

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI



YUKARI GÖCEK (BİGADIÇ-BALIKESİR) KÖYÜ VE
ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ İLE AMETİST OLUŞUMLARININ
İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HÜSEYİN ŞAHİN

BALIKESİR, HAZİRAN - 2019

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI



YUKARI GÖCEK (BİGADIÇ-BALIKESİR) KÖYÜ VE
ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ İLE AMETİST OLUŞUMLARININ
İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HÜSEYİN ŞAHİN

Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Zafer ASLAN (Tez Danışmanı)

Prof. Dr. Tamer KORALAY

Dr.Öğr. Üyesi M. Selman AYDOĞAN

BALIKESİR, HAZİRAN - 2019

KABUL VE ONAY SAYFASI

Hüseyin ŞAHİN tarafından hazırlanan “YUKARI GÖCEK (BİGADİÇ-BALIKESİR) KÖYÜ VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ İLE AMETİST OLUŞUMLARININ İNCELENMESİ” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 14.06.2019 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

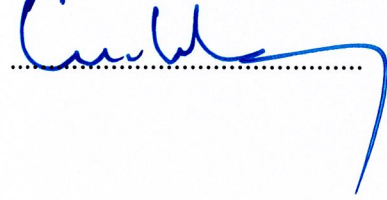
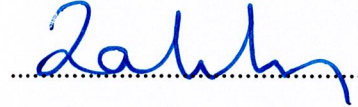
Jüri Üyeleri

İmza

Danışman
Prof. Dr. Zafer ASLAN

Üye
Prof. Dr. Tamer KORALAY

Üye
Dr.Öğr. Üyesi M. Selman AYDOĞAN



Jüri üyeleri tarafından kabul edilmiş olan bu tez Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca onanmıştır.

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Prof. Dr. Necati ÖZDEMİR

.....

Bu tez çalışması Balıkesir Üniversitesi Proje Araştırmaları Birimi tarafından 2014/141 nolu proje ile desteklenmiştir.

ÖZET

**YUKARI GÖCEK (BİGADIÇ-BALIKESİR) KÖYÜ VE ÇEVRESİNİN
JEOLJİSİ İLE AMETİST OLUŞUMLARININ İNCELENMESİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
HÜSEYİN ŞAHİN
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI: PROF.DR. ZAFER ASLAN)
BALIKESİR, HAZİRAN – 2019**

Sakarya zonunda bulunan Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) magmatik ve volkanik faaliyetler Oligo-Miyosen döneminden sonra yoğun olarak görülmektedir. İnceleme alanı Yukarıgöcek (Bigadiç-Balıkesir) köyü ve çevresi olup Balıkesir ilinin 81 km güneydoğusunda yer almaktadır. İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Zonu'nun kuzeyinde bulunan çalışma alanının temelini Paleozoyik yaşlı şistlerden meydana gelen Fazlıkonağı Formasyonu oluşturmaktadır. Birim kahve, açık kahve renklidirler ve bol foliasyonludurlar. Şistler, kireçtaşı blokları içeren serpantinlerden meydana gelen Kretase yaşlı ofiyolitik melanj tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Bölgedeki şistler ve ofiyolitik kaya birimleri Oligo-Miyosen yaşlı granodiyorit, granit bileşimli Musalar Graniti tarafından kesilmektedir. KD-GB doğrultulu, açık gri, gri ve bej renkli granit oval şeklinde ve 1 ile 4 cm boyutunda mafik magmatik anklavlar içermektedir. Arenalaşmış olan Musalar Graniti 1 ile 5 cm kalınlığındaki aplik daykları tarafından kesilmiştir. Petrografik olarak Musalar graniti orta ve iri taneli, yer yer de poikilitik dokuya sahip olup plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit, amfibol ve opak mineral ile tali olarak da zirkon, apatit ve sfen mineralleri içermektedir.

Jeokimyasal olarak, yüksek potasyumlu ve kalkalkalen karakterli olup I tipindedir. Büyük İyon Yarıçaplı Element ve hafif nadir toprak elementlerce zengin olup $(La/Lu)_N$ 13-34 arasında değişmektedir. Tektonik açıdan, çarpışma sonrası volkanik yay granitlerinin özelliklerini göstermektedir. Plütönu oluşturan magma ise litosferik manto kökenli olup kıtasal kabuktan da etkilenmiştir.

Yukarı göcek köyü ve civarında bulunan ametistler ofiyolitik kayaçların kırık ve çatlak sistemlerinde 4-5 cm arasında değişen damarlar şeklinde görülmektedir. Ametistlerin kök ve dış kısımları net olarak görülmemektedir. Kristal rengi genellikle açık mor veya lila şeklindedir. Ametistler jeokimyasal olarak çok az oranda FeO ve MnO içermektedirler. Yapılan sıvı kapanım çalışmalarında homojenleşme sıcaklık değerleri 231 °C ile 278 °C arasında olup ortalama 255 °C'dir. Sonuç olarak, Yukarıgöcek köyü ametistleri Musalar granitinin ofiyolitik melanj kesmesi ve beraberinde getirmiş olduğu silisçe zengin sıvı fazı 255 °C'de hidrotermal evrede melanj içindeki mevcut çatlaklara bırakması ile oluştuğu değerlendirilmektedir.

ANAHTAR KELİMELELER: Musalar graniti, jeokimya, ametist, sıvı kapanım, Yukarıgöcek, Balıkesir.

ABSTRACT

INVESTIGATION OF THE GEