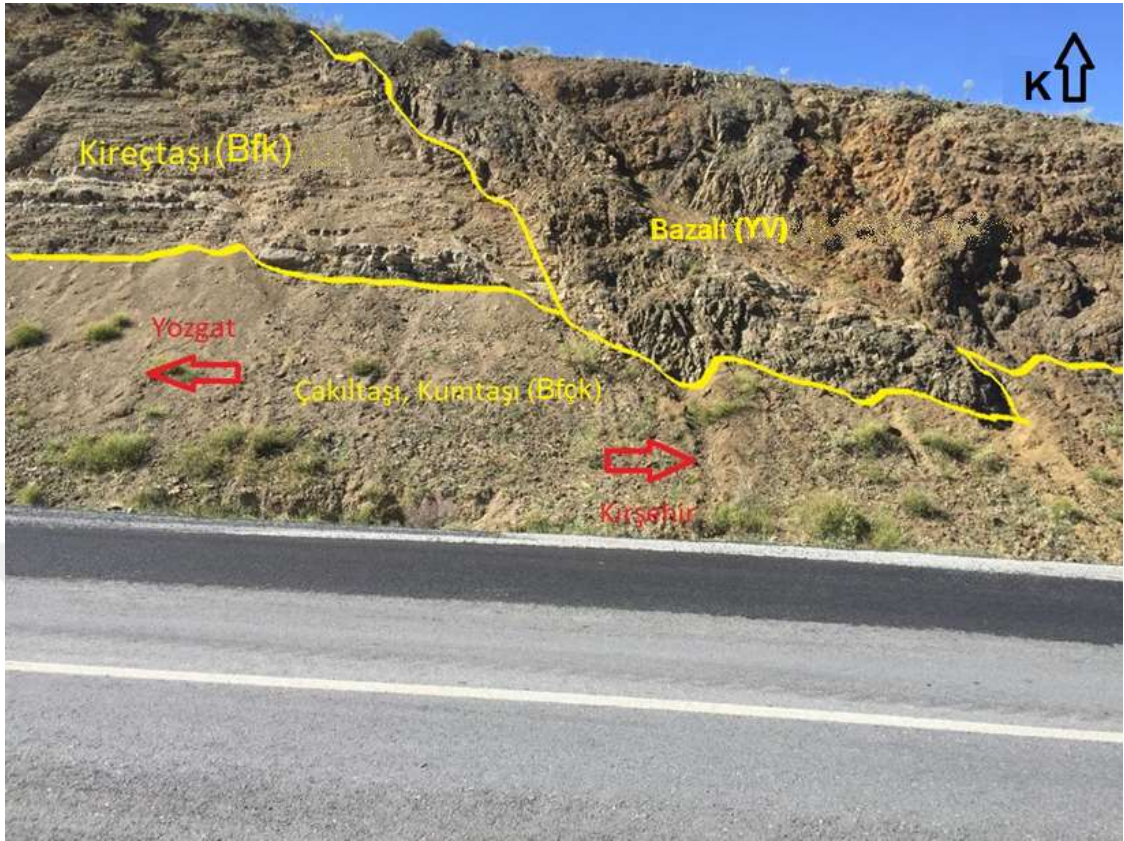
Görsel 5.5: Çalışma alanında Orta Anadolu Granitoidleri'nin konumu.



5.1.3. Eosen Birimleri

Çalışma alanında gözlenen Eosen birimleri altta Alt Eosen yaşlı Bayat Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı üyesi, orta bölümde Orta Eosen yaşlı Bayat Formasyonu kireçtaşı üyesi ve en üstte Üst Eosen yaşlı ise bazaltlardan oluşan Yoncalı Volkanitlerinden meydana gelmektedir. Aşağıdaki fotoğrafta bu kayaç birimlerinin arazideki konumlarını ve birbirleri ile olan ilişkileri verilmiştir (Görsel 5.6).

Görsel 5.6: Eosen birimlerinin arazideki konumları ile dokanak ilişkilerinin görüntüsü.



5.1.3.1. Bayat Formasyonu-Çakıltası-Kumtaşı-Çamurtaşı Üyesi (Bfçk)

Çalışma alanında gözlenen Eosen birimlerinin en alt seviyesini oluşturan çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Bayat Formasyonu çalışma alanının güney bölümünde yüzlek vermektedir. Çakıl taşları, bölgeye ait çeşitli kayaç parçaları, kuvars, piroksen, kalsit ve çok az oranda altere kayaç parçalarından oluşmaktadır (Görsel 5.6). Bayat Formasyonu'na ait kumtaşları ise grimsi turuncu (10YR 7/4- Geological Rock-Color Chart, 2009) renkli, küçük tanelidir (Görsel 5.7 ve Görsel 5.8).

Mikroskobik olarak; kırıntılı (taneli) dokuya sahip, ana bileşenler olarak kayaç parçaları (volkanik), az oranda mineral parçaları (kuvars, piroksen), çok az oranda altere parçalardan oluşmaktadır. Kayaç parçaları, küçük-orta-iri (ince-orta kalın kum) tane boylarında, köşeli, yarı köşeli-yarı yuvarlak ve homojen dağılım sunarlar (Görsel 5.7).

Görsel 5.7: Çakıltaşı + kumtaşı ve bazaltların arazi dokanak görüntüsü.



Mineral parçaları ise, küçük (orta kum) tane boylarında, köşeli ve heterojen bir dağılıma sahiptir. Bağlayıcı malzeme (matriks) karbonat minerallerinden oluşmaktadır. Kayaç içerisinde, içleri karbonat minerallerince dolgulu homojen dağılımlı, değişik genişlik ve uzunluklarda kırıklar ve damarlar bulunmaktadır.

Kayaçın alterasyon derecesi ortadır. Volkanik kayaç parçaları; genelde olası olarak killeşmiş volkan camı içinde plajiyoklaz mikrolitleri ve bazılarında küçük-orta tane boylarındaki içleri ikincil minerallerce (karbonat, silis) dolgulu gaz boşluklarının yaygın olarak izlendiği hamur kısmından oluşmakta olup, bazılarında ise fenokristal halde plajiyoklaz ve piroksen minerallerinin izlendiği bazik bileşimli (bazalt) volkanik kayaç parçalarından oluşmaktadır. Kayaç içindeki detritik taneleri oluşturan mineral ve kayaç parçalarının oranına bakılarak kumtaşlarında yapılan sınıflamaya dayanılarak örneğin litarenit türünde kumtaşı olduğu düşünülmektedir. Altere parçalarda killeşmeler görülmüştür (Görsel 5.8).

Görsel 5.8: Bayat Formasyonu'na ait grimsi-turuncu renkli kumtaşlarına ait el örneği.



5.1.3.2. Bayat Formasyonu-Kireçtaşı Üyesi (Bfk)

Erdoğan vd. (1996) geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı kireçtaşlarını Kocaçay (Kireçtaşı) Üyesi olarak tanımlamışlardır. Yoncalı Formasyonunda (Yoncalı Volkanitleri olarak güncellenmiştir) gözlenen bu sarı ve gri kireçtaşları yatay ve düşey yönde devamsız şekilde farklı seviyelerde tekrarlanmaktadır (Temiz, 2012). Bayat Formasyonuna ait kireçtaşı üyesi yer yer mangan getirimlerine bağlı olarak siyah renge dönüşmüşlerdir.

5.1.4. Yoncalı Volkanitleri (YV)

Çalışma alanında kalsedon, ametist ve agat oluşumları barındıran volkanik kayalar bazalt olup (Görsel 5.9 a, b ve c), makroskobik olarak; Geological Rock-Color Chart (2009)' a göre (N4) koyu gri renklidirler (Görsel 5.10). Kayaç, masif/porfirik dokulu olup küçük/orta tanelidir. Bazaltlar Üst Eosen yaşlı olup çalışma alanının genelinde geniş alanlarda yayılım gösterirler ve yer yer sütun yapısına sahiptir (Görsel 5.11). Aynı zamanda çalışma alanında, yer yer makroskobik olarak, grimsi turuncu (10 YR 7/4- Geological Rock-Color Chart, 2009) renkli, küçük taneli orta derece altere olmuş bazaltlara da rastlamak mümkündür.

Görsel 5.9: a-b) Çalışma alanından toplanan soluk mavi kalsedon örnekleri, c) çalışma alanında kalsedon oluşumlarına sahiplik yapan bazalt örneği.



Görsel 5.10: Çalışma alanından alınan bazalt örneğine ait el örneği.



Görsel 5.11: Başbüyükü Köyü'nün güneybatısında yer alan eski bir taş ocağındaki bazalt sütunları.



5.1.5. Azizli Formasyonu (Af)

İç Anadolu Grubu ayrılmamış Orta Miyosen- Pliyosen karasal çökelleri, İç Anadolu Grubu olarak toplanmıştır. Bu çalışma da ise bu birime Azizli formasyonu adı verilmiştir (Görsel 5.12). Azizli formasyonu, karasal koşullarda çökelen, çamurtaşları ve taneli çakıltaşlarından oluşur. Karasal fasiyeslerini oluşturan bölümler çapraz katmanlı, kahve ve kırmızı renkli, çamurtaşı, çakıltaşı, kumtaşı bant ve mercekler şeklinde oluşumlardır. Yer yer çakıltaşı, jips, ayrışık kumtaşı ve anhidritler; bazı yerlerde ise çamurtaşı, çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşı ara katmanlarından meydana gelmektedir (ÇSB, 2020).

Görsel 5.12: Azizli Formasyonuna ait karasal çökelleri.



5.1.6. Alüvyon (Qal – Kuvaterner)

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar, Neojen yaşlı çökellerin ve volkanik kayaların parçalanmasından oluşan örtü birimidir. Akarsu yataklarında, havzalarda ve ovalarda depolanmış bölge kayalarına ait kil, kum ve çakıl boyutlu çökellerden oluşmaktadır. Yaygın olarak Başbüyükü Köyü'nün güney kesimlerinde bulunmaktadır (Görsel 5.13).

Görsel 5.13: Başbüyükü Köyü'nün güney kesimine ait alüvyon arazi görünümü.





ALTINCI BÖLÜM

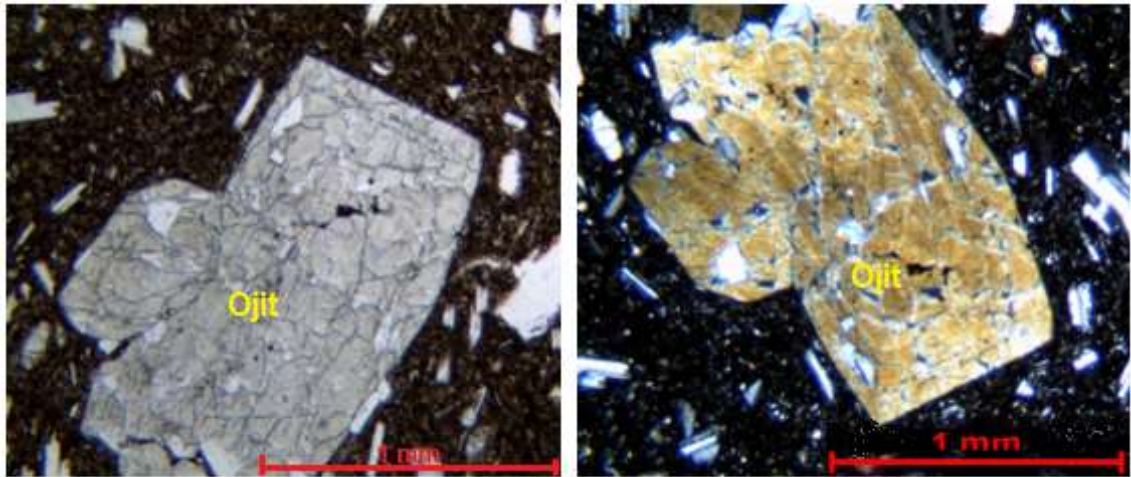
ANALİZLER

6.1. MİNERALojİK VE PETROGRAfİK ANALİZLERİ

6.1.1. Yoncalı Volkanitleri

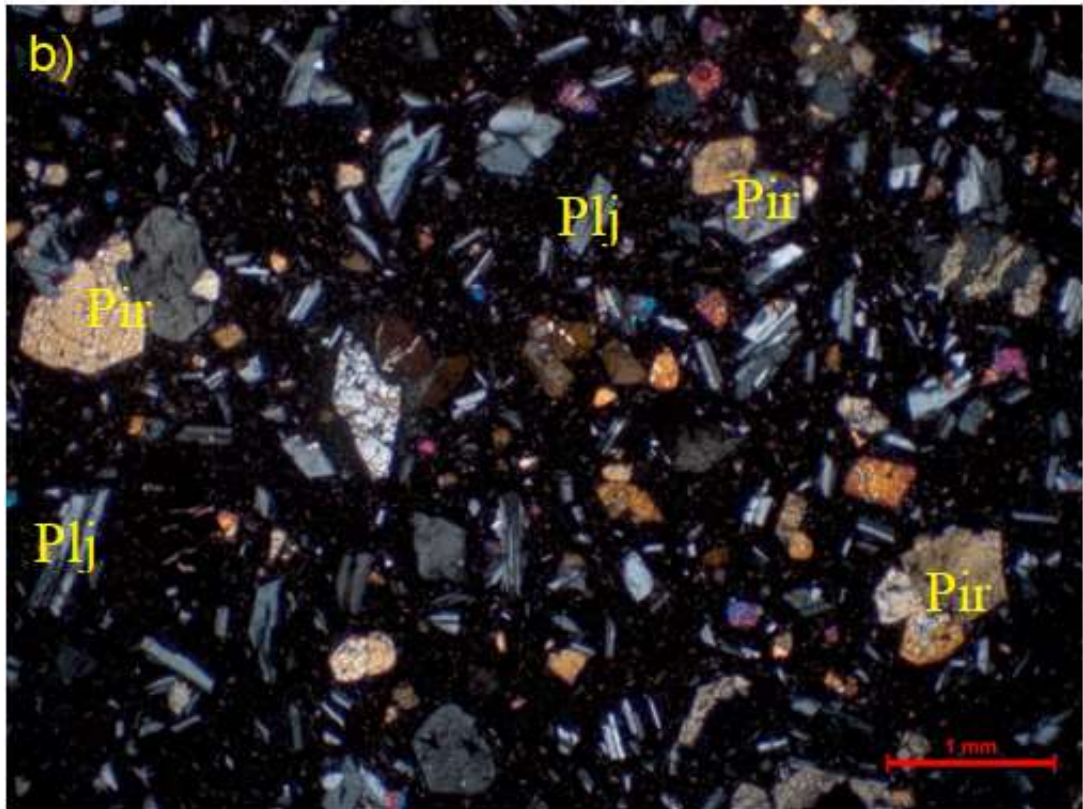
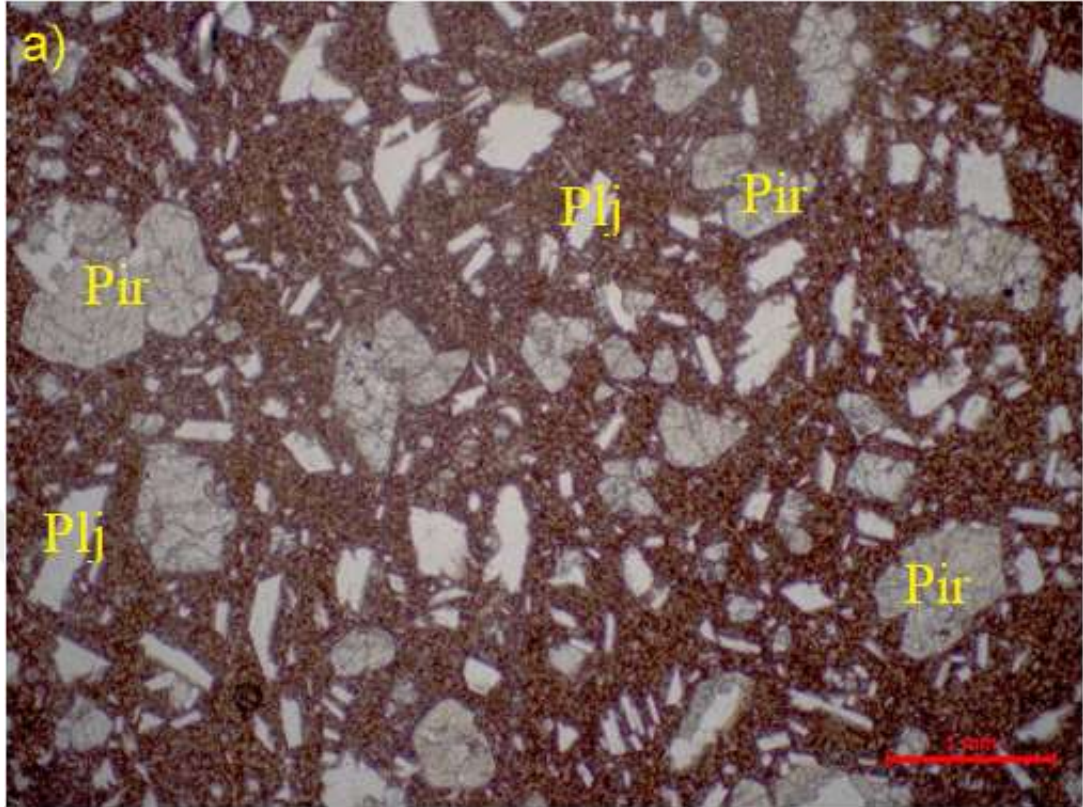
Yoncalı Volkanikleri içerisindeki bazalt mikroskobik olarak hipokristalin porfirik doku gösterir. Kayacın ana bileşenlerini plajiyoklaz ve klinopiroksen fenokristalleri oluşturur. Plajiyoklaz mineralleri, orta taneli, hipidiyomorf kristaller halinde, piroksen grubu mineraller (ojit- Görsel 6.1) ise orta taneli, hipidiyomorf/idiyomorf prizmatik/sekizgen şekilli kristaller halinde bulunurlar. Tali bileşenler ise opak mineraller (küçük taneli, öz şekilsiz kristaller halinde) homojen dağılıma sahip hamur ve mikrolitlerdir. Mikrolitler; orta taneli, hipidiyomorf/ idiyomorf prizmatik/ sekizgen şekilli kristaller halindeki klinopiroksen ve küçük taneli, hipidiyomorf prizmatik kristallerden oluşan plajiyoklaz minerallerinden meydana gelmektedir (Görsel 6.2 a ve b).

Görsel 6.1: HB-10 kodlu bazalt örneğinde tespit edilen ojit minerali (solda) tek nikol (x25 büyütme) (sağda) çift nikol (x25 büyütme) fotoğrafı.



Kayacın ana bileşenlerini oluşturan plajiyoklaz fenokristalleri, çoğunlukla polisentetik ikizlenmeli olup, yer yer zonlu dokudadır. Michel Levy yöntemi kullanılarak yapılan ölçümler sonucunda, bu plajiyoklaz minerallerinin labrador olduğu tespit edilmiştir.

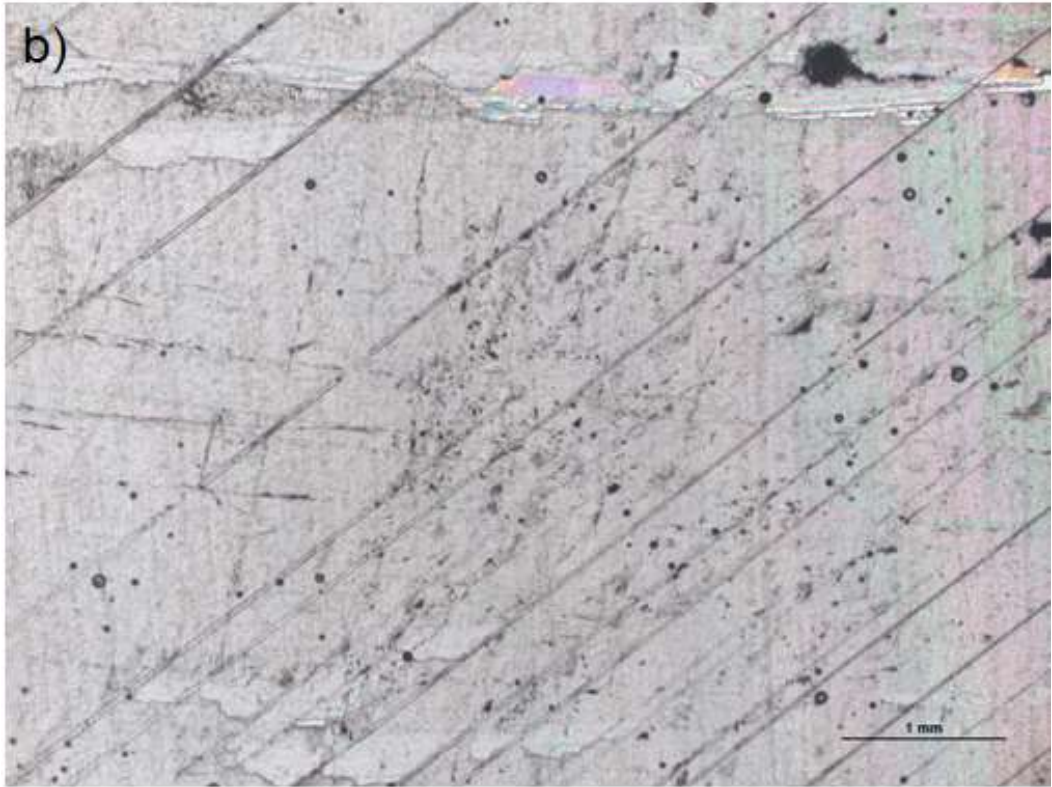
Görsel 6.2: Çalışma alanından alınan HB-10 kodlu bazalt örneğinin (a) tek nikol (x25 büyütme) (b) çift nikol (x25 büyütme) fotoğrafı (Pir: Piroksen, Plj: Plajiolklaz).



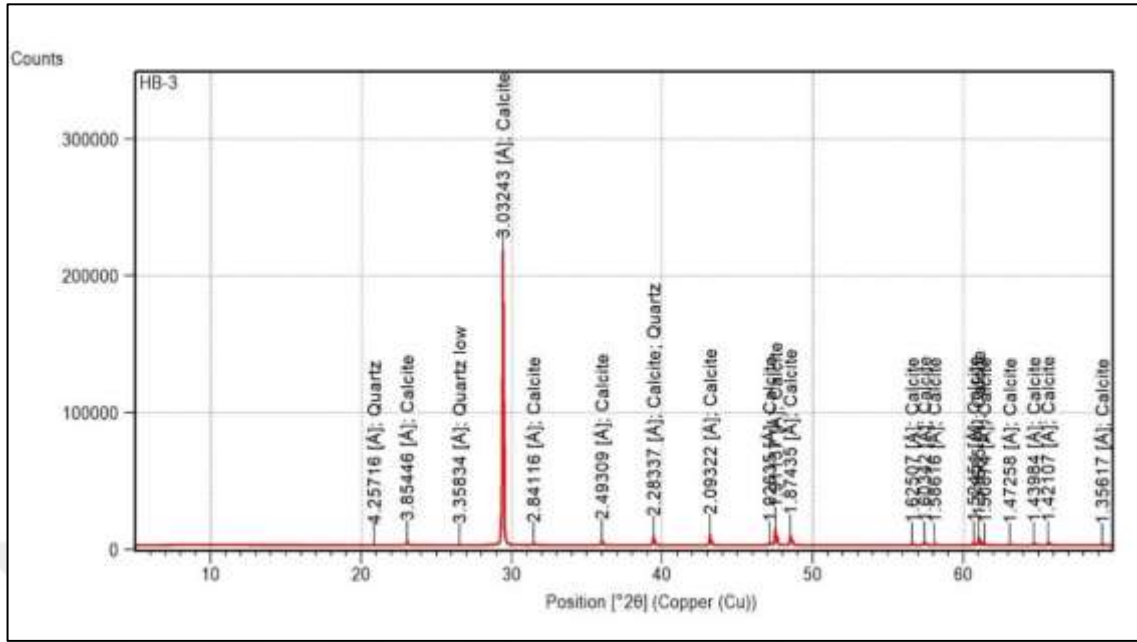
Aynı zamanda çalışma alanında, yer yer makroskobik olarak, grimsi turuncu (10 YR 7/4- Geological Rock-Color Chart, 2009) renkli, küçük taneli orta derece altere olmuş bazaltlara da rastlamak mümkündür. Yapılan mikroskobik çalışmalar sonucu bu bazaltik kayaların mikrolitik porfirik dokuya sahip oldukları görülmüştür. Kayacın ana bileşenleri: mikrokristalli mineral parçaları (kuvars, piroksen) ve matriksten oluşmaktadır. Kayaç içinde yer yer dolgulu kırıklar ve damarlar izlenir. Bu kırık ve damarlar değişik genişlik ve uzunluklarda olup içleri homojen dağılıma sahip karbonat minerallerince doldurulmuşlardır. İnce kesit genelinde kayaçta olası killeşmiş volkan camı içinde akma dokusu ve küçük-orta tane boylarında içleri ikincil minerallerce (karbonat, silis) dolgulu gaz boşlukları yaygın olarak izlenmektedir.

Yoncalı Volkanitlerine ait örneklerin ince kesit incelemelerinde, kırık çatlak dolgusu halinde bulunan iri kristalli kalsit mineralli görsel 6.3 'de verilmiştir. Kalsit mineralleri, yarı öz şekilli kristaller halinde, homojen dağılımlı olup holokristalin dokuya sahiptir (Görsel 6.3). Holokristalin kayaçta, el örneği ve mikroskopik olarak da levhamsı tek bir kalsit kristali şeklindedir. Kayaç tamamen kristallenmiştir. Ayrıca, kayaca XRD analizi uygulanmış ve mineralojik analiz ile birlikte karbonat mineralleri grubundan kalsit ve silika grubundan ise kuvarstan oluştuğu tespit edilmiştir (Görsel 6.4).

Görsel 6.3: Çalışma alanından alınan HB-3 kodlu kalsit örneğinin (a) tek nikol (x 25 büyütme) (b) çift nikol (x25 büyütme) fotoğrafı.



Görsel 6.4: Çalışma alanından alınan HB-3 kodlu kalsit örneğinin XRD paterni.



6.1.2. Süstaşları

Başıbüyükü (Yozgat) köyü ve yakın civarından toplanan kalsedon ve agat örneklerinin genellikle boyutları, birkaç cm. ile 30 cm. arasında değişen örneklerden oluşmaktadır (Görsel 6.5). Bu örnekler esas olarak bazaltik kayaları kesen damarlar şeklinde, daha az olarak da boşluk dolguları şeklindedir.

Görsel 6.5: Başıbüyükü (Yozgat) köyü ve yakın civarından toplanan kalsedon ve agat örnekleri.



Agat oluşumları, genel olarak ayrı ayrı katmanların boyutlarında değişen alternatif beyaz ve gri bölgelerle tek merkezli bantlaşma sergilerler. Örneklerin büyük çoğunluğu kırmızı, sarımsı ve kahverengi ince bir kabuk tabakasına sahiptir. Kabuk kısmında, sarımsı kahverengi kalsedon renksiz kuvarsla bir arada bulunur. Kesildiklerinde ve cilalandıklarında bantlı bir yapı ortaya çıkar. Bununla birlikte, çoğunda ortada bir açıklık bulunmakta, bir kısmında ise bu boşluk kuvars kristalleri ile doldurulmuştur. Kalsedonların rengi ise karakteristik olarak sarımsı bir dış kenara sahip esas olarak gri-beyaz veya mavi-gridir (Görsel 6.6). Araziden alınan ana tüm kaya, agat, kalsedon (mavi) ve flint (gri kalsedon) örneklerinin ince kesit ve XRD çekimlerine göre yapılan mineralojik ve petrografik analizlerine göre tespit edilen mineral içerikleri aşağıdaki Tablo 6.1’de verilmiştir. Bazaltların çatlak ve boşluklarında olmak üzere yaygın olarak kalsit, kuvars, kalsedon, ametist, klorit ve zeolit mineralleri bulunmuştur.

Görsel 6.6: Çalışma alanından alınan grimsi-beyaz kalsedon örnekleri.



Kalsedon örneklerinde tespit edilen başlıca silis (SiO_2) fazları kalsedon (Ch) ve moganit (Mo) dir. Kalsedon örneklerinin matriksini lifli kalsedonlar oluşturmaktadır. Çalışılan kalsedonların polarizan mikroskop altında incelemelerinde çoğunlukla ışınal-lifsi demetsel, daha az olarak da zebraik bir yapı göstermektedir. Moganit ise kalsedonik matrikste mikrokristalin kapanımlar olarak bulunmaktadır (Flörke ve diğerleri, 1982; Murashov ve Svishchev, 1998).

Analizlerde temsilen seçilen ve karışıklığa yer vermemek adına tüm soluk mavi ve gri tonlardaki örnekler sırasıyla; HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint (gri kalsedon) olarak iki grupta ele alınmıştır. Bundan sonraki tüm analiz çalışmaları buna göre gruplandırılmıştır.

Kalsedon, flint, agat ve ametist örneklerinin, X-ışını kırınım verilerin ICSD ve COD veri tabanlarında değerlendirilmesi sonucu; kalsedon için belirlenen d-mesafeleri; 3.34-4.26 ve 1.82 angstrom (Å) dur. Moganit için belirlenen d-mesafeleri ise 4.25-3.34-3.11 ve 2.45 Å dur. Ayrıca, kalsedon için ek olarak 1.98 Å ve 1.67 Å d-mesafeleri de tespit edilmiştir (Görsel 6.7 ve Görsel 6.8). Ametist örneğinin X-ışını kırınım karakteristiği incelendiğinde 1.54-1.81-2.27-2.45-3.34 ve 4.25 (Å) değerlerinde elde edilen yüksek şiddetli pik değerleri, ametistin tamamen α -kuvars mineralinden meydana geldiğini ortaya koymuştur (Görsel 6.9).

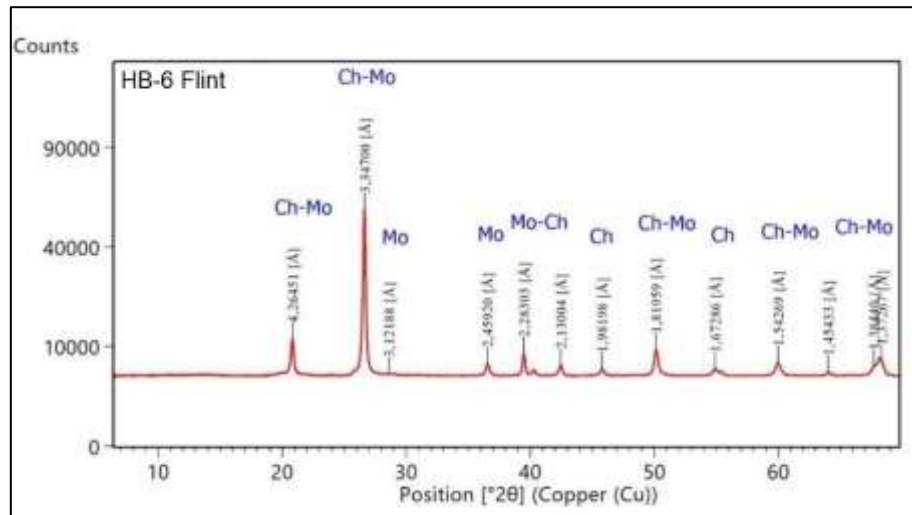
Makroskobik olarak kalsedon örnekleri genellikle ince sarımsı kahverengi kabuklu bir yapıya sahiptir. X-ışınları toz difraktogramlarından magnesioferrit, plajiyoklaz, zeolit, kalsit ve klorit, klinopiroksen grubu bazı mineraller tespit edilmiştir. Bu minerallerin bir kısmı el örneklerine göre silisli kısmı kabuk gibi saran ana kayacık parçalarından, bir kısmı ise kalsedon matriksindeki kapanımlardan kaynaklanmaktadır. Ayrıca polarizan mikroskop çalışmalarında da bu minerallere rastlanılmıştır. XRD de belirlenen plajiyoklaz minerallerinin optik mikroskop çalışmaları yardımıyla, Michel Levy yöntemi kullanılarak yapılan ölçümleri sonucunda, labrador oldukları tespit edilmiştir. Zeolit mineralleri; wairakit (3.43 Å - 2.92 Å - 5.60 Å) - analsim (3.34-3.33 Å, 5.49 Å), höylandit (8.95 Å, 6.64 Å, 4.48 Å, 4.00 Å, 3.45 Å, 3.35 Å) ve şabazit den oluşmaktadır. Klorit 14 Å, kalsit ise 3.03 Å da ki ana pikleri yardımı ile belirlenmiştir (Tablo 6.1, EK: 1-25). Bu mineraller, geç evre magmatik kökene sahip olabilir veya daha yaygın olarak magmatizma sonrası sulu çözeltilerden oluşabilirler (Chemtomb ve Rossman 2014). Kapanım halinde bulunan bu mineraller muhtemelen, ana kayalar ve / veya meteorik sular içinde gelişen magmatik sonrası hidrotermal aktiviteden kaynaklanan SiO₂ içeren sıcak sıvıların daha düşük sıcaklıktaki ortama gelerek kayacık ile hidrotermal aktivitesi sırasında yerleşmiştir (Pršek vd., 2020). Ayrıca XRD analizlerinde kalsedon ve agat örneklerinin kabuk kısımlarında, Opal-CT ve Opal-C nin olduğu belirlenmiştir. Opal-CT için belirlenen d-mesafeleri ise 4.33 ve 4.10 Å iken bu değerler Opal-C için 2.50-1.62 ve 1.43 Å olmuştur (Görsel 6.10). Başlıbüyük agatlarında opal-CT'nin varlığı, aşağıdaki reaksiyonu takiben agat oluşumunun ilk aşamasında bazaltik kayalarda biriken amorf silikanın dönüşümüne bağlanabilir (Pršek vd., 2020). Sıcak sularla taşınan SiO₂ çözeltiler; daha soğuk ortamdaki kayacığın yarık ve çatlaklarını doldurarak dıştan içe doğru ilk olarak amorf yapılı OpalCT, ardından lifsi ve mikro kristalli kuvars ve sonrasında makro kristalin yapılı kuvars kristallerini oluşturmaktadır.

Opal-A (amorfl silika) → opal-CT (zayıf kristalin kristobalıt ve tridimit) → opal-C (kristobalıt) → (± kalsedon) → moganit → daneli α-kuvars (Moxon ve Carpenter, 2009).

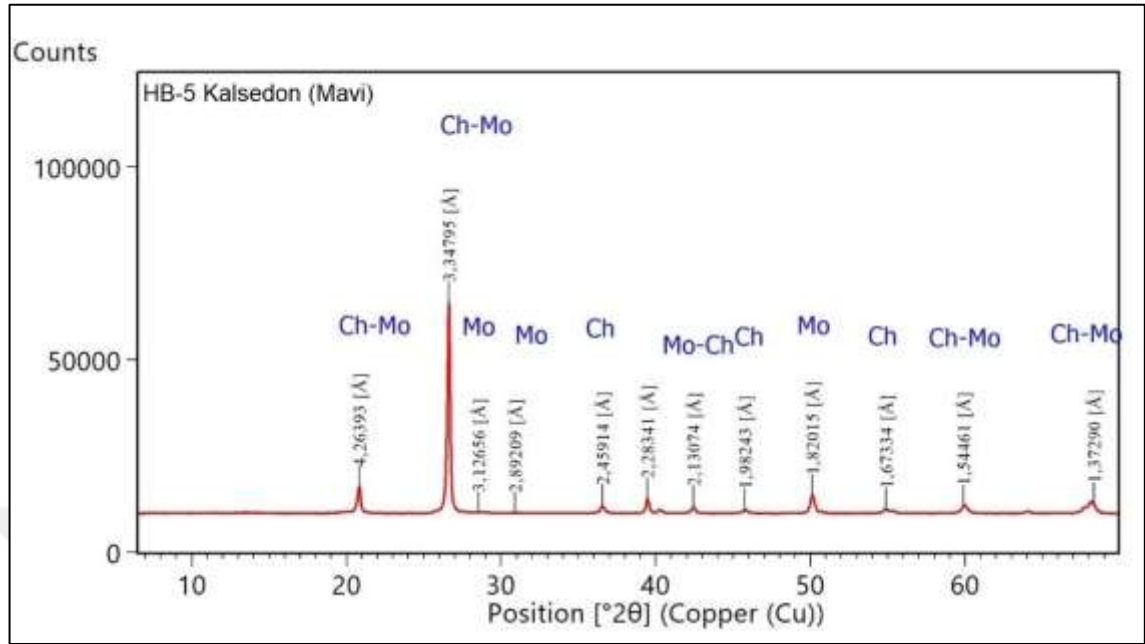
Tablo 6.1: Kalsedon ve kayaç örneklerin XRD analizine göre belirlenen mineral bileşimleri.

Örnek No	Mineraller	Tanımlama
HB-1	kalsedon+moganit	Kalsedon (Mavi)
HB-2	kalsedon + albit + kalsit + klorit	Flint (Gri, Beyaz)
HB-3	kalsit + α-kuvars	Kireçtaşı
HB-4	kalsedon + moganit + kalsit + klorit	Flint (Gri, Beyaz)
HB-5	kalsedon + moganit	Kalsedon (Mavi)
HB-6	kalsedon + moganit	Flint (Gri, Beyaz)
HB-7	labrador + olivin + ojit + klorit	Altere volkanik kayaç (Bazalt)
HB-8B	kalsit + α-kuvars + analsim	Kireçtaşı
HB-8Y	α-kuvars + wairakit + magnesioferrit + albit + klorit	Altere volkanik kayaç (Bazalt)
HB-9a	α-kuvars	Ametist
HB-9b	α-kuvars	Ametist
HB-10	labrador + olivin + ojit + klorit	Bazalt
HB-11	kalsedon + moganit + opal-CT	Agat
HB-14	labrador + klinopiroksen + klorit + kalsedon	Altere volkanik kayaç (Bazalt)
HB-15	höylandit + kalsedon + labrador + klorit	Zeolitleşme
HB-16	höylandit + kalsedon + labrador + klorit	Zeolitleşme
HB-17	höylandit + kalsedon+ labrador + klorit	Zeolitleşme
HB-18	höylandit + kalsedon + moganit +	Zeolitleşme
HB-19	höylandit + kalsedon + moganit + labrador	Zeolitleşme
HB-20	kalsedon + labrador + ojit+ klinopiroksen + klorit	Kalsedon (Mavi)
HB-21	kalsedon + moganit + höylandit	Flint (Gri, Beyaz)
HB-22	α-kuvars	Kuvars
HB-23	kalsedon + moganit + klorit + höylandit + kalsit	Kalsedon (Mavi)
HB-24	kalsedon + klorit	Kalsedon (Mavi)
HB-25	kalsedon + moganit + şabazit	Kalsedon (Mavi)
HB-26	kalsedon + moganit + kalsit + klorit	Kalsedon (Mavi)
HB-27	kalsedon + kalsit + klorit	Kalsedon (Mavi)
HB-28	kalsedon + moganit + kalsit+ klorit	Kalsedon (Mavi)

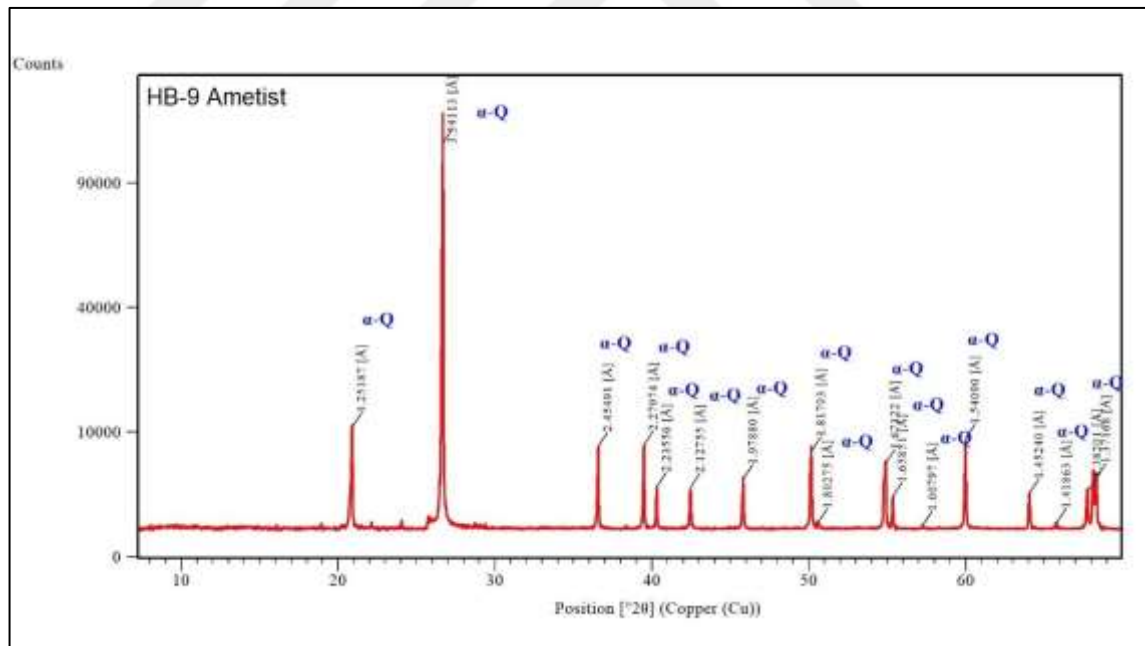
Görsel 6.7: Başbüyükflü flint örneğinin XRD deseni (lifli kalsedonik kuvars: Ch ve moganit: Mo).



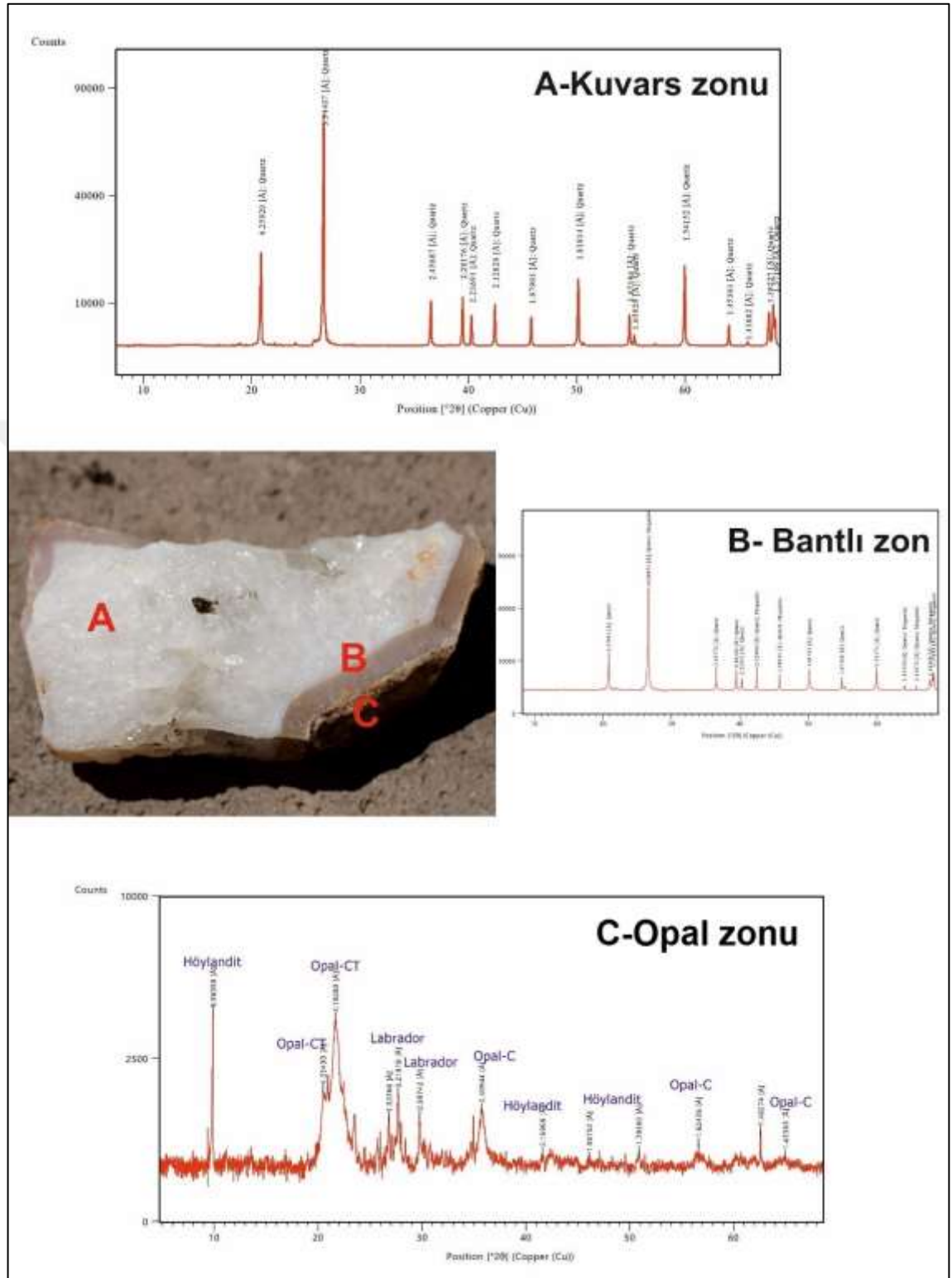
Görsel 6.8: Başlıbüyükli kalsedon (mavi) örneğinin XRD deseni (lifli kalsedonik kuvars: Ch ve moganit: Mo).



Görsel 6.9: Başlıbüyükli HB-9 kodlu ametist örneğine ait XRD difraktogramı (α -Q: α -kuvars).



Görsel 6.10: Örnek HB-11 agat örneğine ait XRD deseni (A: kuvars zonu, B: Bantlı zon, C: Opal zonuna ait XRD desenleri).

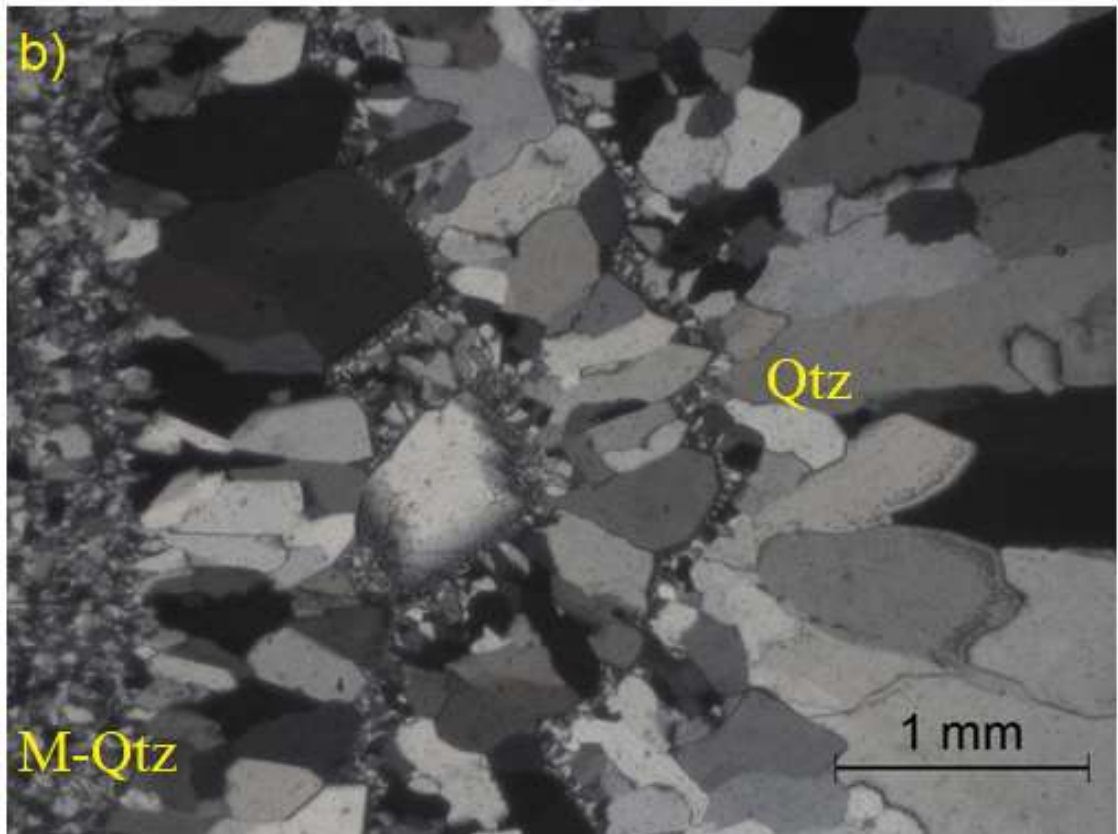
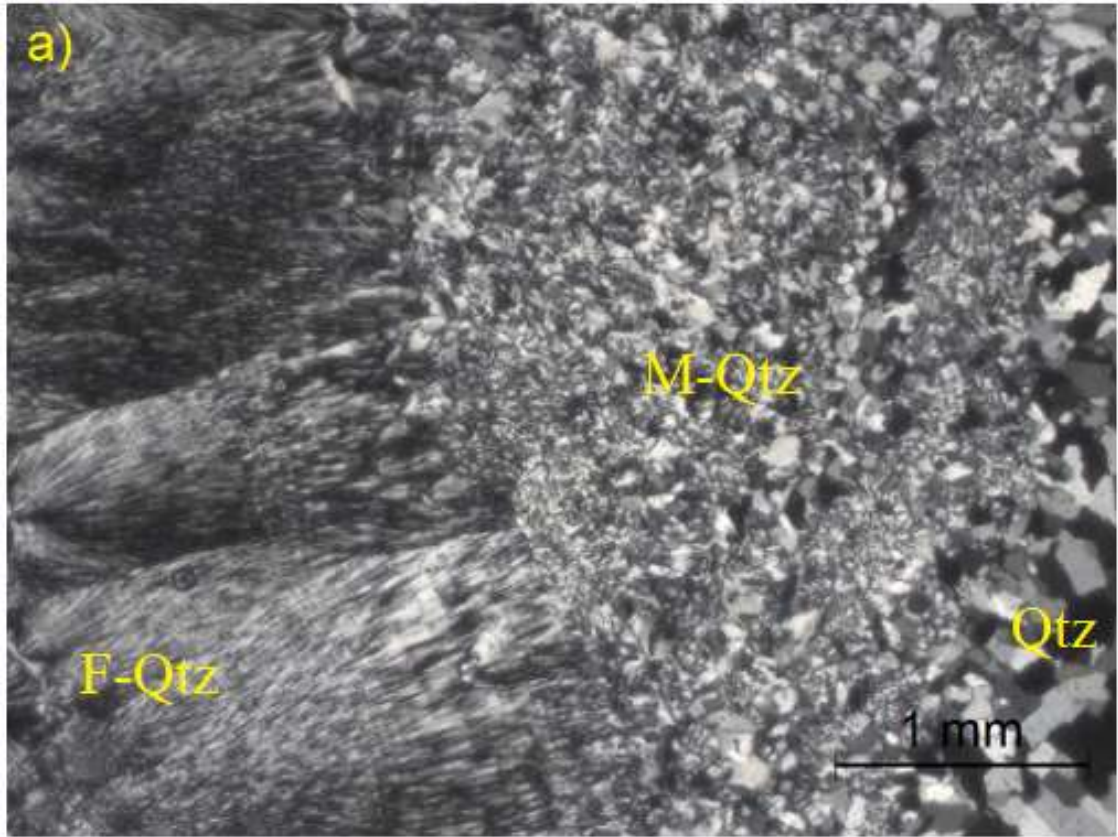


Kalsedon örneklerinin polarizan mikroskopta yapılan ince kesit incelemelerinde elde edilen bilgiler aşağıda özet olarak verilmiştir. Polarize ışıktaki incelen örneklerin ince kesitlerin görüntüleri, tipik kalsedonik-kuvars dokularının varlığını göstermektedir.

Ağırlıklı olarak radyal olarak lifli agregalardan daha az miktarlarda taneli silika fazlarından meydana gelmektedir. Liflerin az bir kısmı küresel kümelerdir, ancak birçoğu paralel silika lif demetleri halindedir. Taneli silika, kaba parçacıkları ve ince taneli ve plaka şeklindeki parçacıkları içerir. Genel olarak, görünüm kalsedon için klasik tanımlamaya uyumludur. Bölge kalsedon ve agatları, ağırlıklı olarak, değişen uzun eksen sönümlü (normal kalsedon) ve kısa eksen sönümlü (kuvarzin) kalsedon gibi çeşitli kriptokristalin silika polimorflarından oluşmuştur. Polarizan mikroskop incelemelerinde mikrokristalin ve ışınsal oluşum biraradadır. Kriptokristalin ışınsal-lifsi kuvarslar mavi kalsedon, kaba daneli kriptokristalin kuvarslar ise flint ve çörttür.

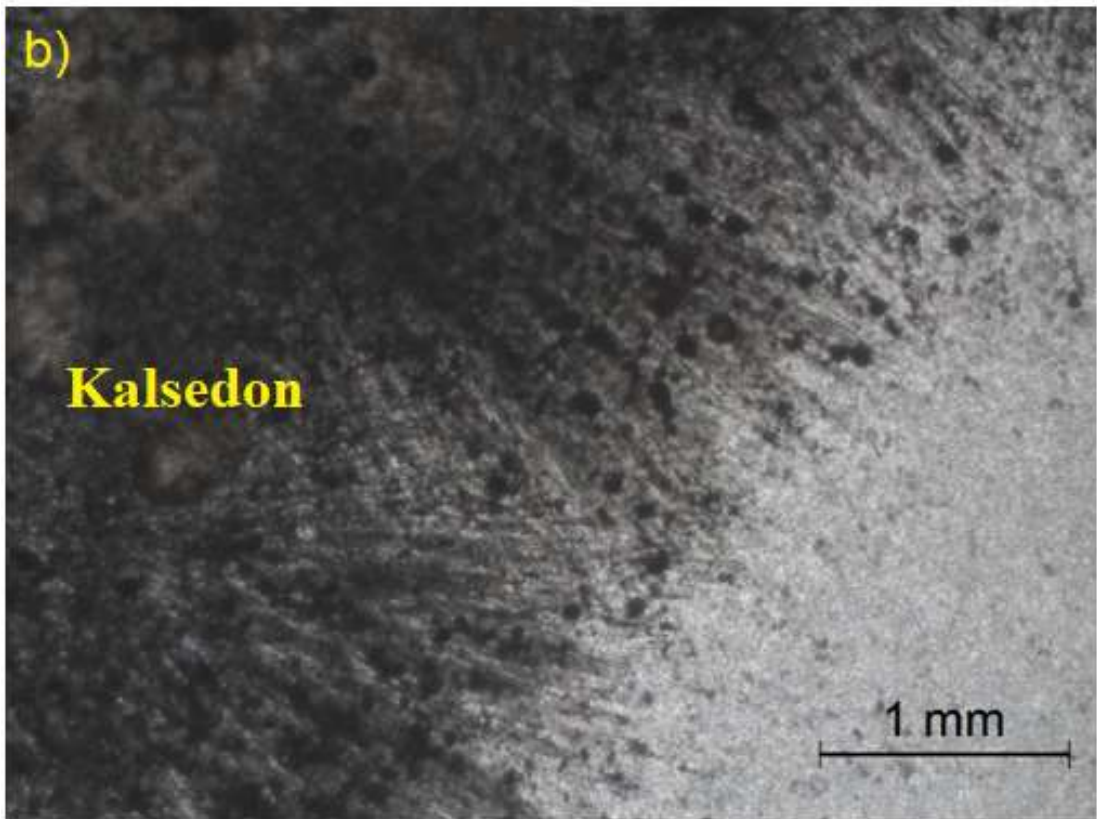
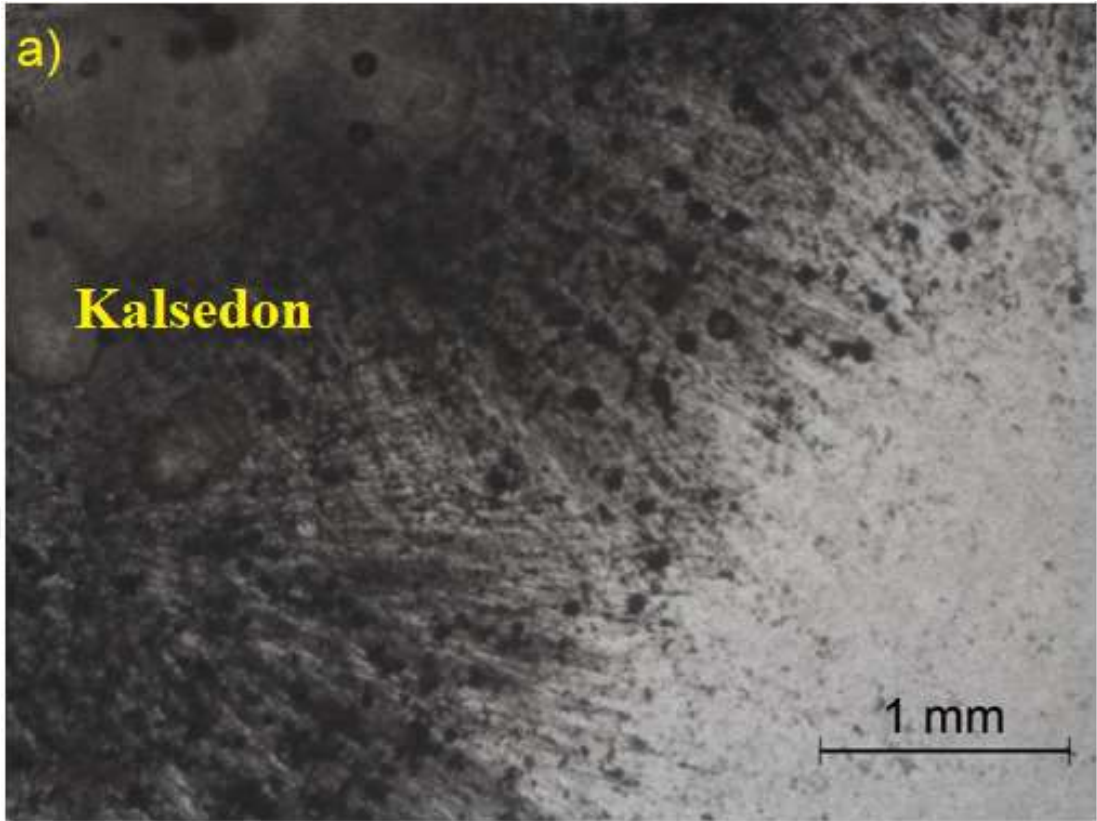
Örnek no: HB-1'in makroskobik olarak tanımlamalarında; renk soluk mavi (Pale Blue 5PB 7/2) Geological Rock-Color Chart (2009), doku: kristalli, masif ve tane büyüklüğü ise küçük-orta olarak belirlenmiştir. Mikroskobik olarak incelenmesinde ise; mikro-mezo kristalin doku altında silis mineralleri tespit edilmiştir. Silis mineralleri genellikle küçük-orta-iri taneli, öz şekilsiz kristaller halinde olup homojen dağılım gösterirler. Örnek kriptokristalin silis, ince kuvars, kuvars ve kalsedon gibi bir dizi silis mineralinden oluşmaktadır. Örneğin kenar kısımlarını kalınlığı 2.4 mm olan lifsi kalsedon bantları, iç kısımlarını ise ince taneliden iri taneli kristallere kadar değişen kuvarslı seviyeler oluşturmaktadır (Görsel 6.11). Söz konusu mineralin uzun kristallerin boyutları 5.6 mm ye kadar değişim göstermektedir.

Görsel 6.11: (a) HB-1 kodlu örneğe ait çift nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25).
Qtz: Kuvars, M-Qtz: Mikrokrystalin Kuvars, F-Qtz: Lifsi Kuvars.



HB-2 kodlu kalsedon örneği, Beyaz (White N9) ve Pembemsi Gri (Pinkish Gray 5YR 8/1) Geological Rock-Color Chart (2009) renklerde, masif dokulu ince taneli bir görünüm sunar. Mikroskobik olarak, kriptokristalin, sferülitik dokulu, silis mineralleri, kayaç parçaları ve karbonat grubu minerallerden oluşmaktadır. Silis mineralleri; kriptokristalin, öz şekilsiz kristaller halinde, homojen dağılımlıdır. Kayaç parçaları; küçük daha az orta taneli, köşeli-yarı köşeli, heterojen dağılımlı, karbonat grubu mineraller ise küçük taneli, öz şekilsiz kristaller halinde, heterojen dağılımlıdır. Söz konusu örneğin merkez kısmının kriptokristalin silis minerallerinden kenar kısımlarının ise yoğun sferülitik yapılar ve kalsedon liflerinden oluştuğu gözlenmiştir. Sferülitik yapılar içerisinde küçük daha az orta boyutta volkanik kayaç parçaları tespit edilmiştir. Kayaç parçaları volkanik kayaç parçaları olup mikrolitik doku göstermektedir. Ayrıca kesitte az miktarda kalsit mineralleri de tespit edilmiştir. Örnekte yapılan XRD analiz sonucunda başlıca kuvars, feldispat grubu mineraller, kalsit ve az kil mineralleri tespit edilmiştir (Görsel 6.12).

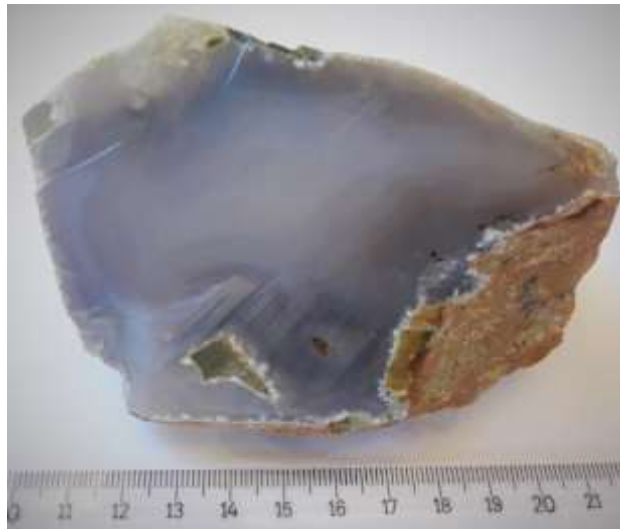
Görsel 6.12: (a) HB-2 kodlu kalsedon örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25).



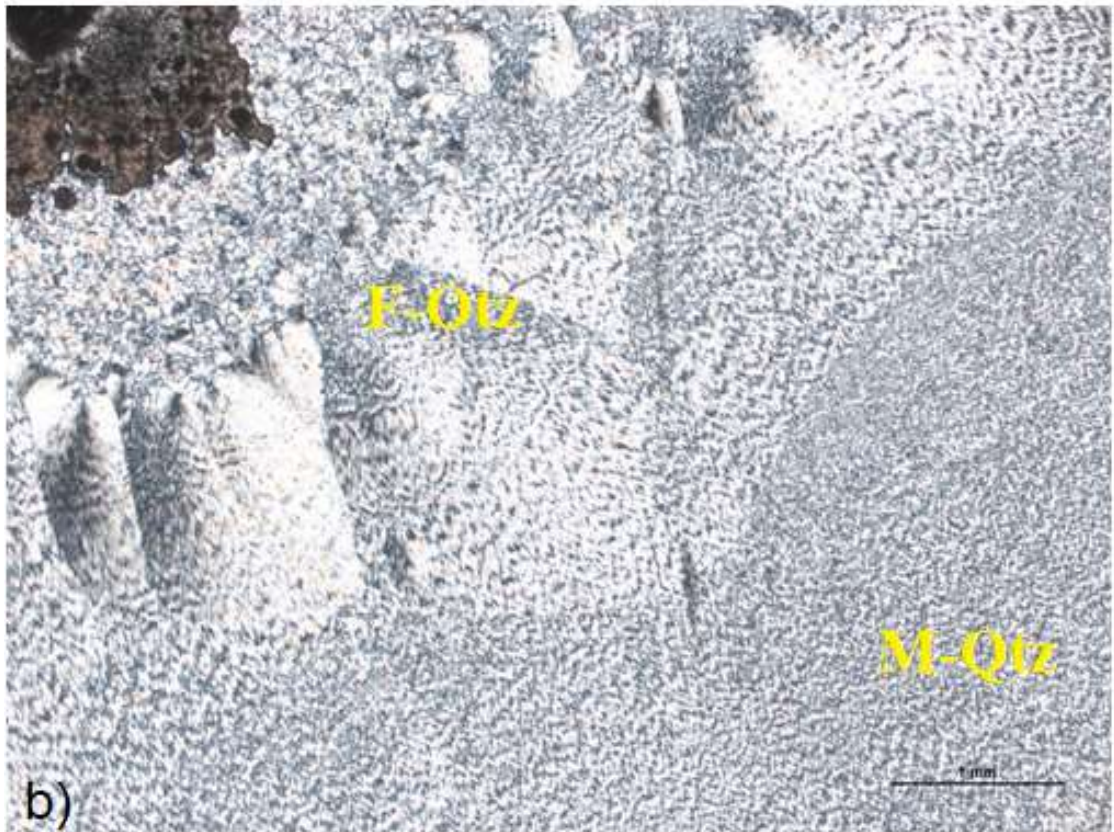
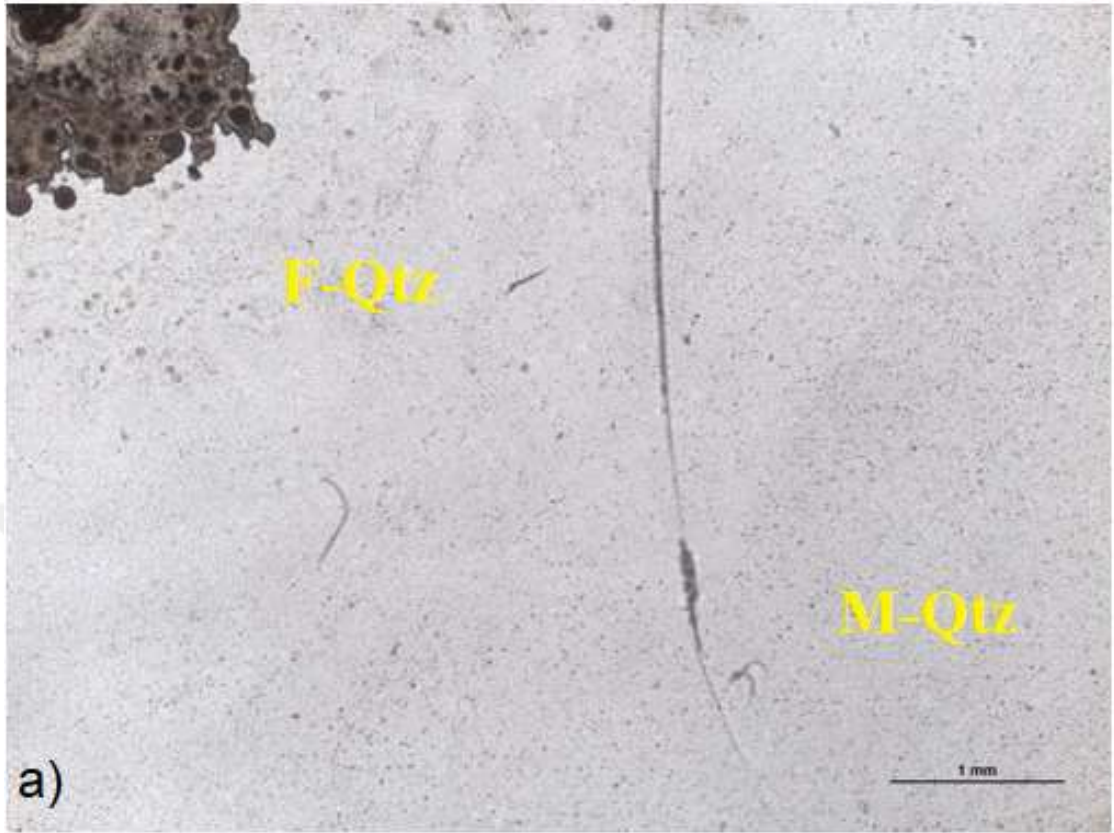
HB-5 kodlu kalsedon (mavi) örneği makroskobik olarak masif yapılu mavi renklidir (Görsel 6.13). Mikroskobik olarak, kriptokristalin doku altında silis grubu ait ana ve tali minerallerden oluşmaktadır. Silis grubu mineraller (kuvars), kriptokristalin, çok ince lifler halinde, homojen dağılımlı bir görünüm sunarlar. Ayrıca örneğe XRD analizi uygulanmış ve tamamen silika minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir (Tablo 6.1). Mikroskobik incelemede, örnek içerisinde küçük taneli feldispat mikrolitleri ve öz şekilli-yarı öz şekilli klinopiroksen grubu mineraller gözlenen volkanik kayaç parçası tespit edilmiştir. Bu kayaç parçası şeklinde gözlenen volkanik bölümün, el örneğine göre, silisli kısmı kabuk gibi saran ana kayaç parçasıdır. Ana kayaç ile kontak kısmında demir oksit ve kalsedonik sferülitler gözlenmektedir. Kayacın genelini, bantlar oluşturacak şekilde birleşmiş yelpazeler gibi görünen, zikzak çizgili kalsedon kristalleri oluşturmakta olup, örneğin orta kısmındaki bantların kesişim boşluğunda ise yarı öz şekilli, küçük taneli kuvars kristalleri boşluğa doğru büyümüşlerdir. Yarı şeffaf, soluk mavi renkli örneğin, tabakalar halinde dizilmiş çok ince kuvars liflerinden oluşan, "Kalsedon" olduğu tespit edilmiştir (Görsel 6.14).

Kalsedonlarda liflerin bükülmesine Si^{+4} ün eser element yer değişimi neden olur (Wang ve Merino, 1995). Al^{+3} ve Fe^{+3} (ve diğer eser elementler) kuvars liflerine salınlı olarak girerler, bazıları Si^{+4} ün yerini alır ve bazıları değişimin neden olduğu yük kaybını dengeler (Merino vd., 1995). Lifler yapısal sürekliliğini sürdürürken aynı zamanda çevresi boyunca daha büyük Al^{+3} ve Fe^{+3} iyonlarına yer açması ihtiyacı, bükülmüş şekilde büyümesini gerektirir. Agatların bantlaşması, büyüme yönünde bu katyonların birikmesiyle hızlanan kuvars büyümesiyle üretilir (Wang ve Merino, 1995).

Görsel 6.13: HB-5 kodlu soluk kalsedon (mavi) örneğine ait el örneği.



Görsel 6.14: (a) HB-5 kodlu kalsedon (mavi) örneğine ait tek nikel (x25) (b) çift nikel görüntüleri (x25). F-Qtz: Lifsi Kuvars, M-Qtz: Mikrokristalin Kuvars.

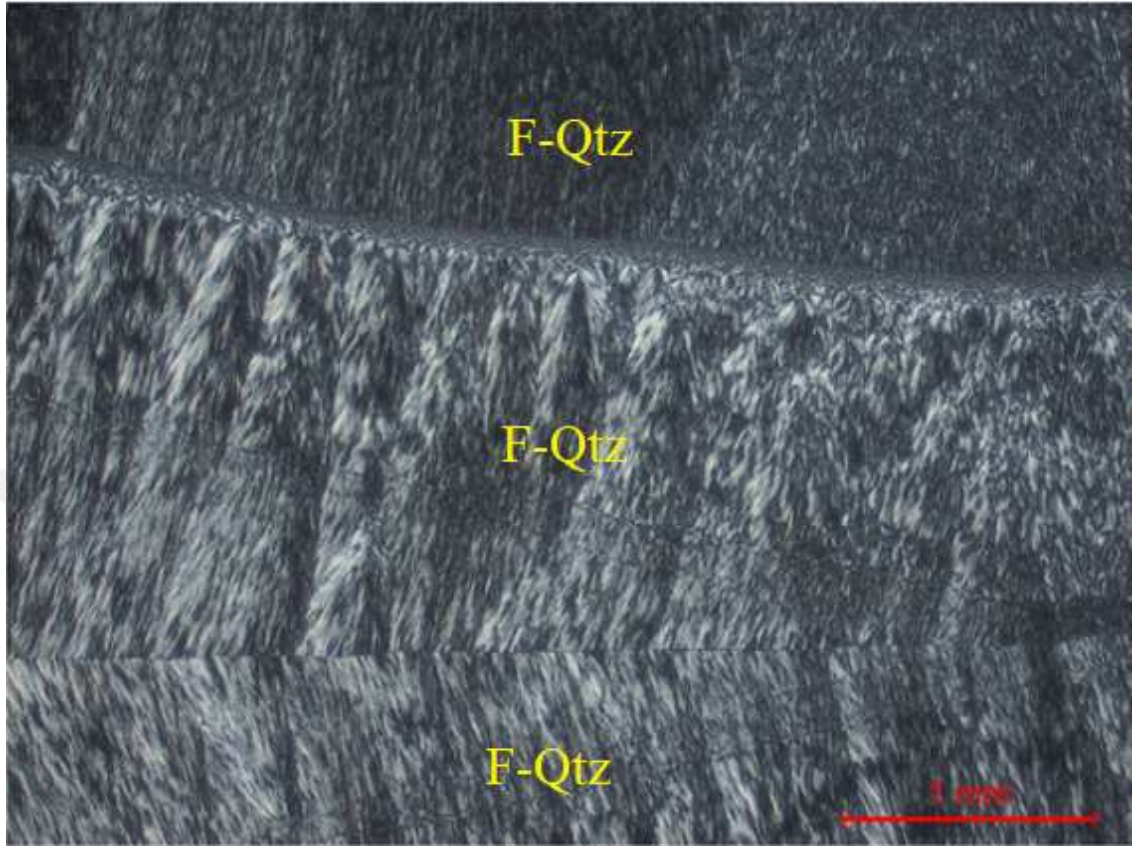


HB-6 kodlu flint örneği, gri renkli, konsantrik bantlı bir yapıda küçük tane boyutuna sahip bir görünüme sahiptir (Görsel 6.15). Örnek mikroskopik olarak, kriptomikro-mezokristalin dokuya sahip silis minerallerinden oluşmaktadır. Silis mineralleri; kriptomikro-mezokristalin, ksenomorfik, lifsi şekilli (sferülitik /konsantrik yapı) agregatlar halinde, homojen dağılım düzgün sınırlı ışımsal dizilimler sunmaktadırlar. Farklı tane boylarında gelişim sunan silis mineralleri değişik genişliklerde zonlar/seviyeler/boşluklar halinde genellikle ışımsal dizilimli, yer yer konsantrik taneler kalsedon lifleri içeren bantlar, buruşma bandı olarak bilinen ritmik sönme bantlarını gösterir (Görsel 6.16). Buruşma-bantlama aynı zamanda zebraik kalsedon olarak da anılır (Jones, 1952; Frondel, 1962), tek tek kristalitlerin lif eksenine yönünde sarmal bükülmesinin ve ayrı sferülitik lif demetleri içindeki bitişik liflerin birlikte bükülmesinin kombinasyonu ile üretilir.

Görsel 6.15: HB-6 kodlu flint örneğine ait el örneği.



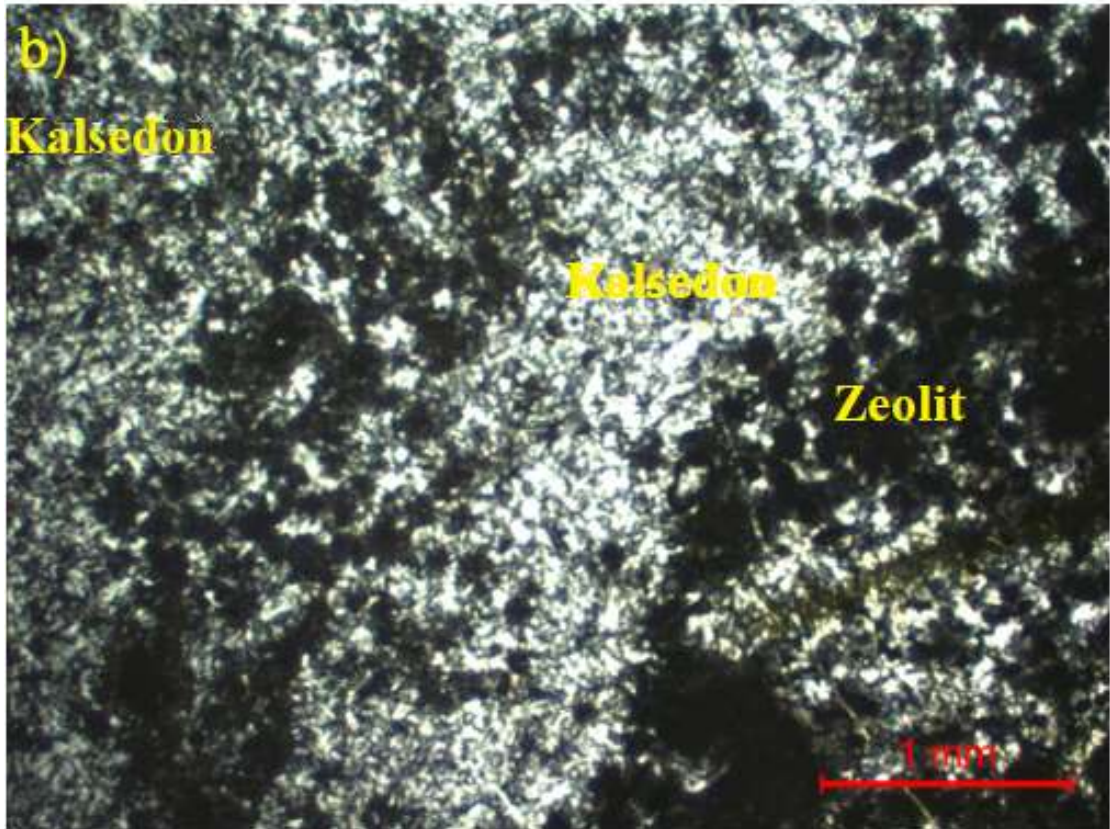
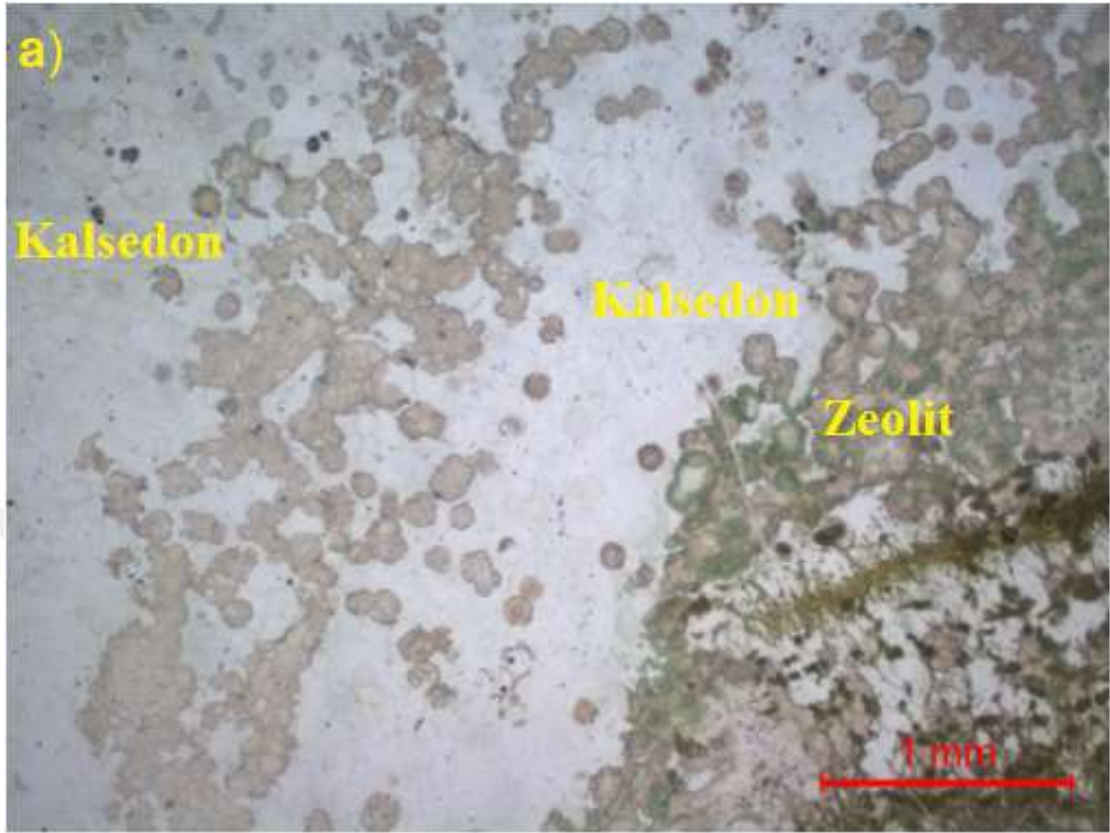
Görsel 6.16: HB-6 kodlu flint örneğine ait lifsi bantların çift nikol görüntüsü (x25). Lif yönü boyunca gelişen periyodik sönme bantları, [110] yönünde lifin bükülmesinden kaynaklanır. F-Qtz: Lifsi Kuvars.



HB-23 kodlu kalsedon örneği makroskobik olarak; orta sarımsı yeşil- koyu sarımsı yeşil (10GY 6/4- 10GY 3/2- Geological Rock-Color Chart, 2009) renk tonunda, kısmen konsantrik-bantlı bir doku altında küçük tane boyutludur. Mikroskobik tanımlama: Doku: Kripto-mikrokristalin (yer yer amorf); Işınsal/yarı ışınsal-lifsel (yer yer yumrulu)

Bileşenler: (başlıca) Silis mineralleri, (az) (olası) Zeolit mineralleri? /Kil mineralleri? Bileşenler, farklı tane boyundadır (çoğunlukla kripto-mikrokristalin, yer yer sub-mikroskobik), farklı kristal özelliğine sahiptir (çoğunlukla ksenomorfik kristaller halinde, yer yer henüz bir kristal formu kazanmamış amorf halde), farklı kristal şekline sahiptir (çoğunlukla lifsel, yer yer yumrusal/böbreğimsi şekilli olup, sferülitik/konsantrik yapıda), agregat/küreciklenme sınırları genellikle yuvarlaklıdır ve çoğunlukla ışınsal/yarı ışınsal dizilim sunmaktadır (Görsel 6.17).

Görsel 6.17: (a) HB-23 kodlu kalsedon örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25).

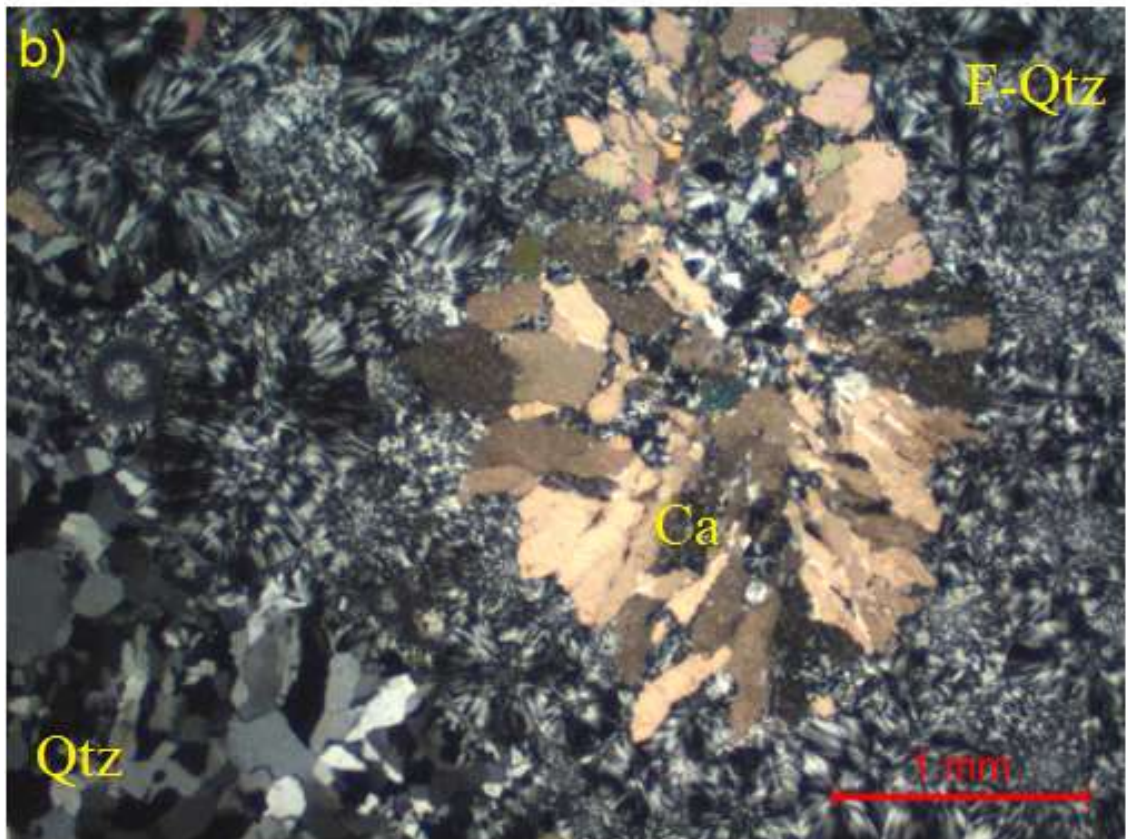
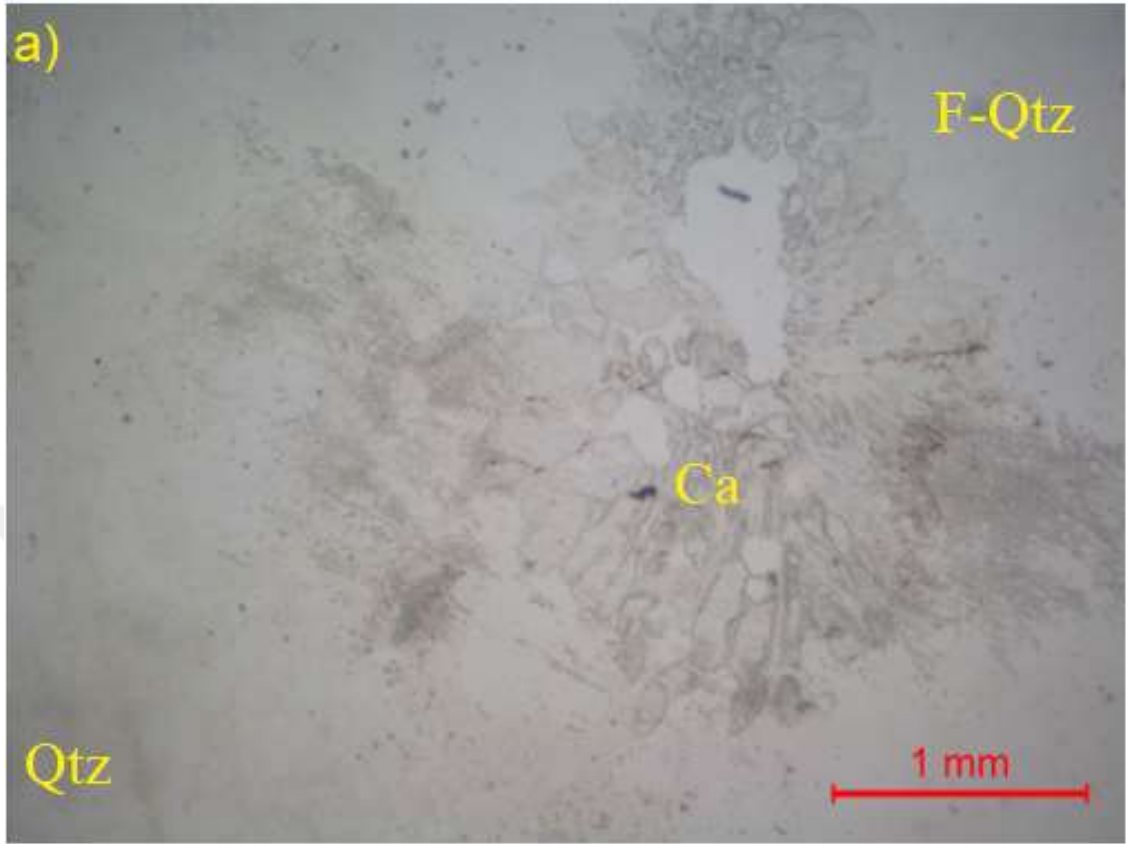


HB-9 kodlu ametist örneği makroskobik olarak, beyaz-Mor (N9 GeologicalRock-Color Chart 2009) renkli, küçük-orta-iri tane büyüklüğüne sahip kristallerden oluşan bir görünüme sahiptir (Görsel 6.18). Mikroskobik olarak; Kripto-mikro mezo-makro kristalin, ışınal-lifsel bir doku gösterir. Örneği oluşturan bileşenler silis mineralleridir. Silis mineralleri; küçük taneli (kripto-mikro-mezo-makro kristalin); küçük orta iri taneli yarı öz şekilli ve öz şekilli kristaller halinde çok az bir kısmı ise ksenomorfik kristaller halinde; agregat/küreciklenme sınırları düz veya yuvarlaklı; genellikle ışınal dizilimlidir. Görsel 6.19’da kesit içinde rastgele dağılmış gibi görünen yuvarlak kırıntılı tanecikler üzerinde liflerin çökmesi ve dışı doğru büyümesiyle oluşan sferülitler görülmektedir. Kriptokristalen tane boyutunda olup ışınal yapı sunan silis mineralleri mikro-mezo-makro kristalen tane boyutundaki silis minerallerinden keskin bir hat ile ayrılmıştır. Kristalleşmenin meydana geldiği boşluk içindeki petrografik olarak görülebilen çekirdeklerin süspansiyonu, öncü sıvının oldukça viskoz olduğunu göstermektedir (Cady vd., 1998).

Görsel 6.18: HB-9 kodlu ametiste ait el örneği.



Görsel 6.19: (a) HB-9 kodlu ametist örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25). F-Qtz: Lifsi Kuvars, Qtz: Kristalin Kuvars, Ca: Kalsit.

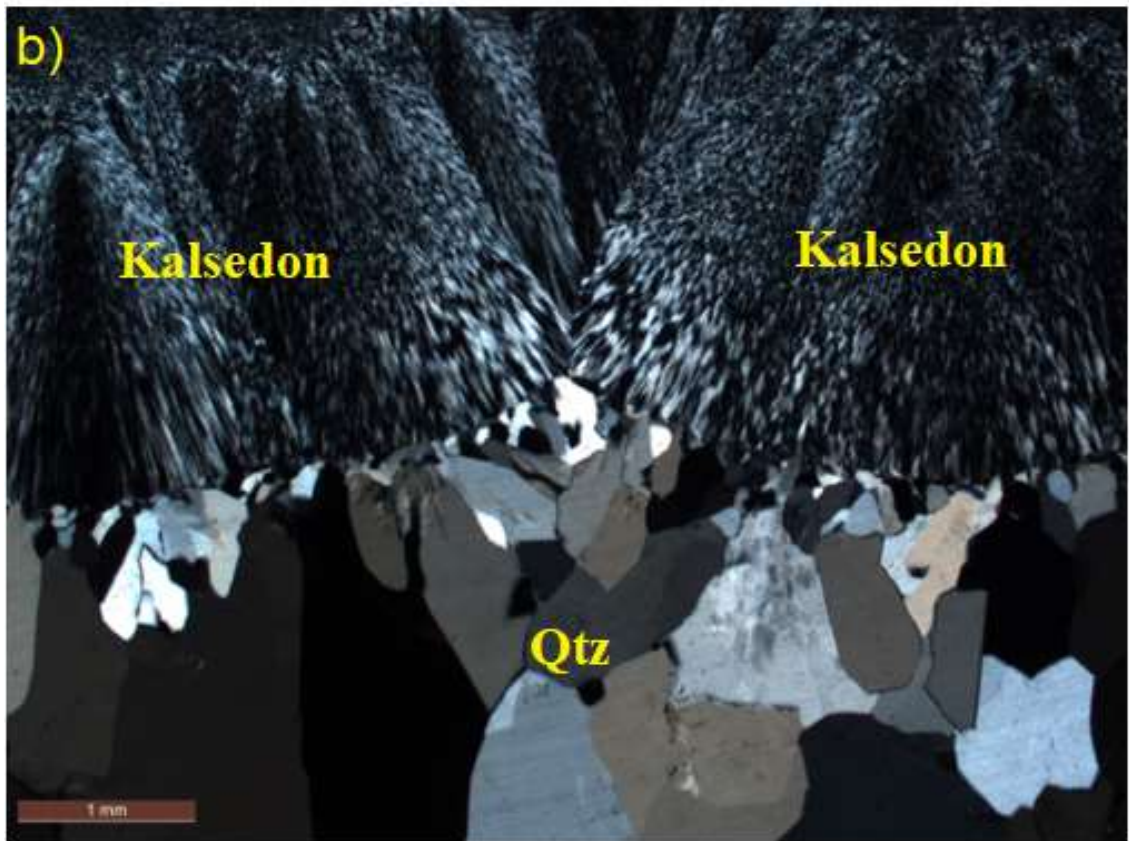
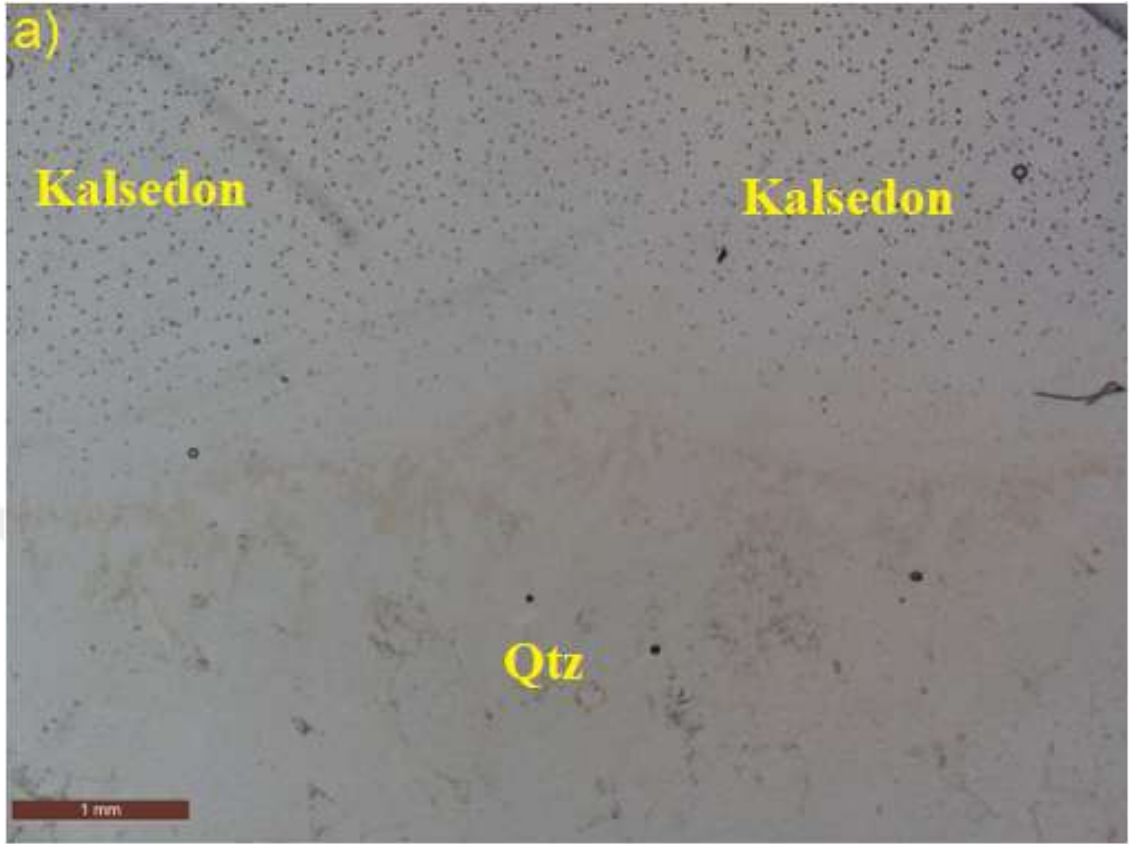


HB-11 kodlu agat örneği makroskobik olarak; beyaz (N9 GeologicalRock Color Chart 2009) renkli, kenarlarda ince kahverengi bantlardan oluşmaktadır. Örnek dış kısımlarından iç kısımlarına olmak üzere küçük- orta ve iri tanelerden oluşan görünüme sahiptir. Agat örneği mikroskobik olarak; kriptomikro-mezo-makro kristalen doku altında, küçük, orta ve yer yer iri taneli yarı öz şekilli ve bazen de öz şekilsiz kristaller halinde silis minerallerinden oluşmaktadır. Bazı seviyelerde silis mineralleri ışınal yapıda bir görünüm sunmaktadır (Görsel 6.20). Örnekte kriptokristalin tane boyutunda olup ışınal yapı sunan silis mineralleri (kalsedon) ile mikro-mezo-makro kristalen tane boyutundaki silis mineralleri (flint) birbirinden keskin bir hat ile ayrılmıştır. Bu nedenle örnekte gerek tane boyu gerekse dokusal görünüm olarak farklı iki seviye izlenmektedir (Görsel 6.21).

Görsel 6.20: HB-11 kodlu agat örneğine ait makro örnek.



Görsel 6.21: (a) HB-11 kodlu agat örneğine ait tek nikol (x25) (b) ve çift nikol görüntüleri (x25). Qtz: Kuvars.



6.2. KATODOLÜMİNESANS (CL) ANALİZİ

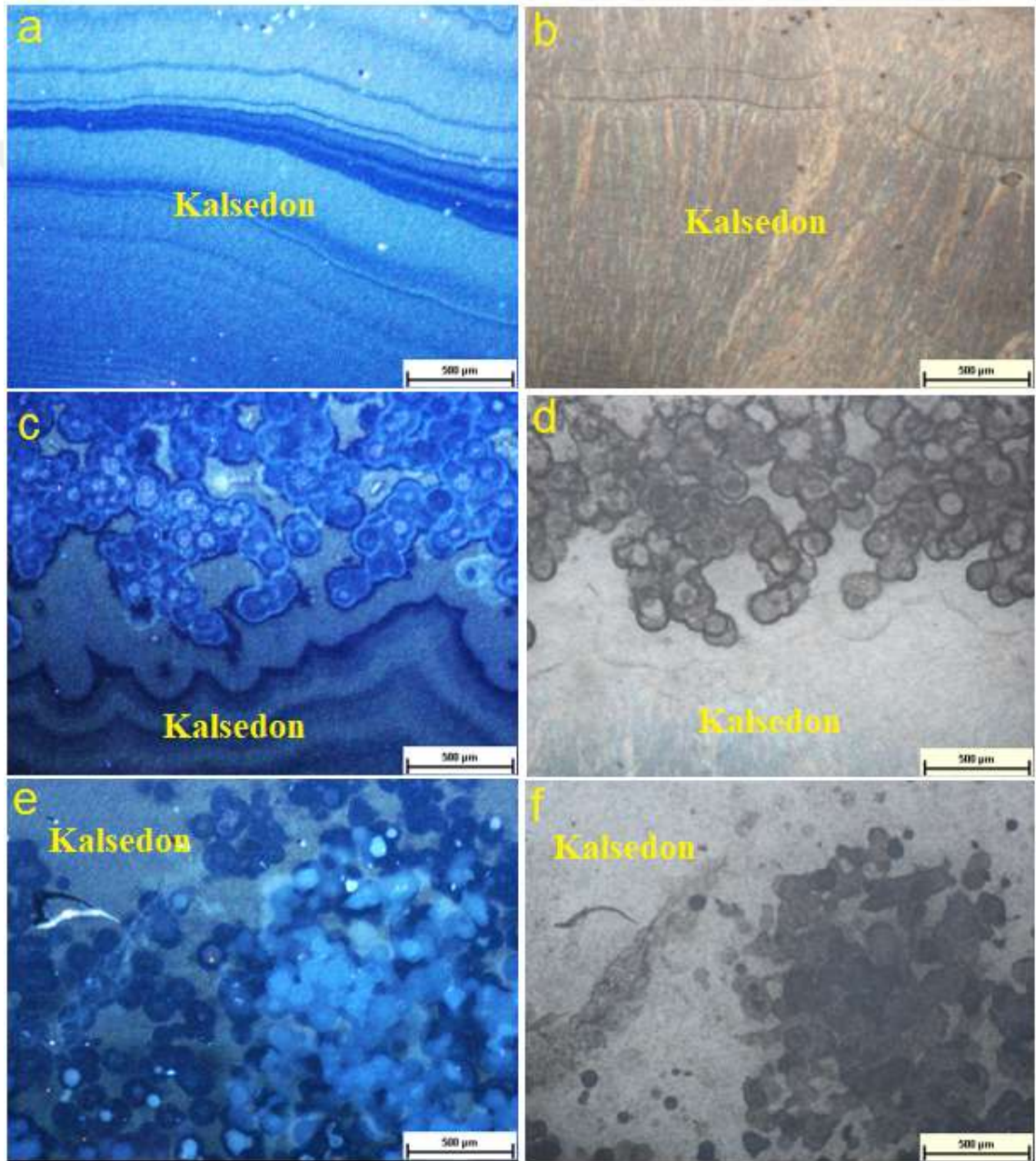
Başbüyük (Yozgat) kalsedon (mavi) ve flint (gri kalsedon) örnekleri, görülebilir ışığın mavi bölgelerinde katodoluminesans (CL) sergilemiştir. Bu görüntüler aynı zamanda bölge agatlarının, oluşumu esnasında kristalizasyonun art arda sıralanmasının bir kanıtı olarak görülen, genellikle güçlü zonlanmanın bir özelliğidir. Magmatik kaynaklardan elde edilen kuvars, mavi-mor tonlarında ışıltı gösterir. CL görüntülemeleri, kuvars kristallerinde diğer analizlerle ayırt edilemeyen içyapıları, büyüme zonlarını ve kafes yapısındaki kusurlarını ortaya çıkarmaktadır. Kuvars kristalizasyonu sırasında, fizikokimyasal koşullardaki değişiklikler kristal zonlanmasına neden olur. Bu özellikleri CL kullanarak ortaya çıkarmak, yer bilimcilerin belirli büyüme koşullarını tespit etmeye veya çok aşamalı oluşum süreçlerini ortaya çıkarmalarına olanak tanır. Kalsedondaki bantlanmalar, eser element alımındaki değişikliklerle veya büyüme koşullarının etkilerinin neden olduğu iç kusurlarla ilgili olabilir (Götze vd., 2001).

Eriyikten ve çözeltilerden kuvars kristalleşmesi sırasında, fizikokimyasal koşullar kristal zonlanmasına neden olur. Bu, kuvars zonlama, eser element alımı sırasındaki yani Al yerine Si ikamesi ile ilişkili tek yüklü kanyonların dengelenmesi veya büyüme koşullarının etkilerinden kaynaklanan içsel kusurlardır. Özellikle hidrotermal kuvarsta mikroskobik ölçekte konsantrasyon pH derecesinden kaynaklanmaktadır (Ramseyer ve Mullis, 1990; Perny vd., 1992). Kuvarsın bir diğer önemli özelliği de CL renginin karakteristik kökenine bağlıdır. Zinkernagel (1978)' e göre, kumtaşlarında kuvars CL renklerinin sınıflandırmasında, menekşe veya mavi ışıltı veren kuvars (yüksek pik 450 nm ve 620 nm) hızlı soğumaya maruz kalan magmatik ve yüksek dereceli metamorfik kayaçlardan oluşmuştur. CL renk tonlarını içeren yorumlamada maviden mora: plütonik kuvars yanı sıra volkanik kayaçlarda kuvars fenokristalleri ve yüksek dereceli metamorfik kuvars için yapılmıştır. Magmatik kayaçlardan elde edilen kuvars metamorfik kuvarsa göre genellikle daha parlak mavi tondadır. CL rengindeki farklılıklar, mavinin yoğunluk oranındaki değişikliklerden kaynaklanır (Götze vd., 2001). İz element analizi farklı zonlanmalar, kristal büyümesi sırasında değişen Al içeriği ve eser element alımıyla ilişkilendirilmiştir (Götze vd., 2001; Schneider, 1993; Watt ve diğerleri, 1997; Müller vd., 2000).

HB-6 flint örneği katodoluminesans (CL) incelemesinde kuvarsa ait tipik mavi tonlarda zonlanmalar gözlenmektedir. Bu hızlı silis büyümesinin işaretidir (Görsel 6.22 a, b). Mavi tonlardaki görseller hidrotermal kuvars oluşumlarının tipik rengidir (Götze

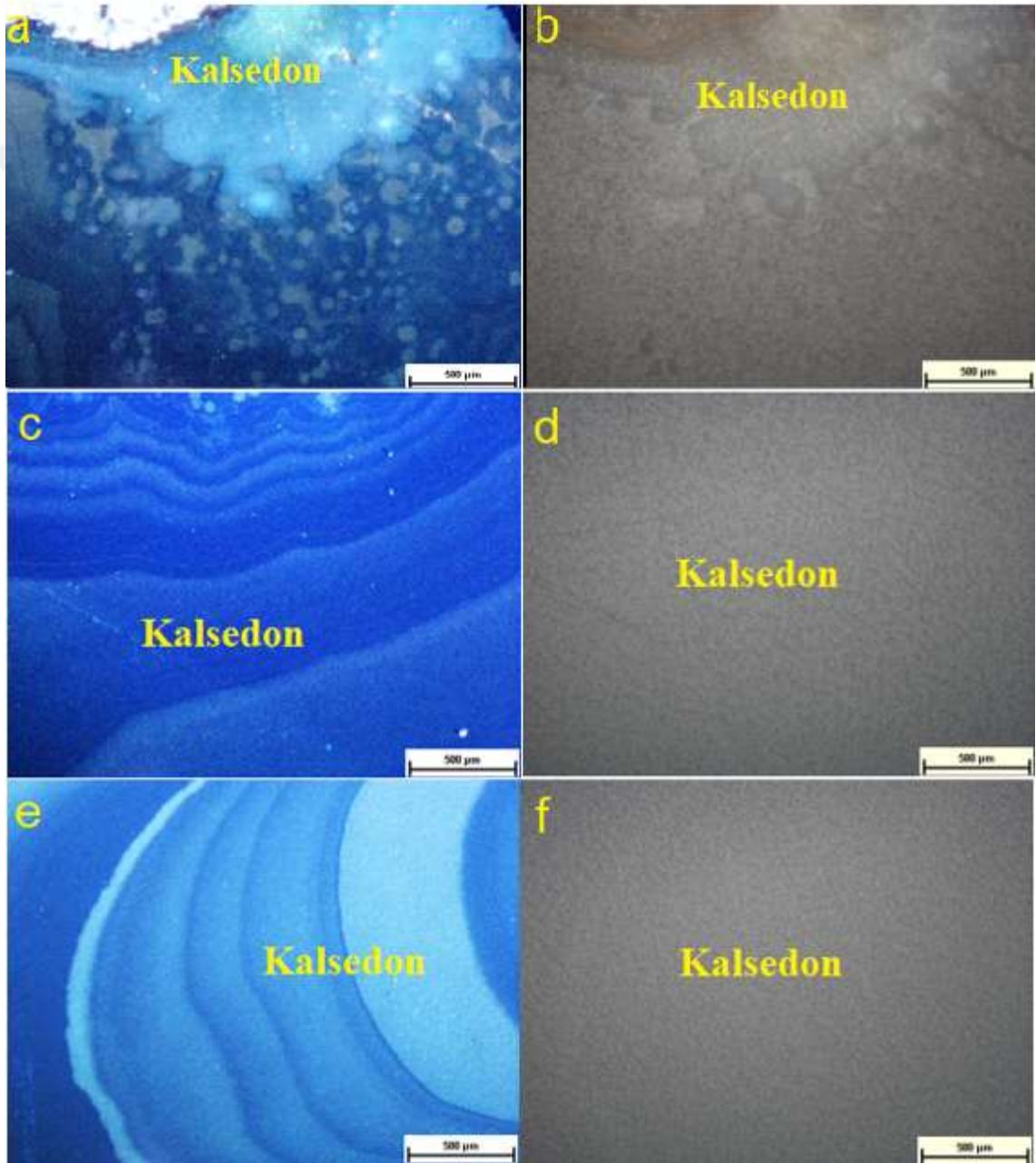
vd., 2001). Dıştan içe doğru açık mavi-mor ton aralığında paralel bantlanmalardan sonra -ince kesitte gözlenemeyen- dıştan içe doğru koyulaşan mavi tonlarda yuvarlağımsı farklı kuvars büyümeler gözlenmiştir. Bantlardaki koyu tonlar düşük yoğunluğu, açık tonlar ise yüksek yoğunluğu göstermektedir (Wilcock vd., 2012), (Görsel 6.22 c, d). Amorf yapı içerisinde yuvarlağımsı açık mavi ve koyu mavi-mor tonlarda yine farklı zamanda oluşan kuvars olduğu görülmüştür (Görsel 6.22 e, f).

Görsel 6.22: HB-6 flint örneğinin katodoluminesans görüntüsü (sol sütun), reflect ışıktaki görüntüsü (sağ sütun).



HB-5 kalsedon (mavi) örneğinin CL görüntüsündeki karakteristik açık maviden koyu mavi-mor tonlardaki bantlar aşırı hızlı kuvars büyümesini göstermektedir. Kristalin kenarları, kuvarsın aşırı büyümesini gösteren ışıldama ile farklı mavi tonlarda bantlar olarak görünür (Herrero vd., 2020) (Görsel 6.23 c, e). Yuvarlağımsı silika oluşumları da HB-6 flint örneğinde olduğu gibi bize silika çözeltinin farklı zamanlardaki magmatik kökenli hidrotermal kuvars/kalsedon oluşum olduğunu göstermektedir (Görsel 6.23 a, b).

Görsel 6.23: Sol sütun HB-5 kalsedon (mavi) örneğinin katodoluminesans görüntüsü (a, c, e) ve sağ sütun reflect ışıktaki görüntüsü (b, d, f).



6.3. KİMYASAL ANALİZLER

6.3.1. XRF Analiz Değerleri

Çalışma alanından toplanan örnekler 4 gruba ayrılarak kimyasal analizleri yaptırılmıştır. İlk grupta (I); kuvars, kalsedon, flint, agat ve ametist örneklerinden oluşan silika grubu bulunmaktadır. İkinci grupta (II) zeolitleşme görülen örnekler, üçüncü grupta (III) ise çalışma alanında bulunan yan kayaç; (HB-10) kodlu bazalt örneği bulunmaktadır. Bunlara ek olarak; dördüncü grupta (IV) bazaltik kayaçların boşluklarında oluşan α -kuvars ve kalsedon oluşumları ile birlikte bulunan 2 adet kalsit örneği XRF metodu ile incelenerek analiz sonuçları Tablo 6.2’de verilmiştir.

Beyaz renkli silisleşmelerden oluşan örneklerin analizinde; örneklerin tamamında en çok bulunan ana oksit SiO_2 dir. Örneklerin SiO_2 miktarları yüzde olarak 91.38-99.09 değerleri arasındadır. Kayaçların adına da bu yüzden rengini de ön plana alıp, beyaz silisleşmeler denilmiştir. Örneklerdeki yüksek silis içeriği silika mineralleri (moganit, kuvars) ve zeolit minerallerinden kaynaklanmaktadır. Diğer oksit değerleri ise sırasıyla; Fe_2O_3 : 0.04-5.49, Al_2O_3 : 0.17-2.87, MgO : 0.05-1.71, CaO : 0.07-1.13, Na_2O : 0.06-0.36, TiO_2 : 0.03-0.12, MnO : 0.02-0.05, K_2O : 0.02-2.41, SO_3 : 0.01-0.36 değerleri arasında bulunmaktadır. Ateşte kayıp değerleri % 0.63 ile 2.70 olarak ölçülmüştür. Bunlar da silisleşmelerin su içeriklerinin yüksek olmadığını göstermektedir. kalsedon (mavi) (HB-5) ve flint (HB-6) örneklerinde SiO_2 değerleri sırasıyla % 96.17 ve 96.51 olarak belirlenmiştir. Bu iki örnek karşılaştırıldığında CaO ve ateşte kayıp değerleri dışında tespit edilen diğer tüm ana element oksitlerinde mavi renkli kalsedon örneği hep daha yüksek değerler sunmaktadır.

Ametist, flint ve kalsedonlar, kristal kuvars ile karşılaştırıldığında, ana oksitlerdeki yüzde miktar değişimi Görsel 6.24’e göre; SiO_2 miktarında belirgin bir azalma ve Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO ve CaO miktarındaki artış görülmektedir. HB-5, HB-6 örnekleri sırasıyla kalsedon (mavi) ve flint (gri) tonlarda kriptokristalin yapıda örnekleri temsilen SiO_2 değerleri, HB-22 kristalin kuvars örneğine göre daha da azalarak % 96.17-96.51 değerlerinde kalmıştır. Bu durum bize silikat yapılu kuvars oluşumlarının sırasıyla kristalin yapıdan makro kristalin, mikro kristalin, kripto kristalin ve amorf yapıya doğru gittikçe SiO_2 değerlerinde az da olsa azalma eğrisi olduğunu göstermektedir.

Kalsedonların (mavi) XRF ve ICP-MS analizlerine göre ortalama kimyasal içeriği incelendiğinde; % 96.17-98 SiO₂, % 0.09-0.86 Fe₂O₃, % 0.35-0.73 Al₂O₃, % 0.05-0.47 MgO, % 0.63-1.39 AK ve Pb, Ga, Cu, Co, Ti, Fe,

Flintlerin (gri kalsedon); % 96.51-98.61 SiO₂, % 0.21-0.43 Al₂O₃, % 1.31-2.26 AK ve Mo, Cr, Fe, As,

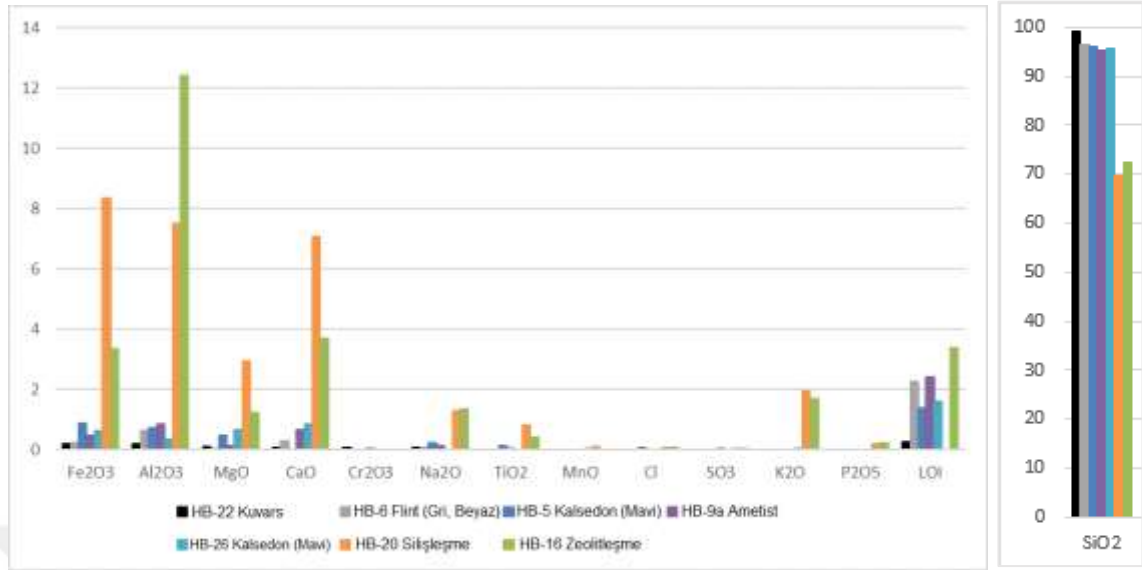
Ametistlerin, % 95.21-99.91 SiO₂, % 0.17-0.48 Fe₂O₃, % 0.21-0.85 Al₂O₃, % 0.19-2.4 AK ve Co, Mn, Fe, As, Sb elementleri ile karakteristik oldukları görülür (Görsel 6.24).



Tablo 6.2: Örneklerin XRF metoduna göre ana oksit değerleri (%).

Örnek	Tür	Grup	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	Cl	SO ₃	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK
HB-22	Kristalin Kuvars	I	99.09	0.19	0.18	0.08	0.07	0.06	0.06	-	-	-	-	-	-	0.26
HB-11	Agat	I	90.52	4.81	0.56	0.07	0.19	2.35	0.47	-	0.1	0.33	0.20	0.13	-	0.38
HB-2	Flint (Gri, Beyaz)	I	98.61	0.03	0.27	0.06	0.24	-	0.02	0.01	-	-	-	0.01	-	1.31
HB-4	Flint (Gri, Beyaz)	I	97.50	0.49	0.21	0.19	-	-	0.06	-	-	-	-	-	-	1.54
HB-6	Flint (Gri, Beyaz)	I	96.51	0.22	0.62	0.04	0.29	-	0.06	-	-	-	-	-	-	2.26
HB-21	Flint (Gri, Beyaz)	I	97.58	0.05	0.43	0.00	0.18	-	-	-	-	-	-	0.03	-	1.73
HB-5	Kalsedon (Mavi)	I	96.17	0.86	0.73	0.47	-	-	0.21	0.12	-	0.05	-	-	-	1.39
HB-24	Kalsedon (Mavi)	I	97.97	0.27	0.17	0.26	0.27	-	-	-	-	0.07	0.36	-	-	0.63
HB-25	Kalsedon (Mavi)	I	98.00	0.09	0.35	0.05	0.2	-	-	-	-	0.05	0.09	-	-	1.25
HB-28	Kalsedon (Mavi)	I	96.11	0.23	0.51	0.46	0.65	-	0.12	0.00	0.00	0.05	0.05	0.08	-	1.75
HB-1	Kalsedon (Mavi)	I	98.25	0.04	0.23	0.00	0.11	-	-	-	-	0.01	0.03	-	-	1.33
HB-20	Kalsedon (Mavi)	I	69.74	8.35	7.5	2.93	7.07	-	1.28	0.81	0.1	0.06	0.03	1.93	0.19	-
HB-23	Kalsedon (Mavi)	I	91.38	1.16	2.87	0.46	1.13	-	0.36	0.1	0.05	-	0.03	0.34	0.04	2.07
HB-26	Kalsedon (Mavi)	I	95.81	0.63	0.34	0.66	0.84	-	-	-	0.02	0.00	0.00	0.02	-	1.59
HB-27	Kalsedon (Mavi)	I	95.24	0.38	0.63	0.45	0.71	-	0.14	0.03	0.04	0.04	0.05	0.17	0.01	2.1
HB-9a	Ametist	I	95,21	0,48	0,85	0,14	0,65	0,04	0,14	0,03	-	-	0,04	-	-	2,41
HB-9b	Ametist	I	99.91	0.17	0.21	0.07	0.08	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.19
HB-15	Zeolitleşme	II	75.88	2.3	9.97	0.77	3.65	-	1.10	0.31	0.04	-	0.03	1.44	0.14	4.36
HB-16	Zeolitleşme	II	72.29	3.35	12.39	1.21	3.68	-	1.33	0.40	0.00	0.05	0.02	1.69	0.23	3.36
HB-17	Zeolitleşme	II	73.11	2.75	10.07	0.84	4.7	-	1.32	0.36	0.17	-	0.05	1.49	0.58	4.55
HB-18	Zeolitleşme	II	87.26	5.49	0.63	1.71	0.16	-	0.06	-	-	0.07	-	2.41	0.02	2.19
HB-19	Zeolitleşme	II	77.55	1.84	9.69	0.34	3.00	-	1.09	0.21	0.02	0.04	0.03	0.78	0.2	5.2
HB-7	Altere Volkanik kayaç (Bazalt)	III	51.68	5.5	14.35	6.67	3.9	0.08	0.84	0.78	0.18	0.07	-	2.1	0.4	10.81
HB-10	Bazalt	III	51.95	7.37	14.47	6.56	7.11	0.01	2.04	0.8	0.08	0.01	-	1.68	0.34	1.53
HB-14	Altere Volkanik kayaç (Bazalt)	III	54.81	6.89	18.19	3.13	6.21	-	3.29	0.65	0.1	0.06	0.05	2.92	0.3	3.41
HB-8y	Altere Volkanik kayaç (Bazalt)	III	57.91	6.16	15.13	4.01	6.15	-	6.81	0.87	0.07	0.08	-	2.59	0.25	6.12
HB-3	Kireçtaşı	IV	0.25	0.04	0.4	<0.1	55.86	-	0.01	0.01	0.25	-	-	-	-	43.6
HB-8b	Kireçtaşı	IV	4.81	0.24	2.01	0.24	52.97	-	1.09	-	0.45	-	-	-	-	38.19
HB-32	Gabro	V	50.26	9.26	16.10	8.42	11.14	0.03	1.24	0.67	0.16	0.01	-	0.21	-	2.1
HB-33	Granodiyorit	V	68.80	3.64	15.1	1.00	2.81	0.02	2.66	0.29	0.06	-	-	0,31	-	0.31

Görsel 6.24: İnceleme sahasındaki silisli örneklerin XRF (% ana oksit) grafiği.



Birinci gruptaki örneklerin %90 üzeri SiO₂ oranına sahip oldukları; ikinci grup olarak oluşturulan zeolitleşme görülen örneklerin ise ortalama %70 SiO₂ oranında olduğu görülmektedir. Zeolitleşme görülen örneklerde Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO K₂O oranlarında, birinci grup soluk mavi kalsedon ve flint (gri kalsedon) ve kuvars örneklerinde göre belirgin bir zenginleşme görülmektedir.

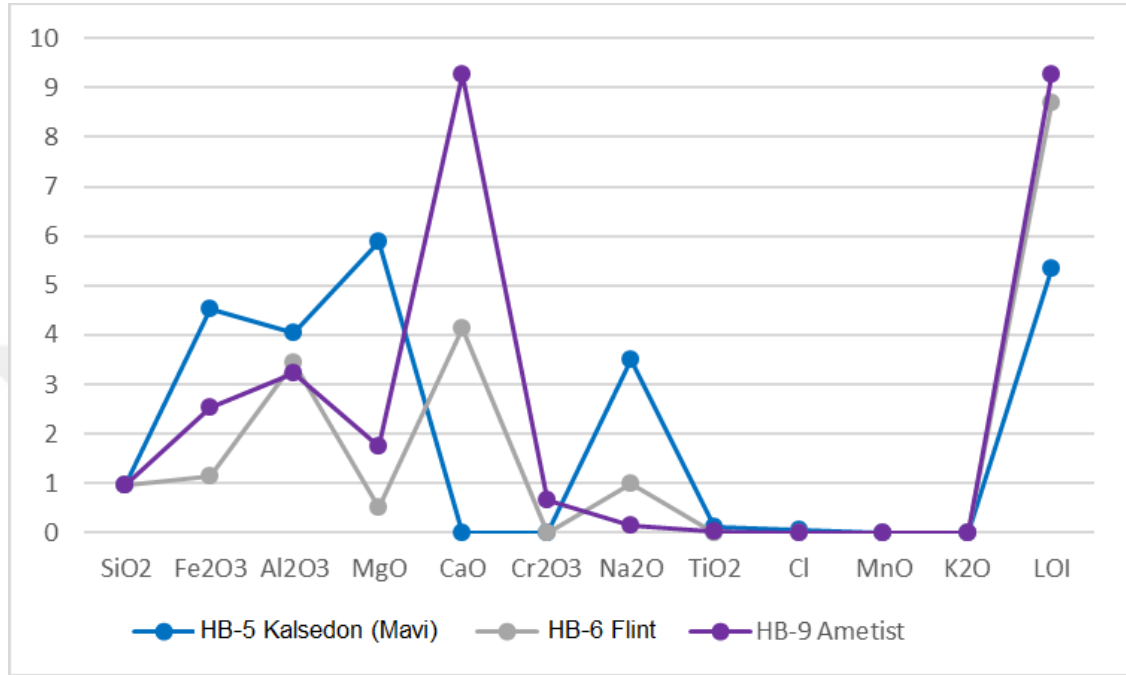
Birinci grup XRF analiz sonuçlarına göre (Tablo 6.2); HB-22 örneği kristalin yapılu kuvars % 99.09 SiO₂ değeri, HB-11 örneği % 98.25 SiO₂ değeri ile HB-22 örneğine göre silisyum oranında bir miktar azalma göstermekte, içten dışa doğru kristalin yapılu kuvars ve dış kenarlarda mikrokristalin kalsedon oluşumu gözlenmektedir.

Dördüncü gruptaki HB-3 örneği % 55.86 CaO, % 0.25 SiO₂, % 0.04 Fe₂O₃, % 0.04 Al₂O₃ içeriği ile bir kalsit örneğidir. HB-8b örneği de benzer değerler ile kalsit örneğidir.

Ametist (HB-9a), kalsedon (mavi) (HB-5) ve flint (HB-6) örneklerinin, ana oksit miktarları kristal kuvars (HB-22) örneğine göre normalize edilerek hesaplanmış olan değişim miktarları Görsel 6.25'deki grafikte gösterilmiştir. Buna göre; ametist ve flint örneğinde Al₂O₃ miktarında yaklaşık 3 kat, kalsedonda 4 kat, Ateş kaybında sırasıyla yaklaşık 9 kat ve 5 kat artış gözlenmiştir. Ametist örneğinde Fe₂O₃ miktarında yaklaşık 3 kat, MgO miktarında 2 kat ve CaO miktarında ise 9 kat artış gözlenmiştir. Kalsedon (mavi) örneğinde Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃ ve Na₂O miktarlarında yaklaşık olarak 4-6 kat artış

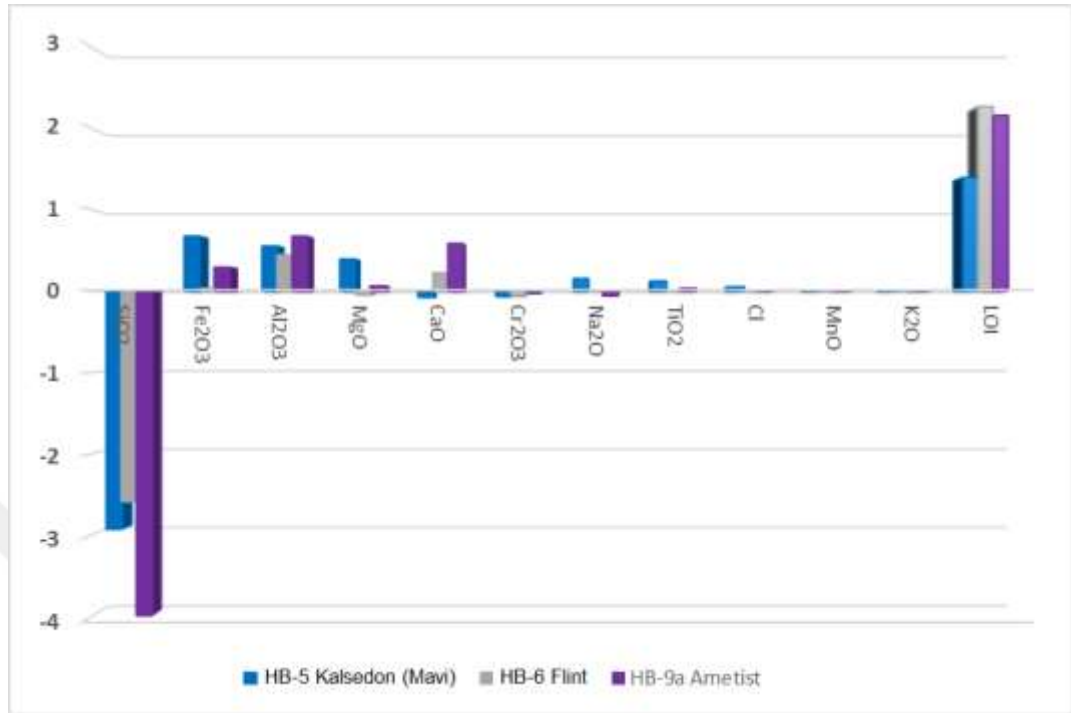
gözlenmiştir. Flint örneğinde ise CaO miktarındaki 4 kat artış dışında ana oksit değerlerinde ciddi bir artış gözlenememiştir.

Görsel 6.25: Ana oksitlerde saf beyaz kuvars örneği (HB-22) için normalize edilmiş HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerindeki orantılı değişim miktarları.



Kristalin kuvars (HB-22) örneğinin SiO₂ oranlarına göre yapılan karşılaştırmada, HB-9a kodlu ametist, kalsedon (mavi) örneklerini temsilen seçilen HB-5 kodlu örnek ile flint örneklerini temsilen alınan HB-6 kodlu örneğin SiO₂ oranlarında azalma, ateşte kayıp (AK) değerlerinin artış olduğu dikkat çekmektedir (Görsel 6.26, 6.27). Aynı şekilde Al₂O₃ değerlerinde de az oranda bir artış söz konusudur. Aynı süstaşı ailesine mensup minerallerin, farklı oluşum sıcaklıklarıyla farklı renk ve türde süstaşlarını oluşturduğunu göz önünde bulundurursak, bu durumun oluşum sıcaklık farklarından olması muhtemeldir. Ametist ve kalsedon (mavi) örneklerinde Fe₂O₃ ve MgO oranlarında zenginleşme; ametist ve flint örneklerinde CaO oranında zenginleşme, kalsedonda ise fakirleşme görülmektedir.

Görsel 6.26: HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint, kristal kuvars (HB-22) örneğine göre normalize edilerek ana oksit miktarlarındaki değişim diyagramı.



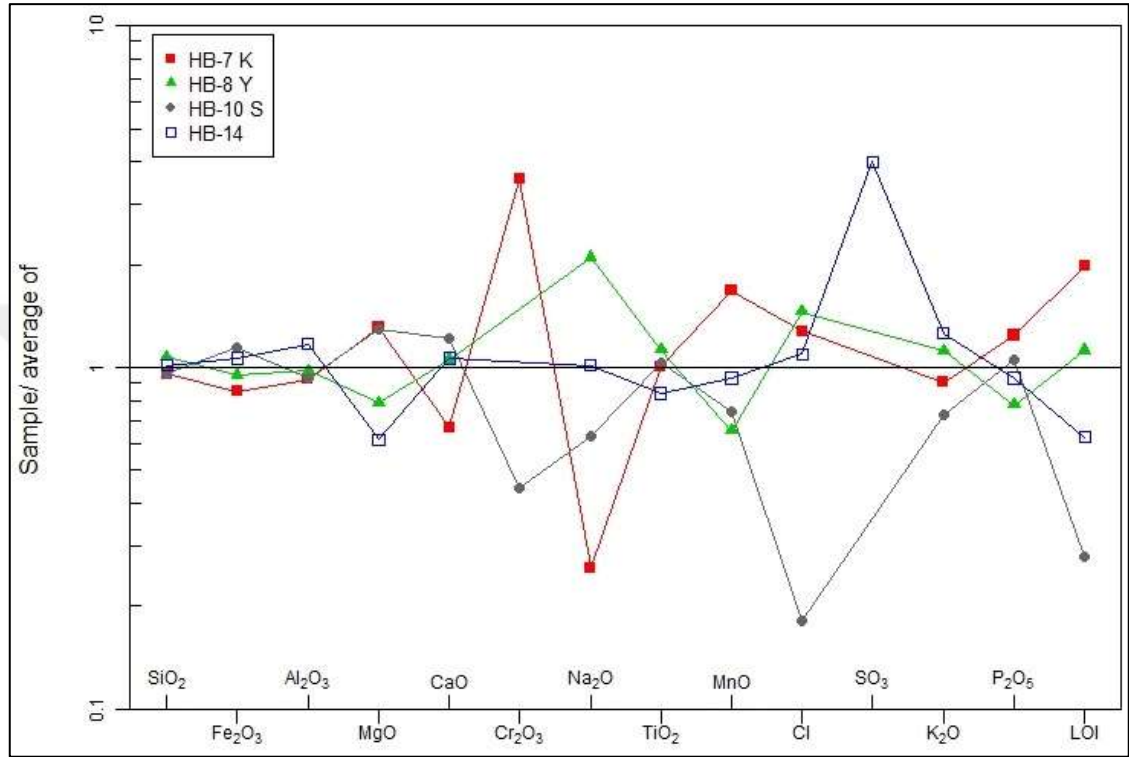
Görsel 6.27: HB-22 Kristal Kuvars, HB-5 kalsedon (mavi), HB-6 Flint ve HB-9a Ametist süstaşlarının ana oksit element oranlarının renk ve türlerine göre % dağılımı.



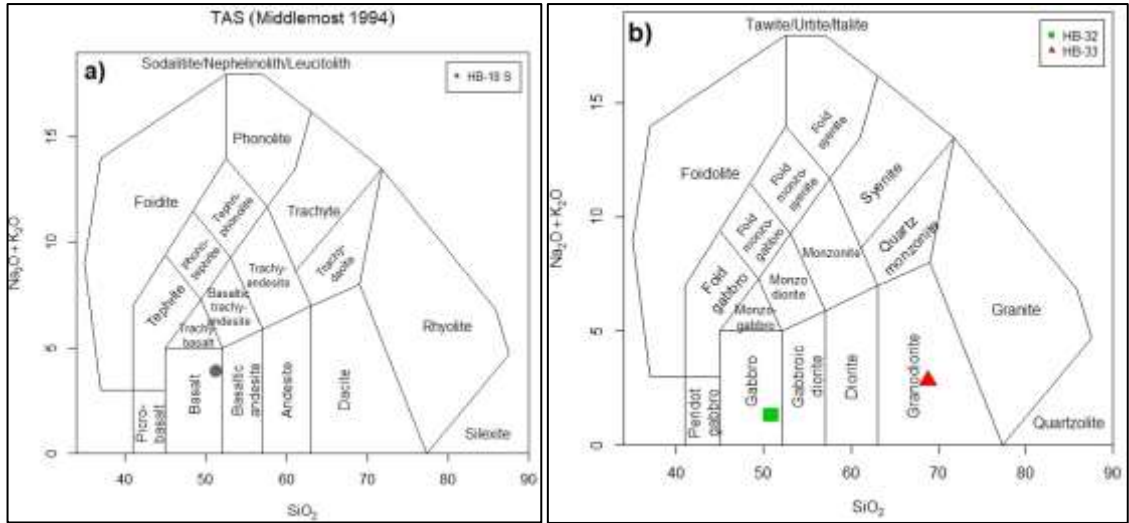
Kuvars kristalleri ve kalsedonların yarık ve çatlaklarını doldurduğu volkanik kökenli yan kayaç bazalt ve altere volkanik kayaçların örneklerini temsilen HB-7 (kahverengi), HB-8y, HB-10 (siyah) ve HB-14 örneklerine üçüncü grup olarak yer

verilmiştir. Volkanik kayalarda genel olarak MgO ve CaO zenginleşme ve Na₂O+K₂O bakımından fakirleşme beklenir. HB-10 bazalt örneğinde Cr₂O₃ ve Cl ve K₂O ana oksit oranlarında belirgin fakirleşme, altere volkanik kayalarda ise zenginleşme dikkat çekmektedir (Görsel 6.28).

Görsel 6.28: XRF verilerine göre yan kayaç örneklerin ana oksit Spider Diyagramı.



Yan kayaçları temsilen seçilen HB-10 kodlu örneğin içerdiği element miktarlarına göre volkanik kayaç oluşumları için kullanılan SiO₂ ve Na₂O+K₂O miktarlarına göre volkanik kayaçlar için kullanılan TAS diyagramına (Middlemost, 1994) göre örnekler kalkalkalen, bazalt alanına düşmektedir (Görsel 6.29 a). Altere volkanik kayaç örneği olarak petrografik analizler sonucunda tespit edilen örneklerde alterasyondan dolayı kimyasal bileşimindeki değişiklik nedeniyle diyagramda kullanılmamıştır. SiO₂ ve Na₂O+K₂O miktarlarına göre derinlik kayaçları için kullanılan TAS diyagramı (Middlemost, 1994)'nda temsilen seçilen HB- 32 ve HB-33 örnekleri de sırasıyla Gabro ve Granodiyorit alanına düşerek Karaboğazdere Gabrosu ve Orta Anadolu Granitoidleri'nin bölgedeki varlığını desteklemektedir (Görsel 6.29 b).

Görsel 6.29: a ve b TAS diyagramı

Kaynak: Middlemost, 1994

Eser element olarak demir, ametistin renginden sorumludur (Holden, 1925). Fe⁺³ formundaki demir, kuvars kristal yapısında Si⁺⁴ ü ikame eder ve çeşitli renk merkezleri üretir. Bu renk merkezlerinin irritasyonu, ışığın emilmesine neden olarak mor bir renklenmeye neden olur (Cohen, 1956; Nassau, 1983). Mor rengin ton derinliği doğrudan demir içeriği ile ilgilidir (Frondele, 1962). Çalışma alanından alınan ametist iki örneğin Fe₂O₃ miktarı % 0.48 ve % 0.17 dir. Bu sebepten dolayı renk açık mor olarak kendini göstermektedir (Görsel 6.30).

Görsel 6.30: HB-9b kodlu ametist örneğine ait el örneği.



HB-3 ve HB-8b örneğinde dikkati çeken element sırasıyla % 55.86 ve % 52.97 değeri ile CaO' dir. MgO değeri HB-8b % 0.26' dır. Bu iki bileşen kayacın karbonatlı bir kayaç olduğunu göstermektedir. Çünkü ateşte kayıp oranı % 43.6 % 38.19 ile uçucu bileşenlerin, başta CO₂ olmak üzere H₂O nun yüksek olduğuna işaret etmektedir. Fe₂O₃ değerleri % 0.04, % 0.24 ve MnO ise % 0.25, % 0.45 ile kalsit minerallerinde bir miktar Fe ve Mn elementleri yer alabilir (Tablo 6.2).

6.3.2. (ICP-MS) Analiz Sonuçları

Mineralojik-petrografik veriler ışığında analiz sonuçlarına bakılarak yan kayaç ve silika minerallerinden ICP-MS element analizleri için 14 örnek temsili örnek olarak seçilmişlerdir. ICP-MS analizleri yapılan 14 örnekten, 5 tanesi yan kayacı temsilen bazalt örneği (HB-10, HB-29, HB-30, HB-31), 10 örnek ise kuvars (HB-22), flint (HB-2, HB-4, HB-6, HB-21), kalsedon (mavi) (HB-5, HB-24, HB-25, HB-28) ve ametisti (HB-9) temsil etmek üzere seçilmişlerdir. 30 element sonuçları (Na, K, Sr, Ba, Be, Mg, Ca, Tl, Pb, Bi, Ga, Al, Mo, Cu, Cr, Ni, Co, V, Zn, Mn, Cd, Hg, Ti, Fe, As, B, Sb, Ag, P, La) tablo halinde verilmiş (Tablo 6.3) ve bu analiz sonuçlarına göre de uygun diyagramlar hazırlanmıştır.

Tablo 6.3: Temsili örneklerin ICP-MS analiz element değerleri (ppm).

Tür	Grup	AM			TAM					TM			DM	MO	L		
		Na	K	Sr	Ba	Be	Mg	Ca	Tl	Pb	Bi	Ga	Al	Ag	P	La	
HB-22	Kuvars	I	140.99	84.40	1.46	2.22	0.77	705.80	85.24	0.00	0.76	0.00	0.00	430.38	0.00	0.00	0.00
HB-2	Flint (Gri,Beyaz)	II	1081.34	439.65	44.21	29.25	0.00	807.50	774.44	0.00	0.23	0.00	0.82	3417.98	0.00	53.28	0.00
HB-4	Flint (Gri,Beyaz)	II	410.34	239.55	7.65	5.35	0.00	1297.61	1145.65	0.00	9.68	0.00	0.00	1427.80	0.00	0.00	0.00
HB-6	Flint (Gri,Beyaz)	II	677.05	818.84	164.21	55.16	0.00	480.03	794.35	0.00	0.00	0.00	0.65	3874.33	0.00	3.37	0.00
HB-21	Flint (Gri,Beyaz)	II	280.48	153.55	8.68	6.33	2.62	311.36	403.00	0.00	2.59	0.00	2.62	259.14	1.88	0.00	0.13
HB-5	Kalsedon (Mavi)	III	977.45	960.10	55.00	65.93	4.63	1569.89	728.25	0.00	1.33	0.00	0.89	4122.87	0.00	18.63	0.00
HB-24	Kalsedon (Mavi)	III	273.65	139.34	131.17	134.22	0.31	97.43	836.08	0.00	1.22	0.00	0.92	1870.30	0.00	0.00	0.13
HB-25	Kalsedon (Mavi)	III	348.24	309.35	251.41	345.53	0.48	205.34	771.77	0.00	5.51	0.05	1.46	3473.37	0.00	0.00	0.22
HB-28	Kalsedon (Mavi)	III	741.06	746.60	436.50	279.90	0.11	479.24	1264.49	0.00	2.66	0.11	1.29	7322.28	0.00	0.00	0.59
HB-9	Ametist	IV	211.68	92.84	39.51	52.07	0.00	710.43	26015.81	0.00	0.04	0.00	0.00	320.79	0.00	0.00	0.73
HB-10	Bazalt	V	25511.4	10614.5	519.2	777.7	0.0	22790.4	11737.1	0.0	15.2	0.0	11.7	11883.2	0.0	881.4	11.1
HB-29	Bazalt	V	25937.6	10042.6	532.2	743.1	1.7	23770.3	12048.2	0.0	16.7	0.0	14.1	13739.0	0.0	911.8	9.7
HB-30	Bazalt	V	18698.7	17548.3	586.7	771.3	1.1	6996.0	9509.9	0.0	17.4	0.0	17.3	23940.3	0.6	942.3	5.4
HB-31	Bazalt	V	26738.6	14904.9	455.3	673.1	1.2	25254.2	13417.4	0.0	24.5	0.0	13.7	22607.1	0.0	958.5	6.8
Tür	Grup	GM										YM					
		Mo	Cu	Cr	Ni	Co	V	Zn	Mn	Cd	Hg	Ti	Fe	As	B	Sb	
HB-22	Kuvars	I	0.00	14.99	3.71	0.00	641.22	1.67	0.00	4.95	0.00	4.36	3.13	936.26	7.89	9.94	5.36
HB-2	Flint (Gri,Beyaz)	II	0.00	8.47	1.57	0.00	361.59	3.95	28.13	61.55	0.00	2.07	0.00	15.77	57.16	28.07	31.91
HB-4	Flint (Gri,Beyaz)	II	13.83	6.84	329.21	0.46	0.79	21.50	1.50	142.73	0.00	0.00	28.48	3952.51	0.00	0.00	5.28
HB-6	Flint (Gri,Beyaz)	II	1.26	5.88	222.47	0.00	0.00	13.12	6.09	15.90	0.00	0.00	25.72	2131.02	27.20	0.00	10.51
HB-21	Flint (Gri,Beyaz)	II	0.03	0.57	5.80	7.28	597.03	4.44	131.36	8.57	0.00	4.31	0.00	66.89	5.10	46.44	14.96
HB-5	Kalsedon (Mavi)	III	0.00	52.90	12.07	1.90	64.27	7.97	0.00	29.29	0.00	1.61	162.65	1968.45	9.61	0.00	19.29
HB-24	Kalsedon (Mavi)	III	0.00	0.00	2.05	0.00	344.63	2.54	11.68	14.17	0.04	2.95	3.55	102.90	10.32	80.09	27.95
HB-25	Kalsedon (Mavi)	III	0.00	0.00	4.52	0.00	328.21	3.39	6.35	15.74	0.08	1.82	3.37	242.52	8.26	36.52	14.03
HB-28	Kalsedon (Mavi)	III	0.00	7.84	2.34	0.00	192.61	5.68	1.37	34.56	0.01	3.41	65.57	770.43	16.43	32.35	18.73
HB-9	Ametist	IV	0.00	6.08	2.81	0.00	121.58	0.72	5.54	4604.91	0.00	0.55	10.96	1580.16	25.25	0.00	24.26
HB-10	Bazalt	V	0.0	50.5	270.9	133.7	242.9	153.3	69.5	911.0	0.0	0.8	4524.2	44865.5	30.0	0.0	0.0
HB-29	Bazalt	V	0.3	15.7	232.1	131.4	65.8	155.2	57.9	943.7	0.1	0.4	4684.1	45776.5	7.9	0.0	1.5
HB-30	Bazalt	V	0.0	0.0	1.1	0.0	21.7	167.7	51.4	587.0	0.2	0.0	3548.5	42023.5	4.6	0.0	0.7
HB-31	Bazalt	V	0.0	17.0	89.8	22.4	32.3	156.2	63.6	496.4	0.4	0.0	4726.2	41856.8	1.5	0.0	1.8

Kalsedon (kriptokristalin) ve ametist (kristalin) yapısına giren veya girmesi olası bazı safsızlık elementleri (Na, K, Fe, Mg, Co, Mo, Zn, Ni, Cr, Sb, Mn, Ca, Ti, Li) göz önünde bulundurularak, 30 element üzerinden ICP- MS element analizleri Başbüyükülü kuvars, kalsedon ve ametist oluşumları yorumlanmıştır.

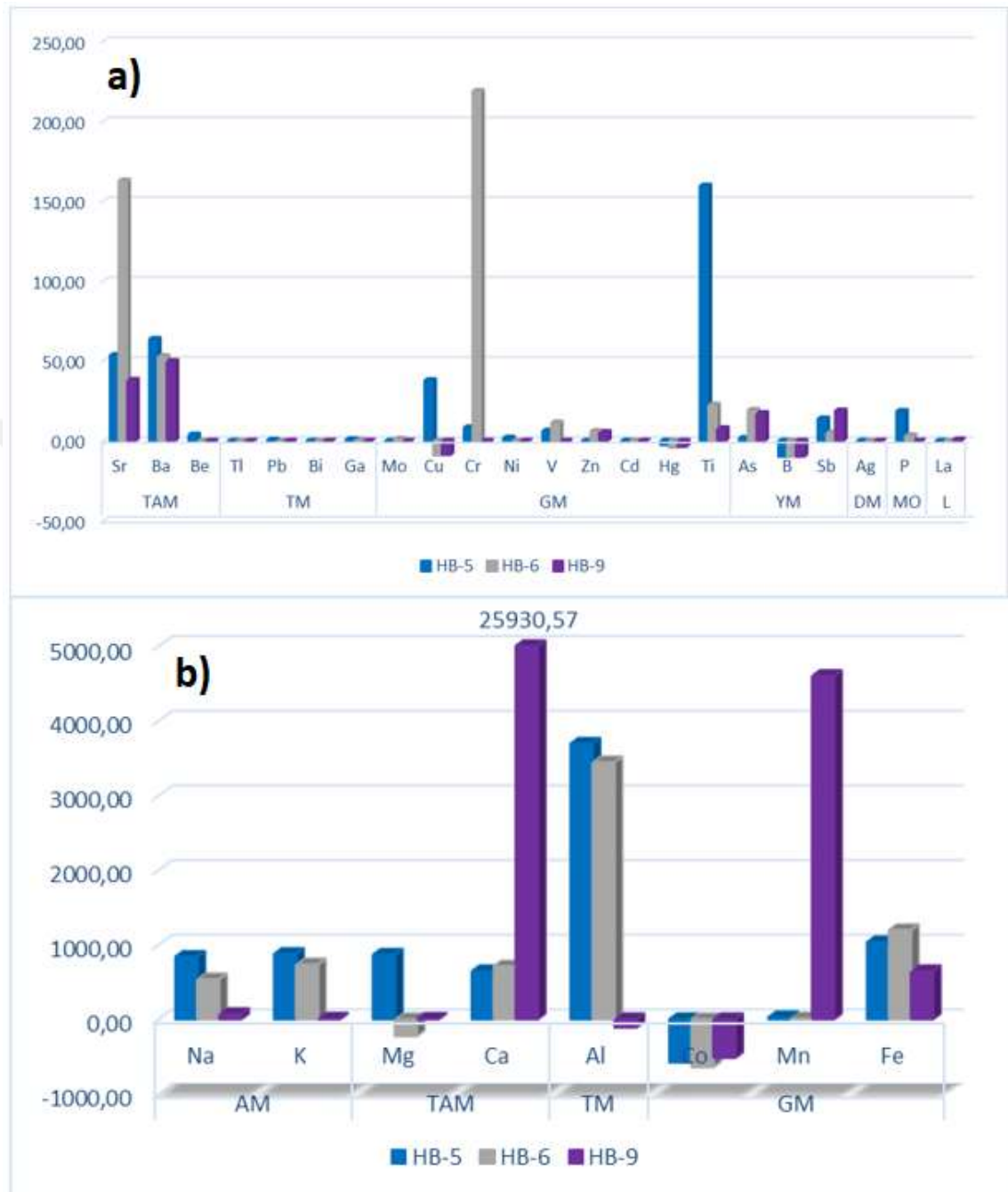
Kuvars ailesinin kriptokristalin yapılu kalsedonun renk veren elementleri analiz çalışmalarında SiO₂ bileşiminde olması ve az miktarlarda Na, K, Fe ve Mg içerebildiği ve % 10'a varan miktarlarda ise H₂O da içerebileceği belirtilmiştir (Koivula, 1984). Kriptokristalin yapılu süstaşı olan kalsedonun lifsi, gözenekli yapısı sebebiyle birçok element bulunabilmektedir. Kalsedonda Fe, Cr, Mo, Ti, Zn, Ni, Sb, Mn, Li elementlerin varlığı mavi rengin oluşumunda etkilidir. Kristalin yapılu ametistin mor renginin oluşmasında düşük ihtimalle Mn ve Cr elementleri, kesin olarak da Fe ve Sb neden olmaktadır. Co'nun ise süstaşlarının renklenmesinde etkisi olmadığı belirtilmiştir (Hatipoğlu, 2004). 3. grup HB-5, HB-24, HB-25, HB-28 kalsedon (mavi) örneklerindeki ICP-MS analizi element miktarları bunu desteklemektedir (Tablo 6.3).

Kristalin yapılu ametistte ise mor rengini veren Fe⁺³ iyonu ile ilgili ilgilidir (Schlesinger and Cohen, 1966), Fe⁺⁴ iyonu Si⁺⁴ iyonunun yerine geçmektedir. Atomlar arası boşluktaki Fe⁺³ iyonuna etki eden iyonize radyasyondan sonra da renklenen ametist (Cohen and Hassan, 1974) ve O⁻² → Fe⁺⁴ yük transferinin (Cox, 1977) etkisinde mor rengi oluşturduğu belirtilmiştir. Ametistlerin rengi Fe, Sb ve Mn konsantrasyonları ile artmaktadır. Mor rengin Fe⁺³'ün, Al⁺³'ün yerine geçmesi ve Mn ile birlikte atomlar arası boşlukta bulunduğu, Sb⁺⁵'in de hem Si⁺⁴'ün yerini aldığı hem de atomlar arası boşluğa girerek oluşabileceği belirtilmiştir (Birsoy, 1983-85-87; Hatipoğlu, 2003). Buna göre 4. Grup HB-9 ametist örneği Ca, Mn ve La elementleri bakımından karakteristik olarak zengin oluşu ve buna Fe ve Sb elementleri de dahil edilirse mor rengini bu elementlerden aldığı söylenebilir (Tablo 6.3).

Tablo 6.4: Temsilen seçilen farklı renk ve dokulara sahip silisli süstaşların ICP-MS analiz değerleri (ppm).

İz Elementler (ppm)		HB-22 Kristal Kuvars	HB-5 Kalsedon (mavi)	HB-6 Flint	HB-9 Ametist
AM (Alkali Metaller)	Na	140.99	977.45	677.05	211.68
	K	84.40	960.10	818.84	92.84
TAM (Toprak Alkali Metaller)	Sr	1.46	55.00	164.21	39.51
	Ba	2.22	65.93	55.16	52.07
	Be	0.77	4.63	<0.000	<0.000
	Mg	705.80	1569.89	480.03	710.43
	Ca	85.24	728.25	794.35	26015.81
TM (Temel Metaller)	Tl	<0.000	<0.000	<0.000	<0.000
	Pb	0.76	1.33	<0.000	0.04
	Bi	<0.000	<0.000	<0.000	<0.000
	Ga	<0.000	0.89	0.65	<0.000
	Al	430.38	4122.87	3874.33	320.79
GM (Geçiş Metalleri)	Mo	<0.000	<0.000	1.26	<0.000
	Cu	14.99	52.90	5.88	6.08
	Cr	3.71	12.07	222.47	2.81
	Ni	<0.000	1.90	<0.000	<0.000
	Co	641.22	64.27	<0.000	121.58
	V	1.67	7.97	13.12	0.72
	Zn	<0.000	<0.000	6.09	5.54
	Mn	4.95	29.29	15.90	4604.91
	Cd	<0.000	<0.000	<0.000	<0.000
	Hg	4.36	1.61	<0.000	0.55
	Ti	3.13	162.65	25.72	10.96
	Fe	936.26	1968.45	2131.02	1580.16
	YM (Yarı Metaller)	As	7.89	9.61	27.20
B		9.94	<0.000	<0.000	<0.000
Sb		5.36	19.29	10.51	24.26
DM (Değerli Metaller)	Ag	<0.000	<0.000	<0.000	<0.000
MO (Metal Olmayanlar)	P	<0.000	18.63	3.37	<0.000
L (Lantanitler)	La	<0.000	<0.000	<0.000	0.73

Görsel 6.31: HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint, kristal kuvars (HB-22) örneğine göre; ICP-MS a) eser element ve b) ana element miktarlarındaki değişim diyagramı.



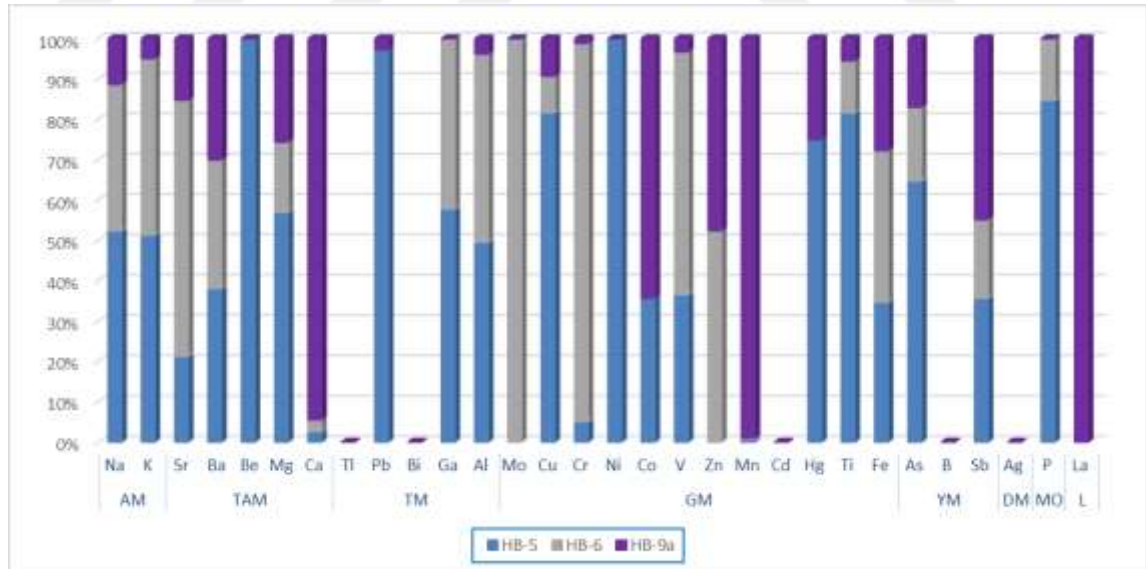
Kristalin kuvars (HB-22) örneğinin ICP-MS analizi element oranlarına göre yapılan karşılaştırmasında, HB-9 kodlu ametist, kalsedon (mavi) örneklerini temsilen seçilen HB-5 kodlu örnek ile flint örneklerini temsilen alınan HB-6 kodlu örneğin genel olarak Sr, Ba, Ti, As, Sb, Na, K, Ca, Mn, Fe elementlerinde zenginleşme görülürken Be ve Co elementlerinde fakirleşme görülmektedir.

Renk gruplarına göre incelediğimizde ise kalsedon (mavi) örneklerini temsilen seçilen HB-5 örneği Cu ve Mg bakımından zenginleşme gösterirken diğer grupları temsilen seçilen HB-6 ve HB-9 örneklerinde fakirleşme görülmektedir. Buna ek olarak sadece HB-5 örneği Be ve Ni elementleri de içermesi dikkat çekmektedir.

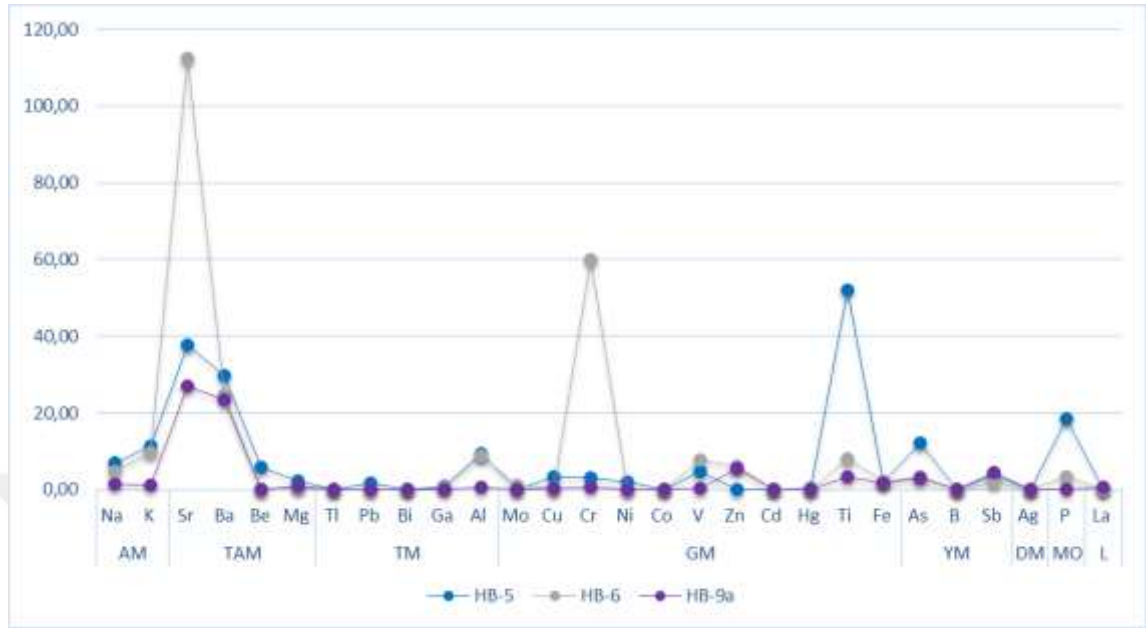
HB-6 örneğinde Sr ve Cr bakımından diğer HB-5 ve HB-9 örneğine göre çok yüksek oranda karakteristik düzeyde zenginleşme göstermektedir. Mo elementini ise sadece HB-6 örneği içermektedir.

Örneklerin kriptokristalin ve kristalin yapıları göz önünde bulundurularak incelendiğinde, HB-9 kristalin yapıları ametist örneği Sb, Ca ve Mn bakımından ve kriptokristalin yapıları HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerine göre karakteristik düzeyde çok yüksek zenginleşme göstermektedir. Kalsedon (mavi) ve flint örnekleri Ba, Ga, Ni, P, Na, K, Fe elementleri bakımından HB-9 kristalin yapıları ametist örneğine göre zenginleşme göstermesi karakteristiktir. Yine aynı şekilde bu örnekler karakteristik olarak, Al elementi bakımından zenginleşme gösterirken HB-9 kristalin yapıları ametist örneği fakirleşme göstermektedir (Tablo 6.4, Görsel 6.31).

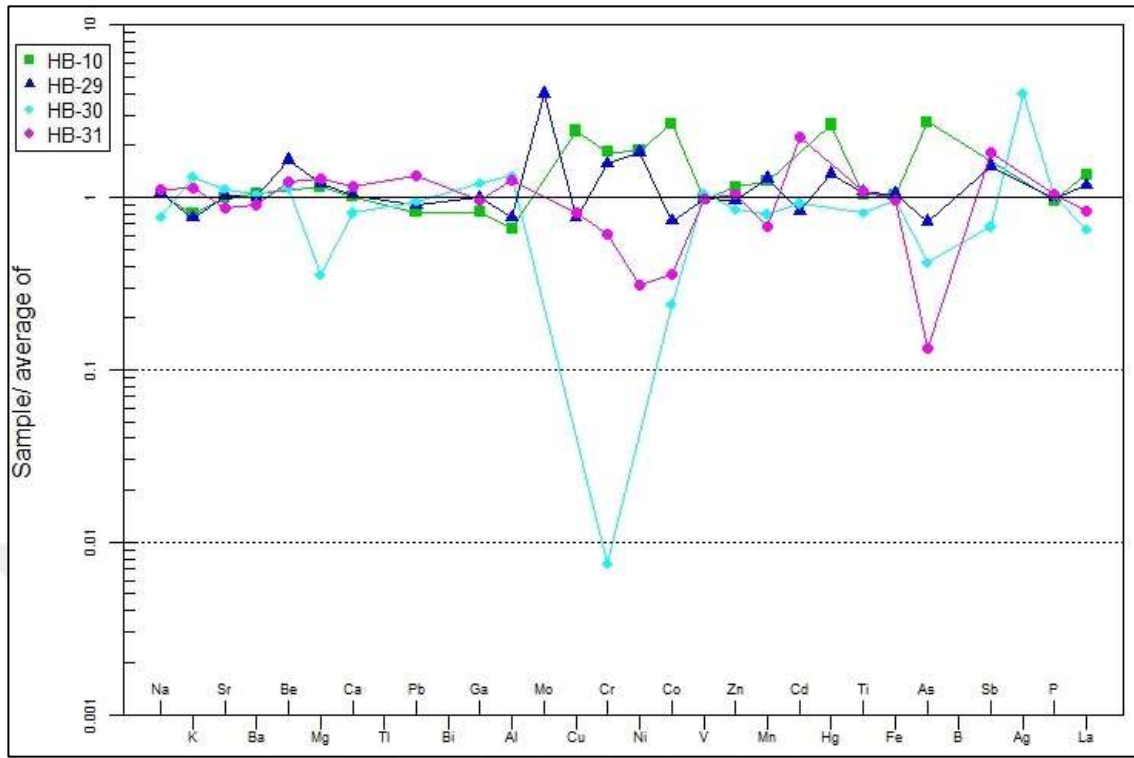
Görsel 6.32: HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerindeki ICP-MS analizinin % oranlarına göre grafiği.



Görsel 6.33: ICP-MS analizlerinin saf beyaz kuvars örneği (HB-22) için normalize edilmiş HB-9a ametist, HB-5 kalsedon (mavi) ve HB-6 flint örneklerindeki orantılı değişim miktarları (Ca ve Mn hariç).

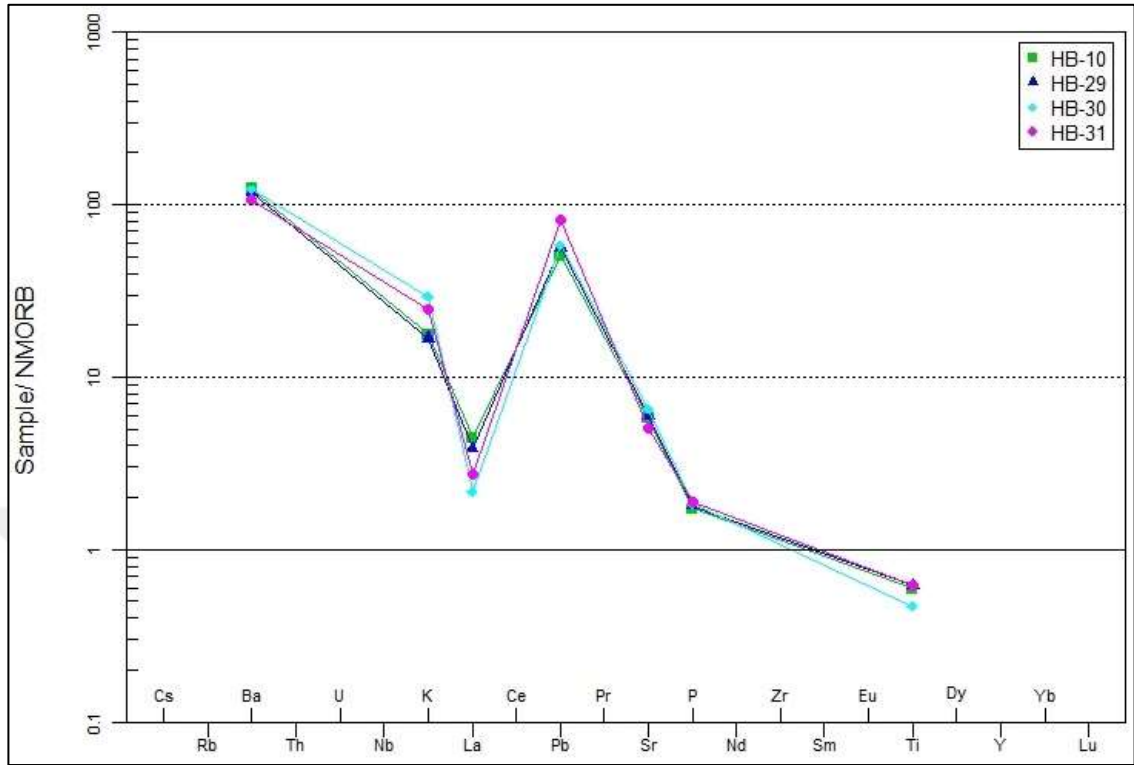


Ametist (HB-9a), kalsedon (mavi) (HB-5) ve flint (HB-6) örneklerinin, ICP-MS analizi element miktarları kristal kuvars (HB-22) örneğine göre normalize edilerek hesaplanmış olan değişim miktarları Görsel 6.33'de verilmiştir. Buna göre HB-6 flint örneği Sr ve Cr elementleri sırasıyla 110 ve 60 katı civarında olup ve Görsel 6.33'e göre burada yer verilmeyen Ca ve Mn yaklaşık olarak 1000 katı civarında çok yüksek bir artış göstermektedir. Kriptokristalin yapıları HB-5 ve HB-6 örnekleri yaklaşık olarak Na 5 katı, K 10 katı, Al 10 katı ve V elementi 8-10 katı artışlarıyla benzerlik göstermektedir. HB-5 kalsedon (mavi) örneği de yaklaşık olarak Sr 40 katı, Ti 50 katı, As 10 katı ve P elementi de 20 katı değerinde diğer örneklerden farklı karakteristik bir artış göstermektedir. Bunlara ek olarak her 3 örnek de Ba ve Sb elementlerince yakın miktarlarda artış göstermektedir. HB-9a ametist örneği ise Ca, Mn ve La elementlerince karakteristik olarak zenginleşme göstermektedir (Tablo 6.4, Görsel 6.32 ve Görsel 6.33).

Görsel 6.34: Yan kayaç örneklerin ICP-MS analizlerinin Spider Diyagramı.

Kayaçlardaki ICP-MS analizi element içerikleri incelendiğinde genel olarak tüm örnekler Sr elementi bakımından birbirlerine yakın değer göstermektedirler. Sr elementinin bazaltik kayalarda Ca-plajiyoklazlarda fraksiyonlanmaktadır (Akbaş, 2016). Tüm örneklerde Ca ve Ag elementinde fakirleşme görülmektedir. tüm örneklerde Pb, Ga, V, Zn, Fe elementleri az da olsa zenginleşme göstermektedir. HB-10 örneği Co ve As elementleri zenginleşme göstermekte diğer örnekler fakirleşme göstermektedir. Sadece HB-29 örneği Mo elementi ve HB-30 örneği Ag elementi içermekte ve zenginleşme göstermektedir. HB-30 örneği Cr, Mg, P, La bakımından diğer örneklerden çok daha fazla fakirleşme göstermektedir. HB-31 örneği ise Pb, Cd, Sd elementleri bakımından zenginleşme göstermektedir (Görsel 6.34).

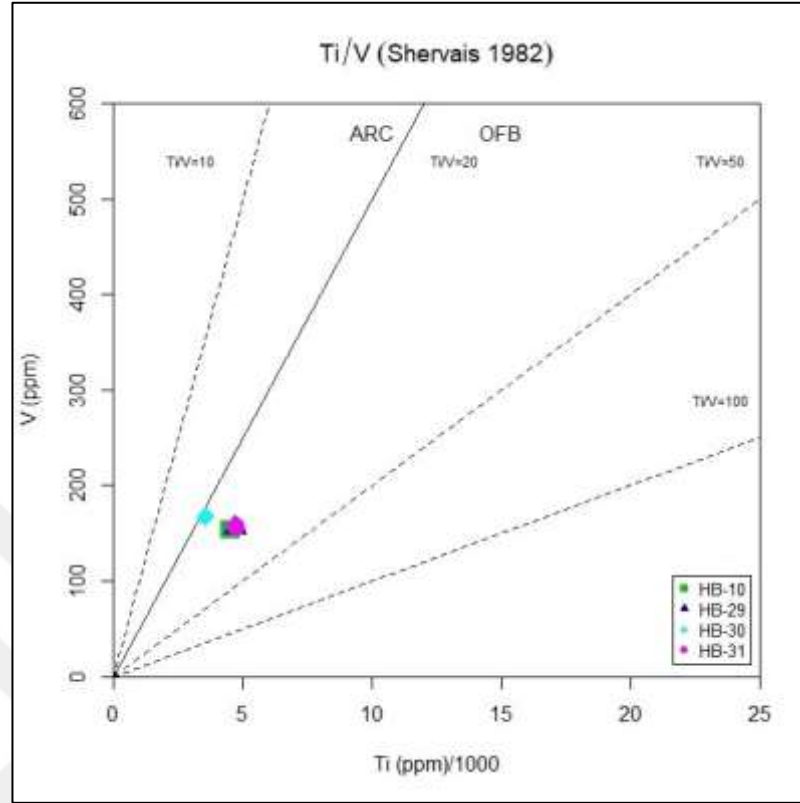
Görsel 6.35: Yan kayacı temsilen seçilen örneklerin NMORB'a göre ICP-MS analiz değişim diyagramı



Kaynak: Sun ve McDonough, 1989

Yan kayacı temsilen seçilen örneklerin içerdikleri elementlerin NMORB'a göre oranları incelendiğinde; farklı noktalardan alınan tüm yan kayaç örneklerinin uyum gösterdiği, magmatik oluşum olduğunu belirtmektedir. Ba ve Pr elementlerinde diğer elementlere göre daha fazla zenginleşme görülürken; sırasıyla K, Sr, La ve P elementleri aşağı yönde daha az zenginleşme göstermektedir. Ti elementi ise fakirleşme göstermektedir (Görsel 6.35).

Görsel 6.36: Yan kayacı temsilen seçilen örneklerin tektonik diskriminasyon diyagramındaki konumları



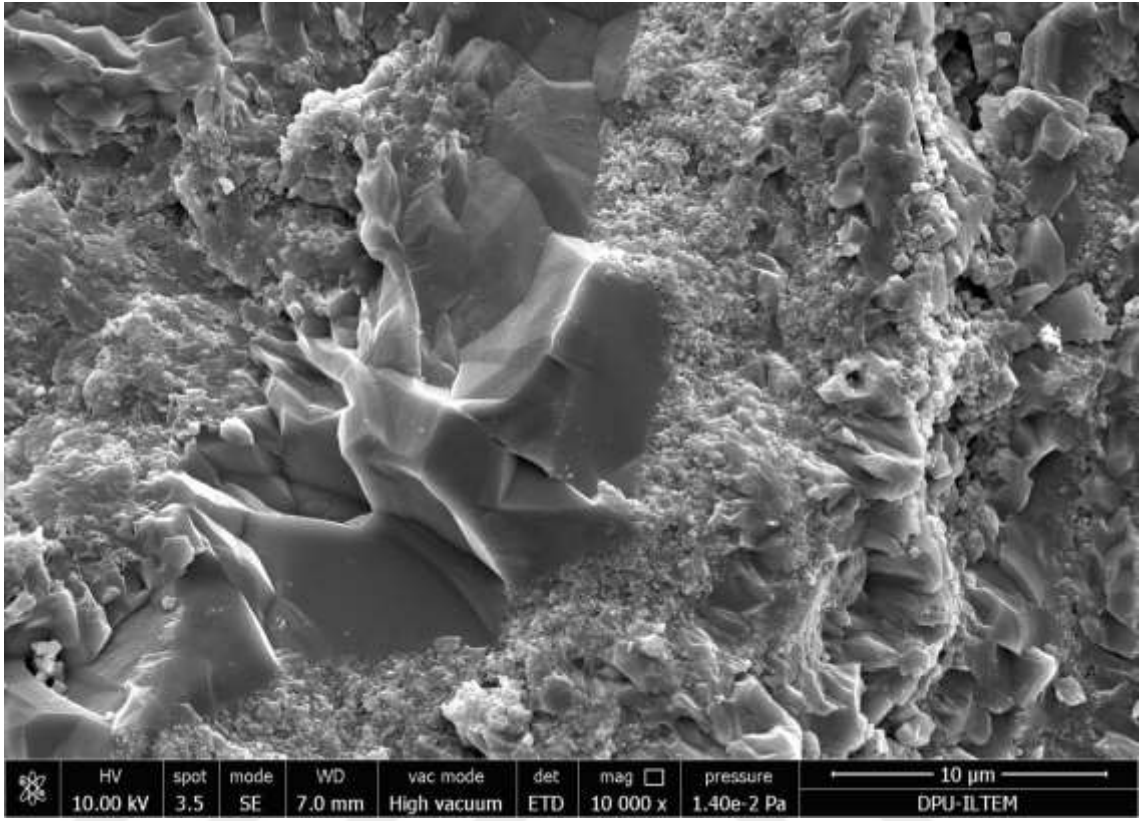
Kaynak: Shervais, 1982

Yan kayacı temsilen seçilen örneklerin, Görsel 6.36'daki tektonik diskriminasyon diyagramında Kalk-Alkalin Karasal akıntı bazaltları alanına düşmektedir (Shervais, 1982). Eosen yaşlı bazalt olan yankayaç örneklerinin, Orta-Üst Eosen zamanında faaliyet göstermiştir. Bu aralıkta Kırşehir kıtası ile Sakarya kıtasının çarpışması, okyanusal kabuk ile kıtasal kabuk arasında çarpışma rejimi ve okyanusal kabuğun dalma batma aktivitesi sonucu meydana gelen kısmi ergime ile volkanizma oluşmuştur (Akbal, 2016).

6.4. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP (SEM/EDS) İNCELEMELERİ

Çalışma alanından toplanan kalsedon örneklerin mikro-morfojik görüntüleri ve mikro-kimyasal içeriklerinin belirlenmesi amacıyla SEM/EDS incelemelerine tabi tutulmuştur. Kalsedonların SEM resimlerindeki genel görünümü, tipik kalsedon mikroskobik yapılarını gösterir (Görsel 6.37).

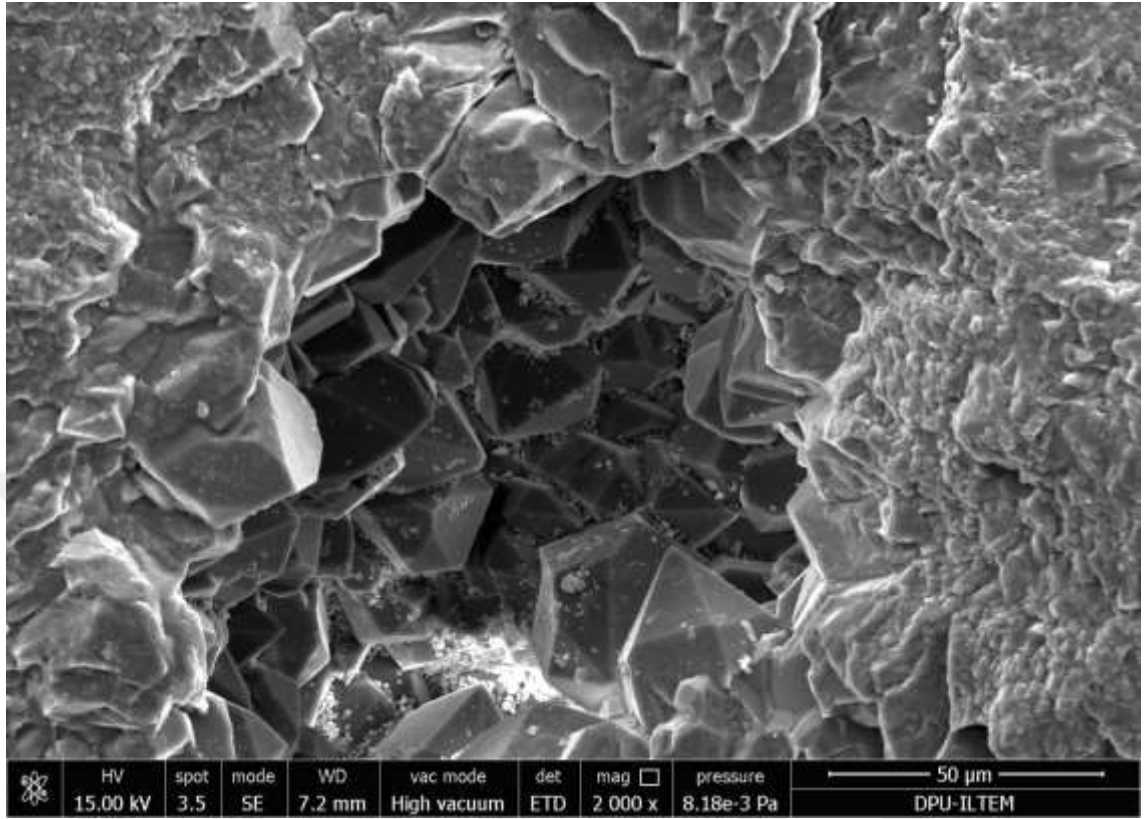
Görsel 6.37: Bantlı kalsedon örneklerinde tespit edilen iri ve daha ince boyuttaki öz şekilsiz kuvars minerallerinin geçişine ait mikro yapının genel görünümü. Kuvars minerallerinde gelişen konkoidal kırıklar açık bir şekilde görülmektedir.



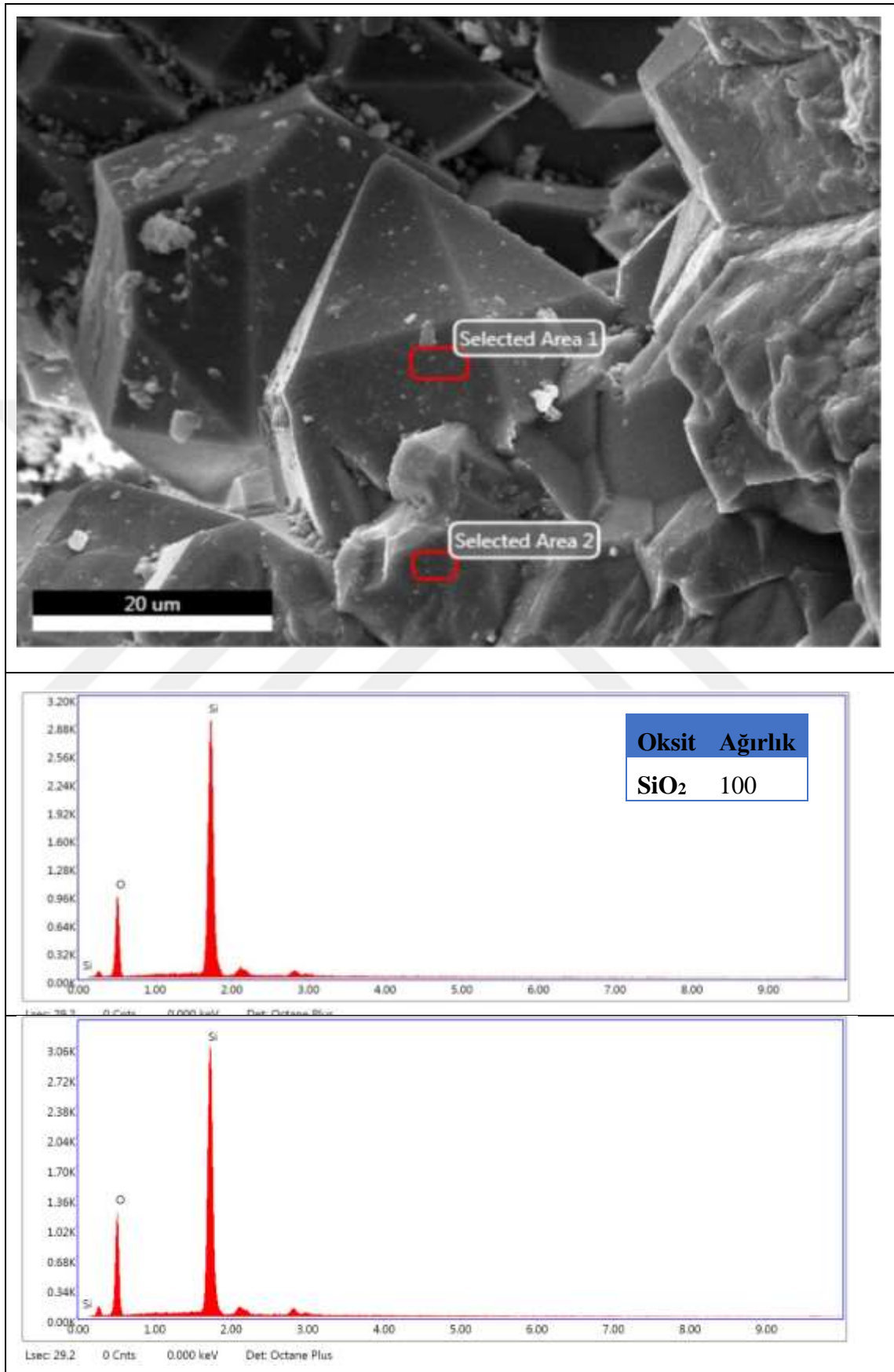
Bu yapılan incelemeler sonucunda, XRD analizlerinde de tespit edilmiş olan kuvars, epidot ve zeolit minerallerine ait morfolojik görünümler tespit edilmiş ve kimyasal analizleri belirlenmiştir.

SEM çalışmalarında agat örneğinin (HB-11) merkez bölümünde tespit edilen kuvars kristallerinin öz şekilli hegzagonal morfolojiye sahip oldukları belirlenmiştir (Görsel 6.38). Ayrıca, kuvars kristallerinin EDX analizlerinde Si ve O elementleri içerdikleri tespit edilmiştir. Herhangi bir elementel yer değişimine rastlanılmamıştır. Kristal boyutları yaklaşık 20 nm boyutlarında tespit edilmiştir (Görsel 6.39).

Görsel 6.38: HB-11 agat örneğinde tespit edilen öz şekilli hegzagonal kristal morfolojisindeki kuvars kristalleri ile onları çevreleyen nano boyuttaki silis oluşumlarının SEM görüntüsü.

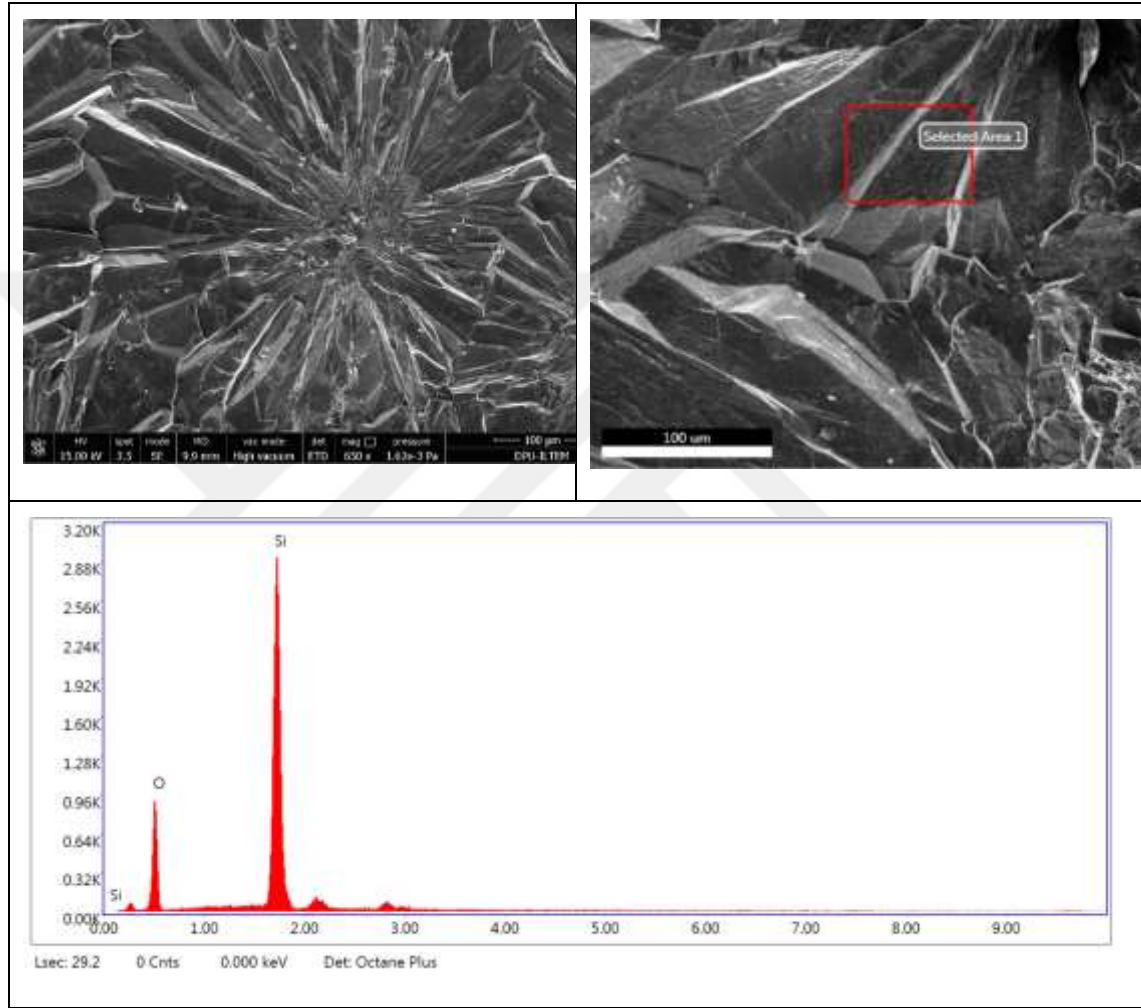


Görsel 6.39: HB-11 agat örneğinde tespit edilen öz şekilli hegzagonal kristal morfolojisindeki kuvars kristallerinin SEM görüntüsü ve seçilmiş alanların EDS analizi.



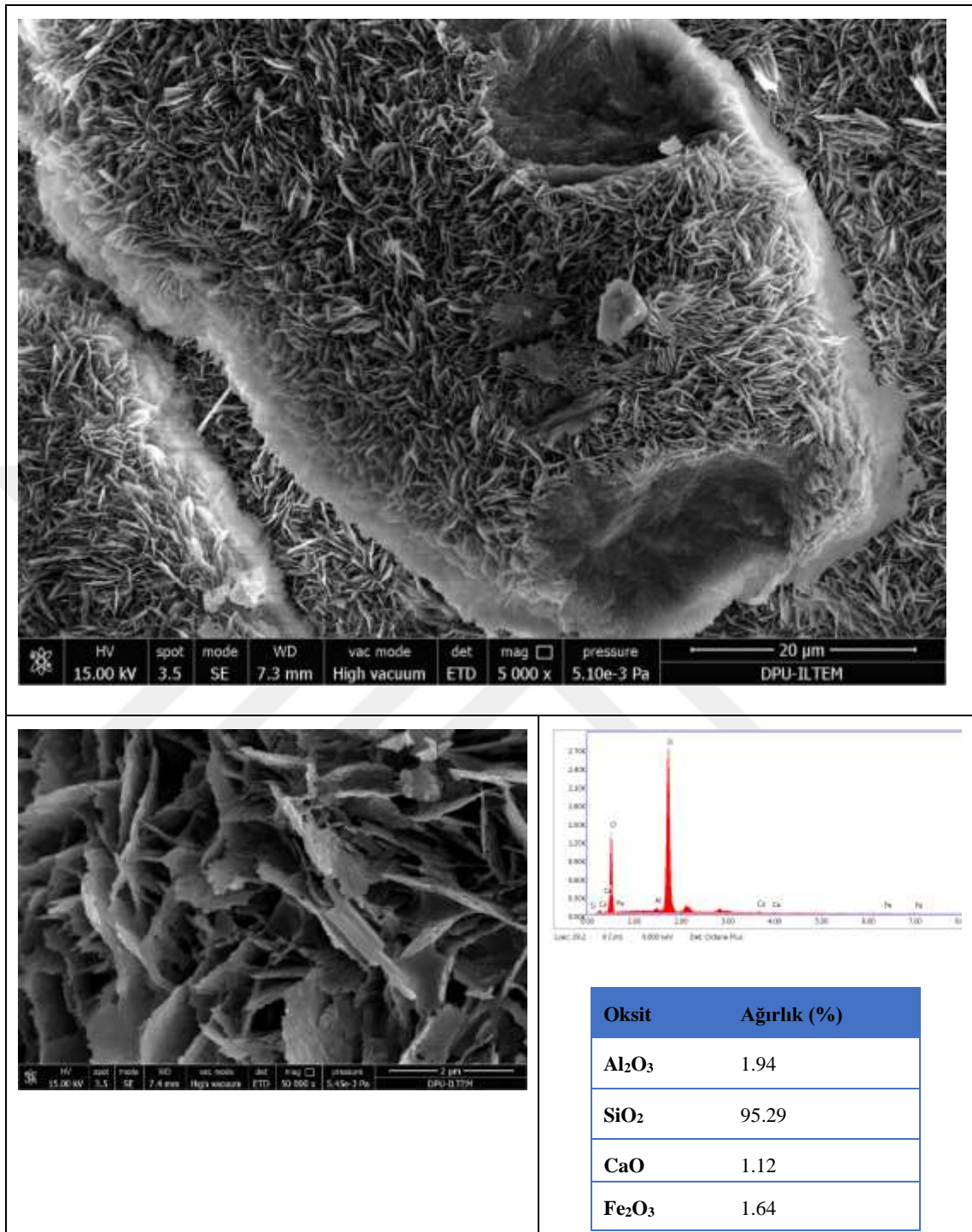
Ayrıca; SEM çalışmalarında edilen öz şekilli hegzagonal kristal morfolojisindeki kuvars kristallerine ek olarak ışınsal kuvars oluşumları da tespit edilmiştir. Bu kristallerin kimyasal bileşimleri de Si ve O elementlerinden oluşmaktadır (Görsel 6.40).

Görsel 6.40: HB-1 kalsedon örneğinde tespit edilen ışınsal morfolojideki kuvars kristallerinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.

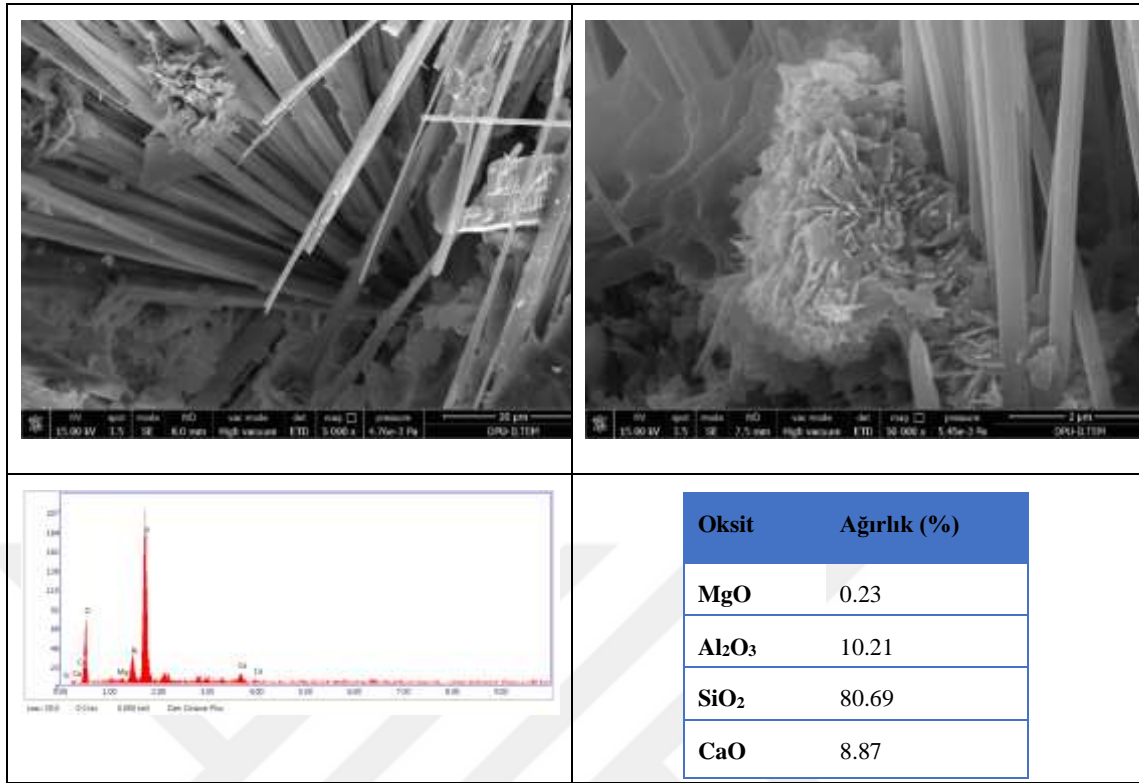


Şabazit, iyi gelişmiş diskler ve rozetler şeklinde bulunur. EDX analizinde şabazitin ana elementleri olarak Ca, Si ve Al ve Fe tespit edilmiştir (Görsel 6.41). Görsel 6.38'de alt solda bulunan resim bir rozetin yakından görünümünü göstermektedir. Şabazitin tanımlaması; morfolojisi, X-ışını kırınımı (XRD) ve EDS analizinin karşılaştırılmasına dayanır. Bu örnekte, şabazitler ile birlikte görülen lifli uzun çubuklar epidot minerali ile ilişkilidir. EDS ile az miktarda magnezyum tespit edilmiştir (Görsel 6.42).

Görsel 6.41: Şabazit kristallerinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.

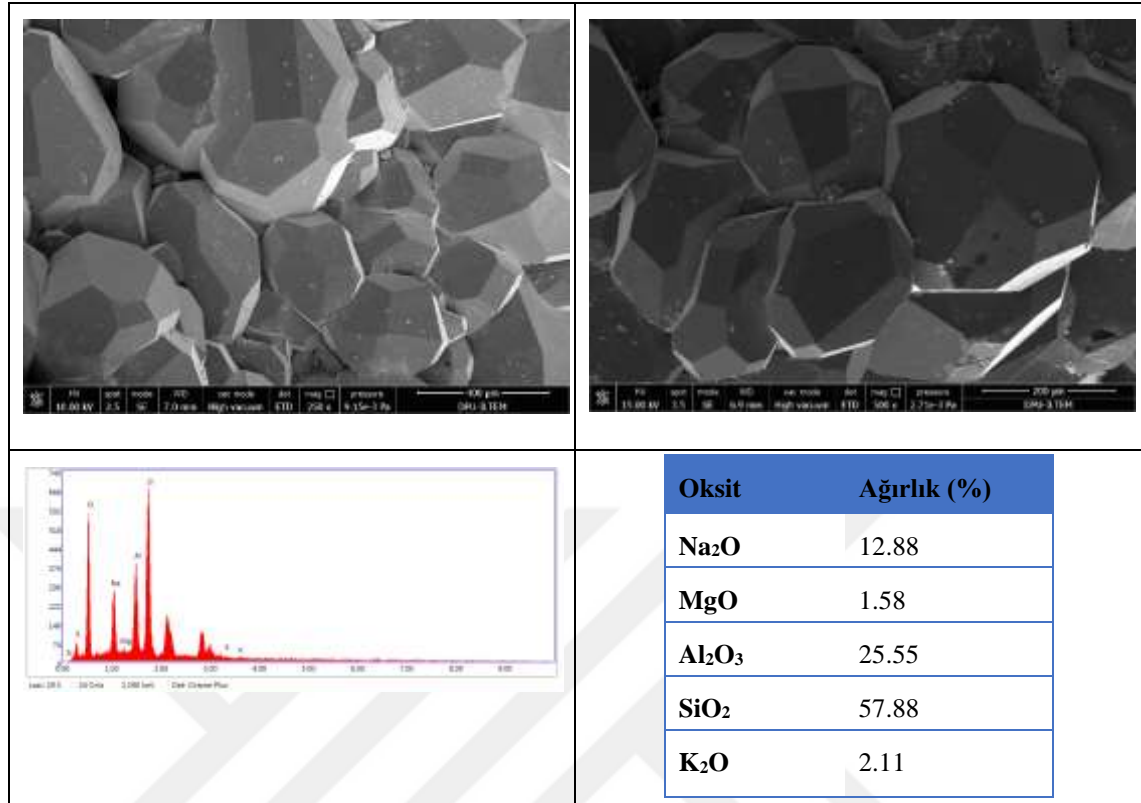


Görsel 6.42: İğnemsiz epidot kristallerinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.



XRD ve SEM/EDS analizlerinde tespit edilen başka bir zeolit minerali de analsimdir. EDS analizinde ana elementler olarak, Si, O, Al ve Na az oranda da K ve Mg bulunmuştur. Analsim mineralleri iyi gelişmiş kübik oktahedral tek kristaller halinde görülmektedir (Görsel 6.43).

Görsel 6.43: Analsim kristallerinin (didodekahedral) taramalı elektron-mikroskop görünümü ve EDS analizi.



6.5. FTIR ANALİZLERİ

Titreşim spektroskopisi prensibine göre, kızılötesi (IR) ışınlar molekülün titreşim hareketleri tarafından absorbe edilmektedir. Fourier dönüşümü kızılötesi spektroskopisi (FTIR) ile yüksek çözünürlük ve hızda spektrumlar elde edilebilmektedir. Bu sayede yapısal bağ karakterizasyonu, bağların durumu, bağlanma yerleri tespit edilerek; mineralin yapısal kusurları, yapı bileşenleri, kapanımları, yapısal bağlar ve mineraldeki renklenme belirlenebilir. Yine hidroksil (OH) grubu su türlerinin titreşim aralıkları bu sayede tespit edilerek, mineral türlerinde suyun varlığını ortaya çıkarmak için bu analiz yöntemi kullanılmaktadır. Mineral türlerinde ilk oluşumda dahil olan sular; yapısal kusurlarda bulunan hidroksil (OH) grubu, birbirine bağlı yüzey hidroksilleri (H–O–H) ve serbest moleküler su (H) olmak üzere üç gruba ayrılabilir. Kızılötesi bölgenin 400 ve 1100 cm⁻¹ arasındaki titreşim aralığı; opalin kuvars, kalsedonik kuvars ve kristalin kuvars yapılarını tanımlamak için en önemli absorpsiyon piklerini içerir. Tüm silika çeşitlerinde bulunan silanol suyu (SiOH), yapısal kusurlarda bulunan silanol (SiOH) grubu, birbirine hidrojen bağlı yüzey silanolleri ve serbest yüzey silanolleri olmak üzere

üç gruba ayrılır. 400 ve 1100 cm^{-1} arası titreşim aralığı; mikrokristalin (örneğin kalsedon, moganit, opal-CT, opal-C) ve amorf silikayı tanımlamak için en önemli geçirgenlik piklerini içerir. Kuvars, kristobalit ve amorf silis 800 cm^{-1} pik değeri yakınındaki silika çeşitleri için karakteristiktir (Hatipoğlu vd., 2010).

Başbüyük (Yozgat) örneklerinin FTIR spektrumlarında, 455-693 cm^{-1} arası pikler makro kristalin yapıyı oluşturan kuvarsın Si-O eğilme titreşimlerinden kaynaklanmaktadır. 796 cm^{-1} ve 777 cm^{-1} pik değeri silika yapıcı fazlar ve kapanımlara aittir. 1200 ila 620 cm^{-1} bölgesindeki bantlar Si-O gerilme titreşim modlarını göstermektedir. 1080-1089 cm^{-1} deki yüksek şiddetli pikler ve 1163 cm^{-1} deki düşük pik asimetrik Si-O gerilme titreşiminden kaynaklanmaktadır. 1866 cm^{-1} pik OH in bükülme titreşimini ve 2547 cm^{-1} 'deki zayıf pik de Si-O gerilme titreşimini göstermektedir. Spektrumlarda tespit edilen 875 cm^{-1} karbonat minerallerine (kalsit) ait düzlem dışı bükülme, 1406 cm^{-1} ise asimetrik gerilmeyi ifade etmektedir. 2330 cm^{-1} bant değeri ise çekim esnasında ortamdan gelen karbondioksitten (CO_2) kaynaklanmaktadır. 1893 cm^{-1} de görülen bant değeri simetrik C-O bağına aittir (Trittschack vd., 2012; Schmidt ve Fröhlich, 2011).

Başbüyük (Yozgat) örneklerinin 400-2000 cm^{-1} frekans bölgesindeki FTIR spektrumları Görsel 6.44, Görsel 6.45 ve Ekler 26-34' de gösterilmektedir. Örneklerin FTIR spektrumlarından karakteristik dalga boylarına göre silika mineralleri olarak; moganit, α -kuvars, mikro kuvars tespit edilmiştir. Ayrıca örneklerde Opal-CT ve Opal-C'ye de rastlanılmıştır (Tablo 6.5). Moganit ve α -kuvarsın IR absorpsiyon spektrumları benzer özelliktedir. Moganit 1162-1163, 796, 711, 579 ve 449 cm^{-1} absorpsiyon bantları, kuvars ise 1162-1163, 1079-1089, 796, 777-779, 693-694, 510-517 ve 454-458 cm^{-1} bantları ile tanımlanmıştır. Bu ana absorpsiyon bantları kuvars latisinin Si-O titreşimleriyle ilişkilidir. Mikro kuvars 460, 469, 693, 779, 796 ve 1084-89 cm^{-1} bantları ile karakteristiktir. Opal-C, 470 cm^{-1} civarında güçlü ve orta kuvvette olan 796 cm^{-1} olmak üzere iki farklı bant ile tanınmıştır. 1163.52 cm^{-1} görülen pik karakteristik olarak demir elementine aittir.

Tablo 6.5: Kuvars, Kalsedon, Ametist, Agat ve diğer örneklerin FTIR bantlarına ait atamaları.

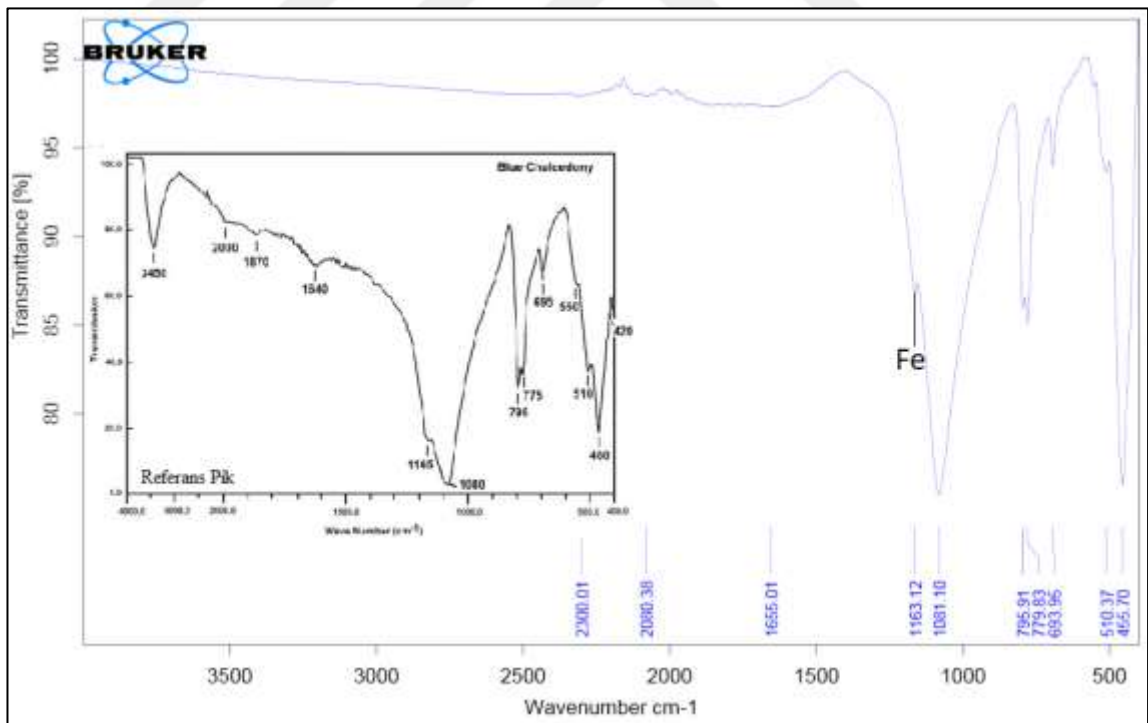
Bant pozisyonları (cm ⁻¹) / Örnek no	Mineral tanımlamaları Zhang ve Moxon (2014), Cellai vd. (1995), Miehe ve Graetsch (1992), Parthasarathy vd. (2001), Zhang ve Scott (2007), Plendl vd. (1967), Scott and Porto (1967), White (1974)	Olası nedenler
3382 / HB-2 3387 / HB-8B	Opal-CT	“H-O-H” gerilmesi
2547 / HB-1 2508 / HB-2 2322 / HB-3 2300 / HB-4 2300 / HB-5 2330 / HB-6 2508 / HB-8B 2341 / HB-9		“Si-O” titreşimi CO ₂
1866 / HB-1 1637 / HB-2 1794 / HB-3 1655 / HB-5 1636 / HB-6 1636 / HB-10 1633 / HB-8B 1867 / HB-9	kalsedon	Moleküler su “OH” suyun bükülmesi
1406 / HB-3 HB-8B	kalsit	“CO ₃ ” anti-simetrik gerilme
1079 / HB-1 1079 / HB-4 1081 / HB-5 1089 / HB-6 1089 / HB-10 1084 / HB-9	moganit moganit+ α -kuvars moganit mikro kuvars + α -kuvars α -kuvars mikro kuvars+ α -kuvars	Asimetrik Si=O=Si gerilmesi
875 / HB-3 HB-8B	kalsit	“CO ₃ ” düzlem dışı bükülme
791 / HB-1 797 / HB-3 778 / HB-4 779 / HB-5 796 / HB-6 796 / HB-10 779 / HB-9	Opal-C mikro kuvars+ α -kuvars mikro kuvars mikro kuvars+ α -kuvars moganit+ α -kuvars moganit+mikro kuvars+ α -kuvars mikro kuvars+ α -kuvars	Silika yapıcı fazlar ve ilişkili kapanımlar Tetrahedral Silikatlar
711 / HB-3 HB-8B	kalsit	“CO ₃ ” düzlem içi bükme
693 / HB-1 579 / HB-2 694 / HB-4 693 / HB-5 694 / HB-6 694 / HB-10 694 / HB-9	α -kuvars moganit moganit+mikro kuvars+ α -kuvars moganit+mikro kuvars+ α -kuvars moganit+mikro kuvars+ α -kuvars moganit+mikro kuvars+ α -kuvars moganit+mikro kuvars+ α -kuvars	“Si-O” titreşimi

Tablo 6.5: (Devam) Kuvars, Kalsedon, Ametist, Agat ve diğer örneklerin FTIR bantlarına ait atamaları

455 / HB-1		
429 / HB-2		
458 / HB-3		
456 / HB-4		
455 / HB-5		
469 / HB-6	moganit+mikro kuvars+ α -kuvars	“Si-O” titreşimi
469 / HB-10	moganit+mikro kuvars+kuvars+Opal-C	
423 / HB-8 Y	moganit	
429 / HB-8 B		
460 / HB-9	α -kuvars	

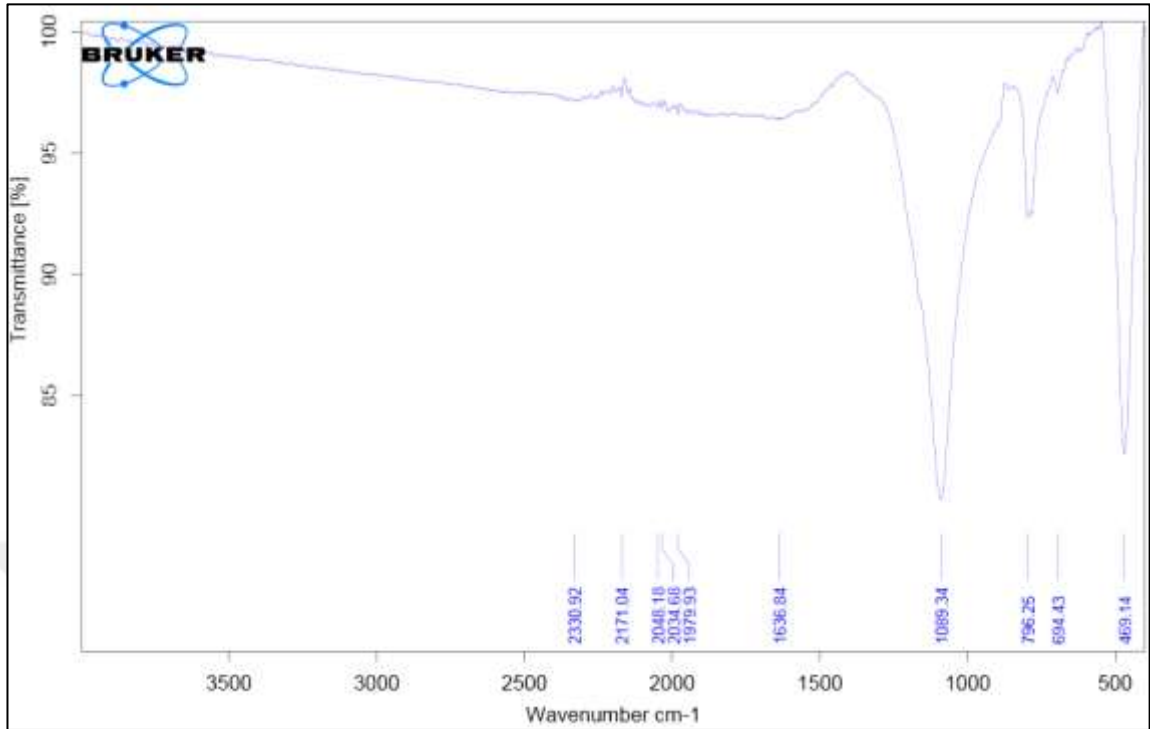
Kalsit karakteristik üç pik değerleri (1405, 872 ve 711 cm^{-1}) ile belirlenmiştir. HB-8B örneğinde tespit edilen 3387 cm^{-1} bulunan bir absorpsiyon bandı amorf silika için tipik SiO_2 titreşimlerini göstermektedir (Music vd., 2011). Bu bağlar, suya bağlı hidrojenin OH germe titreşimine karşılık gelir (Adamo vd., 2005; Hamelmann vd., 2005; Music vd., 2011).

Görsel 6.44: HB-5 kalsedon (mavi) örneğine ait FTIR paterni ve referans piki



Kaynak: Hatipoğlu, 2010

Görsel 6.45: HB-6 flint örneğine ait FTIR paterni.



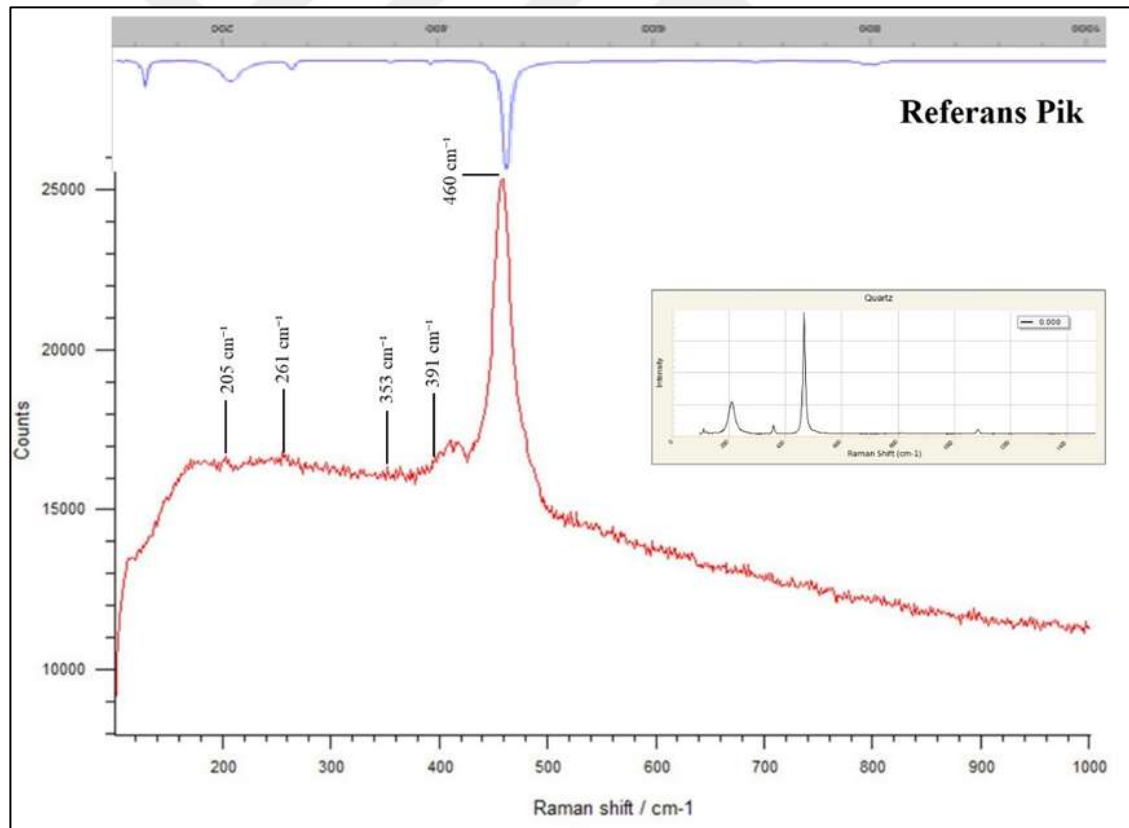
6.6. RAMAN SPEKTROSKOPİSİ ANALİZLERİ

Raman Spektroskopisi, incelenen örneğe lazer kaynağından gönderilen ışının, örneğin molekülleriyle etkileşime girilmesiyle saçılan fotonların açı ölçümüne dayanır. Işın saçılım ölçümüne dayanan bu yöntem, emilen ışığın ölçümü prensibine dayanan FTIR analizinden burada ayrılmaktadır. Aynı amaçlara hizmet eden bu iki analiz yönteminde FTIR’de görülmesi zor bağlar Raman Spektroskopisi yardımıyla tanımlanabilmektedir. Kristal yapı ve moleküler yapı ile ilgili bilgilere, bu sayede moleküler parmak izi olarak ulaşılır.

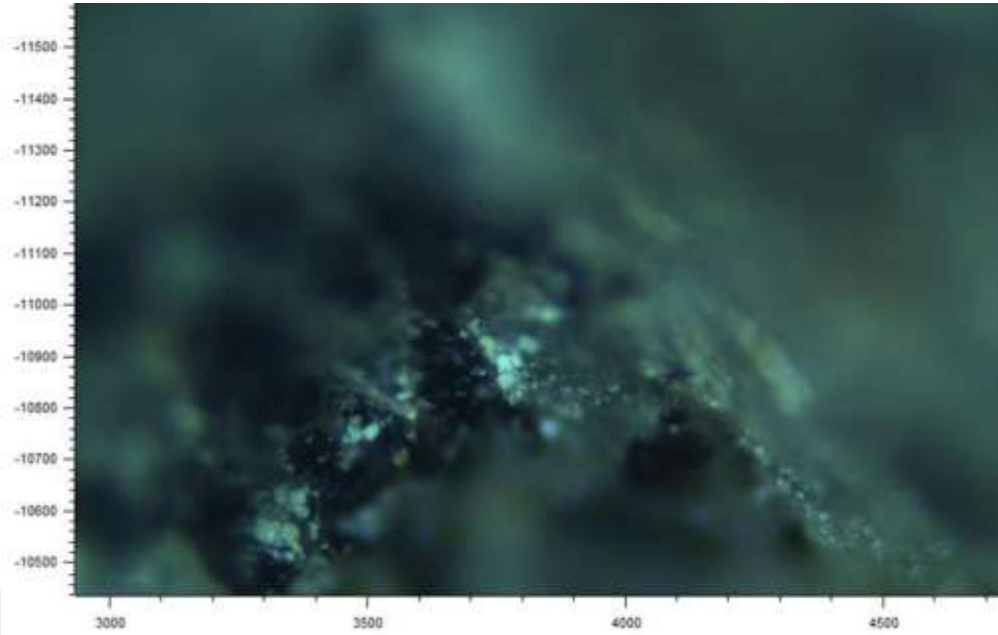
Raman mikroskopu sayesinde kalsedon ve kuvars örneklerini temsilen; 1 kristal kuvars, açık ve koyu olmak üzere 2 flint ve yine açık ve koyu olmak üzere 2 kalsedon (mavi) olmak üzere toplamda toplam 5 örnek incelenerek; mineral dağılımları, X5 ve X20 büyütmede görüntüsü alınarak, pik değerleri elde edilmiştir. Referans pik değerleri ile kıyaslanarak mineral tespitleri gerçekleştirilmiştir. Raman spektroskopisi, kalsedon ve agatların silika matriksinin α -kuvars ve moganitten oluştuğunu ortaya koymuştur. 200-600 cm^{-1} aralığındaki güçlü sinyaller, çerçeve silikatların O-Si-O ve Si-O-Si eğilme titreşimleri için tipiktir (Caucia vd., 2016). Başlıbüyük örneklerinde bu bantlar çok geniş değildir, bu da incelenen kalsedonların önemli bir kristal yapıya sahip olduğunu gösterir.

Pik şiddetlerinin yorumlanmasıyla kalsedonun karakteristik izi olan moganit pik değerine bu sayede ulaşılmıştır. Çalışma alanından toplanan kalsedon örneklerinin mikro-raman ölçümlerinde 462 cm^{-1} ve 501 cm^{-1} kayma değerlerinde kuvvetli α -kuvars ve moganit pikleri görülmüştür. Örneklerde α -kuvars için karakteristik olan 126, 204, 262, 352, 462 cm^{-1} raman kaymaları tespit edilmiştir. Örneklerde gözlenen $501 \text{ ve/veya } 503 \text{ cm}^{-1}$ raman kaymaları moganit mineralinin varlığını ortaya koymaktadır. En kuvvetli moganit bandının pozisyonu saf moganitte 500 cm^{-1} ve kuvars / moganit birleşiminde 501 cm^{-1} ' dir. Kalsedonda ise bu pik değeri 501 cm^{-1} ' dir (Schmidt vd., 2013). Kuvars ve kalsedona ait referans pikleri, SpektralID programından ve ruff.info web adresinden elde edilmiştir (Görsel 6.46-6.55). Kingma ve Hemley (1994)'e göre yaklaşık 500 cm^{-1} değerinde ortaya çıkan raman kayması α -kuvars ile iç içe geçmiş moganit minerali varlığının kanıtı olarak kabul edilir (Kılınç, 2019).

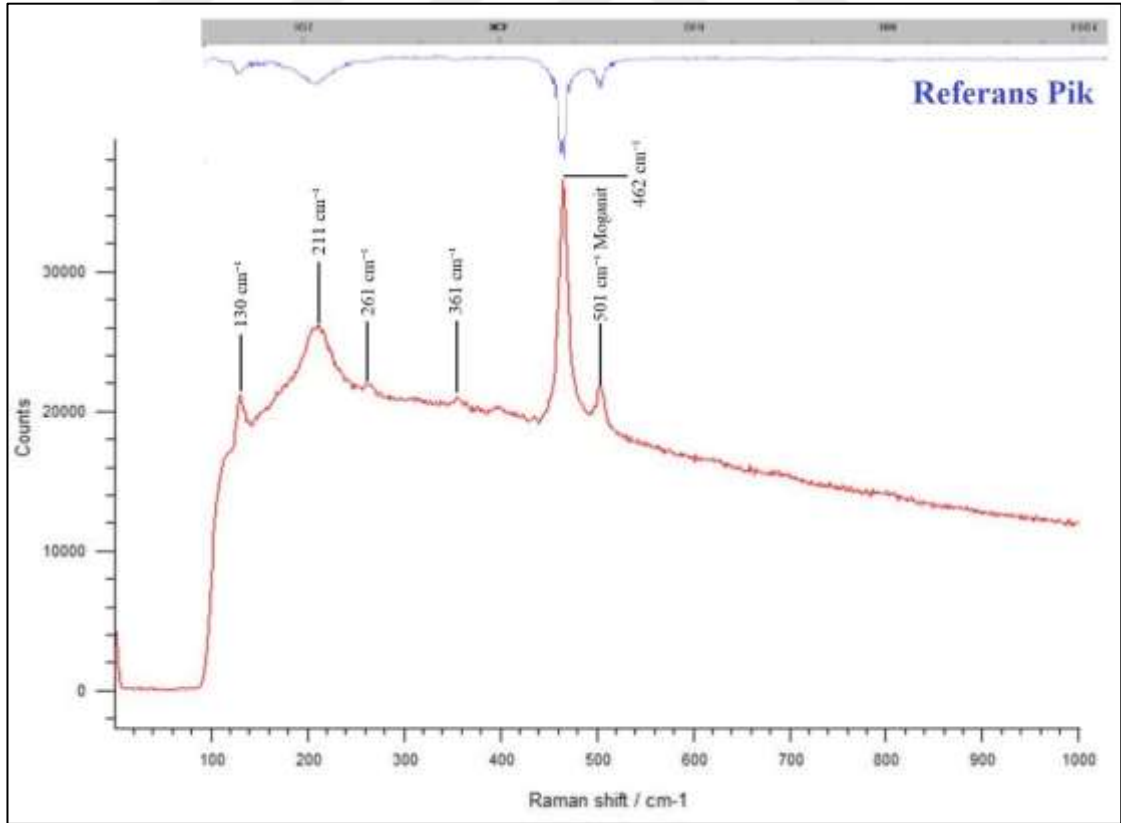
Görsel 6.46: HB-22 kodlu kuvars örneğinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID ve ruff.info referans pikleri).



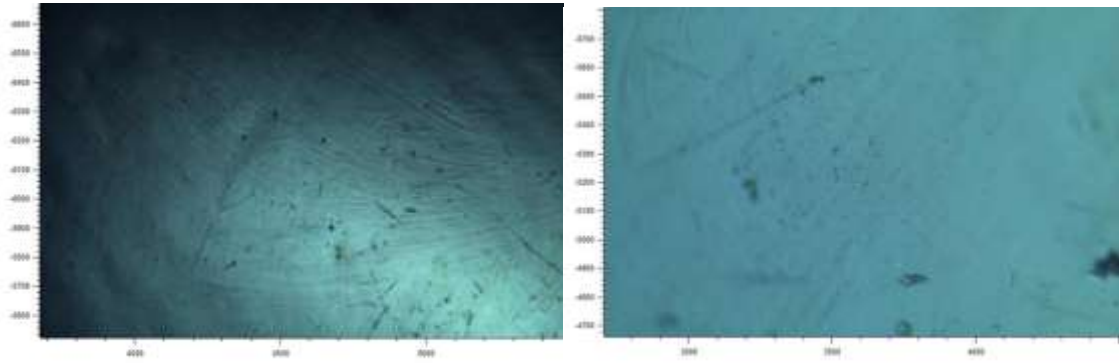
Görsel 6.47: HB-22 kodlu kuvars örneğinin X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.



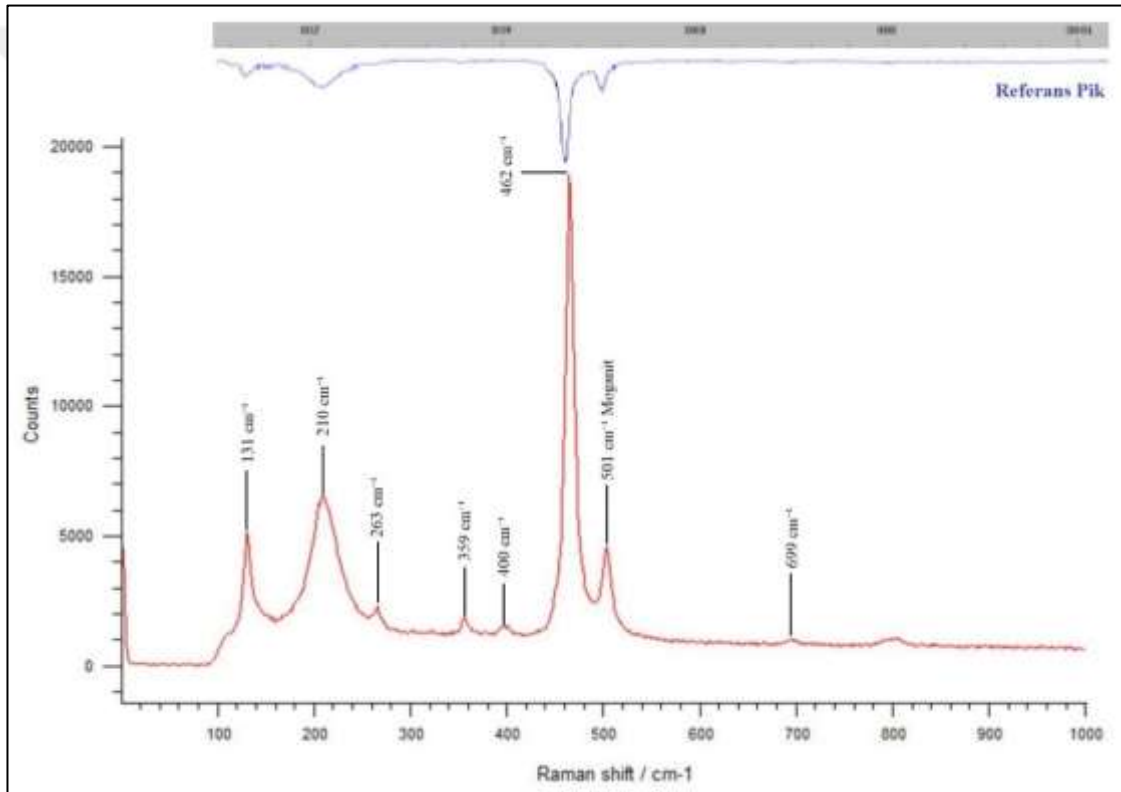
Görsel 6.48: HB-5a kalsedon (mavi) mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri).



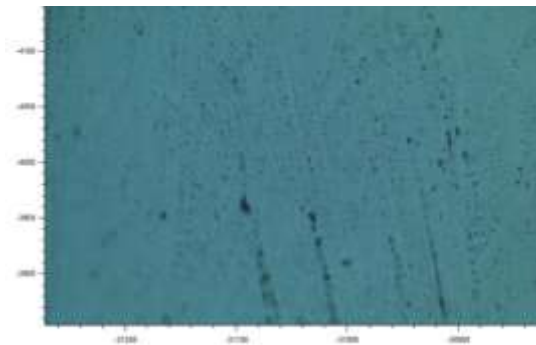
Görsel 6.49: HB-5a örneğinin solda X5 ve sağda X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.



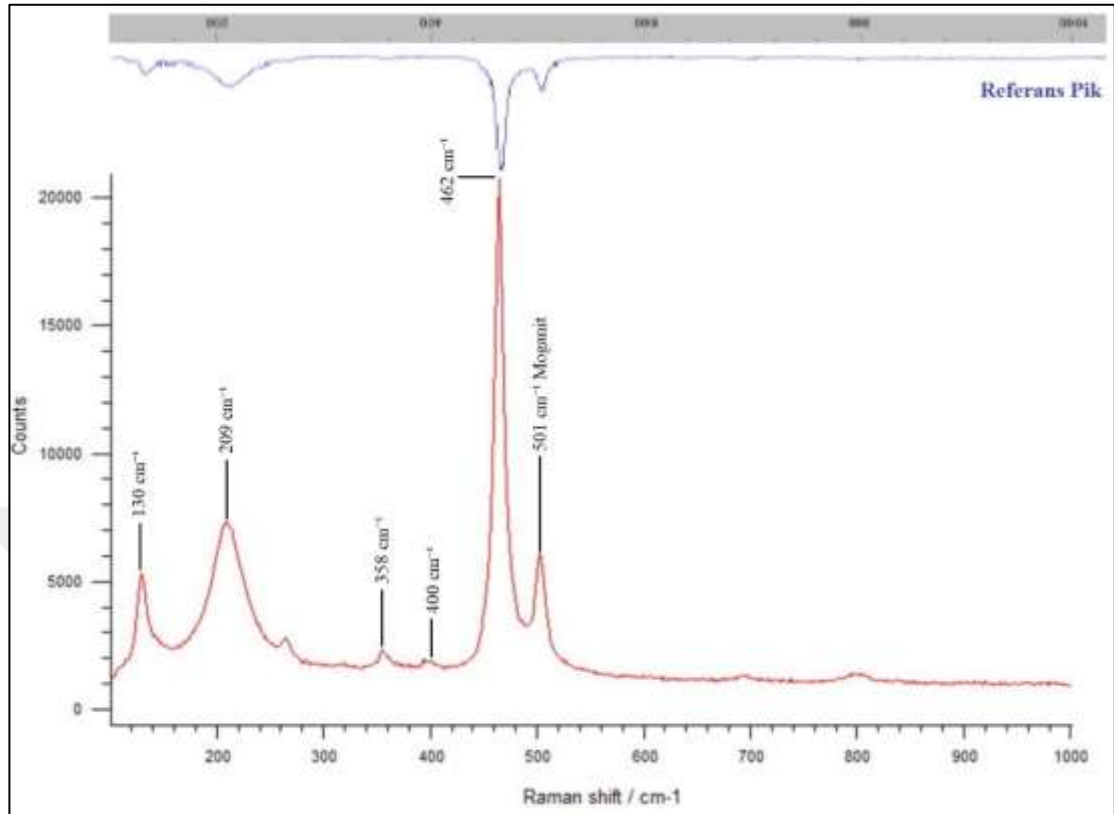
Görsel 6.50: HB-5b açık kalsedon (mavi) mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri).



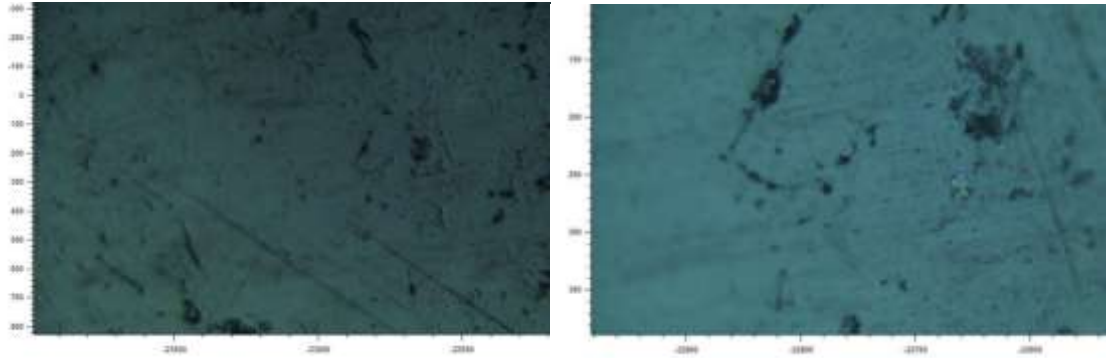
Görsel 6.51: HB-5b örneğinin X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.



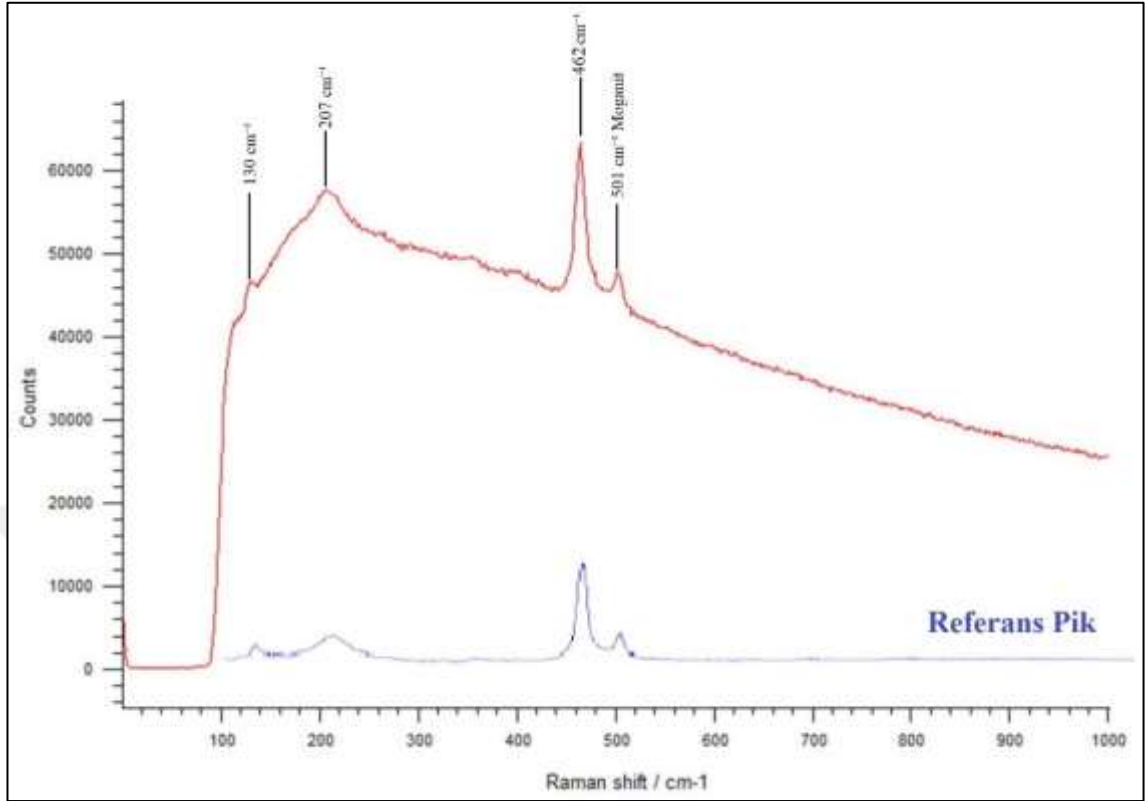
Görsel 6.52: HB-6a koyu flint mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri).



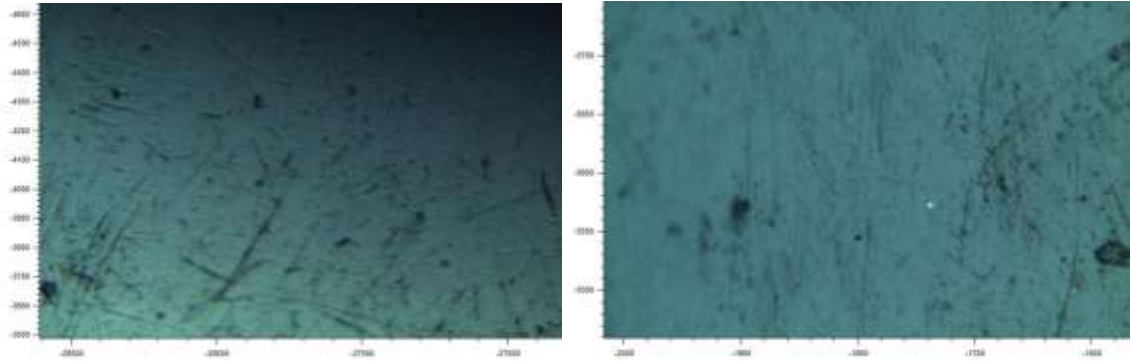
Görsel 6.53: HB-6a örneğinin solda X5 ve sağda X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.



Görsel 6.54: HB-6b açık flint mineralinin Raman görüntüsü, karakteristik pik değerleri ve piklerin referans pikler ile karşılaştırılması (SpektralID referans pikleri).



Görsel 6.55: HB-6b örneğinin solda X5 ve sağda X20 büyütmedeki Raman görüntüsü.



6.7. SIVI KAPANIM ANALİZLERİ

Bu analiz kapsamında toplam 6 adet örnekten sıvı kapanım kesitleri hazırlanmıştır. Hazırlanan bu kesitlerde ölçüm yapmaya uygun sıvı kapanımlar belirlenmiş ve mikrotermometrik ölçümler gerçekleştirilmiştir. Aşağıda her bir örnekten hazırlanan sıvı kapanım kesitleri ve bu kesitlerdeki sıvı kapanımlardan ölçülen mikrotermometrik ölçüm sonuçları örnek numarasına göre hazırlanarak sunulmuştur.

Örnek No: HB-9

Örnek yaklaşık 3 mm kalınlığındaki kalsedon bandından itibaren büyüme gösteren ametist kristallerinden oluşmaktadır (Görsel 6.56 a, b). Bu örnekten hazırlanan 2x3cm boyutlarında ve yaklaşık 200 mikron (μm) kalınlığındaki iki tarafı parlatılmış sıvı kapanım kesitinde sıvı kapanım incelemesi yapılmıştır. Kesitte 3 farklı tipte birincil sıvı kapanımlar belirlenmiştir. Bunlardan ilki kalsedon bandı ile ametist kristallerinin dokanağı boyunca ametist kristallerinin dip kesimlerinde bulunmaktadır (Görsel 6.56 c, d). Sıvı ve gaz fazı içeren bu Tip I sıvı kapanımlar negatif kristal şekillerinden dolayı kesinlikle birincildir. Gaz/sıvı oranları %30-40 arasında değişen bu sıvı kapanımlarda homojenleşme daima sıvı faza olmuştur. Boyutları 20-40 mikron (μm) arasında değişen bu kapanımlar örnekteki diğer sıvı kapanımlardan uzakta izole bir şekilde bulunmaktadır (Görsel 6.56 e, f).

Örnekte bulunan ve Tip II olarak tanımlanan sıvı kapanımlar da Tip I kapanımlarda olduğu gibi sıvı ve gaz fazı içeren iki fazlı kapanımlardır. Diğer kapanımlardan izole bir şekilde gözlenen Tip II kapanımlar genellikle düzgün olmayan geometrik şekillerde gözlenir (Görsel 6.57 a, b). Ancak bunların üçgen ve tüp şekilli olanları da mevcuttur. Boyutları 10-30 mikron (μm) arasında değişir. Bu tip sıvı kapanımlarda gaz / sıvı oranı % 10-30 arasında değişmekte olup bunların homojenleşmeleri de daima sıvı faza olmuştur. Tip II sıvı kapanımların Tip I sıvı kapanımlardan farkı bunların ametist kristallerinin merkezi kısımlarında gözlenmesi ve Tip I sıvı kapanımlara kıyasla daha düşük homojenleşme sıcaklıklarına sahip olmasıdır.

Tip III sıvı kapanımlar Tip I ve II ye benzer şekilde iki fazlı sıvı ve gaz içeren sıvı kapanımlar olup bunların homojenleşmesi sıvı faza olmuştur. Bu tip sıvı kapanımlar ametist kristallerinin uç kısımlarına daha yakın olup gaz/sıvı oranları % 10'un altındadır. Tamamı düzgün olmayan geometrik şekiller sunan Tip III kapanımların boyutları diğer tiplere kıyasla daha büyük olup 60 mikrona kadar ulaşır (Görsel 6.57 c, d). Bunların T_h sıcaklıkları diğer sıvı kapanım tiplerinden daha düşüktür.

Sıvı kapanımlarda T_h (Homojenleşme sıcaklığı), T_{m-ice} (Son buz ergime sıcaklığı) ve T_e (Ötektik sıcaklıkları) ölçülmüştür. Bu ölçümlerden T_{m-ice} ve T_e bazı kapanımlar için, kapanım boyutlarının çok küçük olması ve yeterince şeffaf olmaması gibi nedenlerle ölçülememiştir. HB-9 numaralı örnekten mikrotermometrik ölçümler sonucu elde edilen T_h , T_{m-ice} ve T_e sıcaklıkları Tablo 6.6'da verilmiştir. Ayrıca ölçülen

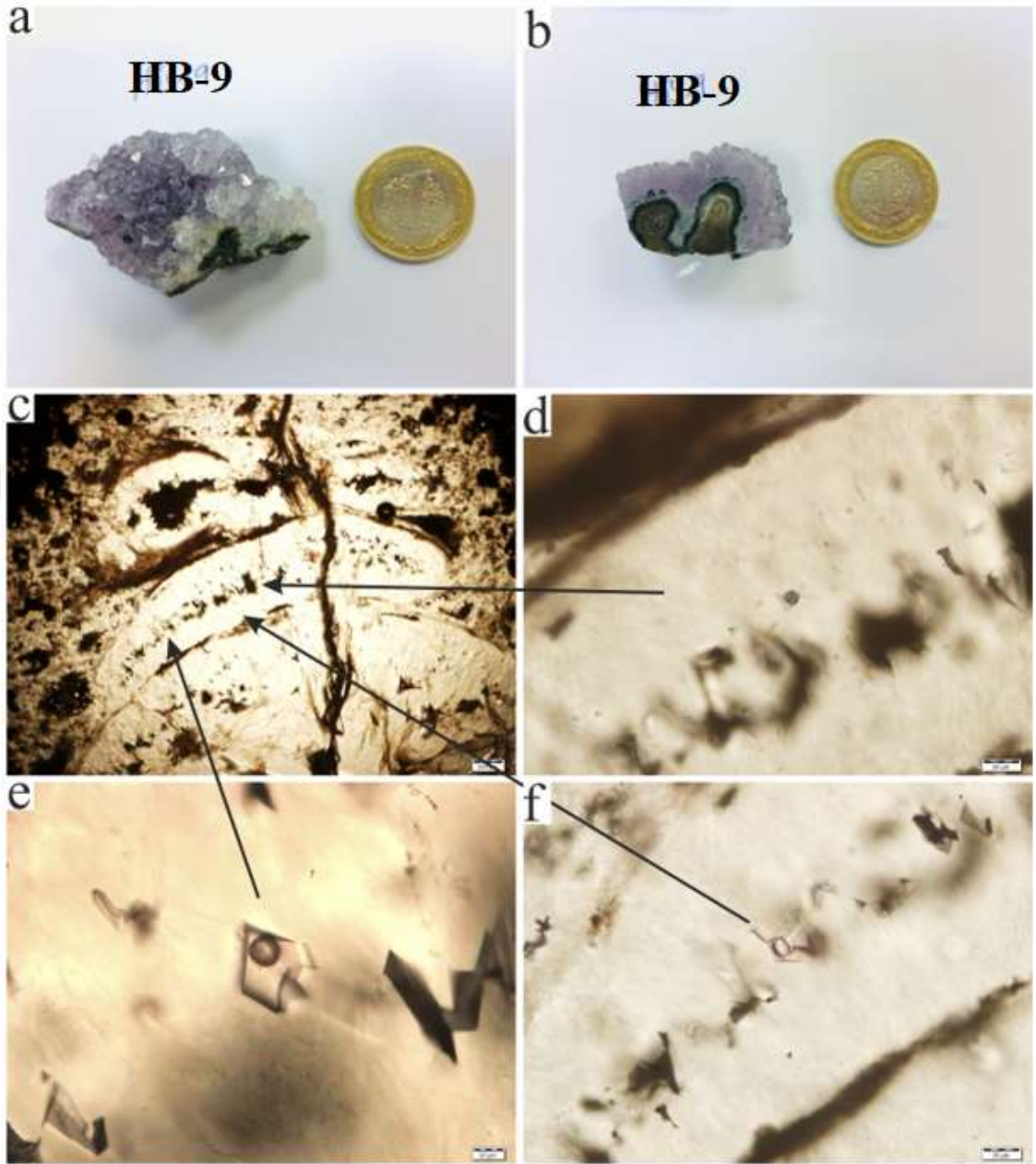
T_{m-ice} değerlerine karşılık gelen tuzluluk miktarları (ağ. %NaCl eşdeğeri olarak) Bodnar, 1993 tarafından önerilen aşağıdaki eşitliğe bağlı olarak hesaplanmış ve aynı tabloda gösterilmiştir.

$$\%NaCl=0+1.78*T_{m-ice}-0.0442*(T_{m-ice})^2+0.000557*(T_{m-ice})^3$$

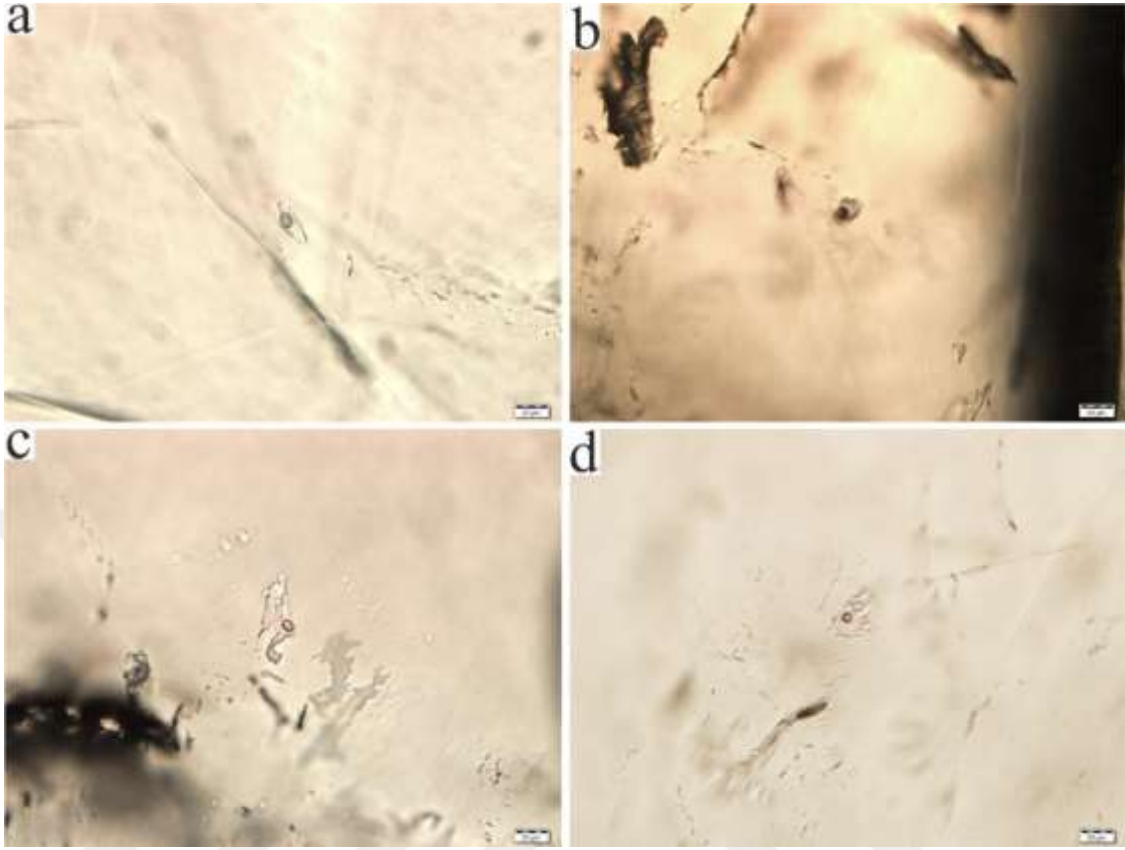
Tablo 6.6: HB-9 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	SK Tipi	Hom. Tipi	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ. % NaCl)
Örnek 9	III	Sıvı Faza	-29,7	-0,8	216,6	1,4
	III	Sıvı Faza	-25,2	-0,8	221,8	1,4
	II	Sıvı Faza	-28,9	-0,5	292,6	0,9
	III	Sıvı Faza	-31,8	-0,4	162,4	0,7
	III	Sıvı Faza	-34,7	-0,7	213,2	1,2
	III	Sıvı Faza	-25,6	-0,6	189,5	1,1
	III	Sıvı Faza	-29,6	-0,4	191,6	0,7
	II	Sıvı Faza	-30,2	-0,7	271,7	1,2
	II	Sıvı Faza	-	-	286	-
	II	Sıvı Faza	-	-	289	-
	I	Sıvı Faza	-32	-0,6	329,7	1,1
	I	Sıvı Faza	-31,4	-1,2	338,7	2,1
	I	Sıvı Faza	-	-	346	-

Görsel 6.56: a, b) HB-9 numaralı örneğin makro görünümü, c, d) Kalsedon ile ametist sınırı boyunca ametist kristalleri içindeki sıvı kapanımlar, e, f) Tip I sıvı kapanımlar.



Görsel 6.57: a, b) HB-9 numaralı örnekte bulunan Tip II sıvı kapanımlar; c, d) HB-9 numaralı örnekteki Tip III sıvı kapanımlar.



Buna göre; ametist örneğinde 3 farklı tipte birincil sıvı kapanımlar belirlenmiştir. Bunlardan ilki kalsedon bandı ile ametist kristallerinin dokanağı boyunca ametist kristallerinin dip kesimlerinde bulunmuştur. Sıvı ve gaz fazı içeren bu Tip I sıvı kapanımlar negatif kristal şekillerinden dolayı kesinlikle birincildir. Gaz/sıvı oranları %30-40 arasında değişen bu sıvı kapanımlarda homojenleşme daima sıvı faza olmuştur. Boyutları 20-40 mikron (μm) arasında değişen bu kapanımlar örnekteki diğer sıvı kapanımlardan uzakta izole bir şekilde bulunması bize kalsedonun oluşum sıcaklığı hakkında da bilgi vermektedir. Atmosferik basıncın etkili olduğunu düşündüğümüz bu Tip 1 sıvı kapanımlar homojenleşme sıcaklıklarını oluşum sıcaklığı olarak düşünebiliriz ve ametist kristalleri oluşturan eriyik çözeltiler ilk olarak $346\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'de başlamış ve eriyiklerin soğuması sürecinde kristallenme devam etmiş $216\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'de kristal oluşumunu tamamlamıştır. Örneği oluşturan eriyiğin tuzluluğu yüksek sıcaklıklarda yokken daha sonra gelen eriyiklerin tuzluluklarına göre (% 2.1 – 1.4) tuzluluk oranlarında farklı fazlarda artma ve azalma göstermiştir. Bu örnekten elde edilen verilere göre ametistlerin hipotermal evrede oluştuğu söylenebilir.

Örnek No: HB-11

Her iki tarafından kalsedon bandı tarafından sarılan iri kuvars kristalleri kalsedon yüzeylerinden merkeze doğru büyüme göstermektedir (Görsel 6.58 a, b). Örnekten hazırlanan 2x3 cm boyutlarında ve yaklaşık 200 mikro kalınlığındaki sıvı kapanım kesitinde oldukça ince kristalli kalsedon bantları içerisinde ölçüme uygun sıvı kapanım gözlenmemiştir. Kalsedon bantlarından merkeze doğru büyüme gösteren kuvars kristalleri içerisinde de 3 farklı tip sıvı kapanım bulunmaktadır. Her üç farklı tip sıvı kapanımlardan ölçülen T_e , T_{m-ice} ve T_h sıcaklıkları Tablo 10'da verilmiştir. Ayrıca ölçülen T_{m-ice} değerlerine karşılık gelen tuzluluk miktarları (%NaCl eşdeğeri olarak) Bodnar ve Vitky, 1993 tarafından önerilen aşağıdaki eşitliğe bağlı olarak hesaplanmış ve aynı tabloda gösterilmiştir. Tip I kapanımlar gaz oranının %50'nin üzerinde olduğu gaz bakımından zengin sıvı kapanımdır (Görsel 6.58 c).

Kalsedon bandı ile kuvars kristallerinin dokanağına yakın olan bu sıvı kapanım tüp şekilli olup yaklaşık 40 mikron (μm) boyutundadır. Gaz bakımından zengin olan bu tip I kapanımın homojenleşmesi $443,7^\circ C$ 'de gaz faza olmuş olup diğer sıvı kapanımlardan daha yüksek sıcaklık değerine sahiptir. Tip II kapanımlar iki fazlı olup gaz ve sıvı içermektedir. Örnekte bir adet tip II kapanımın Tip I kapanıma eşlik ettiği (Görsel 6.58 c) diğer Tip II kapanımların ise Tip I ve Tip III kapanımlardan izole bir şekilde bulunduğu gözlenmiştir (Görsel 6.58 d).

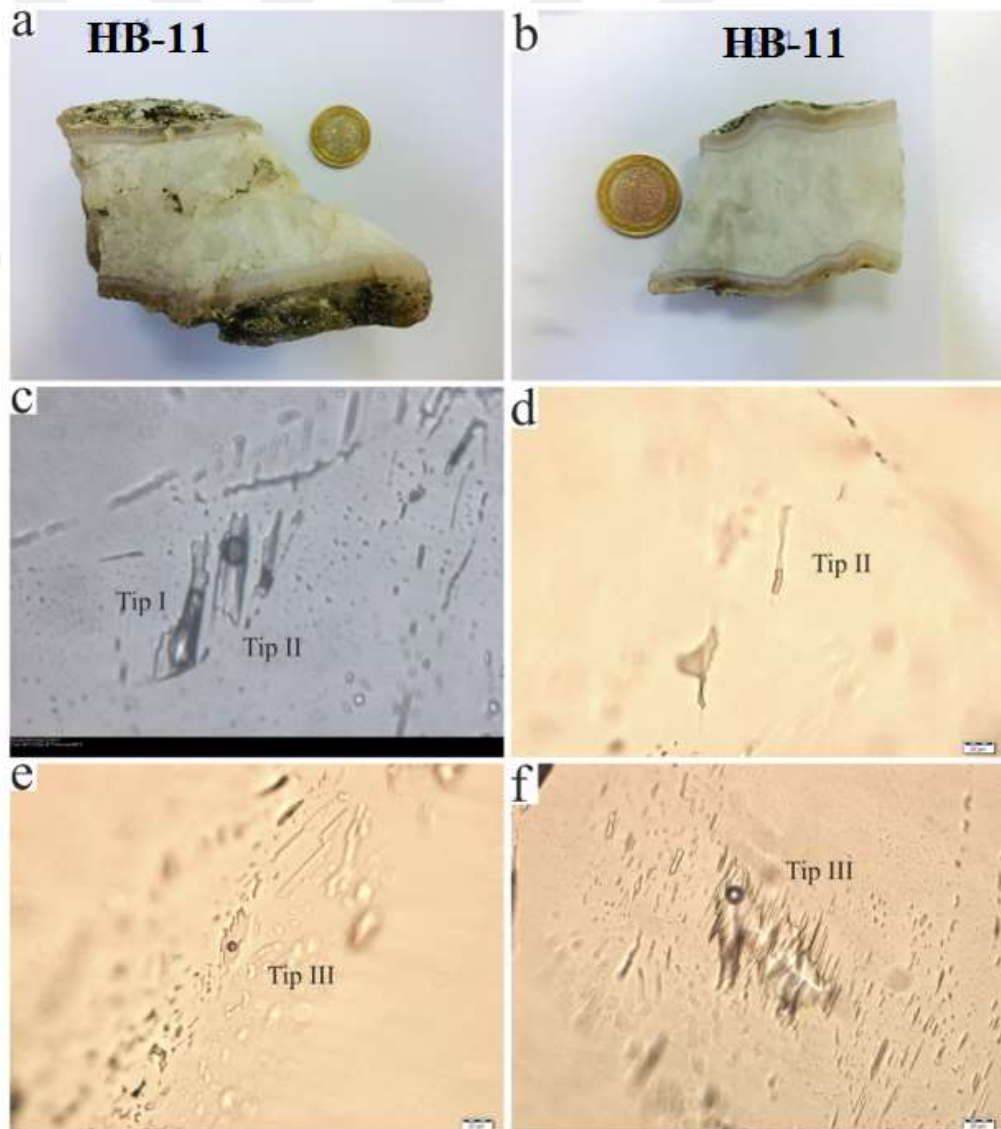
Tip II kapanımlar örnekte kalsedon bandı ile kuvars kristallerinin uç kısımları arasına denk gelen bölgede gözlenmiştir. Homojenleşmenin sıvı faza olduğu tip II kapanımlar genellikle tüp ve çubuksu şekillerde gözlenir. Bazen tek fazlı kapanımlara eşlik eder. Bunların gaz/sıvı oranları %10-30 arasında değişir. Homojenleşme sıcaklıkları Tip I kapanımlardan düşük, Tip III kapanımlardan yüksektir. HB-11 örneğindeki sıvı kapanımlardan ölçülen sonuçlar Tablo 6.7'da verilmiştir.

Tip III sıvı kapanımlar kalsedon bandının uzağında kuvars kristallerinin uç kısmına yakın olarak örneğin merkezi kısmında gözlenir. İki fazlı (sıvı + gaz) olan Tip III kapanımlar daima düzensiz geometrik şekillerdedir (Görsel 6.58 e, f). Gaz/sıvı oranları %10 ve altında olan bu kapanımlarda homojenleşme daima sıvı faza olmuştur. Bunların T_h sıcaklıkları diğer kapanımlardan daha düşüktür.

Tablo 6.7: HB-11 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	SK Tipi	Hom. Tipi	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ. % NaCl)
Örnek 11	II	Gaz Faza	-21,2	-0,8	286,6	1,4
	II	Gaz Faza	-30,9	-0,7	337,7	1,2
	II	Sıvı Faza	-21,9	-1,2	306,4	2,1
	II	Sıvı Faza	-23,1	-1,1	299,8	1,9
	I	Gaz Faza	-22,1	-2,6	443,7	4,4
	II	Sıvı Faza	-	-2,4	344	4,0
	II	Sıvı Faza	-28	-2,3	348	3,9
	III	Sıvı Faza	-24,4	-1,4	204,5	2,4
	II	Sıvı Faza	-23,7	-1,7	320,7	2,9
	III	Sıvı Faza	-29,2	-2,8	214	4,7
	II	Sıvı Faza	-	-	302	-

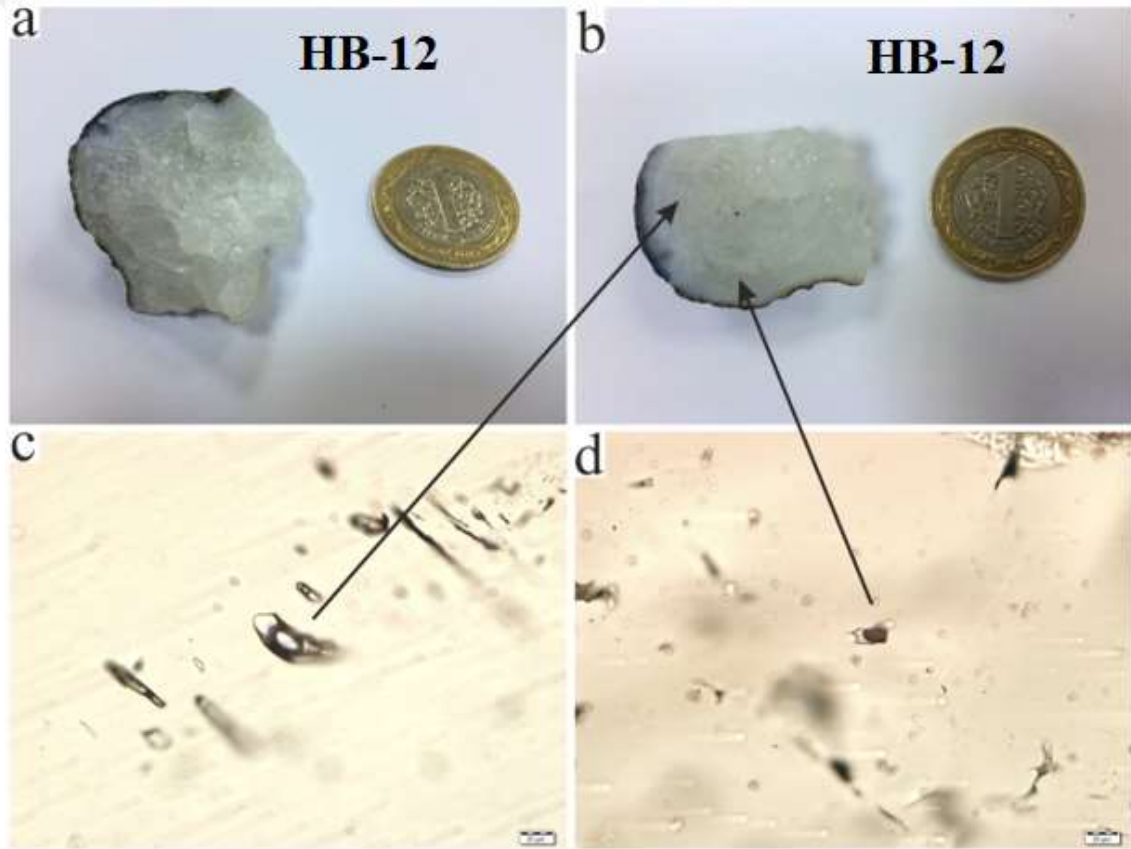
Görsel 6.58: a, b) HB-11 numaralı örneğin makro görünümü, c) HB-11 örneğindeki Tip I ve Tip II sıvı kapanımlar, d) Aynı örnekteki Tip II sıvı kapanım, e, f) HB-11 örneğindeki Tip III sıvı kapanımlar.



Örnek No: HB-12

Örnek etrafı kalsedon bandı tarafından çevrelenmiş merkeze doğru büyüme gösteren şeffaf kuvars kristallerinden oluşmaktadır (Görsel 6.59 a, b). 200 mikron (μm) kalınlığındaki çift yüzeyi parlatılmış sıvı kapanım kesitlerinde yapılan incelemede 3 farklı tip sıvı kapanım belirlenmiştir. Bunlardan ilki (Tip I) gaz fazın sıvı fazdan fazla olduğu homojenleşmenin gaz faza olduğu sıvı kapanımlardır. Boyutları 20-30 mikron (μm) arasında olan Tip I kapanımlar elipsoidal ve tüp şekillerinde gözlenmiştir (Görsel 6.59 c, d). Bunlar kalsedon bandına yakın büyüme zonu boyunca gözlenmiştir. Tip I sıvı kapanımların Th sıcaklıkları 422 ile 455° C arasında değişmektedir.

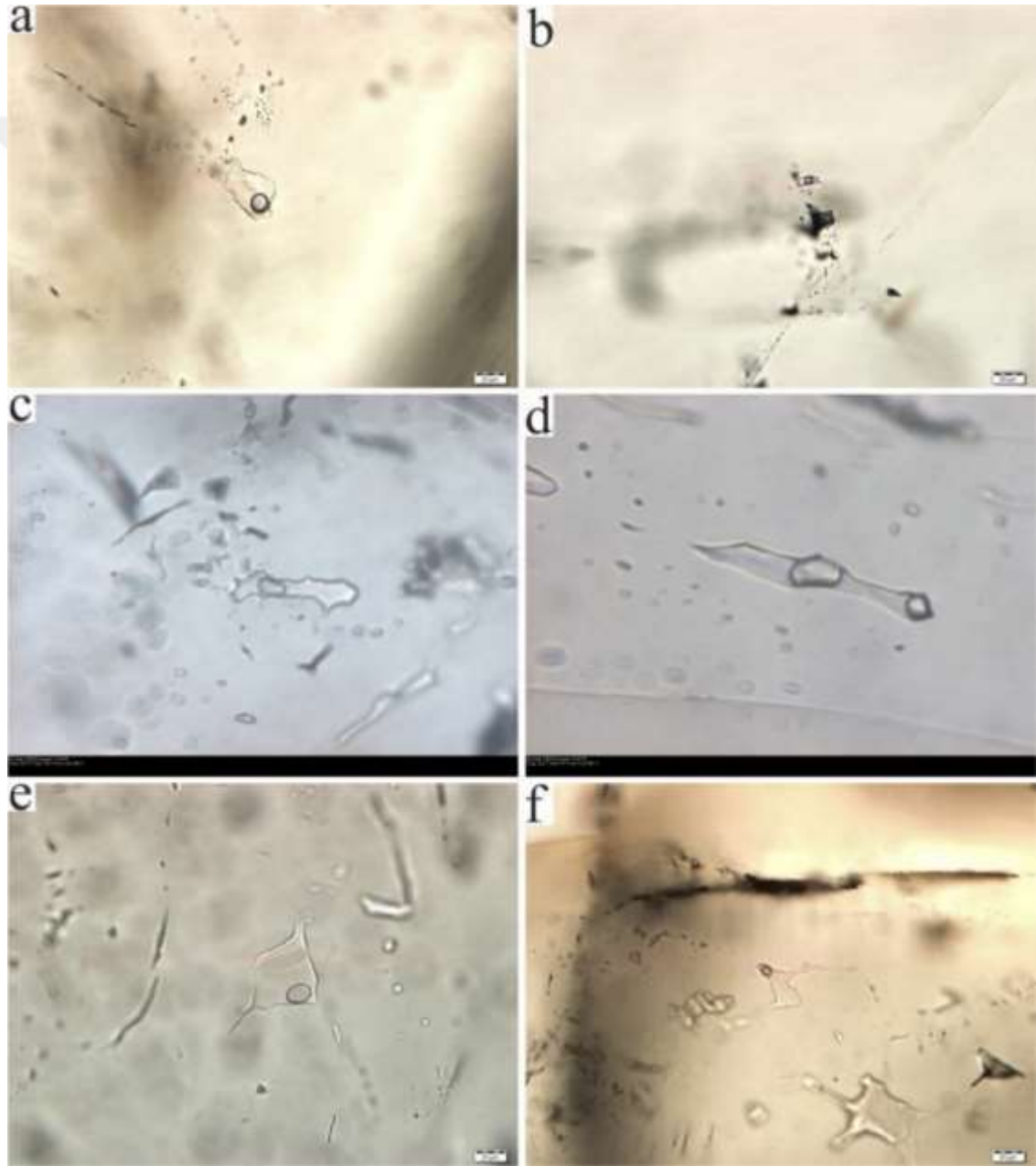
Görsel 6.59: a, b) HB-12 örneğinde sıvı kapanım kesiti yapılan yüzeyin makro görünümü, c, d) HB-11 örneğindeki gaz faza homojenleşen Tip I sıvı kapanımlar.



Tip II sıvı kapanımlar kuvars kristallerinin merkezi kısımlarına yakın olarak gözlenmiştir. Gaz/sıvı oranı %20-40 arasında değişen Tip II kapanımlar dikdörtgen prizması, elipsoidal, tüp, çubuk şekilli ve düzgün olmayan geometrik şekillerde gözlenir. Bazen tek fazlı kapanımlara eşlik eden Tip II kapanımların bazıları gaz faza (Görsel 6.60 a, b) bazıları ise sıvı faza (Görsel 6.60 c, d) homojenleşmiştir. Tip I kapanımlardan daha düşük gaz/sıvı oranına ve daha düşük Th sıcaklığına sahiptirler. Daima sıvı faza

homojenleşen Tip III sıvı kapanımlar daima düzensiz geometrik şekillerde ve 60 mikrona ulaşan boyutlarda gözlenir (Görsel 6.60 e, f). İki fazlı (sıvı ve gaz) içeren bu sıvı kapanımların gaz oranı % 10 ile 20 arasında değişim gösterir. Yer yer tek fazlı kapanımlara eşlik eden bu tip III sıvı kapanımlar örneklerin merkezi kesimlerine yakın olarak gözlenir. Bunlar hiçbir zaman Tip I ve Tip II kapanımlara eşlik etmezler. HB- 12 numaralı örnekten ölçülen sıvı kapanım sonuçları Tablo 6.8’de verilmiştir.

Görsel 6.60: a, b) HB-12 örneğindeki sıvı faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar, c, d) HB-12 örneğindeki gaz faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar, e, f) HB-12 örneğindeki sıvı faza homojenleşen Tip III sıvı kapanımlar.



Tablo 6.8: HB-12 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

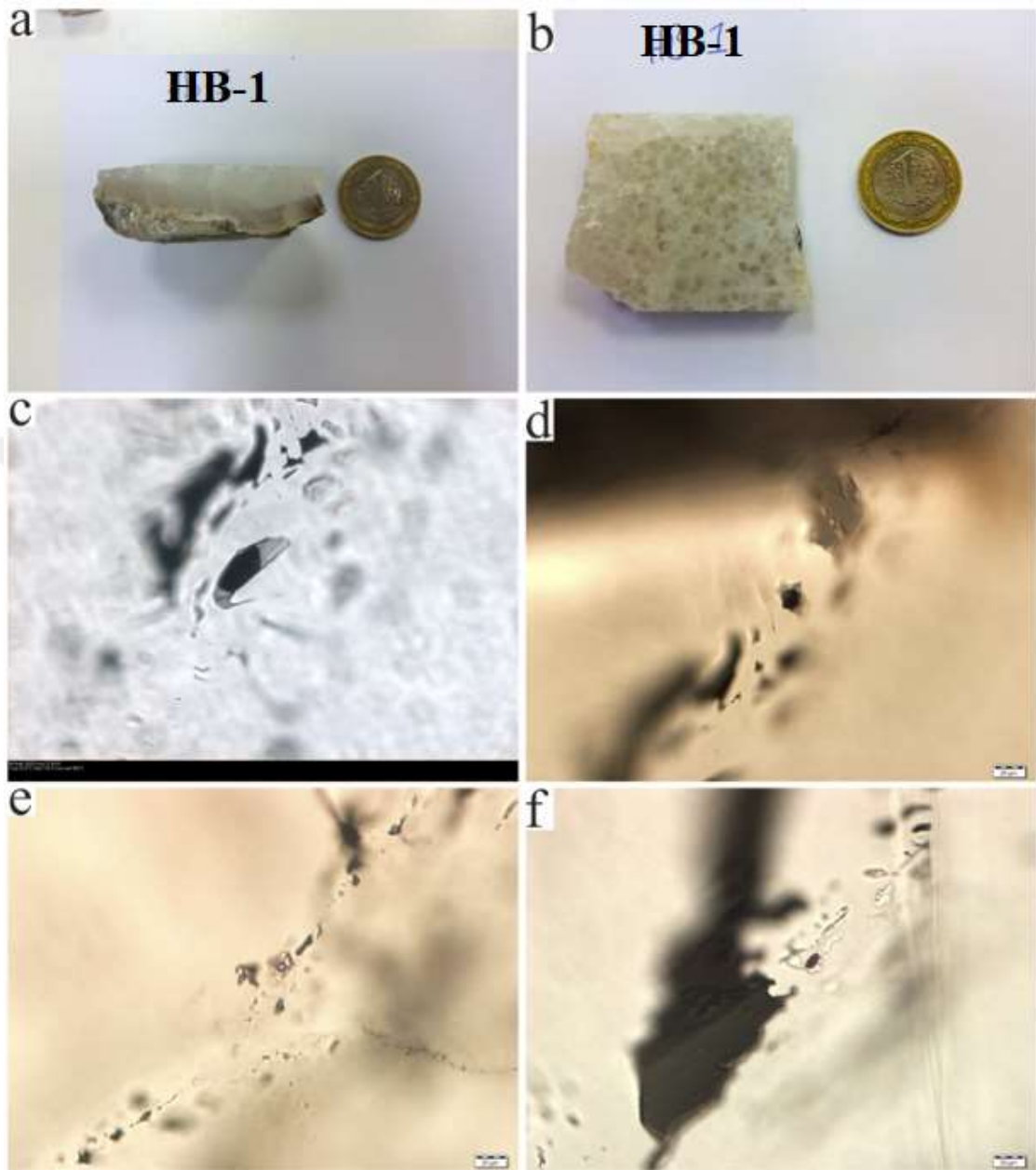
Örnek No	SK Tipi	Hom. Tipi	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ. % NaCl)
Örnek 12	III	Sıvı Faza	-25,7	-1,8	231,7	3,1
	III	Sıvı Faza	-29,8	-1,5	245	2,6
	II	Sıvı Faza	-24,8	-1,7	377	2,9
	III	Sıvı Faza	-26	-2,2	204	3,7
	II	Sıvı Faza	-28,5	-0,9	377	1,6
	III	Sıvı Faza	-	-1,9	250,8	3,2
	II	Gaz Faza	-25,8	-3,8	368,7	6,2
	I	Gaz Faza	-30,8	-	423	-
	II	Sıvı Faza	-	-1,8	407	3,1
	II	Gaz Faza	-27,8	-0,9	332	1,6
	II	Sıvı Faza	-25,8	-1,7	382	2,9
	I	Gaz Faza	-21,8	-2,1	422,6	3,6
	I	Gaz Faza	-27,9	-2,8	455	4,7
	II	Sıvı Faza	-26,6	-1,4	347	2,4
	II	Sıvı Faza	-23,5	-1,9	356,8	3,2
	I	Gaz Faza	-	-	438	-
I	Gaz Faza	-	-	436	-	

Örnek No: HB-1

Kalsedon bandından itibaren merkeze doğru büyüme gösteren kuvars kristallerini büyüme eksenine dik olarak keserek elde edilen 2x3 cm boyutlarında ve yaklaşık 200 mikron (μm) kalınlığındaki örnekte (Görsel 6.61 a, b) sıvı kapanım oldukça nadir olarak gözlenmiştir. Az sayıda gözlenen sıvı kapanımların iki farklı tipi tanımlanmıştır. Tip I sıvı kapanımlar gaz/sıvı oranının yarıdan fazla olduğu kapanımlar olup bunların homojenleşmesi daima gaz faza olmuştur. Boyutları 10-20 mikron (μm) arasındaki Tip I kapanımlar elipsoidal ve tabuler şekillerde sunmakta (Görsel 6.61 c, d) ve kuvars kristallerinin merkezi kısımlarında bulunmaktadır.

Tip II kapanımlar ise bir eksenini daha uzun olacak şekilde tüp ve çubuksu yapılarda gözlenmiştir. Bunların boyutları ise 20-40 mikron (μm) arasında değişmektedir (Görsel 6.61 e, f). Kuvars kristallerinin merkezini çevreleyen büyüme zonları boyunca gözlenmiştir. Tip I kapanımlardan daha düşük homojenleşme sıcaklıklarına sahip olan Tip II kapanımlarda homojenleşme daima sıvı faza olmuştur. Tip I kapanımların Th sıcaklıkları 331-396° C arasında iken Tip II kapanımlarda bu sıcaklık değerleri 214 ile 264° C arasında değişmektedir. HB-1 numaralı örnekte ölçülen sıvı kapanı ölçümleri Tablo 6.9'da verilmiştir.

Görsel 6.61: a, b) HB-1 numaralı örneğin makro görünümü ve sıvı kapanım kesiti yapılan yüzey, c, d) HB-1 numaralı örnekte gaz faza homojenleşen Tip I sıvı kapanımlar, e, f) HB-1 örneğindeki sıvı faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar.



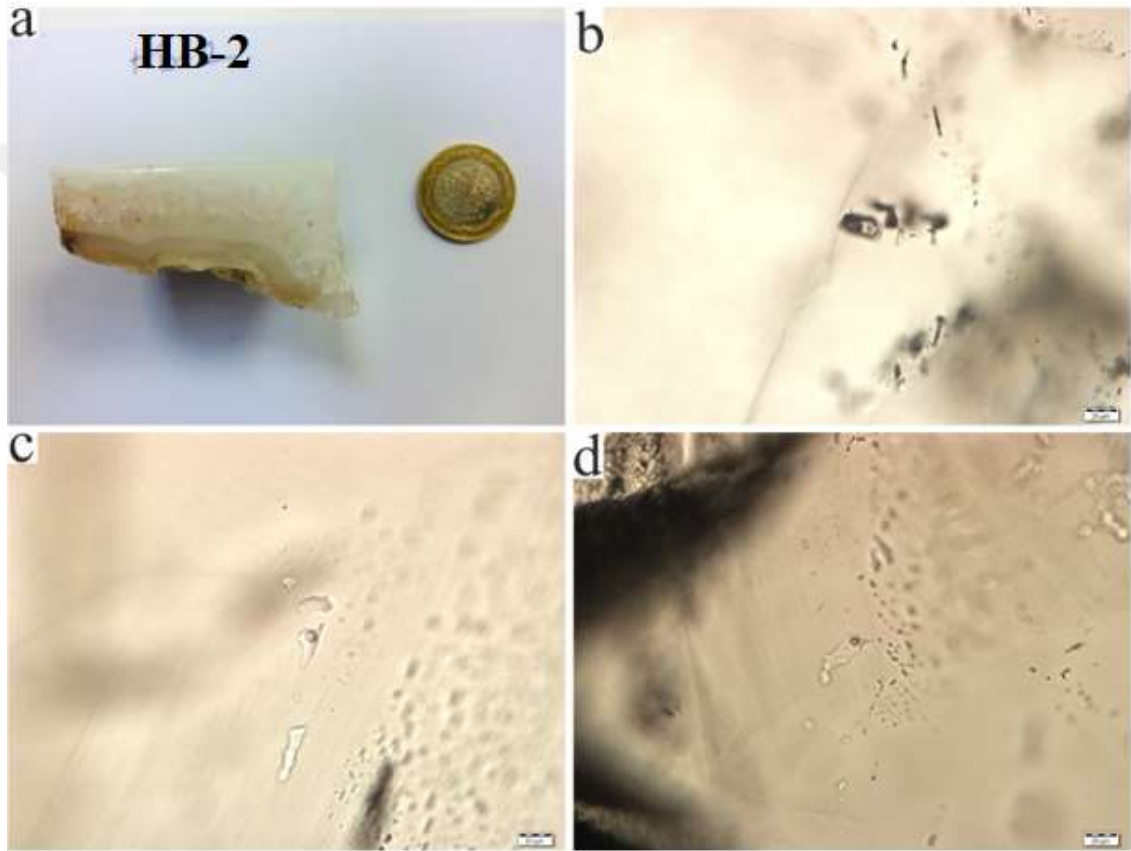
Tablo 6.9: HB-1 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	SK Tipi	Hom. Tipi	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ. % NaCl)
Örnek 1	I	Gaz Faza		-0,5	331	0,9
	II	Sıvı Faza	-23,3	-0,1	221,3	0,2
	II	Sıvı Faza	-23	-0,1	221	0,2
	I	Gaz Faza	-34,4	-1,9	396	3,2
	II	Sıvı Faza	-27,4	-2	256	3,4
	II	Gaz Faza	-	-1	264	1,7
	II	Sıvı Faza	-	-0,1	214	0,2

Örnek No: HB-2

Örnek kalsedon bandından dışa doğru büyüme gösteren kuvars kristallerinden oluşmaktadır (Görsel 6.62 a). Kuvars kristallerinde 3 farklı tipte sıvı kapanım belirlenmiştir. Tip I kapanım 20 mikron (μm) boyutunda tüp şekilli olup gaz/sıvı oranı yaklaşık % 50 dir (Görsel 6.62 b). Homojenleşmenin sıvı faza olduğu bu kapanımın homojenleşmesi sıvı faza 432°C 'de homojenleşmiştir.

Görsel 6.62: a) HB-2 örneğinin makro görünümü ve sıvı kapanım kesiti yapılan yüzey, b) Tip I sıvı kapanım, c) Tip II sıvı kapanım, d) Tip III sıvı kapanım.



Tip II kapanım 20 mikron (μm) boyutunda düzensiz geometrik şekillidir (Görsel 6.62 c). Gaz/sıvı oranı % 20 oranında olan bu kapanımda homojenleşme sıvı faza olmuştur. Tip III kapanım ise yaklaşık 40 mikron (μm) boyutunda düzensiz geometrik şekillidir (Görsel 6.62 d). Homojenleşme 164°C 'de sıvı faza olmuştur. Her 3 tip kapanımın birbirinden oldukça farklı Th sıcaklıkları bunların farklı tipte ve farklı evrelerde oluştuğunu göstermektedir. Her üç sıvı kapanım da çevresinde başka sıvı kapanım içermeyen izole kapanımlar olup bu özelliği bunların birincil olduğunu göstermektedir. HB-2 numaralı örnekten ölçülen sıvı kapanım sonuçları Tablo 6.10'da verilmiştir.

Tablo 6.10: HB-2 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	SK Tipi	Hom. Tipi	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ. % NaCl)
Örnek 2	III	Sıvı Faza	-23,2	-0,2	164	0,4
	I	Sıvı Faza	-24,7	-2,4	432	4,0
	II	Sıvı Faza	-	-	382	-

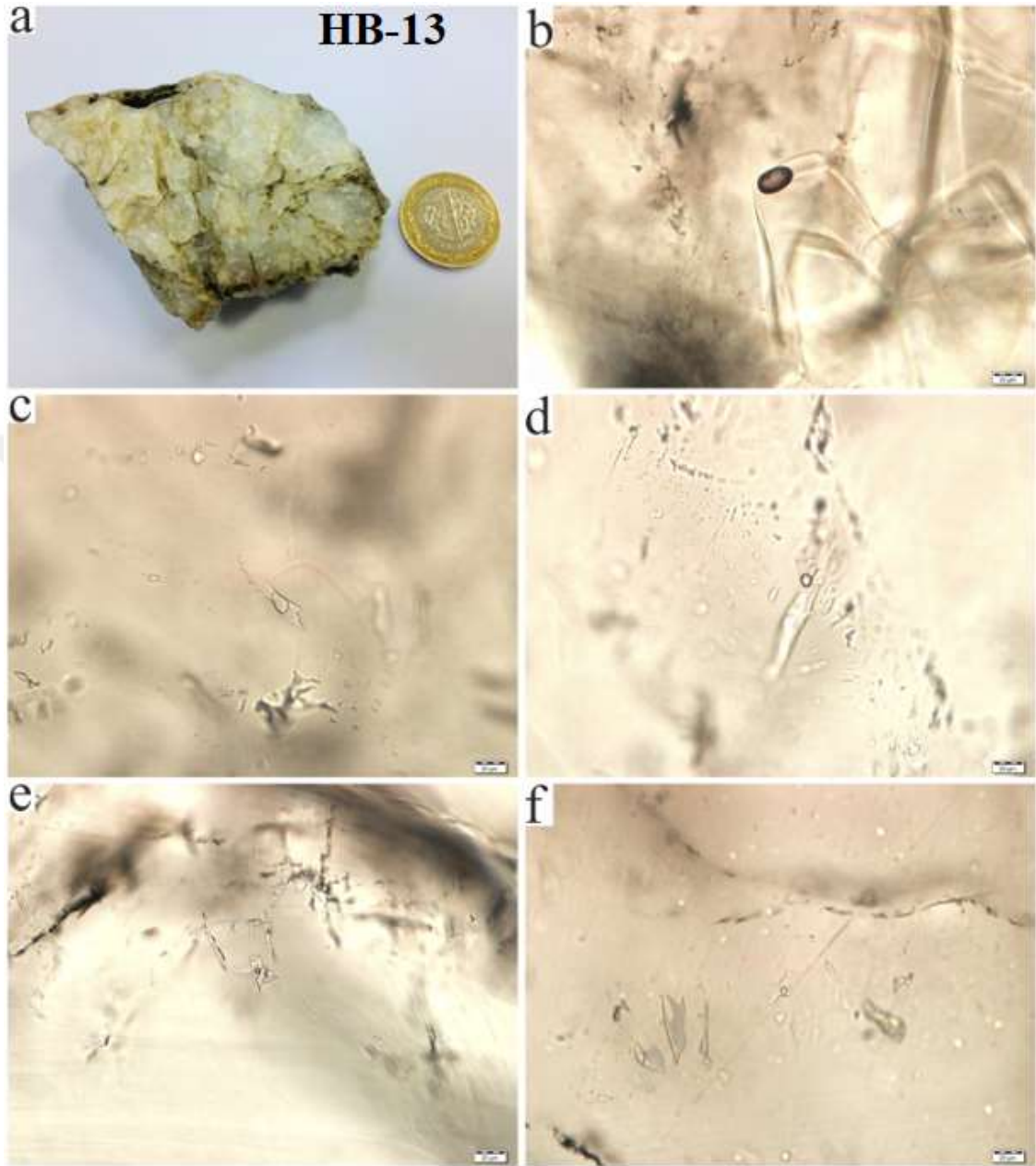
Örnek No: HB-13

Örnekte oldukça iri kuvars kristallerinin etrafını kalsedon bandı çevrelemektedir (Görsel 6.63 a). Kuvars kristalleri ile kalsedon bandı dokanağına yakın sıvı kapanım gözlenmemiştir. Bütün sıvı kapanımlar örneğin merkezi kısmına doğru kuvars kristallerinin uç kısımlarına yakın zon boyunca gözlenmiştir. Örnekte bir adet elipsoidal şekilli yaklaşık 20 mikron (μm) boyutunda kapanım gözlenmiştir. Gaz oranının yarıdan fazla olduğu bu kapanımda homojenleşme 267°C 'de gaz faza olmuştur. Bu kapanım gaz faza homojenleştiğinden Tip I olarak tanımlanmıştır (Görsel 6.63 b).

Tip II kapanımlar düzensiz geometrik şekillerde ve 20-60 mikron (μm) arasında değişen boyutlardadır (Görsel 6.63 c, d). Gaz oranı %20 civarında olan bu tip II kapanımlarda homojenleşme $202-272^{\circ}\text{C}$ arasında sıvı faza olmuştur. Tip I ve Tip II kapanımların birbirine benzer/yakın sıcaklık değerlerinde homojenleşmesi bunların aynı zamanda oluştuğunu göstermektedir.

Tip III sıvı kapanımlar ise diğerlerinden çok daha düşük gaz oranı (% 10 dan düşük) ve Th sıcaklıkları ($101-174^{\circ}\text{C}$ arası) ile karakteristiktir. Boyutları 10-30 mikron (μm) arasındaki bu kapanımlar düzgün olmayan geometrik şekiller sunmaktadır (Görsel 6.63 e, f). Bunlar yer yer tek fazlı sıvı kapanımlara eşlik etmektedir. HB-13 numaralı örnekten ölçülen mikrotermometrik parametreler Tablo 6.11'de verilmiştir.

Görsel 6.63: a) HB-13 örneğinin makro görünümü, b) Bu örnekteki gaz faza homojenleşen Tip I sıvı kapanım, c, d) Tip II sıvı kapanımlar, e, f) bu örnekteki Tip III sıvı kapanımlar.



Tablo 6.11: HB-13 Numaralı örnekteki sıvı kapanım tipleri ve bunların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	SK Tipi	Hom. Tipi	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ. % NaCl)
Örnek 13	III	Sıvı Faza	-22,2	-0,2	101	0,4
	II	Sıvı Faza	-25,9	-0,5	272	0,9
	III	Sıvı Faza	-26,8	-	131	-
	III	Sıvı Faza	-29	-0,3	118	0,5
	III	Sıvı Faza	-26,4	-0,2	156	0,4
	III	Sıvı Faza	-	-0,5	174	0,9
	II	Sıvı Faza	-	-0,1	202	0,2
	I	Gaz Faza	-	-	267	-
	II	Sıvı Faza	-	-0,2	237	0,4
	III	Sıvı Faza	-25,6	-1,4	150	2,4
	III	Sıvı Faza	-	-	146	-
	III	Sıvı Faza	-	-	154	-

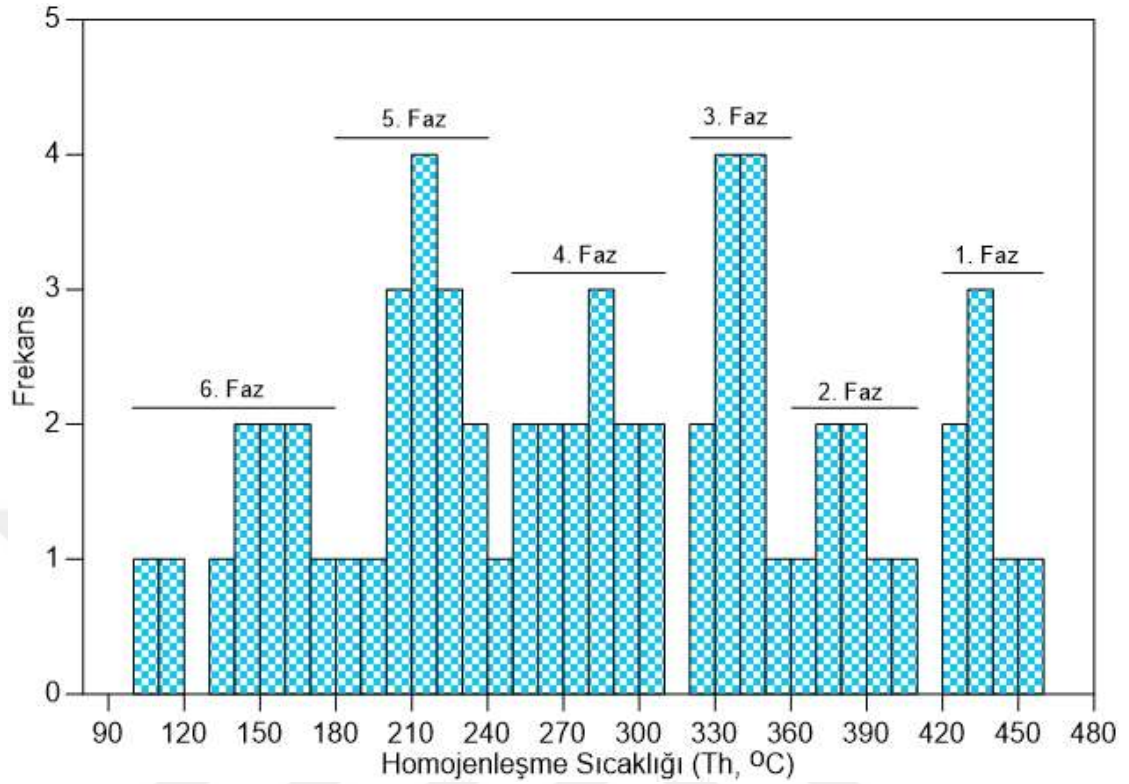
6.7.1. Homojenleşme Sıcaklığı (Th) Ölçümleri

Bütün örneklerden ölçülen ve yukarıda her bir örnek için ayrı ayrı verilen Th sıcaklıklarına ait histogram Görsel 6.64'de verilmiştir. Ölçüm yapılan örneklerde 2 veya 3 farklı tipte sıvı kapanım belirlenmesine karşın bütün örneklere ait Th histogramı çalışılan sahada 6 farklı evrede çözelti geldiğine işaret etmektedir. Bu fazların her birini tekil örneklerde gözlemlemek mümkün olmayacağından sahanın değerlendirilmesinde bütün örneklerden elde edilen verilerin dikkate alınması gereklidir. Görsel 6.64'e göre çalışma alanı içinde tanımlanan 6 farklı çözelti evresini 1. Evre 420-460° C; 2. Evre 360-410° C; 3. Evre 320-360° C; 4. Evre 250-310° C; 5. Evre 180-250° C ve 6. Evre ise 100-180° C ler arasına karşılık gelmektedir.

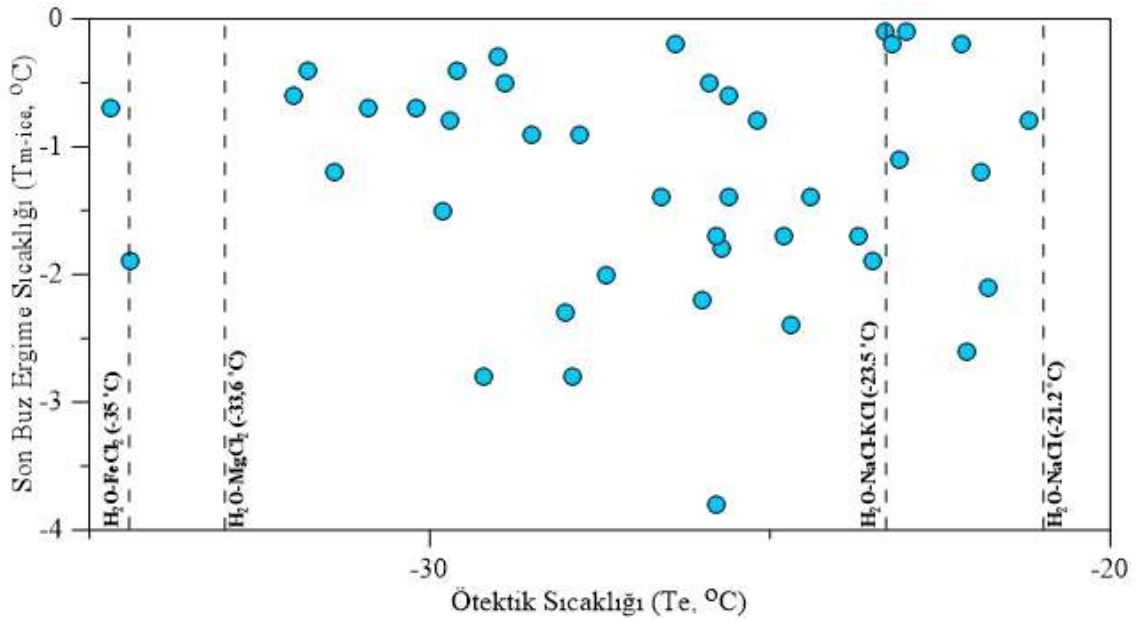
6.7.2. Ötektik Sıcaklığı (Te) Ölçümleri

Çalışılan sahaya ait bütün örneklerden ölçülen Te sıcaklığı sonuçları Tablo 6.6-6.11'de verilmiştir. Buna göre bütün örneklerdeki farklı fazlara karşılık gelen ötektik sıcaklıklarının tamamının -21,2 ile -35 °C arasında değiştiği gözlenmiştir. Bu ötektik sıcaklığı değerleri Bodnar (1993) tarafından verilen farklı tuz bileşimlerinin ötektik sıcaklıkları ile kıyaslandığında (Görsel 6.65, Shepher vd., 1985) bütün ölçüm sonuçlarına göre sıvı kapanımların bileşiminin H₂O-NaCl-KCl-MgCl₂-FeCl₂ şeklinde olduğu söylenebilir.

Görsel 6.64: Kuvars kristallerindeki farklı tip sıvı kapanımların birleştirilmiş homojenleşme sıcaklığı histogramı.



Görsel 6.65: Kuvars kristallerindeki sıvı kapanımların ötektik sıcaklıklarının çeşitli tuz türlerinin ötektik sıcaklıkları ile kıyaslanması.

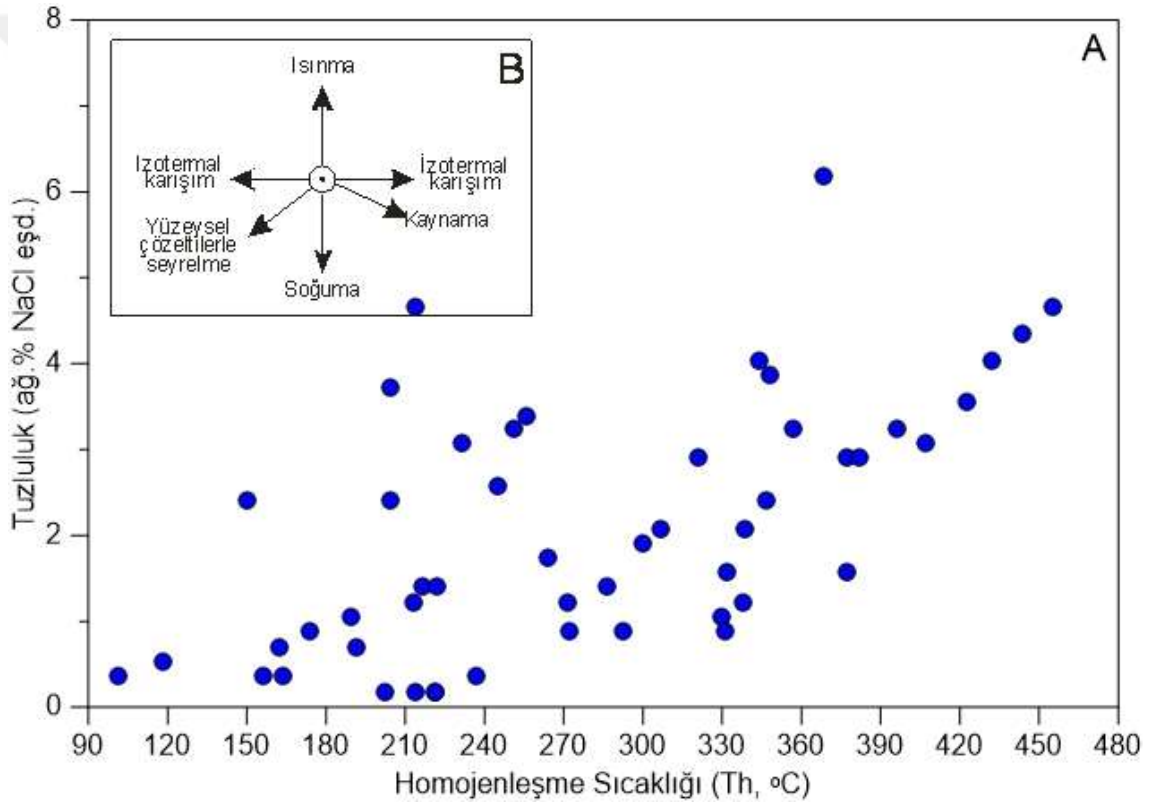


6.7.3. Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tm-ice) Ölçümleri ve Tuzluluk

Bütün örneklerden ölçülen farklı tip sıvı kapanımlara ait son buz ergime sıcaklıkları ile bu sıcaklık değerlerinden Bodnar ve Vitky (1994)'e göre hesaplanan

tuzluluk miktarları Tablo 6.6-6.11’de verilmiştir. Buna göre bütün örneklerdeki sıvı kapanımların son buz ergime değerleri $-0,1$ ile $-3,8^{\circ}$ C arasında değişmekte olup bu değerlerin karşılık geldiği tuzluluk miktarı da $0,2$ ile $6,2$ ağ. % NaCl eşdeğeri arasında hesaplanmıştır. Hesaplanan bu tuzluluk değerleri çalışılan örneklerdeki kuvars kristallerinin oldukça düşük tuzlulukta çözeltilere bağlı olarak oluştuğunu göstermektedir (Görsel 6.66 a). Tuzluluk değerleri ile homojenleşme sıcaklığı arasındaki trend ise (Görsel 6.66 b) bu düşük tuzluluğa ait magma jenetik çözeltilerin meteorik çözeltiler ile seyreltilme etkisi altında olduğunu göstermektedir.

Görsel 6.66: a) Kuvars kristallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ile tuzluluk miktarı arasındaki ilişki, b) Th-tuzluluk miktarı arasındaki değişimin çeşitli ortamlardaki çözelti davranışı ile kıyaslanması.



6.8. GEMOLOJİK ÖZELLİKLER

Çalışma alanı olan Başbüyükü (Yozgat) köyü ve yakın civarından toplanan kalsedon ve flint örneklerinden renk açısından albenisi olanlar ayırılmış, bunlardan soluk mavi ve gri tonlarda olan örnekler kabaşon kesim şekliyle farklı formlarda işlenerek çeşitli takı örnekleri hazırlamıştır (Görsel 6.67, 6.68).

Görsel 6.67: Sahadan toplanan örneklere ait; dilim ve kabaşon kesim şekliyle farklı formlarda işlenmiş gri ve soluk mavi tonlarda kalsedon ve flint örnekleri.



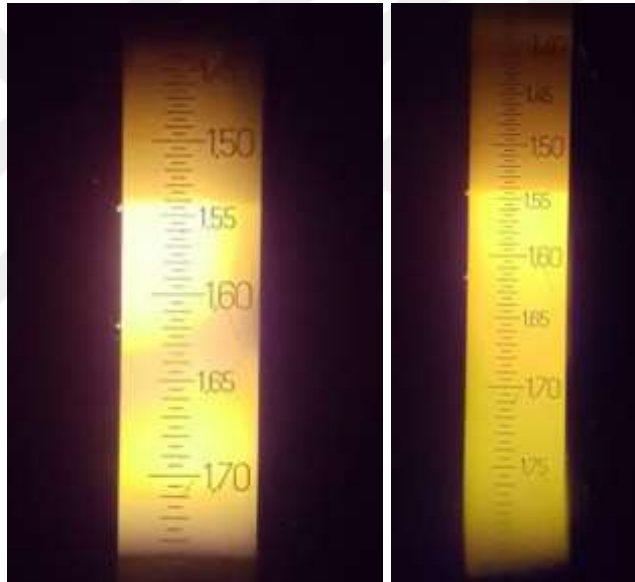
Görsel 6.68: Sahadan toplanan örneklere ait dilim formunda kesilerek obje ile kolye ve yüzük haline getirilmiş kalsedon örnekleri.



6.8.1. Gemolojik Analizler

Çalışmaya konu olan kalsedon (mavi) (HB-5a) ve (HB-5b) ve koyu gri (HB-6a) ve açık gri (HB-6b) flint örnekleri tonlarına göre temsilen seçilmiş ve kristal kuvars (HB-22) örneklerinin belirlenen gemolojik özellikleri ayrıntılı olarak verilerek Tablo 6.12’de özetlenmiştir. Bu çalışmada seçilen temsili örneklerin, kırılma indisi, özgül ağırlıkları, sertlikleri (Mohs sertlik sıralamasına göre) ve parlaklık özellikleri tespit edilmiştir. Çalışma alındıktan derlenen HB-5 ve HB-6 örneklerinin standart refraktometre cihazında kırılma indisi değerleri belirlenmiştir. Kırılma indisi değerleri her iki örnek içinde $N_e = 1,55$ $N_o = 1,54$ anizotrop tek optik eksenli (+) olarak bulunmuştur (Görsel 6.69).

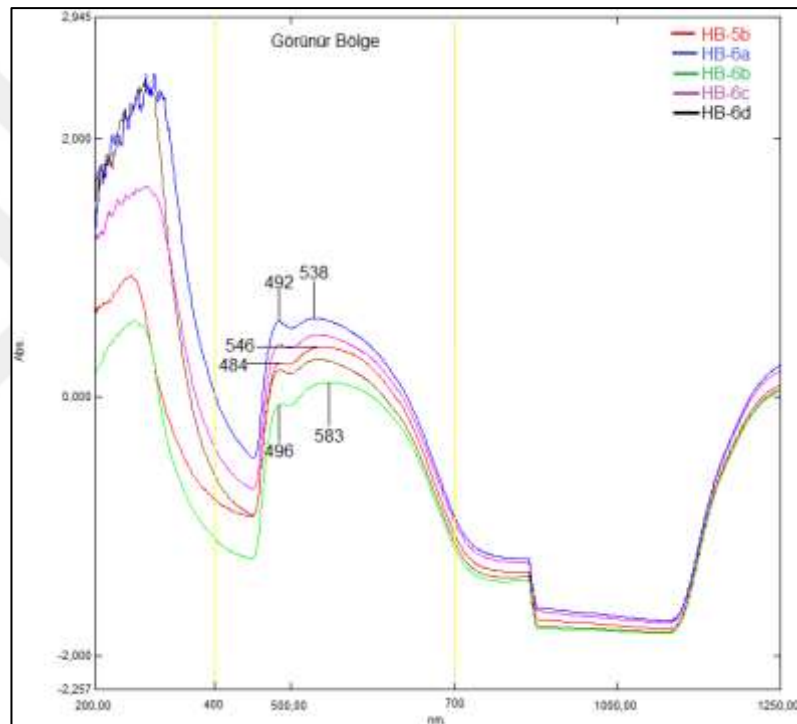
Görsel 6.69: Standart refraktometrede elde edilen kırılma indisi değerleri. HB-5 (solda) ve HB-6 (sağda) örneklerine ait $N_e = 1,55$ $N_o = 1,54$ anizotrop tek optik eksenli (+) bant çizgileri.



Renk kökenini tespit etmek için açık ve koyu olarak kalsedon (mavi) ve flint örneklerini temsilen seçilen 5 kalsedon örneğinin spektrum analizleri Shimadzu UV-3600 Plus marka cihaz ile yapılmıştır. 400-700 nm dalga boyu aralığında görünür bölge analiz sonuçlarına göre; elde edilen spektrumlar aynı renklerin dalga boyunda, band aralıklarında ve soğurma şiddetlerinde benzerlik göstermiştir. Buna göre 0-2 absorbans şiddeti arasındaki ilk soğurma şiddeti 450-500 nm aralığında soğurma bandı, ardından 500 nm’den sonra daha geniş ikinci soğurma bandları gözlenmiştir. Örnekleri mavi, açık ve koyu gri olarak renklerine göre gruplandırdığımızda; koyu gri örneklerin 457-505 nm ve 506-678 nm absorbansı yüksek, sırasıyla kalsedon (mavi) 466-497 nm ile 498-660 nm ve açık flint örneklerin 496 nm ile 514-626 nm absorbansı daha düşük seyretmiştir. Buna

göre; örneklerde ~490 nm ve daha geniş ~540 nm merkezli karakteristik soğurma bandları gözlenmiştir. Bu durum koyu renkli örneklerde ışığın daha fazla yansıtıldığını göstermektedir. Örneklerin yapısındaki SiO₂-H₂O olmasıyla birlikte yapısında bulunan safsızlık atomlarından dolayı bu soğurulma bantlarının oluştuğunu göz önünde bulundurursak (Yürek, 2013; Çetin vd, 2013); tüm örneklerdeki band aralıklarının benzerlik göstermesi aynı safsızlıklara sahip olduklarını ve aynı ortam koşullarında oluştuklarını göstermektedir (Görsel 6.70).

Görsel 6.70: HB-5b kalsedon (açık mavi) ve HB-6a, HB-6c koyu flint, HB-6b, HB-6d açık flint örneklerinin UV-VIS-NIR Spektrometre görünür bölge spektrumları ve maximum pik değerleri



Görsel 6.71: a) kalsedon (mavi) HB-5(a) ve b) HB-5(b) ile c) koyu gri HB-6(a) ve d) açık gri HB-6(b) flint örnekleri.



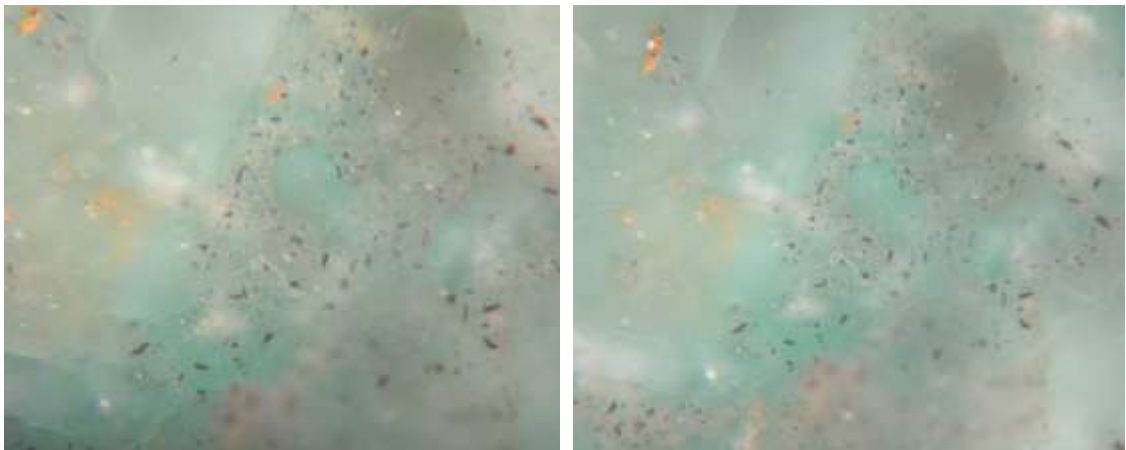
HB-5 (a) örneği, 14 x 12 x 6 mm boyutlarında, kare formda kabaşon olarak işlenmiş, mavi renkli, camsı parlaklıkta ve yarı şeffaf özelliğindedir (Görsel 6.71 a). Kırılma indisi 1.54 özgül ağırlığı ise 2,55 olarak tespit edilmiştir (Tablo 6.12). HB-5 (a) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki incelenmesinde sarı renkli kapanımları tespit edilmiştir (Görsel 6.72). UV-VIS-NIR Spektrofotometrede iki pik şiddeti, 484 nm ile 546 nm merkezli soğurma bantları okunmuştur (Görsel 6.69, Tablo 6.12).

Görsel 6.72: HB-5 (a) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.



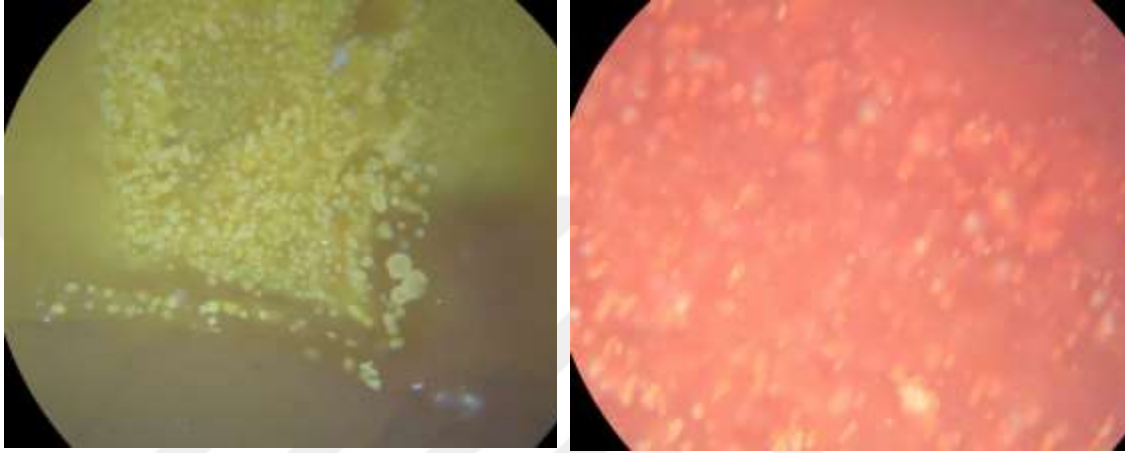
HB-5 (b) örneği, 24 x 17 x 6 mm boyutlarında, oval formda kabaşon olarak işlenmiş, açık mavi renkli, camsı parlaklıkta ve yarı şeffaf özelliğindedir (Görsel 6.71 b). Kırılma indisi 1.54, özgül ağırlığı 2,55 olarak ölçülmüştür (Tablo 6.12). HB-5 (b) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmesinde siyah ve kahve renkli inklüzyonlar gözlenmiştir (Görsel 6.73). UV-VIS-NIR Spektrofotometrede iki pik şiddeti, 484 nm ile 546 nm merkezli soğurma bantları okunmuştur (Görsel 6.69, Tablo 6.12).

Görsel 6.73: HB-5 (b) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.



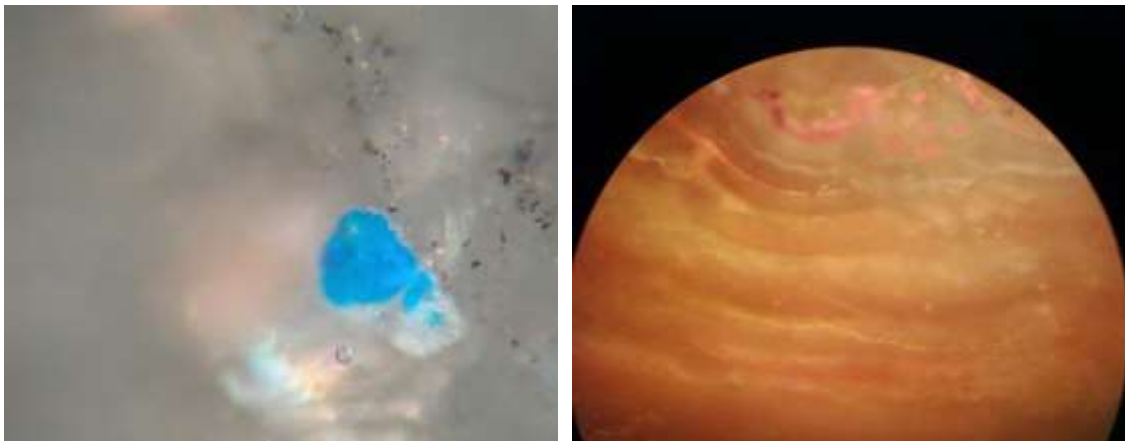
HB-6 (a) örneği, 40 x 30 x 7 mm boyutlarında, oval formda kabaşon olarak işlenmiş, koyu gri renkli, camsı parlaklıkta ve yarı şeffaf özelliktedir (Görsel 6.71 c). Kırılma indisi 1.54 ve özgül ağırlığı ise 2.56 olarak ölçülmüştür (Tablo 6.12). HB-6 (a) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmesinde gri renkli inklüzyonlar gözlenmiştir (Görsel 6.74). UV-VIS-NIR Spektrofotometrede iki pik şiddeti, 492 nm ile 538 nm merkezli soğurma bantları okunmuştur (Görsel 6.69, Tablo 6.12).

Görsel 6.74: HB-6 (a) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.








HB-6 (b) örneği, 22 x 15 x 4 mm boyutlarında, damla formda kabaşon olarak işlenmiş, açık gri renkli, camsı parlaklıkta ve yarı şeffaf özelliktedir (Görsel 6.71 d), kırılma indisi 1.54, özgül ağırlığı ise 2.56 olarak ölçülmüştür (Tablo 6.12). HB-6 (b) örneği gemoskop mikroskopunda X40 büyütmesinde incelenmesinde, gri, siyah renkli katı inklüzyon ve sıvı kapanımlarının olduğu gözlenmiştir (Görsel 6.75). UV-VIS-NIR Spektrofotometrede iki pik şiddeti 496 nm ile 583 nm merkezli soğurma bantları okunmuştur (Görsel 6.69, Tablo 6.12).

Görsel 6.75: HB-6 (b) örneğinin gemoskop mikroskopunda X40 büyütmedeki görüntüsü.



Tablo 6.12: Seçilmiş kristal kuvars ve 4 adet kaboşan kesilmiş kalsedon (mavi) ve flint örneklerinin temel gemolojik özellikleri.

Kod	Örnek	Özgül Ağırlık (g/cm ³)	Kırılma İndisi	Sertlik	UV-VIS-NIR	Saydamlık	Parlaklık
HB-22		2.65	$N_{\epsilon} = 1.553$ $N_{\omega} = 1.544$	7	-	Saydam	Camsı
HB-5 (a)		2.55	$N_{\epsilon} = 1,55$ $N_{\omega} = 1,54$	6.5-6.7	484 nm ile 546 nm soğurma bandı	Yarı saydam	Mumsu
HB-5 (b)		2.55	$N_{\epsilon} = 1,55$ $N_{\omega} = 1,54$	6.5-6.7	484 nm ile 546 nm soğurma bandı	Yarı saydam	Mumsu
HB-6 (a)		2.56	$N_{\epsilon} = 1,55$ $N_{\omega} = 1,54$	6.5-6.7	492 nm ile 538 nm soğurma bandı	Yarı saydam	Mumsu
HB-6 (b)		2.56	$N_{\epsilon} = 1,55$ $N_{\omega} = 1,54$	6.5-6.7	496 nm ile 583 nm soğurma bandı	Yarı saydam	Mumsu

Dünyada farklı bölgelerinde oluşmuş kalsedon oluşumları ile Başbüyükülü kalsedonlarının gemolojik özelliklerinin karşılaştırılması Tablo 6.13' de yapılmıştır. Bu karşılaştırmada; özgül ağırlık, kırılma indisi, sertlik, saydamlık ve spektroskop özellikleri kullanılmıştır. Bu özellikler açısından, Başbüyükülü kalsedonları diğer kalsedon oluşumları ile benzer fiziksel özelliklere sahiptir.

Tablo 6.13: Türkiye ve Dünyadaki farklı bölgelerdeki kalsedon oluşumları ile Başıbüyükü kalsedonlarının gemolojik özelliklerinin karşılaştırılması

Bölgeler	Özgül Ağırlık (g/cm ³)	Kırılma İndisi	Sertlik	UV-VIS-NIR	Saydamlık	Parlaklık
Yozgat/Basıbüyükü	2.55	N _ε = 1,55 N _ω = 1,54	6.5-6.7	480 - 540 nm	Yarı saydam	Mumsu
Taiwan	2.56	1.54-1.55	6.5	414 - 594 nm	Yarı saydam	Mumsu
USA/Arizona	2.38-2.63	1.53-1.54	6.5	530 - 550 nm	Yarı saydam	Mumsu
Indonesia/Bacan	2.30-2.64	1.53-1.54	6.5	530 - 550 nm	Yarı saydam	Mumsu
Eskişehir/Karaçam	2.52-2.53	1.53-1.54	6.5	589 nm	Yarı saydam	Mumsu
Eskişehir/Sarıcakaya	2.55-2.58	1.53-1.54	6.5	-	Yarı saydam	Mumsu
Slovakya/Bysta	2.60	1.54-1.55	6.5	-	Yarı saydam	Mumsu
Brazil	2.59-2.61	1.54-1.55	6.5	-	Yarı saydam	Mumsu
Poland/Holy Cross	2.60	1.53-1.54	6.5	-	Yarı saydam	Mumsu
USA/New Mexico	2.55	1.53-1.54	6.5	-	Yarı saydam	Mumsu

Kaynak: Ye and Shen, 2020; Lüle, 2006; Kılıç, 2019; www.mindat.org, 2021

6.8.2. Çalışma Alanının Ekonomik Potansiyeli

Basıbüyükü (Yozgat) Köyü ve yakın çevresiyle birlikte yaklaşık 80 km² alan taranarak farklı noktalardan alınan kalsedon örneklerinin ekonomik potansiyeli tespit edilmeye çalışılmıştır. Bazaltların yarık ve çatlaklarını dolduran mavi ve gri tonlardaki kalsedon oluşumların genişliği birkaç cm'den 30 cm'ye kadar değiştiği gözlenmiştir. Buna göre; öngörülebilir potansiyel rezerv tespiti; yüzeyde 1 m²'lik alan ile 1 m derinde var olduğu gözönünde bulundurularak 1m³ alana düşen tahmini kalsedon rezervi yaklaşık olarak;

$$1\text{m}^3 = 960\text{kg} \Rightarrow 1\text{m}^3\text{de} \sim \%3 \text{ kalsedon öngörüldüğünde}$$

$$960 \times \frac{3}{100} = 28.8 \text{ kg}$$

~25-30 kg civarına denk gelmektedir.

Yine buna göre; 1 m² alanda öngörülen 30 kg kalsedon rezervi 80 km² 'lik çalışma alanında ise; 80 x 30= 2400 kg yani ~2.4 ton kalsedon rezervi olduğu tahmin edilmektedir. Kalsedon süstaşının uluslararası güncel kg piyasa değeri ise 15-20\$ arasında

değişmektedir (<https://www.thaigems.com>, 2021; <https://www.mineralminers.com>, 2021). Çalışma alanında;

$2400 \text{ kg} \times 20 \$ = 48.000 \$$ ekonomik değere sahip kalsedon rezervi olduğu tahmin edilmektedir.





YEDİNCİ BÖLÜM
KALSEDONLARIN OLUŞUMU

7.1. BAŞIBÜYÜKLÜ KALSEDONLARININ OLUŞUMU

Bu zamana kadar yapılan tüm çalışmalar göstermiştir ki; kuvars hidrotermal sistemde silikanın en kararlı biçimidir. Kuvars kristalleri 200°C-400°C sıcaklık arasındaki hidrotermal çözeltinin yavaş soğumasıyla oluşur. Öz şekilli kristaller yavaş değişen sıcaklık ve basınçta oluşur. Silika bakımından az doygun çözeltilerde kuvarslar gelişir. Buna karşın silika bakımından aşırı doygun çözelti amorf silika birikimi için uygun koşuldur. Kuvars ailesinin mikrokristalin çeşitlerinin (çakmaktaşı, çört, kalsedon ve agat) petrografik sınıflandırması, kısmen farklı büyüme koşulları ve kimyasal bileşimlerle ilişkilendirilebilecek farklı doku türlerine dayanmaktadır. Çakmaktaşı ve yeşim taşı tipik olarak kalsedonlu taneciklidir ve agat esas olarak lifli bir yapı gösterir. Bantlı kalsedon, agat olarak bilinir ve magmatik ve sedimanter ortamlarda bulunabilir. Moganitin, amorf silisin diyajenezinin son aşamalarında ortaya çıktığına inanılmaktadır. Diyajenetik dönüşümler, birçok silisli tortu, örneğin biyojenik silika (Bohrmann vd., 1994) ve silisli sinterler (Rodgers vd., 2004) ile ilişkili olarak tartışılmıştır. Sonunda α -kuvars üreten çeşitli silika başlangıç materyalleri üzerindeki sıcaklık ve/veya basıncın etkilerini belirlemek için kapsamlı deneysel çalışmalar yapılmıştır [Mizutani (1966); Oehler (1976); Bertone vd., (2003); Huang (2003)]. Bu saha ve deneysel çalışmaların nihai sonucu, çört ve silika sinterinin gelişimi ile ilgili olarak şu şekilde bir fikir birliği ile sonuçlanmıştır (von Rad ve Riech 1979; Williams vd., 1984; Rodgers vd., 2004):

Opal-A (amorf silika) → opal-CT (zayıf kristalin kristobalit ve tridimit) → opal-C (kristobalit) → (\pm kalsedon) → moganit → daneli α -kuvars

Yozgat-Başbüyük köyü ve civarında bulunan çalışma alanında tespit edilen silika minerallerine sahiplik yapan bazaltlar ikincil mineraller olarak, kalsit, klorit, kuvars, moganit, zeolit grubu mineraller ile karakterize olurlar. Bazaltlarda hipokristalin porfirik doku görülür. Yapılan bütün mineralojik (optik mikroskop, katodolüninsans) ve gemolojik özelliklerinin belirlenmesi sonucunda; çalışmaya konu olan örneklerin açık mavi (HB-5a) ve koyu mavi (HB-5b) *ince bantlı* kalsedon; koyu (HB-6a) ve açık (HB-6b) gri olanları *ince bantlı* flint olarak sınıflanması uygun görülmüştür (Görsel 6.71). Kalsedon, flint, kuvars ve ametistler kayaç içinde bulunan kırık ve çatlaklar olmak üzere tüm boşluklarda oluşmuşlardır. Silika grubunun üyesi olan kalsedon, flint, kuvars ve ametistler kırık ve çatlaklar olmak üzere tüm boşluklarda, hemen her tür kayaç içinde oluşabilirler (Çevik vd., 2011). Ancak çalışma alanında olduğu gibi volkanik kayaçların boşluklarında oluşmuş olanlara daha sık rastlanılmaktadır. Çalışma alanından alınan

örneklerin mineralojik ve petrografik (OM ve XRD'ye göre) olarak değerlendirilmesi sonucunda çeşitli ikincil mineraller tespit edilmiş olup bunlar dört grupta toplanmıştır. I. Grup silika mineralleri ve oluşumları: kuvars, moganit, kalsedon ve opal-CT, II. Grup zeolit mineralleri: wairakit-analsim, höylandit ve şabazit, III. Grup kil minerali grubu: klorit, IV. Grup ise kalsitten oluşan karbonat grubudur.

Yapılan sıvı kapanım analizlerinde çalışma alanında 6 farklı sıcaklığa ait çözelti evresi belirlenmiştir. Tüm sıcaklık ve tuzluluk değerleri birlikte yorumlandığında bazaltların kırık ve çatlaklarına gelen ilk silisli çözeltiler kendi sıcaklıklarından çok daha düşük sıcaklıktaki bir ortama geldiklerinde hızlı soğuma ile kriptokristalin yapılu kalsedonları oluşturmuşlardır. Kalsedon bantına yakın yerlerde elde edilen Tip 1 sıvı kapanım sıcaklık değerleri bunun kanıtıdır. Ölçüm yapılan örneklerde 2 veya 3 farklı tipte sıvı kapanım belirlenmesine karşın bütün örneklerde 6 farklı evrede çözelti geldiğine işaret etmektedir. 6 farklı çözelti evresini 1. Evre 420-460 °C; 2. Evre 360-410 °C; 3. Evre 320-360 °C; 4. Evre 250-310 °C; 5. Evre 180-250 °C ve 6. Evre ise 100-180 °C olarak tanımlanmıştır. Yozgat-Başbüyükülü kalsedon örneklerinin X-ışınları kırınım analizi ve optik mikroskop incelemelerinde tespit edilen ikincil minerallerin, sıvı kapanım analizindeki çözelti evrelerine göre oluşum sıcaklıkları Tablo 7.1'de verilmiştir.

Kalsedon damarlarında görülen açık ve koyu olarak değişen renk farklılıkları silisli çözeltilerin maruz kaldıkları sıcaklık ile doğru orantılı olarak kimyasal değişikliklere uğradığı bilinmektedir. Kalsedon oluşumlarından sonra gelmeye devam eden silisli çözeltiler kırık ve çatlaklardaki sıcaklığın giderek azalmasıyla dıştan içe doğru iri kuvars kristallerinin büyümesine sebep olmuştur. Şeffaf kuvars oluşumları sırasında % tuzluluk miktarı da 0,2 ile 6,2 arasında oynamaktadır. Hesaplanan bu tuzluluk değerleri çalışılan örneklerdeki kuvars kristallerinin oldukça düşük tuzluluktaki çözeltilere bağlı olarak oluştuğunu göstermektedir. Bu düşük tuzluluğa ait çözeltilerin meteorik çözeltiler ile seyreltilme etkisi altında olduğunu göstermektedir. Bazaltların pH değeri 7'den yüksektir ve baziktir. Buna göre Başbüyükülü bazaltlarının yarık ve çatlaklarına dolan silis çözelti meteorik suların etkisiyle oluşan kalsedonlar, düşük sülfidasyon epitermal tip oluşumdur. Düşük sülfidasyon epitermal sistemlerde kuvars bol miktarda, kalsedon ve kalsit mineral oluşumlar yaygın olarak bulunmaktadır (White ve Hedenquist, 1995). Derinlerdeki yüksek sıcaklıkta asidik çözeltisinin, farklı türdeki ana kayalarda kayacı oluşturan elementleri (yüzeydeki bir çözeltiye kıyasla) yıkayıp ortamdan uzaklaştırma kapasitesi vardır (Eren, 2019). Silikanın çözücülüğü pH derecesinin düşmesiyle (bazik)

azalmış ve SiO₂'nin çözünmesiyle yüzeyde yumrular, jeodlar veya damarlar şeklinde kalsedonları oluşturmuştur. Gelen silikaca zengin çözelti yan kayacın içine yerleşmiş ve bazaltik kayaları alterasyona uğratarak damarlar boyunca bölgeyi yeşil renge dönüştürmüştür (Görsel 7.1). Bazaltı oluşturan kayaç yapıcı minerallerden, labradoritçe zengin bazik plajiyoklazlar, kalsiyumca zengin sodyumca fakirdir ve bu durum ince kesit, XRD ve jeokimyasal analizlerle desteklenmiştir. Ana sıvının doğası gereği asidik ve kükürt oranı yüksek, bazaltik magmanın kendisinden türetilen sıcak (~100-300 °C) sulu bir çözelti olduğu tespit edilmiştir. Bazaltik lavların kısmen daha düşük viskoziteye sahip oluşu, bazaltlarda kalsedonik oluşumların diğer volkanik kaya türlerine göre daha belirgindir. Bu durum lav katılaşmadan önce gaz kabarcıklarının kolayca genişlemesine izin vermiştir. Kalsedonlar genel olarak hidrotermal çözülden çökeltme yoluyla ya da amorf silikanın kristalin yapıya dönüşmesiyle 180 °C'in altında oluşur.

Tablo 7.1: Yozgat-Başbüyük kalsedon örneklerinin X-ışınları kırınım analizi ve optik mikroskop incelemelerinde tespit edilen ikincil minerallerin, sıvı kapanım analizindeki çözelti evrelerine göre oluşum sıcaklıkları

Evre	Sıcaklık (°C)	α -kuvars	moganit	kalsedon	analsim-wairakit	höylendit	şabazit	kalsit
1. Evre	420-460	+						
2. Evre	410-360	+						
3. Evre	360-320	+						
4. Evre	310-250	+			+			
5. Evre	250-180	+	+					+
6. Evre	180-100			+		+		+
7. Evre	< 100						+	

Sıvı kapanım analizlerinde atmosferik basıncın etkili olduğu düşünülen sıvı kapanımlar, homojenleşme sıcaklıkları oluşum sıcaklığı olarak düşünebilir ve ilk oluşan ametist kristal çekirdeklerini oluşturan eriyik çözümlerin sıcaklıkları 346 °C' dir ve eriyiklerin soğuması sürecinde kristallenme devam ederek 216 °C de kristal oluşumu tamamlamıştır. Ametist örneğini oluşturan eriyiğin tuzluluğu yüksek sıcaklıklarda yokken daha sonra gelen eriyiklerin tuzluluklarına göre (% 2.1 – 1.4) tuzluluk oranlarında farklı fazlarda artma ve azalma göstermiştir. Buna göre ametist oluşumlar hipotermal evrede oluşmuştur. Jeotermal alanlarda bulunan birçok hidrotermal mineraller çözülden doğrudan çöklerler. Bunun gerçekleşmesi için minerali çökeltecek akışkanın ana kayaç içinde hareket edeceği çatlakların var olması gerekir. Bunlar; çatlaklar, faylar, damar boşlukları ve kılcal çatlaklar gibi devamsız oluşumlar olmaktadır. Kuvars ve kalsit damarlarda ve boşluklarda kolayca çökebilirler. Akışkan sıcaklığı 300° C'nin altına

düştüğünde örneklerde tespit edilen klorit mineralleri kristalleşmiştir (Gottardi ve Galli, 1985). Sıvı kapanımlarda incelenen örneklerde rastlanılan α -kuvars 574 °C, moganit minerali 180-210 °C oluşmuştur. β -kuvarsa ise hiç rastlanılmamıştır. Çalışma alanında tespit edilen zeolit mineralleri ise muhtemelen kırık ve çatlaklara nüfuz eden sıvılardan oluşmuştur. Oluşum sıcaklıkları, 300-230 °C (analsim-wairakit), 110-90 °C (höylandit) ve 90-70 °C (şabazit) olmak üzere, üç farklı evreyi işaret etmektedir. Bu çalışmada, zeolit minerallerinin herhangi bir bölgesel zonlanması görülmemiştir. Yapılmış olan ayrıntılı makroskobik (Görsel 7.1) ve SEM çalışmaları silika, zeolit ve karbonat minerallerinin çatlak ve boşluklarda sıvıdan çökeldiğini kristallerin dönüşümünden kaynaklanmadığını ortaya koymuştur.

Ayrıca, nadiren saf bir mineral olarak ortaya çıkan moganitin varlığı, çalışma alanından derlenen kalsedon örneklerinde toz X-ışını kırınımı, Raman ve FTIR analizleri ile doğrulanmıştır. Bu mineralin varlığı ve sıvı kapanım çalışmaları sonucu Başbüyük (Yozgat) köyü ve yakın civarında bulunan kalsedonlarının oluşum sıcaklıklarının 150-180 °C olduğunu ortaya konmuştur (Tablo 7.1). Başbüyük kalsedonlarının bu yüksek sıcaklıktaki oluşumları magma jenetik oluşum olduğunu göstermektedir.

Görsel 7.1: Başbüyük Bölgesi yan kayacı olan bazaltın çatlağında gelişen kuvars damarı.



Başbüyük-Yozgat bölgesindeki bazaltların çatlak ve gözeneklerinde kalsedon oluşumları ile birlikte kalsiyumca zengin suların oluşturduğu ikincil kalsit minerallerinin dolgular içinde bulunması, araştırma alanında, kalsiyum yönünden zengin suların aniden ortamdaki silika yönünden zengin sularla yer değiştirdiğini göstermektedir. Araştırma alanındaki çatlakları ve çatlak dolguları oluşturan suyun kimyasında böylesine ani bir değişikliğe neden olabilecek olgunun, volkanik veya tektonik bir faaliyet tarafından tetiklenmiş olabileceğini düşündürmektedir (Başbüyük, 2018).

SONUÇLAR

Başbüyük (Yozgat) Köyü ve yakın çevresi de dahil olmak üzere yaklaşık 80 km² alan taranarak koordinatları belirlenen farklı noktalarda kristal kuvars, kalsedon, flint ve agat oluşumlar tespit edilmiştir. Çalışma alanında kalsedon, ametist ve agat oluşumları barındıran volkanik kayalar, hipokristalin porfirik dokuya sahip bazalt ve fenokristal olarak plajiyoklaz ve piroksen grubu (klinopiroksen) mineral parajenezidir. Kayaç mikroskopik olarak hipokristalin porfirik doku gösterir. Bu bazaltlar Üst Eosen yaşlı olup çalışma alanının genelinde geniş alanlarda yayılım gösterirler ve yer yer sütun yapısına sahiptir. Yankayaç bazaltlar içerisinde büyüklükleri birkaç cm.'den 30 cm.'ye kadar ulaşan yarık ve çatlak dolgusu, yer yer 15 cm.'ye ulaşan boşluk dolgusu şeklinde kristal kuvars ve soluk mavimsi ve grimsi (filint) tonlarda kalsedon oluşumlar gözlenmiştir.

Polarizan mikroskop incelemelerinde mavi renkli kalsedon oluşumlar lifsi yapıda, gri renkli flint oluşumlar ise daneli yapıdadır. Kalsedonik kuvars dokuları da gözlenmiştir. Bu oluşumlar daneli silika fazında olup radyal lifsi yapıların bir kısmı küresel kümeler şeklinde çoğunlukla da paralel silika lif demetleri şeklindedir. Ana kayaç bazalt parçaları etkisiyle kalsedon oluşumların kabuk/kontakt kısımlarında; magnesioferrit, plajiyoklaz (labrador), zeolit (wairakit, analsim, höylandit ve şabazit), kalsit, klorit ve klinopiroksen grubu bazı mineraller tespit edilmiştir. XRD verileriyle de bu bulgular desteklenmiştir. XRD paternlerinde kalsedon örneklerinde karakteristik 3.34-4.26 ve 1.82 Å ek olarak 1.98 Å ve 1.67 Å pik değerleri (d-mesafeleri) tespit edilmiştir. Ayrıca kalsedon oluşumlar içerisinde kapanım olarak bulunan α -kuvars 1.54-1.81-2.27-2.45-3.34 ve 4.25 Å ve moganit 4.25-3.34-3.11 ve 2.45 Å XRD pikleri ile tespit edilmiştir. Yine α -kuvars için karakteristik olan 126, 204, 262, 352, 462 cm⁻¹ ile moganitin karakteristik 500 cm⁻¹ raman kaymaları tespit edilerek diğer bulgular desteklenmiştir. SEM verilerinde kalsedon oluşumlar ve XRD verilerini destekleyen karakteristik kristal yapılarda yine kuvars, epidot ve zeolit minerallerine ait morfolojik görünüm gözlenmiştir. Yapılan taramalı elektron mikroskop çalışmaları ve mikro-kimyasal analizler (SEM/EDS) sonucunda elde edilen sonuçlara göre kalsedon örneklerinin yaklaşık 150 nm ve 30 nm arasındaki bir boyut aralığındaki çeşitli silis (flint) parçacıklarından meydana geldiği tespit edilmiştir. Bu yüzden, Başbüyük (Yozgat) kalsedonları saf bir kalsedon değildir.

Katodoluminesans analizi ile kalsedonlardaki parlak morumsu mavi bantlanmalar, hidrotermal ortamda, Al yerine Si yer değiştirmesi ile ve hızlı soğumaya

maruz kalarak kristal büyümesi ile magmatik kayaç içerisinde oluştuğu tespit edilmiştir. Dıştan içe doğru açık tondan koyu tona doğru gözlenen bantlanmalar çok yoğunundan az yoğununa doğru geçişi göstermektedir. Bunun yanında yuvarlağımsı koyu mavi oluşumlar farklı zamanlarda oluşumun olduğunu göstermiştir.

XRF ana oksit element analizlerinde kalsedon oluşumlar içerisinde mavimsi kalsedonlar diğerlerine göre daha yüksek değerler vermiştir. Tüm kalsedon oluşumları ise kristalin kuvarsa göre SiO_2 değerlerinde azalma, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO ve CaO miktarında ise artış tespit edilmiştir. ICP-MS analizlerinde ise kristal kuvarsa göre normalize edilen farklı renk ve tonlardaki kalsedonlar; Na 5 katı, K 10 katı, Al 10 katı ve V elementi 8-10 katı benzer artışlar göstermiştir. Kalsedonlar volkanik kayaçlar içerisinde hareket eden silisçe zengin hidrotermal sıvılar, bazaltlar içerisinde bulunan gözenekler, boşluklar ve ara çatlaklar kalsedonlar ve onlarla ilişkili silis türleri tarafından doldurulmuştur.

Bölgedeki kalsedon ve agat oluşumlar, değişen uzun eksen sönümlü (normal kalsedon) ve kısa eksen sönümlü (kuvarzin) kalsedon gibi çeşitli kriptokristalin silika polimorflarından oluşmuştur. FTIR analizlerinde ve Raman pik kaymalarına göre yine α -kuvars, mikro kuvars özellikle de moganit tespit edilmiştir. Örneklerde kalsedonun silika matriksinde kapanım halinde bulunan bu mineraller meteorik sular içinde gelişen magmatik sonrası hidrotermal aktiviteden kaynaklanan SiO_2 içeren sıcak suların daha düşük sıcaklıktaki hidrotermal aktivitesi sırasında yerleşmiştir. Sıvı kapanım analizlerinde de 2 veya 3 farklı tipte sıvı kapanım belirlenmesiyle 6 farklı evrede çözelti geldiğine işaret etmektedir. Bu fazların her birinin tekil örneklerle sınırlı olduğunun dikkate alınması gereklidir. Buna göre 6 farklı çözelti evresini 1. Evre 420-460 °C; 2. Evre 360-410 °C; 3. Evre 320-360 °C; 4. Evre 250-310 °C; 5. Evre 180-250 °C ve 6. Evre ise 100-180 °C'ler arasına karşılık gelmektedir. Ek olarak farklı fazlara karşılık gelen ötektik sıcaklıkların tamamının -21,2 ile -35 °C arasında değişmektedir. Bütün ölçüm sonuçlarına göre sıvı kapanımların bileşimi $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{FeCl}_2$ şeklindedir. Yine son buz ergime değerleri -0,1 ile -3,8° C arasında değişmekte olup bu değerlerin karşılık geldiği tuzluluk miktarı da 0,2 ile 6,2 ağırlık % NaCl eşdeğeri arasında hesaplanmıştır. Hesaplanan tuzluluk değerleri çalışılan örneklerdeki magma jenetik oluşum olan kuvars kristallerinin oldukça düşük tuzluluktaki çözeltilere de bağlı olarak oluştuğunu göstermektedir. Tuzluluk değerleri ile homojenleşme sıcaklığı arasındaki ilişki ise bu düşük tuzluluğa ait magma jenetik çözeltilerin meteorik çözeltiler ile seyreltilme etkisi altında olduğunu göstermektedir.

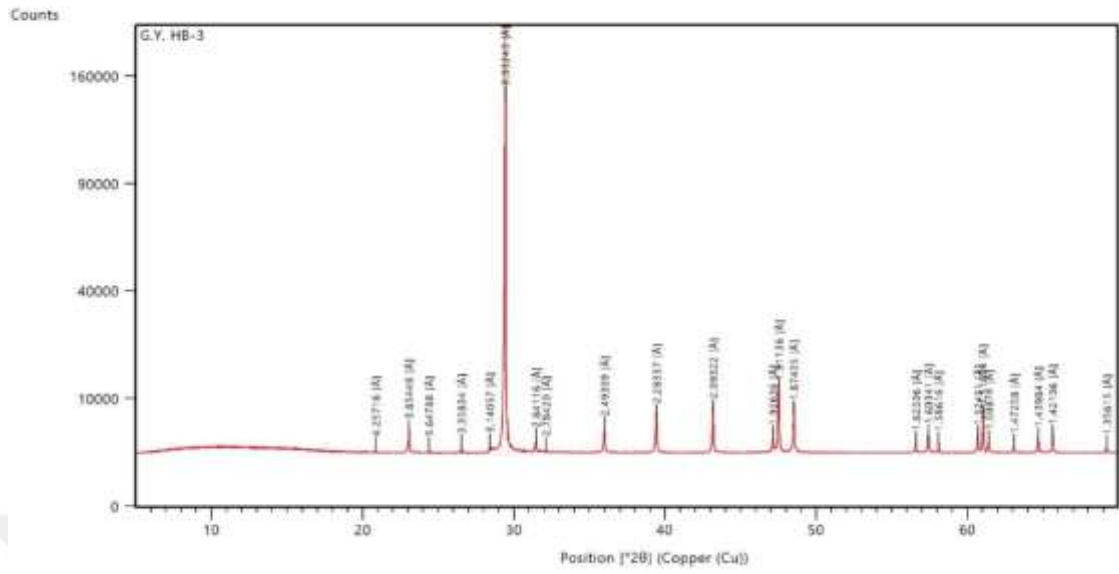
Gemolojik incelemede; açık ve koyu tonlarda seçilen kalsedon (mavi) ve flint örnekleri elmas uçlu kesici testere ile dış formları belirlemek için kesilmiş, ardından dış hatları belli olan örneklerin elmas disk üzerinde 3 ekseninde ince formları oluşturulmuştur. Diskten geçirildikten sonra alüminyum oksit parlatma tozu ile kare, yuvarlak, damla ve oval şekillerinde kabaşon ve süs objesi olarak dilim formunda işlenerek, parlatılmışlardır.

Gemolojik laboratuvar çalışmaları sonucunda; gemoloji mikroskobu X40 büyütmede sarı, gri, siyah renkli inklüzyonlar ve sıvı kapanımlar tespit edilmiştir. UV-VIS-NIR spektrometrede kalsedonun yapısındaki $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ varlığı ve yapısında bulunan safsızlık atomlarından dolayı soğurulma bantları oluşmaktadır. Buna göre; 0-2 absorbans şiddet aralığında 2 soğurma şiddeti göstererek, örneklerde ~490 nm ve daha geniş ~540 nm merkezli karakteristik soğurma bantları gözlenmiştir. Tüm örneklerdeki band aralıklarının benzerlik göstermesi aynı safsızlıklara sahip olduklarını ve aynı ortam koşullarında oluştuklarını göstermektedir. Refraktometre cihazında ise kalsedonun karakteristik $N_\epsilon = 1,55$ $N_\omega = 1,54$ anizotrop tek optik eksenli (+) kırılma indisi ile 2.55-2.56 özgül ağırlık değeri tespit edilmiştir. Hesaplamalar sonucu 80 km² çalışma alanında; ~2400 kg kalsedon ve bunun güncel piyasa değeri ~48.000 \$ ekonomik değere sahip kalsedon rezervi olduğu tahmin edilmektedir.

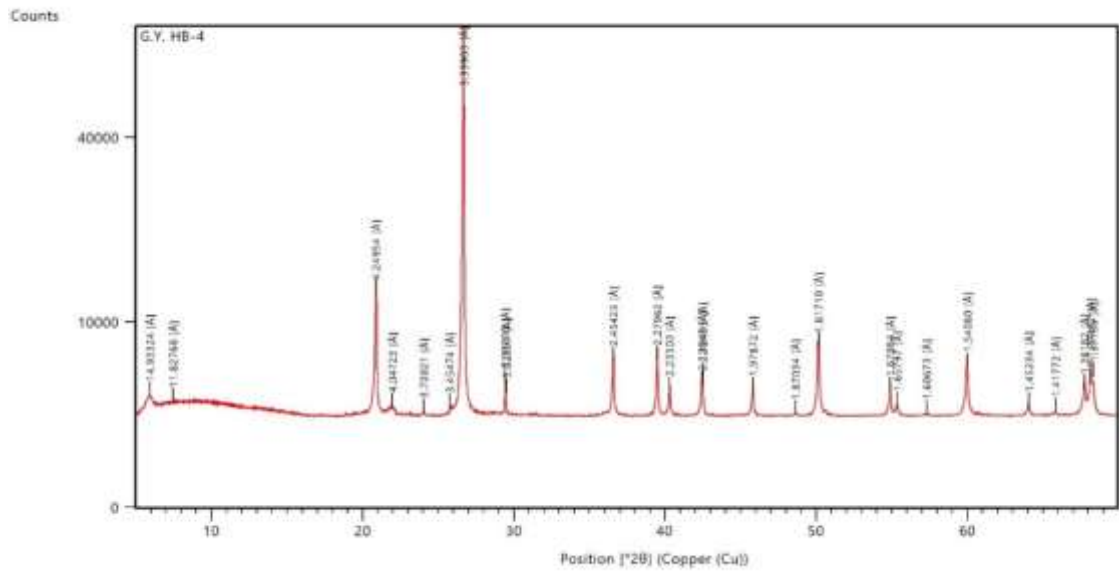


EKLER

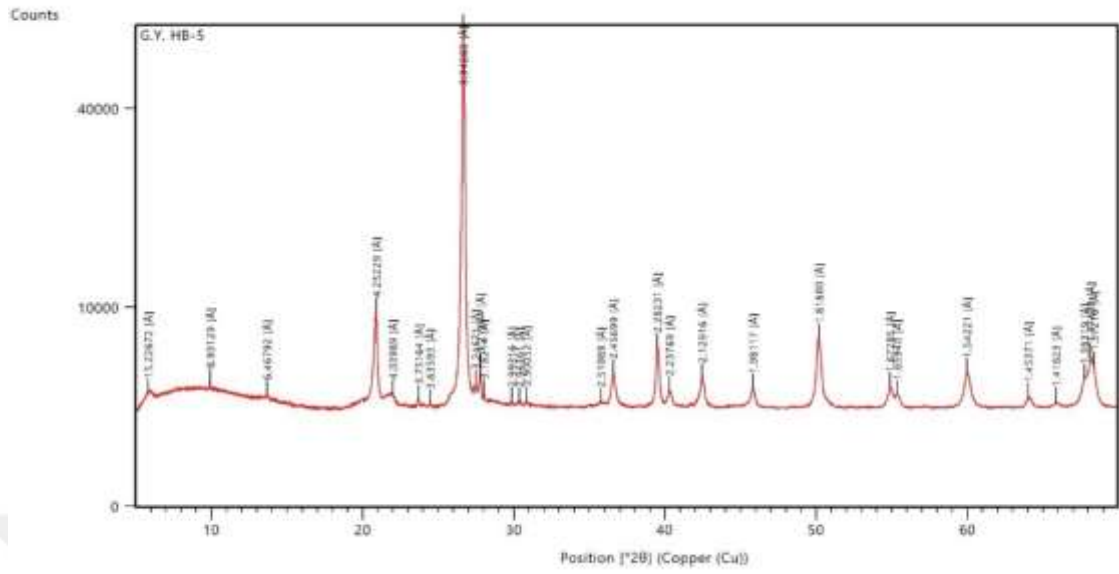
Ek 1.3: HB-3 kodlu kireçtaşı örneğinin XRD paterni.



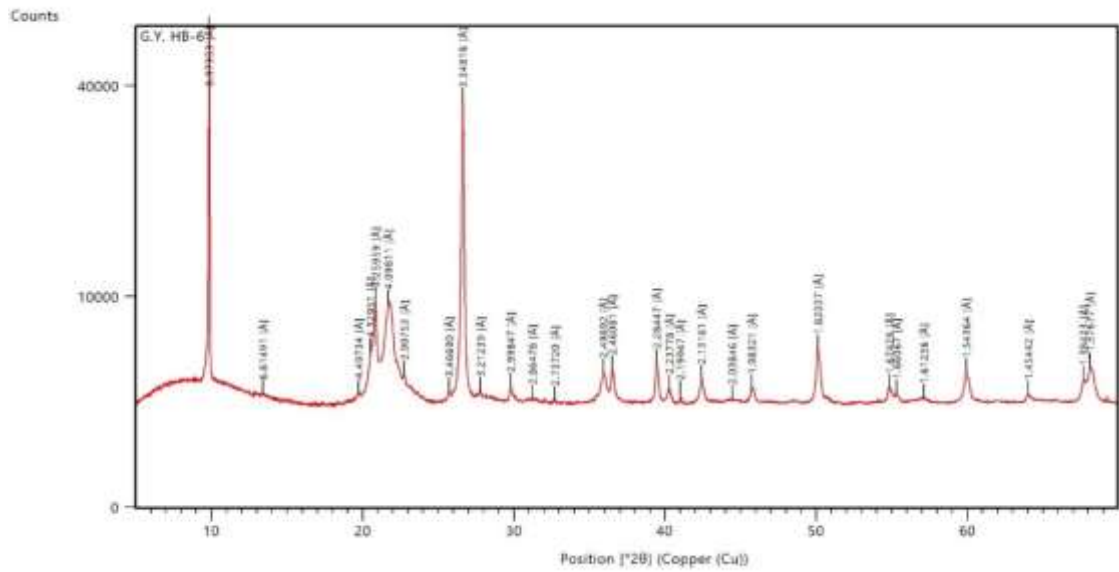
Ek 1.4: HB-4 kodlu gri kasledon örneğinin XRD paterni.



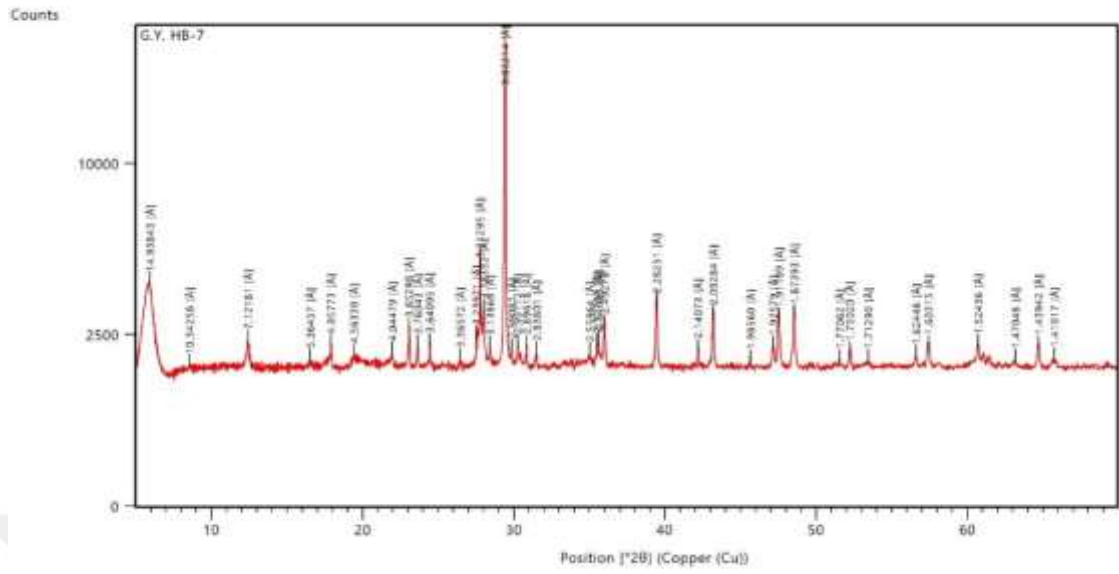
Ek 1.5: HB-5 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.



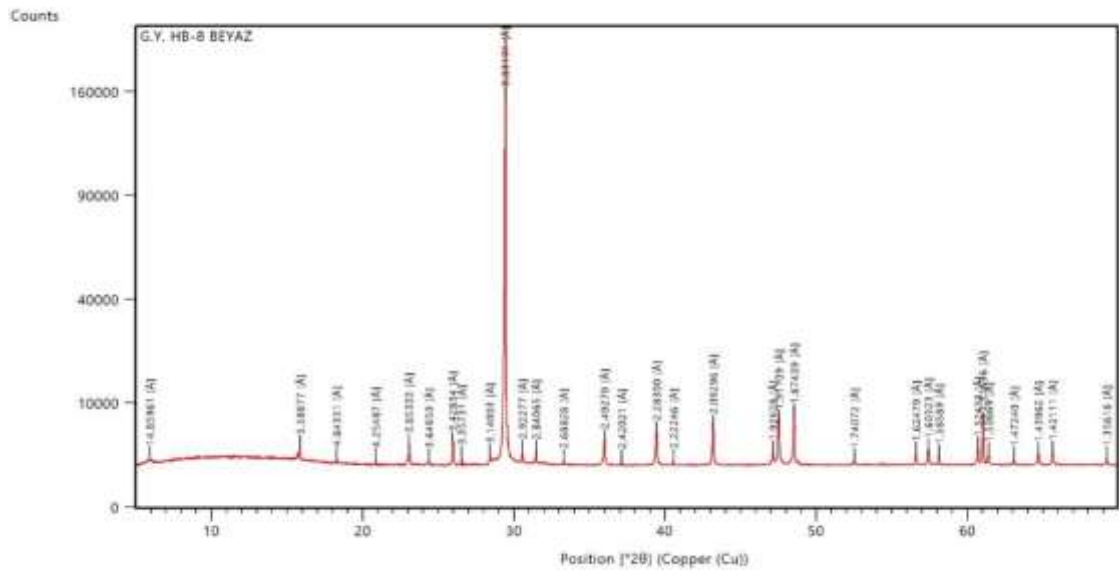
Ek 1.6: HB-6 kodlu flint örneğinin XRD paterni.



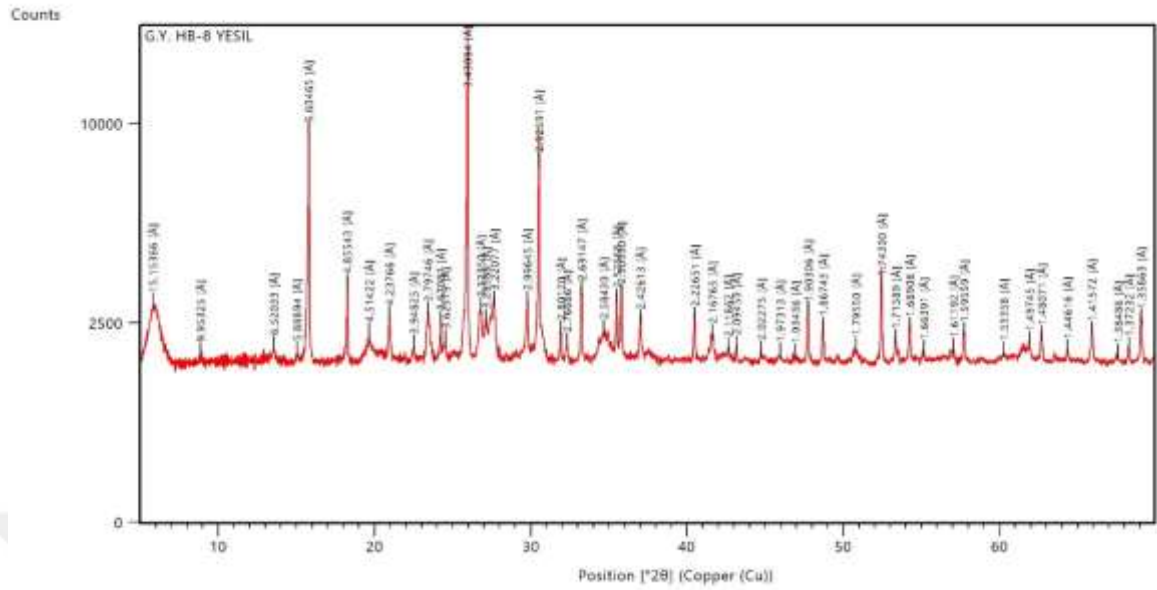
Ek 1.7: HB-10 kodlu bazalt örneğinin XRD pateni.



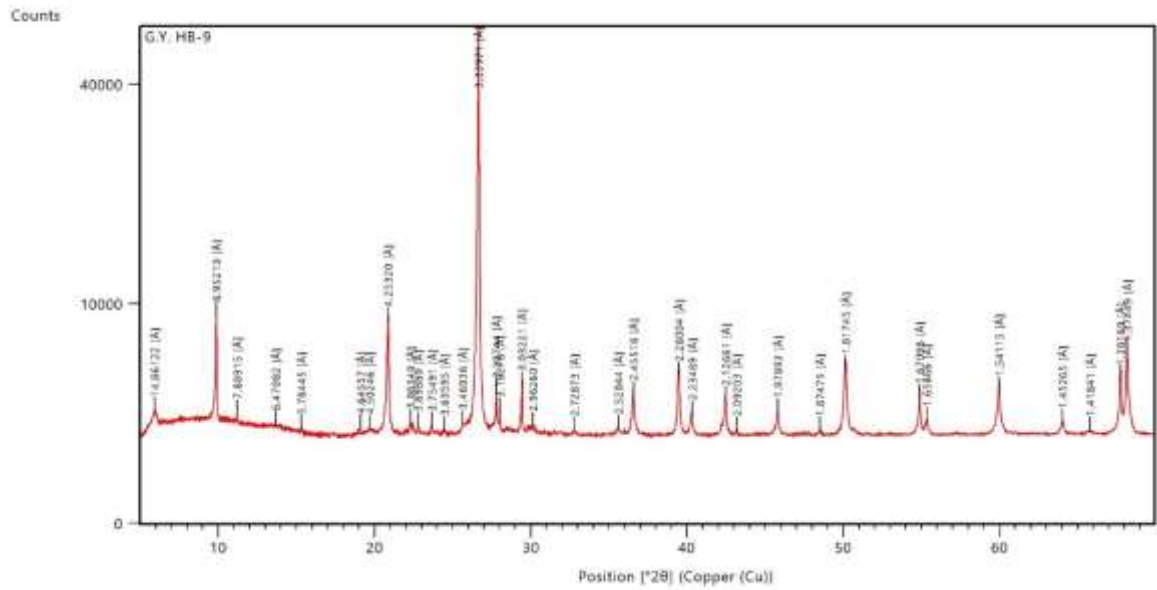
Ek 1.8: HB-8B kodlu kireçtaşı örneğinin XRD pateni.



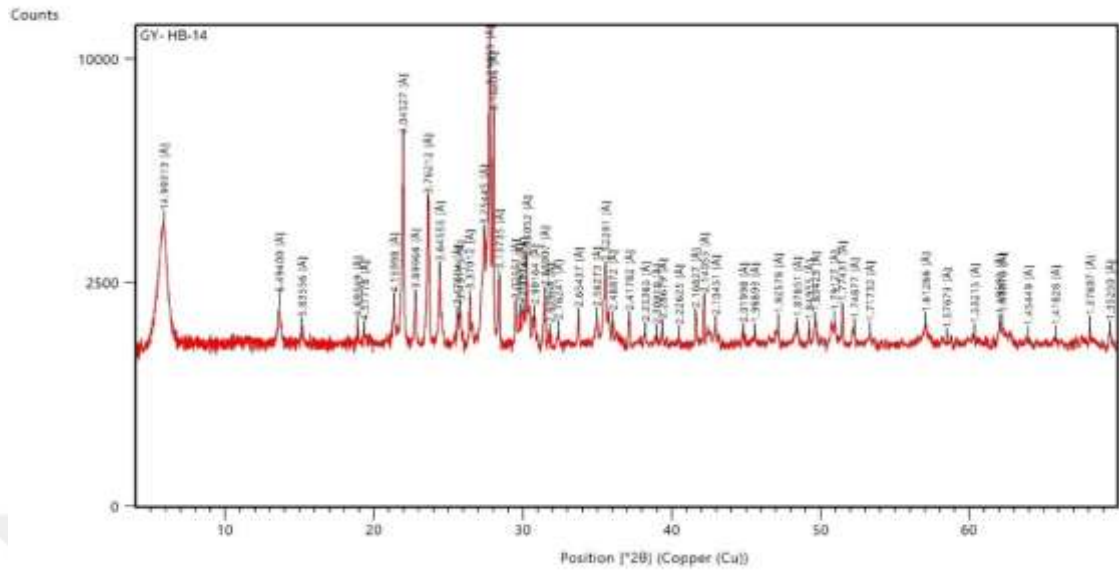
Ek 1.9: HB-8Y kodlu altere bazalt örneğinin XRD paterni.



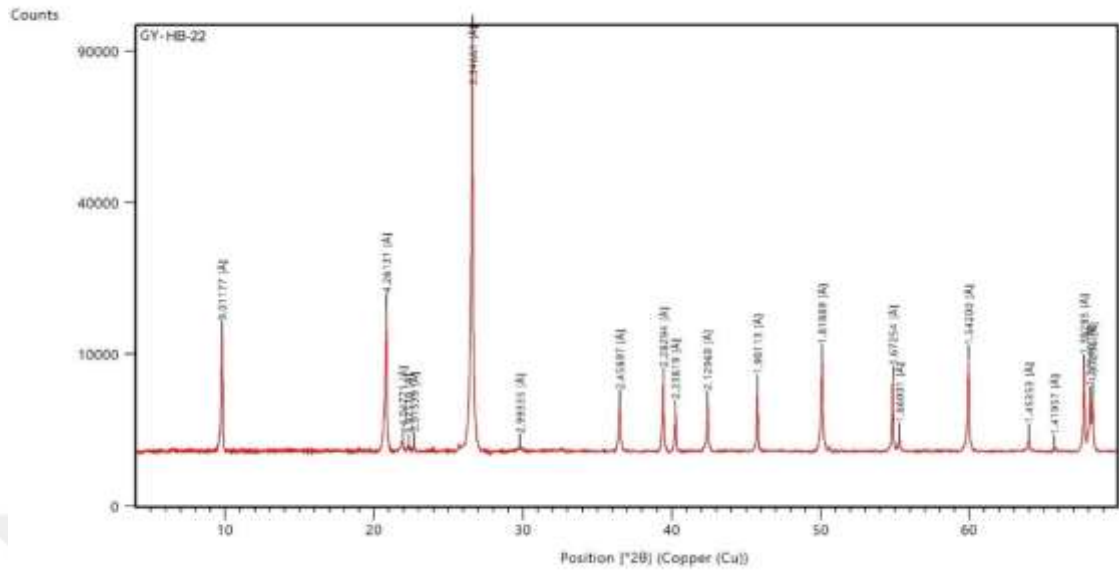
Ek 1.10: HB-9 kodlu ametist örneğinin XRD paterni.



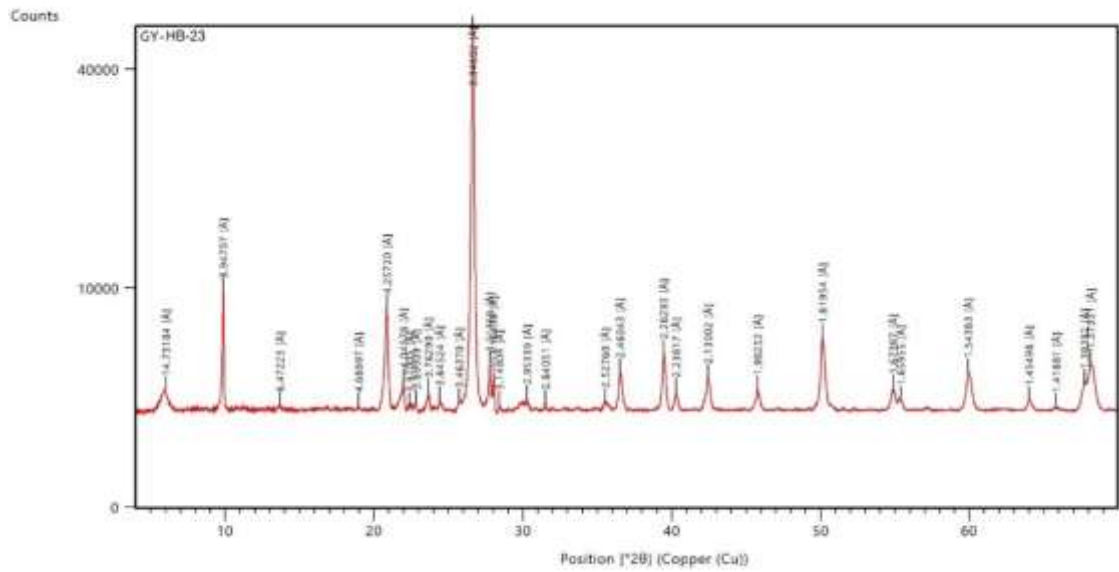
Ek 1.11: HB-14 kodlu altere bazalt örneğinin XRD paterni.



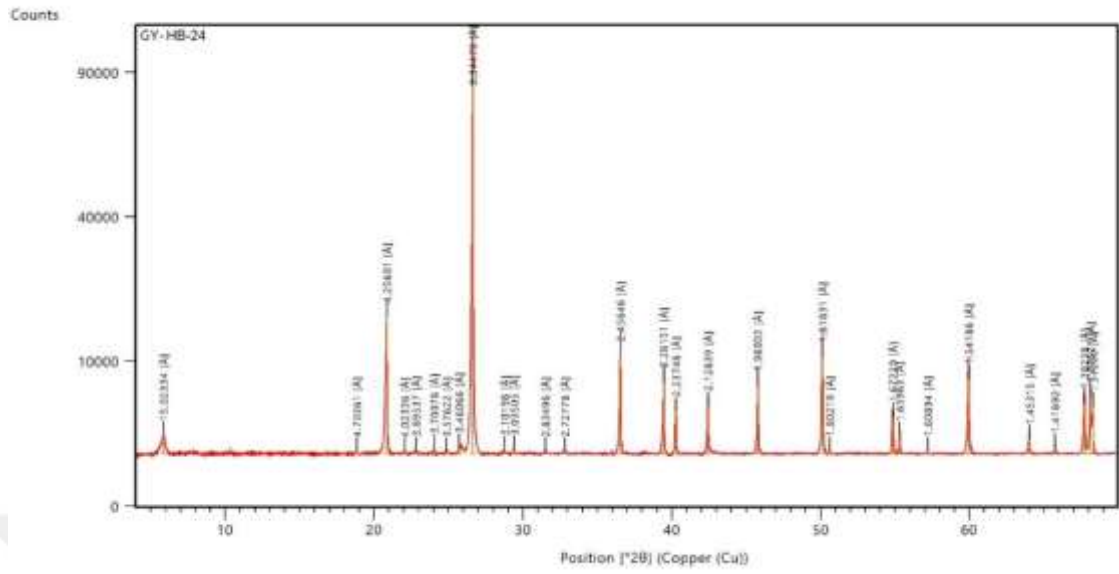
Ek 1.19: HB-22 kodlu kuvars örneğinin XRD paterni.



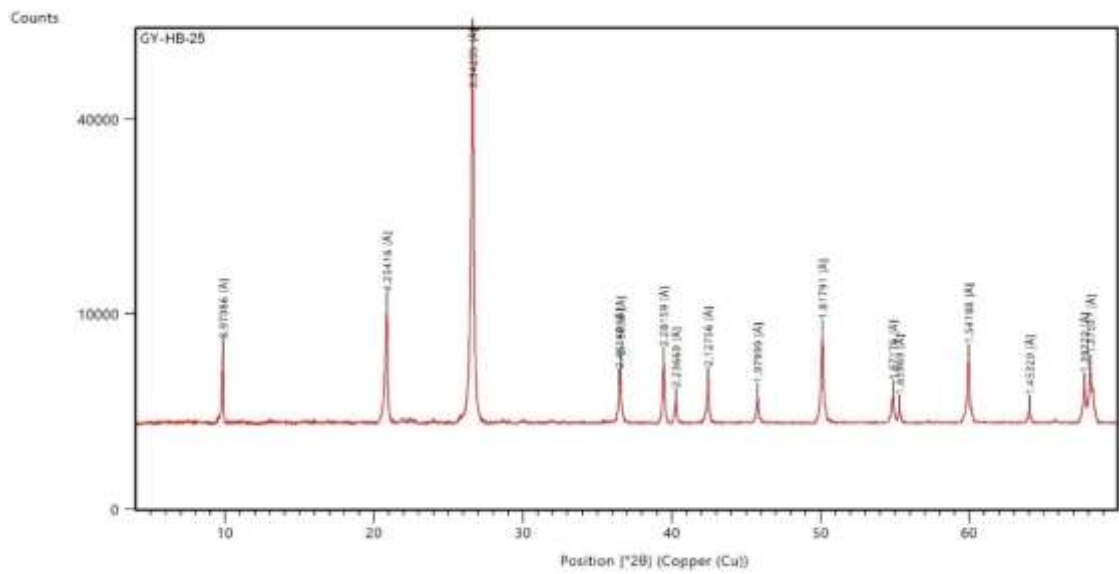
Ek 1.20: HB-23 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.



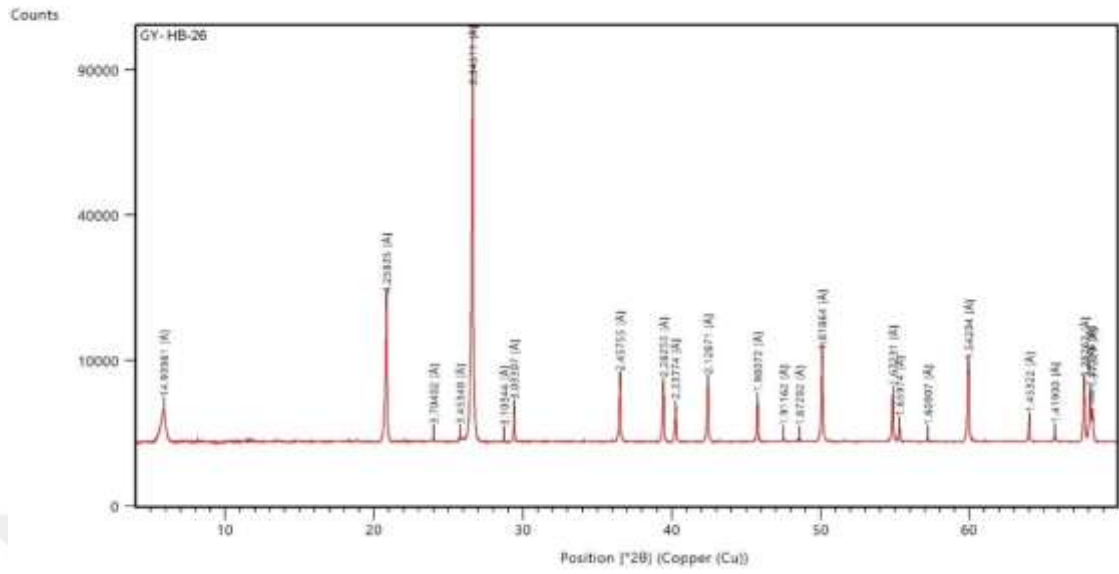
Ek 1.21: HB-24 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.



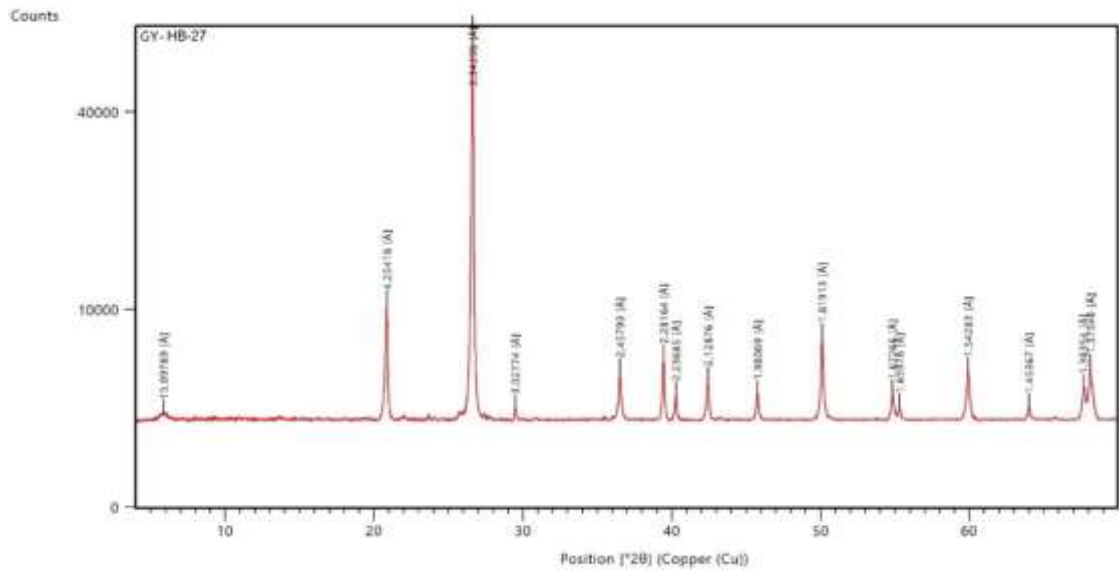
Ek 1.22: HB-25 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.



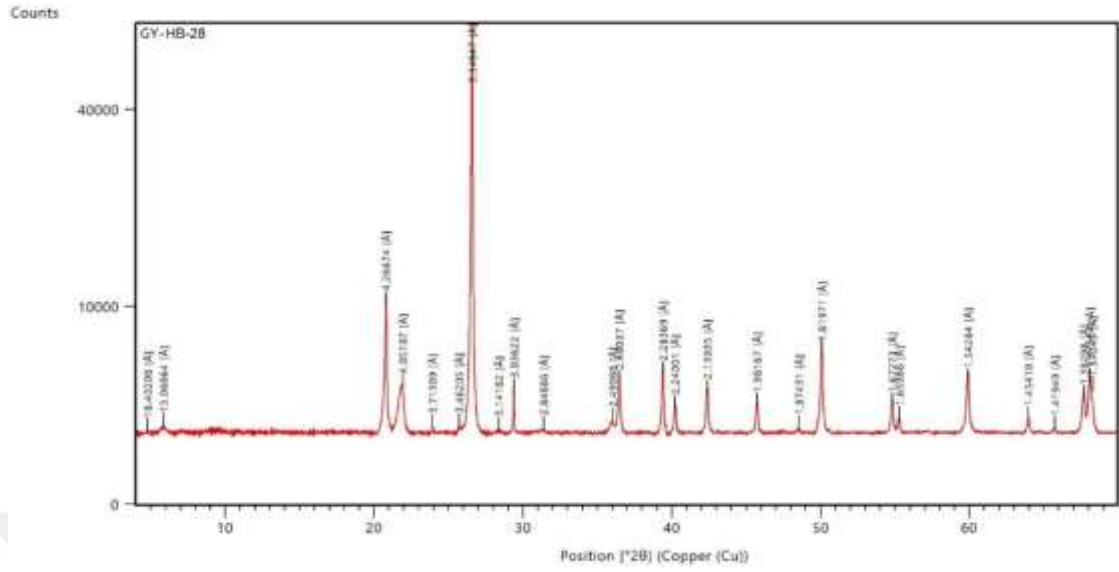
Ek 1.23: HB-26 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.



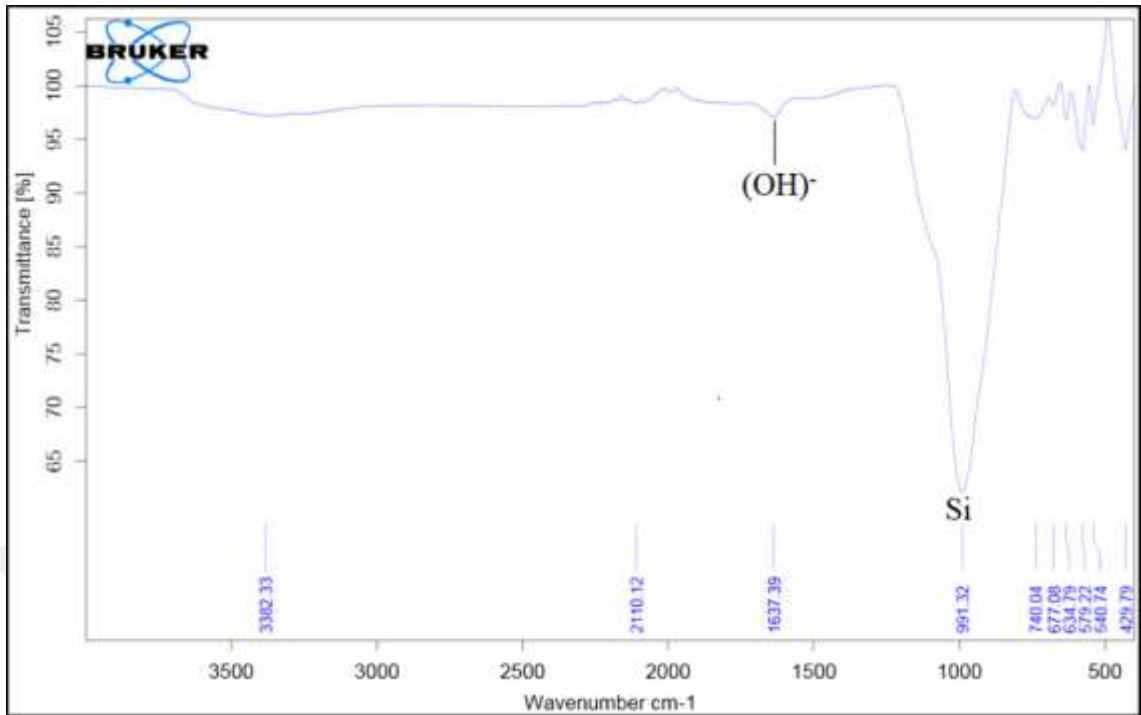
Ek 1.24: HB-27 kodlu kalsedon örneğinin XRD paterni.



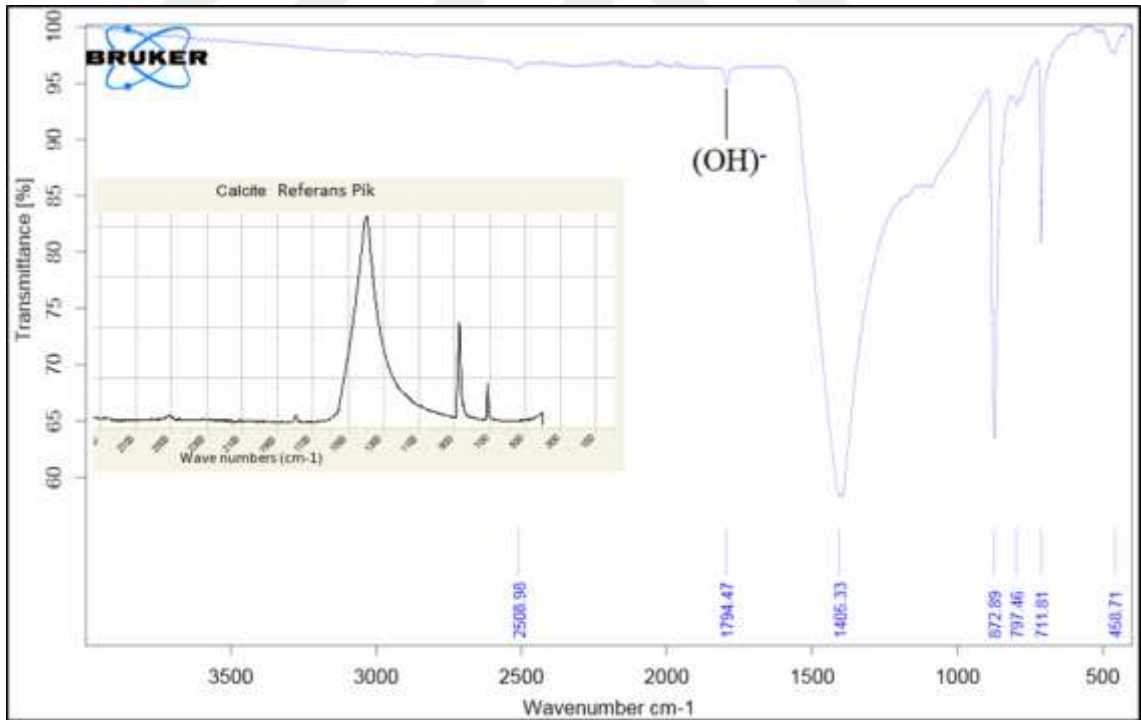
Ek 1.25: HB-28 kodlu kalsedon (mavi) örneğinin XRD paterni.



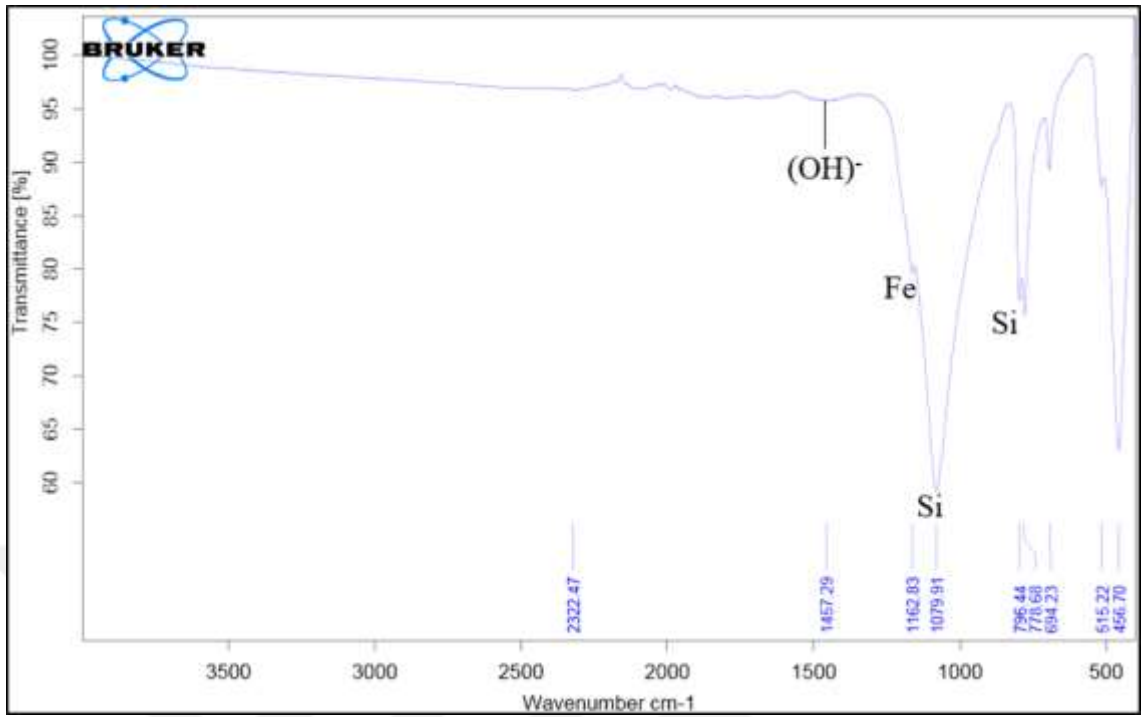
Ek 2.2: HB-2 örneğine ait FTIR paterni.



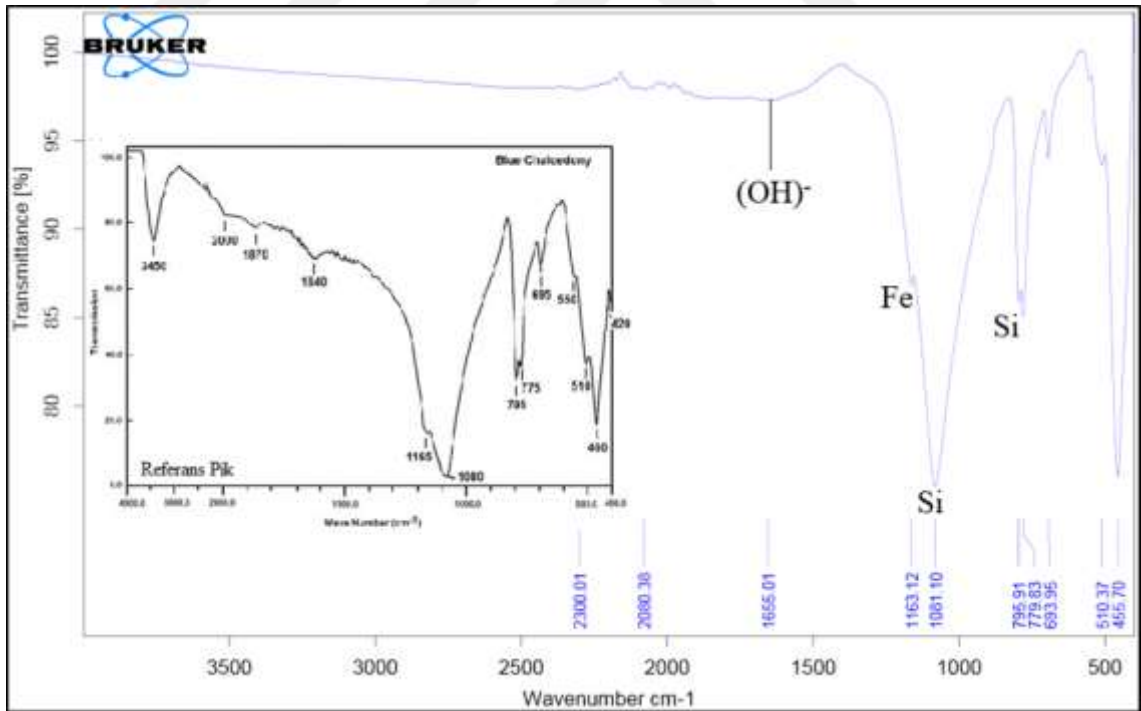
Ek 2.3: HB-3 örneğine ait FTIR paterni ve referans pik (ruff.info).



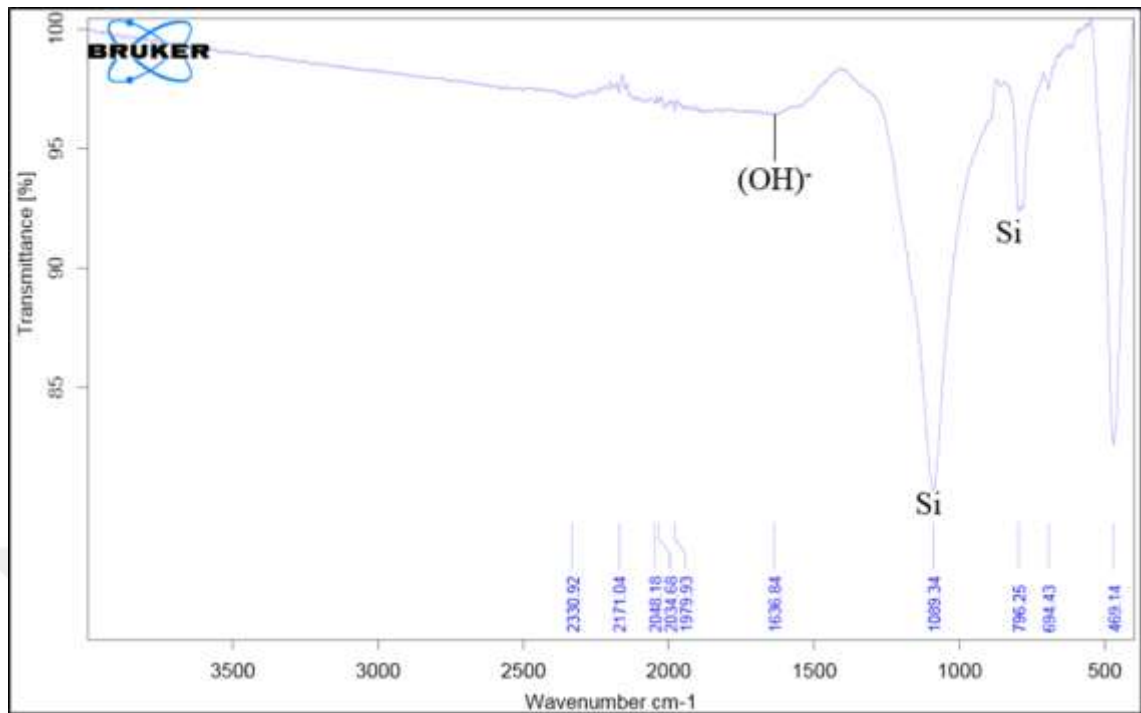
Ek 2.4: HB-4 örneğine ait FTIR paterni.



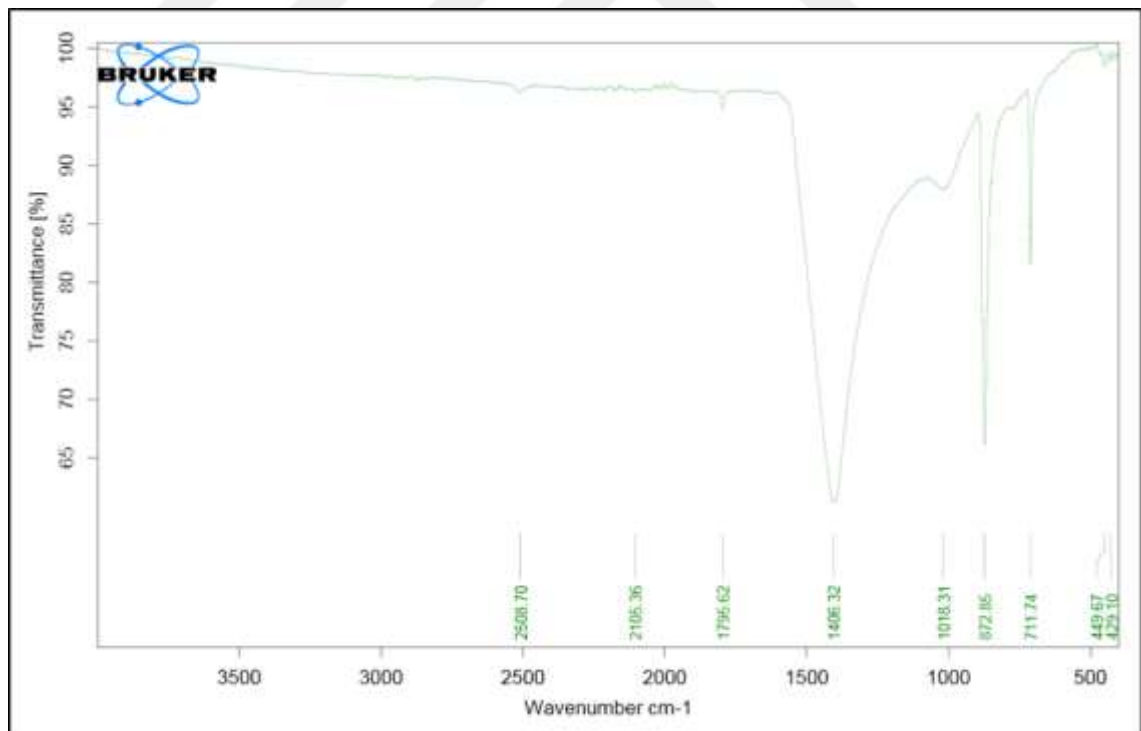
Ek 2.5: HB-5 örneğine ait FTIR paterni ve referans piki (Hatipoğlu, 2010).



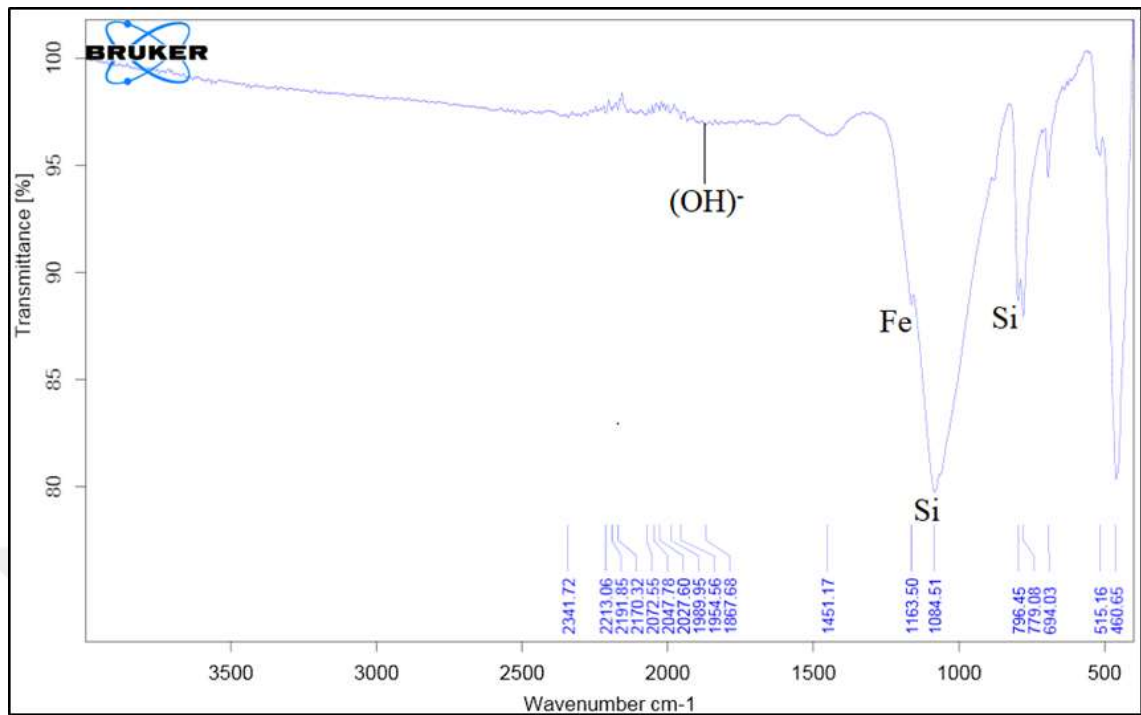
Ek 2.6: HB-6 örneğine ait FTIR paterni.



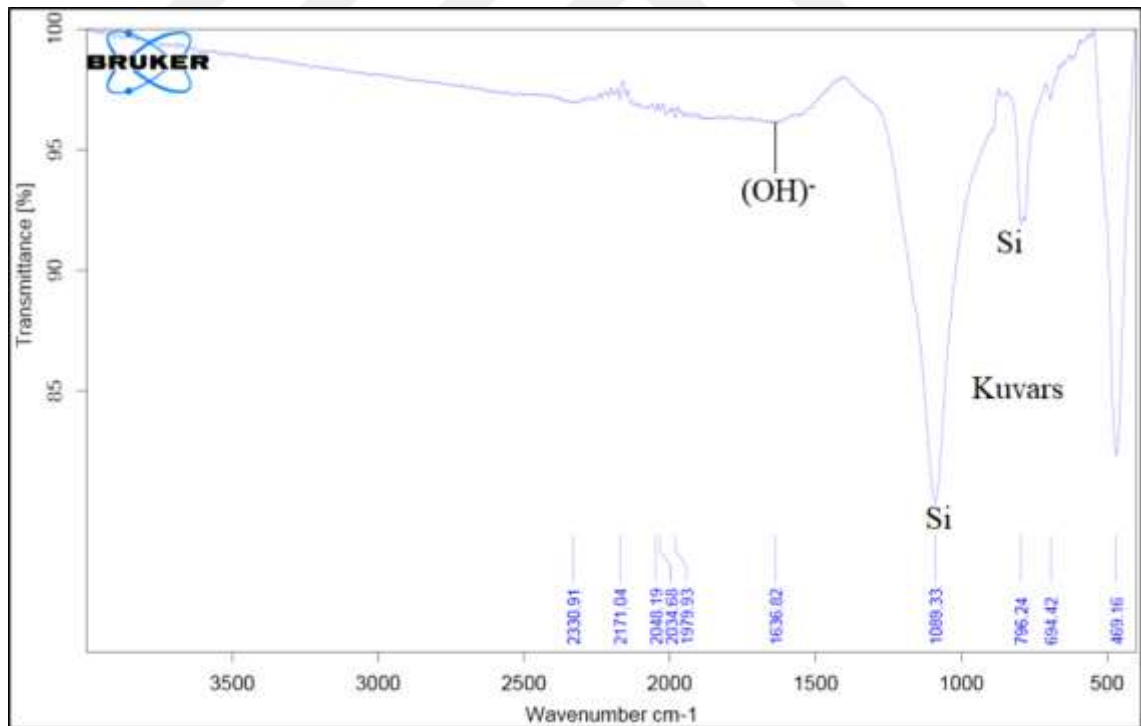
Ek 2.7: HB-8b örneğine ait FTIR paterni.



Ek 2.8: HB-9 örneğine ait FT-IR paterni.



Ek 2.9: HB-10 örneğine ait FTIR paterni.



KAYNAKÇA

- Adamo, P., vd. (2005). Distribution and partition of heavy metals in surface and sub-surface sediments of Naples city port. *Chemosphere*, 61(6), 800-809.
- Adekeye J. I. & Cohen A. J. (1986). Correlation of Fe⁺⁴ Optical Anizotropy, Brazil Twinning and Channels in the Basal Plane of Amethyst Quartz, *Applied Geochemistry*, 1, 153-160.
- Akbay, S. (2016). *Musabeyli-Sorgun (Yozgat) volkanik kayalarının jeolojisi ve petrolojisi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Akçay, A. & Beyazpirinç, M. (2017). *Sorgun (Yozgat)-Yıldızeli (Sivas) önülke havzasının jeolojik evrimi, havzada etkin olan volkanizmanın petrografik, jeokimyasal özellikleri ve jeokronolojisi*. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 155, 1-32.
- Akçe, M. A. (2003). *Yozgat batolitinin kuzey bölümünün jeoloji ve petrolojisi*. (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi), Ankara Üniversitesi, Ankara.
- Akçe, M. A. ve Kadioğlu, Y. K. (2003). Yozgat Batolitindeki kabuk kökenli lökograditlerin jeoloji ve petrolojisi [Sözlü Bildiri]. *Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh.-Mim. Fak. 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu*, Isparta, 140.
- Akçe, M. A. ve Kadioğlu, Y. K. (2004). Petrology of S-Type granites and gabbros of Yozgat Batholith: Central Anatolian Crystalline Complex. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(11), A659.
- Akçe, M. A. ve Kadioğlu, Y. K. (2005). Yozgat Batoliti Kuzey Bölümündeki Lökograditlerin Petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 48(2), 1-20.
- Akçe, M. A. (2010). *Yozgat intrüzif kompleksinin jeolojisi, petrolojisi ve orta anadolu kristalen karmaşığındaki zamansal ve mekansal konumu* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Akıman, O., vd. (1993). Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geology Journal*, 28, 371-382.
- Akyürek, B. (1984). Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri (The geology of Ankara-Elmadag-Kalecik region). *Bulletin Chamber of Geology & England (Turkey)* 20, 31-46.
- Alt, F. W., vd. (1987). Development of the primary antibody repertoire. *Science* 20 Nov 1987: C.238, S.4830, s.1079-1087.

- Alpaslan, M. ve Temel, A. (2000). Petrographic and Geochemical Evidence for Magma Mixing and Crustal Contamination in the Post-Collisional Calc-Alkaline Yozgat Volcanics, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 42, 850-863.
- Arem, J. E. (1987). *Color encyclopedia of gemstones* (2nd. Ed.). Berlin: Springer Publishing Inc, 752.
- Arni, P. (1938). *Kırşehir, Keskin ve Yerköy arasındaki havalide vukua gelen zelzele*. MTA Yayınları, Ankara.
- Aykol, A. ve Kumbasar, I. (1993). *Maden Yatakları*. İTÜ Maden Fakültesi, 370, İstanbul.
- Aydal, D. (2017). *Alterasyon Türleri, Mineralojisi ve Jeokimyası: Jeokimya Ders Notları*. Ankara: Ankara Üniversitesi.
- Balitsky, P., vd. (2000). Industrial growth, morphology and some properties of Bi-colored amethyst–citrine quartz (ametrine). *Journal of Crystal Growth*, 212(1–2), 255-260.
- Babalık H. (2009). *Türkiye’de değerli taş potansiyeli ve pazarlama sorunları* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Adnan Menderes Üniversitesi, Sosyal Bilimleri Enstitüsü, Balıkesir.
- Bailey, E. B. ve McCallien, W. C. (1950). Ankara Melanjı ve Anadolu Sariyajı, *M.T.A. Mecmuası*, 40, 12-22.
- Başbüyük Z. (2018). Mineralogical, geochemical, and gemological characteristics of silicic gemstone in Aydıncık (Yozgat-Turkey). *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 292.
- Barry, T. I. & Moore, W. J. (1964). Amethyst: Optical Properties and Paramagnetic Resonance. *Science*, 144(3616), 289-290.
- Baykal, F. (1943). Geology of Keskin-Bala and Kırkkale-Kalecik. MTA Report, No: 1448, Ankara (unpublished).
- Beaster, T. J. (2005). *Agates: a literature review and Electron Backscatter Diffraction study of Lake Superior agates* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Carleton College, Northfield, Minnesota.
- Bertone, J. F., vd. (2003). Hydrothermal synthesis of quartz nanocrystals. *Nano Letters*, 3, 655–659.
- Birgili R., vd. (1975). Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Enst. Rep., 5621.
- Birsoy, R. (1983). Kuvarsın Renklenmesi ve Yapısal Hataları. *Tübitak TBAG-468*.
- _____, (1985). Kuvarsın Dumanlı Renklenmesi. *Doğa Bilim Dergisi*, seri A, 5(1), 1-16.

- _____, (1987). Doğal Ametistin Kirlilik İçeriği ve Renklenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 63-66.
- Boccaletti M. (1966). Recherche suite ofioliti della catena Alpina, 1, Osservazioni sul' Ankara Melange nella zone di Ankara. *Bulletin a Societa Geologica Italia*, 85, 485-508.
- Bodnar, R. J., (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R. J. and Vityk, M. O. (1994). Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. *In Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Appl. (ed. B. De Vivo and M.L. Frezotti)*, Virginia Tech, 117–130.
- Bohrmann, G., vd. (1994). Pure siliceous ooze, a diagenetic environment for early chert formation. *Geology*, 22, 207–210.
- Boztuğ, D. Yılmaz, S. ve Kesgin, Y. (1993). Doğu Anadolu alkalin provensindeki Köseadağ plütunu (Susehri-KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi, petrokimyası ve petrojenezi [Sözlü Bildiri]. *46. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 87.
- Boztuğ, D. (1995). Kırşehir bloğundaki Yozgat batoliti doğu kesiminin (Sorgun güneyi) petrografisi, ana element jeokimyası ve petrojenezi. *İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri*, 9, (1-2), 1-20.
- _____, (1998a). Post-Collisional Central Anatolian Alkaline Plutonism, Turkey. *Turkish J. of Earth Science*, 7, 145-165.
- _____, (1998b). Orta Anadolu'da metamorfizma-magmatizma sinkronizasyonu ve SI-A tipi magmatik kayaç birliklerinin jeodinamik önemi [Sözlü Bildiri]. *51. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 31-33.
- _____, (2000). S-I-A- type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolian, Turkey. *Geological Society, Special Publications 173*, 407–427.
- Boztuğ, D., Tichomirowa, M. & Bombach, K. (2007). 207Pb-206Pb single-zircon evaporation ages of some granitoid rocks reveal continent-oceanic island arc collision during the Cretaceous geodynamic evolution of the central Anatolian crust, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 71-86.
- Boztuğ, D., vd. (2009). Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 473, 223-233.

- Braitsch, O. (1957). Über die natürlichen Faser- und Aggregationstypen beim SiO₂, ihre Verwachsungsformen, Richtungsstatistik und Doppelbrechung. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*: 5, 331-372.
- Bryxina, N. A., Halden, N. M. & Ripinen, O. I. (2002). Oscillatory Zoning in an Agate from Kazakhstan: Autocorrelation Functions and Fractal Statistics of Trace Element Distributions: *Mathematical Geology*, v. 34, no. 8, 915-927.
- Bustillo, M. A., vd. (2012). Moganite in the chalcedony variations of continental cherts (Miocene, Madrid basin, Spain). *Spectroscopy Lett.* 45, 109–113.
- Cady, S. L., Wenk, H. R., & Sintubin, M. (1988). Microfibrous quartz varieties: characterization by quantitative X-ray texture analysis and transmission electron microscopy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 320-335.
- Canbazoglu, M. (1986). Hidrometalurji. *Madencilik Dergisi*, 25(1), 39-52.
- Candar, M. T. (2007). *Batı ve Orta Anadolu'dan bazı potansiyel gemolojik örnekler ve jeolojik konumları*, (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Caucia, F., Marinoni, L., Ghisoli, C. & Leone, A. (2016). Gemological, physical and chemical properties of prase opals from Hanety Hill (Tanzania). *Periodico di Mineralogia*, 85, 41-50.
- Chemtomb, S. R. & Rossman, G. M. (2014). Timescales and mechanisms of formation of amorphous silica coatings on fresh basalts at Kīlauea Volcano, Hawai'i. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286, 41-54.
- Cohen A. J. (1956). Color centers in the α -quartz called amethyst. *American Mineralogist*, 41(11-12), 874-891.
- Cohen, A. J. & Hassan, F. (1974). Biaxial Color Centers in Amethyst Quartz. *American Mineralogist*, 54, 709-718.
- Cografyaharita (2021). Erişim adresi:
http://cografyaharita.com/haritalarim/4l_yozgat_ili_haritasi.png
- Correns, C. W. & Nagelschmidt, G. (1933). Über Faserbau und optische Eigenschaften von Chalzedon. *Zeitschrift für Kristallographie*, 85, 199-213.
- Cox, R. T. (1977). Optical Absorption of the d4 Ion Fe⁺⁴ in Pleochroic Amethyst Quartz. *Journal of Physics*, 10, 82.
- Çalışkan, Ö. (1992). *Eskişehir yöresi yarıkıymetli süstaşlarının boyama ile değer kazandırılması ve parlatma özellikleri*, (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Anadolu Üniversitesi, Eskişehir.

- Çetin, A., v.d. (2013). Electrical and optical properties of chalcedony and striped chalcedony. *Vacuum*, 97, 75-80.
- Çevik, N., v.d. (2011). Belkavak Köyü (Yerköy-Yozgat) civarındaki kuvars ve ametist oluşumlarında mikrotermometrik özellikler. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 3(54).
- Çoban, E. (2020). *Afyonkarahisar-Seydiler süstaşı opallerinin karakterizasyonu ve ekonomik potansiyeli*. (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Kütahya.
- Dalkılıç, B. (1985). *Geology of the Sarıhacılı-Divanlı-Azizli region (Yozgat, Turkey)* (Unpublish M.S. thesis). Middle East Tech. University, Ankara.
- Delibaş, O., Genç, Y. & De Campos, C. P. (2011). Magma mixing and unmixing related mineralization in the Karacaali Magmatic Complex, central Anatolia, Turkey. In: *Granite-Related Ore Deposits*, Sial. *Geological Society, London, Special Publications*, 350, 149-173.
- Dixon, J. E. & Robertson A. H. F. (1984). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, 81-96.
- _____. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132(6), 637-650.
- Dubin, L. S. (1995). *The History of Beads*. Japan: Concise Edition, 364.
- Düzgören-Aydın, N., v.d. (2001). A Review of the Nature of Magmatism in Central Anatolia during the Mesozoic Post-Collisional Period. *International Geology Review*, 43, 695-710.
- Eichorst. (2021). Retrieved from: <https://www.eickhorst.com/>
- Ekici, T. ve Boztuğ, D. (1997). Anatolid-pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yer alan Yozgat batolitinde Syn-COLG ve Post-COLG granitoyid birlikteliği. *Yerbilimleri*, 30, 519-538.
- Erdoğan, B., Akay, E. ve Uğur, M. S. (1996). Geology of the Yozgat Region and Evolution of the Collisional Cankiri Basin. *International Geology Review*, 38, 788-806.
- Eren, C. (2019). *Gevrekseydi (Kütahya) ve yakın çevresindeki kil yataklarının jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası ve jenezisi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kütahya.
- Erler, A., v.d. (1991). Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayalarının petrolojisi ve jeokimyası. *Doga-Tr J. of Engineering and Environmental Sciences*, 15, 76-100.

- Erlor, A. ve Bayhan, H. (1995). Orta Anadolu Granitoidlerinin genel değerlendirilmesi ve sorunları. *Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Erlor, A. ve Göncüoğlu M. C. (1996). Geologic and Tectonic Setting of the Yozgat Batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Review*, 38, 714-726.
- Erkan, Y. ve Ataman, G. (1981). Orta Anadolu Masifi (Kırşehir yöresi) metamorfizma yaşı zerine K-Ar yöntemi ile bir inceleme. *Yerbilimleri*, 8, 27-30.
- Eşme, Y. (1994). *Anadolu'da bilinen önemli süstaşları jeolojik ve ekonomik potansiyeli*. (Yayınlanmamış). İzmir.
- Fersman, A. E. (1913). Sur la nature des cristaux du quartz des roches porphyriques. *Bulletin de l'Acadmie Impriale des Sciences de St.-Ptersbourg*, 7(17), 1001–1006.
- Flörke, O.W. vd. (1982). Water in microcrystalline quartz of volcanic origin: Agates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 324–333.
- Flörke, O. W., Graetsch, H. & Mische, G. (1983). Crystalstructure and Microstructure of Chalcedony. *Fortschritte der Mineralogie*, 61/1, 62-63.
- Flörke, O.W., Flörke, G., & Giese, U. (1984). Moganite—A new microcrystalline silica-mineral. *Neues Jahrbuch fr Mineralogie. Abhandlungen*, 149, 325–336.
- Flörke, O.W., vd. (1991). Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals based on structure and microstructure. *Neues Jahrbuch fr Mineralogie – Abhandlungen*, 163, 19-42.
- Flörke, O. W., Jones, J. B. & Schmincke, H. U. (1976). A new microcrystalline silica from Gran Canaria. *Z Kristallografy*, 143, 156-165.
- Fournier, R. O. (1985a). The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Review in Economic Geology*, 2, 45-60.
- Frondele C. (1962). *Dana's System of Mineralogy* (7th ed.). Silica Minerals, 111. New York: John Wiley and Sons Publishing Inc, 7.
- _____, (1978). Characters of quartz fibers. *American Mineralogist*, 63, 17-27.
- _____, (1982). Structural hydroxyl in chalcedony (type B quartz). *American Mineralogist*, 67, 1248-1257.
- _____, (1985). Systematic Compositional Zoning in the Quartz Fibers of Agates: *American Mineralogist*, v. 70, 975-979.
- Gerçin, B. S. (2005). *Sırrı Gerçin Kalsedon Maden İşletmeleri Tic. Ltd. şti*. 1st International Gemstones and Novel Metals Symposium, İstanbul, 290–92.

- Gilozzo, E. vd. (2019). A geochemical and micro-textural comparison of basalt-hosted chalcedony from the Jurassic Drakensberg and Neoproterozoic Ventersdorp Supergroup (Vaal River alluvial gravels), South Africa. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 1857–1877.
- Gislason, S. R., Heaney, P. J., Veblen, D. R. & Livi, K. J. T. (1993). The difference between the solubility of quartz and chalcedony: the cause. *Chemical Geology*, 107, 363-366.
- Gilg, H.A., vd. (2003). Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*, 38, 1009-1025.
- Gottardi, G. & Galli, E. (1985). *Natural Zeolites. Minerals and Rocks*, 18. Springer, Berlin, 326-327.
- Göncüoğlu, M. C. ve Türeli, T. K. (1993). Orta Anadolu Ofiyoliti plajiyogranitlerinin petrolojisi ve jeodinamik yorumu (Aksaray-Türkiye). *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 195-203.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Erler, A. ve Yalınız, K. (1994). Orta Anadolu Masifinin Dogu Bölümünün Jeolojisi Bölüm-4: Orta Anadolu Masifinin Sivas Baseni ile ilişkisi. *TPAO Rep*, (3535), 1-135.
- Görür N., vd. (1984). *Paleotectonic evolution of Tuz Gölü Basin complex*, central Turkey.
- Görür, N. ve Tüysüz, O. (2001). Cretaceous to Miocene palaeogeographic evolution of Turkey: implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24(2), 1-28.
- Götze, J., vd. (1998). Occurrence and Distribution of "Moganite" in Agate/Chalcedony: A Combined Micro-Raman, Rietveld, and Cathodoluminescence Study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 96-105.
- Götze, J., Plötze, M., Fuchs, H. & Habermann, D. (1999). Defect Structure and Luminescence Behaviour of Agate - Results of Electron Paramagnetic Resonance (EPR) and Cathodoluminescence (CL) Studies: *Mineralogical Magazine*, 63, 2, 149-163.
- Götze, J., Plötze, M. & Habermann, D. (2001a). Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz - a review. *Mineralogy and Petrology*, 71, 225-250.

- Götze, J., vd. (2001b). Geochemistry of Agates: A Trace Element and Stable Isotope Study: *Chemical Geology*, 175, 523-541.
- Götze, J., Gaft, M. & Möckel, R. (2015). Uranium and uranyl luminescence in agate/chalcedony. *Mineralogical Magazine*: 79, 985-995.
- Graetsch, H. (1994). Structural characteristics of opaline and microcrystalline silica minerals. *Reviews in Mineralogy*, 29, *Silica - Physical behavior, geochemistry and materials applications*, 606.
- Graetsch, H. Gies & I. Topalović (1994). NMR, XRD and IR study on microcrystalline opals. *Physics and Chemistry of Minerals*, 21, 166–175.
- Gürbüz, M. (2007). *Balıkesir-Dursunbey-Güğü Köyü civarındaki magmatitlerin jeolojisi ve petrografisi ile ametistlerin oluşumu, mineral kimyası ve ekonomisi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Gürbüz, M ve Sayılı, İ. S. (2008). Güğü (Dursunbey-Balıkesir) Civarında Ametist İçeren Damarların Yer Aldığı Volkanik Kayaçların Jeokimyasal Özellikleri [Sözlü Bildiri]. *Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Prof. Dr. Servet Yaman Maden Yatakları-Jeokimya Çalıştayı*, 48-49. Adana.
- Gysi, A. P. & Stefánsson A. (2012). CO₂-water-basalt interaction. Low temperature experiments and implications for CO₂ sequestration into basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 81, 129-152.
- Hamelmann, F vd. (2005). Deposition of silicon oxide thin films in TEOS with addition of oxygen to the plasma ambient: IR spectra analysis. *Optoelectronics and Advanced Materials* 7, 389 – 392.
- Hatipoğlu, M. ve Savaşçın, M. Y. (1987). *Süstaşları [Gemstones]*. Sas Ajans Matbaası, İzmir.
- Hatipoğlu, M. ve Gökçen, N. (1999). Batı Anadolu'nun yarı kıymetli süstaşlarının başlıca mineralojik, jeolojik ve ekonomik nitelikleri [Main mineralogical, geological, and economics of semi-precious stones in western Anatolia] [Sözlü Bildiri]. *1. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu (8-14 Mart)*, İzmir, 438-447.
- Hatipoğlu M. ve Dora, Ö. (2000). Ankara Agatının mineralojisi ve bantlı yapının kökeni. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 22, 1-12.

- Hatipoğlu, M. (2003). Güğü Köyü ametist kristallerinin değerlendirilmesi (Duirsunbey, Balıkesir, KB Türkiye) ve yöresel ekonomiye katkısı [Sözlü Bildiri]. *Türkiye IV. Mermer Sempozyumu (Mersem '2003)*, 243-256.
- (2004). *Türkiye'deki Bazı Süstaşlarının (Ametist, Dumanlı Kuvars, Rubellit ve Kalsedon) Renk Ajanları ve Radyasyonla Renk Koyuluklarını Arttırma Çalışmaları* [Sözlü Bildiri]. İzmir Endüstriyel Hammadeler Sempozyumu.
- (2007). *Süstaşları Mineralojisi*. İzmir: Sas Ajans.
- Hatipoglu, M., Tuncer, Y., Kibar, R., Çetin, A., Karalı, T., & Can, N. (2010). Thermal properties of gem-quality moganite-rich blue chalcedony. *Physica B: Condensed Matter*, 405(22), 4627-4633.
- Hatipoğlu, M., Babalık, H. & Chamberlain, S. C., (2010b). Gemstone Deposits in Turkey. *Rocks & Minerals*, 85(2), 124-133.
- Hatipoğlu, M. vd. (2013). Characterization of the Südikendağı deposit of moganite-rich, blue chalcedony nodules, Mayıslar-Sarıcakaya (Eskişehir), Turkey. *Ore Geology Reviews*, 54, 127-137.
- Heaney P. J. & Post, J. E. (1992). The Widespread Distribution of a Novel Silica Polymorph in Microcrystalline Quartz Varieties. *Science*, 255(5043), 441-443.
- Heaney, P. J. (1993). A proposed mechanism for the growth of chalcedony. *Contrib Mineral Petrol* 115, 66-74.
- Heaney, P. J., Veblen D. R. & Post J. E. (1994). Structural disparities between chalcedony and macrocrystalline quartz. *Am Mineral* 79, 452-460.
- Heaney, P. J. & Davis, A. M. (1995). Observation and Origin of Self-Organized Textures in Agates. *Science*, 269(5230), 1562-1565.
- Heaney, P. J., McKeown, D. A., & Post, J. E. (2007). Anomalous behaviour at the I2/a to Imab phase transition in SiO₂-moganite: An analysis using hard-mode Raman spectroscopy. *The American Mineralogist* 92, 631–639.
- Henley, R.W. & Ellis, A.J. (1983). Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews*, 19, 1-50.
- Herrero, M. vd. (2020). Diagenetic Origin of Bipyramidal Quartz and Hydrothermal Aragonites within the Upper Triassic Saline Succession of the Iberian Basin: Implications for Interpreting the Burial–Thermal Evolution of the Basin. *Minerals*, 10(2), 177.

- Hinsbergen van, D. J. J., vd. (2016). Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics*, 35, 983-1014.
- Holden E. F. (1925). The cause of color in smoky quartz and amethyst. *American Mineralogist*, 10, 203-252.
- Huang, W. L. (2003). The nucleation and growth of polycrystalline quartz: pressure effect from 0.05 to 3 GPa. *European Journal of Mineralogy*, 15, 843–853.
- İlbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G. (2004). Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163-182.
- İlbeyli, N. & Kibici, Y. (2009). Collision-related granite magma genesis, potential sources and tectono-magmatic evolution: comparison between central, northwestern and western Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 51(3), 252-278.
- İlhan, N. N. (2012). Türkiye'nin Mücevher Taşları Haritası. I. Türkiye Mücevher Taşları Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, 33-38, İstanbul.
- Jensen, L. S. (1976). A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Dept. Mines. Misc. Paper*, 66, 22.
- Jones, F. T. (1952). Iris agate. *Am Mineral*, 37, 578-587.
- Kadıoğlu, Y. K. ve Güleç, N. (1993). Granitoidler içinde Anklavların Kökeni ve Türkiye'den Örnekler, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 8, 113-118.
- Kadıoğlu, Y. K. & Güleç, N. (2001a). Gabbro types in the Central Anatolian Crystalline Complex: field aspects, petrographic features and geochemistry [Abstracts]. *Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV)*. 24-28 September 2001, Çukurova University. Adana, Turkey, 206.
- _____, (2001b). Nature and distribution of felsic plutons in Central Anatolian Crystalline Complex: time-space relations [Abstracts]. *Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV)*. 24-28 September 2001, Çukurova University. Adana, Turkey, 202.
- Kadıoğlu, Y. K. (2003). Orta Anadolu kristalen karmaşığındaki granitoidlerin çeşitleri: Petrografi ve mineral kimyası [Sözlü Bildiri]. *S. Demirel Üni., Müh.-Mim. Fak. 20. Yıl Jeol. Semp.*, Isparta, 135.
- Kadıoğlu, Y.K., Dilek, Y. ve Foland, K.A. (2006). Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Geological Society of America Special Paper*, 409, 381-415.

- Kadıoğlu, Y. K. (2007). Evolution of Adakite and Alkaline Felsic Intrusive of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *GRMENA*, 695-702.
- Kadıoğlu, Y. K. ve Özsan, A. (1998). Determination of the deep structure of the gabbroic rocks within Sulakyurt granitoid by the boreholes. *Geological Bulletin of Turkey*, 41(2), 177-185.
- Kaydu İ., Başbüyük Z. ve Gürbüz M. (2017). Yozgat "Aydıncık" kalsedon-ametist oluşumlarının mineralojisi-petrografisi ve ekonomikliliğinin incelenmesi. *DÜMF Mühendislik Dergisi*, 9(1) 313-324.
- Karavul C. (1995). *Güneydoğu Anadolu Bölgesinin Paleomağnetizması* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ketin, İ. (1955). Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifi'nin tektonik durumu. *T.J.K. Bülteni*, 6, 1-28.
- _____, (1959). Türkiye'nin orojenik gelişmesi. *M.T.A. Dergisi*, 53, 78-87.
- _____, (1963). 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Kayseri Paftası, *M.T.A. Yayınları*, 83.
- _____, (1966). Türkiye'nin tektonik birlikleri. *M.T.A. Dergisi*, 66, 20-34.
- Kılıç, E. (2019). *Eskişehir-Mihalıççık-Karaçam köyü civarı yeşil renkli kalsedon oluşumlarının jeoloji; mineraloji ve gemolojisi* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Kırkoğlu, S. ve Gözüpek, B. (1996). *Süstaşları ve Kartal Ametist Oluşumları*. İstanbul Teknik Üniversitesi, 138.
- Kibici, Y. (2010). *Petrografi: Ders Kitabı*. Kütahya: Dumlupınar Üniversitesi.
- Kingma, K. J. & Hemley, R. J. (1994). *Am. Mineralogist*, 79, 269.
- Koivula, J. I. (1984). Chalcedony and Its Inclusions. *Lapidary Journal*, 54, 402.
- Koç, Ş. (2017). *Maden Yatakları: Ders Notları*. Ankara: Ankara Üniversitesi.
- Köksal, S. Göncüoğlu, M. C. & Floyd, P. A. (2001). Extrusive Members of Postcollisional A-Type Magmatism in Central Anatolia: Karahıdır Volcanics, disdağı-Avanos Area, Turkey. *International Geology Review*, 43, 683-691.
- Köksal, S. vd. (2004). Timing of postcollisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Th titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *Int. J. Earth Sci.* 93, 974-989.
- _____, (2008). Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey, *Mineral and Petrology* 93, 185-211.

- Kristmannsdóttir, H. & Tómasson, J. (1978). Zeolite zones in geothermal areas in Iceland
In: S. L.B. and M.F. A. (Editors), *Natural zeolites; occurrence, properties and use: Pergamon Press*, 277-284. New York.
- Kristmannsdóttir, H. (1979). Alteration of basaltic rocks by geothermal activity at 100-300°C. In: *Developments in Sedimentology*, 359-367. Amsterdam: Elsevier.
- Kuşçu, E ve Genç, Y. (1999). Başnayayla (Yozgat) Molibden-Bakır Cevherleşmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42(2) 115-134.
- Lindgren, W. (1933). *Mineral deposits* (4th ed). New York, McGraw-Hill, 930.
- Lüle, W. Ç. (2006). *İzmir-Cumaovası-Görece Köyü civarı volkanitleri ve Menderes masifi metamorfileri içindeki bazı granatların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi ve arkeogemolojik bağlantıları* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Lünel A. T. (1985). An approach to the naming, origin and age of Baranedag monzonite of Kırşehir intrusive suite. *Middle East Tech Univ J. Pure Appl Sci* 18, 385-404.
- Maden Teknik Arama. (2004). *1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Yozgat Paftası*, M.T.A. Yayınları.
- _____, (2021). Erişim adresi: <http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx>
- Maleev, M. N. (1972). Diagnostic features of spherulites formed by splitting of a single-crystal nucleus. Growth mechanism of chalcedony. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 18, 1-16.
- Mehegan, J. M., Robinson, P. T. & Delaney, J. R. (1982). Secondary Mineralization and Hydrothermal Alteration in the Reydarfjördur Drill Core, Eastern Iceland. *Journal of Geophysical Research*, 87(8), 6511-6524.
- Merino, E., Wang, Y., & Deloule, E., (1995). Genesis of Agates in Flood Basalts: Twisting of Chalcedony Fibers and Trace Element Geochemistry: *American Journal of Science*, 295, 1156-1176.
- Michel-Lévy, A. & Munier-Chalmas, C. P. E. (1892). Mémoire sur diverses formes affectées par le réseau élémentaire du quartz. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie*, 15, 159-190.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Science*, 37, 215-224.
- Miehe, G., Graetsch, H. & Florke, O. W. (1984). Crystal structure and growth fabric of length-fast chalcedony. *Physics and Chemistry of Minerals*, 10, 197-199.

- Miehe, G. H. & Graetsch, H. (1992). Crystal structure of moganite: a new structure type for silica. *Eur J Mineral*, 4, 693-706.
- Mindat. (2021). Retrieved from: <https://www.mindat.org/min-960.html>
- Mineralminers. (2021). Retrieved from: <https://mineralminers.com/html/chlmins.stm#chalcedony-mineral-specimens>
- Mizutani, S. (1966). Transformation of silica under hydrothermal conditions. *Earth Sci., Nagoya Univ.*, 14, 56-88.
- Monroe, E. A. (1964). Electron optical observations of fine-grained silica minerals. *American Mineralogist*, 49, 339-347.
- Moxon, T. (2002). Agate: A Study of Ageing: *European Journal of Mineralogy*, 14, 1109-1118.
- _____, (2004). Moganite and water content as a function of age in agate: an XRD and thermogravimetric study. *European Journal of Mineralogy*, 16, 269-278.
- Moxon, T. & Ríos, S. (2004). Moganite and Water Content as a Function of Age in Agate: an XRD and Thermogravimetric Study. *European Journal of Mineralogy*, 16(2), 269-278.
- Moxon, T. & Carpenter, M.A. (2009). Crystallite growth kinetics in nanocrystalline quartz (agate and chalcedony). *Mineral. Mag.* 73, 551–568.
- Musić, S., Filipović-Vinceković, N., & Sekovanić, L. (2011). Precipitation of amorphous SiO₂ particles and their properties. *Brazilian Journal of Chemical Engineering*, 28(1), 89-94.
- Müller, A., Seltmann, R. & Behr, H. J. (2000). Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite ± case study from the Schellerhau granite complex, eastern Erzgebirge, Germany. *Mineral Deposita*, 35, 169-189.
- Nash, D. J. & Hopkinson, L. (2004). A reconnaissance laser Raman and Fourier transform infrared survey of silcretes from the Kalahari Desert, Botswana. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 29, 1541-1558.
- Nassau K. (1984). *Gemstone Enhancement*. Butterworths, London.
- Neuhoff, P.S. vd. (1999). Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, eastern Iceland. *American Journal of Science*, 299(6), 467-501.
- O'Donoghue M., vd. (2006) *Gems* (6th ed). Butterworth-Heinemann, Oxford, UK.

- Oygür, V. (2001). Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Maden Aramacılığındaki Önemi. *Türkiye Jeoloji Bülteni C. 44(2)*, 65-74.
- Öksüz N. ve Koçak İ. (2016). Yozgat manganez cevherleşmelerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri [Sözlü Bildiri]. *1. Uluslararası Bozok Sempozyumu*.
- Schmidt, P., vd. (2012). A hitherto unrecognised band in the Raman spectra of silica rocks: influence of hydroxylated Si–O bonds (silanole) on the Raman moganite band in chalcedony and flint (SiO₂). *Physics and Chemistry of Minerals*, 39, 455-464.
- Oehler, J. H. (1976). Hydrothermal crystallization of silica gel: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1143–1152.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva Publishing, 230–249.
- Pelto C. R. (1956). A study of chalcedony. *American Journal of Science January 1956*, 254(1), 32-50.
- Parejas, E. & Pamir, H. N. (1939). 19 Nisan 1938 Orta Anadolu yer depremi (Le tremblement de terre du 19 avril 1938 en Anatolie Centrale). *İstanbul Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü Neşriyatı*, 5, Şubat 1940, 11 s. *İst. Üniv, Fen. Fak. Yayınları*, 3(4).
- Parthasarathy, G., Kunwar, A. C. & Srinivasan, R. (2001). Occurrence of moganite-rich chalcedony in Deccan flood basalts, Killari, Maharashtra, India. *European Journal of Mineralogy*, 13(1), 127–134.
- Perny, B. vd. (1992). Microdistribution of Al, Li, and Na in α -quartz: possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence. *Am Mineral*, 77, 534-544.
- Plendl, J. N., vd. (1967). Low temperature far infrared spectra of SiO₂. Polymorphs. *Journal of Physical Chemistry Solids*, 28, 1589–1597.
- Poisson A., vd. (1996). Tectonic setting and evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. *Int. Geol. Rev.*, 38, 838-853.
- Primus, T. (1669). *Naturalis historiae: tomus primus[-tertius]*. Lugd. Batav., Roterodami: Apud Hackios.
- Pršek, J. vd. (2020). Agates from Western Atlas (Morocco)-Constraints from mineralogical and microtextural characteristics. *Minerals 2020*, 10, 198.

- Ramseyer, K. & Mullis, J. (1990). Factors in uencing short-lived blue cathodoluminescence of alpha-quartz. *Am Mineral*, 75, 791-800.
- Randive, K., vd. (2019). Characterisation and genesis of the chalcedony occurring within the Deccan lava flows of the LIT hill, Nagpur, India. *Journal of Earth System Science*, 128, 192.
- Rapp, G. (2009). *Archaeomineralogy* (2nd Ed.). Berlin: Springer.
- Read P. G. (1988). *Dictionary Of Gemology*. Butterworth & CO. (Publishers) Ltd. London.
- Reyes, A. G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and he application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 279-309.
- Robertson, A. H. F. (2004). Development of Concepts Concerning the Genesis and Emplacements of Tethyan Ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman Regions. *Earth Science Reviews*, 66, 331-387.
- Rodgers, K. A. & Cressey, G. (2001). The occurrence, detection and significance of moganite (SiO₂) among some silica sinters. *Mineralogical Magazine*, 65, 157-167.
- Rodgers, K. A. vd. (2004). Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand. *Earth Science Reviews*, 66, 1–61.
- Rruff FTIR referans pik (2021). Retrieved from:
<https://rruff.info/quartz/display=default/R040031>
- Salomon-Calvi, W. & Kleinsorge, H. (1940). 19 Nisan 1938 tarihli Kırşehir zelzelesi ve zelzele mintakalarında inşaat ile iskan hususunda jeolojik teklifler. In (Ed: W. SalomonCalvi) Türkiye'deki zelzelelere müteallik etüdler. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayınlarından Seri B*, 5, 121.
- Schiffman, P. and Fridleifsson, G.O., 1991. The smectite–chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(6), 679-696.
- Schlesinger, M. & Cohen, W. H. (1966). Postulated Structures Causing the Optical Color Centers Bands in Amethyst Quartz. *Journal of Chemical Physics*, 44, 31-46.
- Schmidt, P. & Fröhlich, F. (2011). Temperature dependent crystallographic transformations in chalcedony, SiO₂, assessed in mid infrared spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 78(5), 1476-1481.

- Schmidt P., vd. (2013). A comparative study of the thermal behaviour of length-fast chalcedony, length-slow chalcedony (quartzine) and moganite. *Phys Chem Miner*, 40, 331–340.
- Schneider, N. (1993). Das lumineszenzaktive Strukturinventar von Quarzphänokristen in Rhyolithen. *Geotättinger Arb Geol Pala Èont*, 60, 1-81.
- Schumann, W. (1984). *Gemstone of the World*. NY: Sterling Publishing Co., N.A.G. Press Ltd.
- Scott, J. F. & Porto, S. P. S. (1967). Longitudinal and transverse optical lattice vibrations in quartz. *Physical Review*, 161, 903–910.
- Selim, H. (2014). *Türkiye'nin değerli ve yarı değerli mücevher taşları*. İstanbul, 102.
- _____, (2015). *Türkiye'nin değerli ve yarı değerli mücevher taşları*. İstanbul Ticaret Odası, Yayın No 2014-4, İstanbul: Özkaraçan Matbaacılık, 102s.
- Sestini, G. (1971). The relation between flysch and serpentinites in north Central Turkey. *Geology and History of Turkey*, 369-383.
- Seymen, I. (1982). *Kaman dolayında Kırşehir masifi'nin jeolojisi* (Doçentlik Tezi). İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. & Aiderton, D. H. M. (1985). *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Glasgow (U.K.): Blackie and Son Limited, 235.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the Petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci. Lett.* 59, 101-118.
- Spektral ID Raman referans pik yazılımı (2021). Retrieved from:
<https://www.thermofisher.com/order/catalog/product/INF-15012#/INF-15012>
- Stampfli, G. M. & G. D. Borel (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17– 33.
- Stefánsson, A. (2010). Low-temperature alteration of basalts – the effects of temperature, acids and extent of reaction on mineralization and water chemistry. *Jökull*, 60, 165-184.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. *Geological Society of London, London*. 42, 313-345.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181– 241.

- Şengör, A. M. C. (1984). The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Paper, 195*, 1-82.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications, 17(1)*, 77-112.
- Şengör, A. M. C. (1987). Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 15*, 213-244.
- Tarhan, N. (1987). Orta Anadolu metamorfik ve granitik kayalarının kökeni ve evrimi. *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 6(1-2)*, 57-68.
- Tatar, S. ve Boztuğ, D. (1997). Yozgat batoliti GB kesimindeki (Sefaatli-Yerköy Arası) monzonitik birlikte fraksiyonel kristalleşme ve magma karışması (Magma Mingling/Mixing) Süreçleri. *Yerbilimleri, 30*, 539-562.
- _____, (1998). Yozgat batoliti GB kesimindeki (Şefaatli-Yerköy arası) monzonitik birliktelikte fraksiyonel kristalleşme ve magma karışması (magma mingling/mixing) süreçleri. *Yerbilimleri Geosound, 30*, 539-562.
- Temiz, U. (2012). Yozgat-Sorgun Havzasındaki Bazaltik Daykların Konumları: Lütesiyen'deki Gerilme Durumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 55(3)* 189- 202.
- Thaigems. (2021). Retrieved from: <https://thaigem.com/>
- Tiryaki, C. ve Ekici, T. (2012). Çarpışma sonrası kalk-alkalin yozgat volkaniklerinin petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 55(1)*, 19-42.
- Toksoy-Köksal, F. (2016). Petrology of the Ekecikdağ Igneous Association (Central Anatolia). *Mineral chemistry perspective. Yerbilimleri, 37(2)*, 139–178.
- Türel, K., vd. (2000). *Türkiye'nin kıymetli ve yarıkıymetli taşlarının araştırılması*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Pojesi, Ankara
- Türel, K. (2001). *Madencilik Özel İhtisas Komisyonu Raporu*. Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı, Ankara.
- Tüysüz, O. (1993). Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey Neo-tetisin tektonik evrimi. *TPJD Bülteni, 5(1)*, 1-33.
- Trittschack R., Grobety B. & Koch-Muller M. (2012). In situ high-temperature Raman and FTIR spectroscopy of the phase transformation of lizardite. *Am. Mineral, 97*, 1965-1976.
- Ünal G. (1981). Ankara guneybatisindeki 'Ankara Melanji'nin' stratigrafisi (Stratigraphy of 'Ankara Melange' southwest of Ankara) [Sözlü Bildiri].

- Symposium on the Geology of Central Anatolia, Geological Society of Turkey, 35th. Science and Technical Meeting, 46-52.*
- Veil, E. vd. (2002). *Temporal resolution of ion and solvent transfers at nickel hydroxide films exposed to LiOH.*
- von Rad, U. & Riech, V. (1979). Silica diagenesis in continental margin sediments off Northwest Africa. *In Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XLI, 879–905.*
- Wahl, C., Miehe, G., and Fuess, H., 2002, TEM Characterisation and Interpretation of Fabric and Structural Degree of Order in Microcrystalline SiO₂ Phases: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 360-365.
- Wang, Y. & Merino, E., (1995). Origin of Fibrosity and Banding in Agates from Flood Basalts: *American Journal of Science*, 295, 49-77.
- Watt G.R., vd. (1997). Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocrysts and xenocrysts. *Geochim Cosmochim Acta*, 61, 4337-4348.
- Webster, R. (1979). *Gemmologist' Compendium*. Ipswich, Suffolk: 6th Ed. N.A.G. Press Ltd. London.
- Weisenberger, T. & Selbekk, R.S. (2009). Multi-stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjordur area, Iceland. *International Journal of Earth Sciences*, 98(5), 985-999.
- White, J. F. & Corwin, J. F. (1961). Synthesis and origin of chalcedony. *American Mineralogist*, 46, 112-119.
- White, W. B. (1974). Infrared Spectra of Minerals. In: Farmer, V. C. (ed.). *Miner. Soc.*, London, 227– 284.
- White, N. C. & Hedenquist, J., W. (1995). *Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration*. SEG Newsletter, 23, 1, 9-13.
- Whitney, D. L. & Hamilton, M. A. (2004). Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *J. Geol. Soc.*, 161, 823– 828.
- Wilcock, J., vd. (2012). Magmatic recharge during the formation and resurgence of the Valles Caldera, New Mexico, USA: evidence from quartz compositional zoning and geothermometry. *J. Petrol*, 54, 635–664.
- Williams, H., Turner, F. J. & Gilbert, C. M. (1954). *Petrography*. San Francisco: Freeman and Company, 406.
- Xu, H., Buseck, P. R. & Luo, G. (1998). HRTEM investigation of microstructure in length-slow chalcedony. *American Mineralogist*, 83, 542-545.

- Yalınız, M. K., vd. (1999). Terlemez quartz monzonite of central Anatolia (Aksaray-Sarkaraman): Age, petrogenesis, and geotectonic implications for ophiolite emplacement. *Geological Journal*, 34, 233-242.
- Yalınız, M. K. vd. (2000b). Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: Palaeotectonic implications: *Geological Journal*, 35, 53-68.
- Ye, M. & Shen, A. H. (2020). Gemmological and Mineralogical Characteristics of Chrysocolla Chalcedony from Taiwan, Indonesia and the USA, and Their Separation. *The Journal of Gemmology*, 37(3), 262-280.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. (1998a). Çarpışma zonu magmatizmasının petrojenezi [Sözlü Bildiri]. 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 27-29.
- _____, (1998b). Çiçekdağ Magmatik Kompleksi'nin (KB Kırşehir) petrojenezi [Sözlü Bildiri]. 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 33-35.
- Yürek, H. (2013). *Türkiye'de çıkartılan opal (SiO₂nH₂O) minerallerinin termolüminesans özelliklerinin incelenmesi* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. Niğde.
- Zhang, M. & Scott, J. F. (2007). Raman studies of oxide minerals: a retrospective on cristobalite phases. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 19, 275-301.
- Zhang M. & Moxon, T. (2014). Infrared absorption spectroscopy of SiO₂-moganite. *American Mineralogist*, 99, 671-680.
- Zinkernagel, U. (1978). Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentary Geology*, 8, 1-69.

DİZİN

- A-**
 Agat.....xii, 4, 5, 13, 75, 77, 91, 98, 122, 123
 Alüvyon.....ix, 68
 Ametist.... xii, xv, 5, 12, 13, 28, 44, 76, 77, 96, 98, 99, 100, 101, 105, 107, 110, 122, 123, 157, 187, 188, 190
 Azizli formasyonu..... 55, 67
- B-**
 Bayat Formasyonuix, xiii, 52, 53, 55, 61, 62, 64
 Bazalt.....xiii, 59, 77, 98, 105
- Ç-**
 Çakıлтаşı-Kumтаşı-Çamurтаşı Üyesi ..ix, 62
- E-**
 Eosen Birimleriix, 61
- F-**
 Fourier Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopisi (FTIR) Analizi ... viii, 23
- G-**
 Gabro..... 98, 102
 Gemoloji Çalışmaları viii, 24
 Gemoskopxiii, 31
 Granodiyorit 52, 98, 102
- K-**
 Kalsit xiv, 72, 90, 123
 Karaboğazdere Gabrosu ..ix, 52, 58, 102
 Katodoluminesans (CL) Analiziviii, 21, 23
 Kimyasal Analizler..... viii, 22
 Kretase..... 36, 37, 38, 39, 42, 43, 48, 49, 50, 51, 55, 59
- M-**
 Mineralojik ve Petrografik Analizler vii, viii, 21
- Moganit3, 14, 75, 76, 121
- O-**
 Opalxiv, 8, 76, 77, 79, 121, 122, 123, 155, 198
 Orta Anadolu Granitoyidleri ..xiii, xviii, 38, 41, 52, 60, 61, 102
- Ö-**
 Özgül Ağırlık..... 151, 152
- R-**
 Raman Mikroskop İncelemeleri ..viii, 23
 Refraktometrexiii, 30, 31, 161
- S-**
 SEM Analizleri.....viii, 22
 Sıvı Kapanım Çalışmalarıviii, 23
 Spektroskop32
 Süstaşı..... v, 8, 13, 21, 184
- Y-**
 Yoncalı Volkanitleri .ix, xiii, 52, 53, 56, 60, 61, 64, 70, 72
- Z-**
 Zeolit76, 87

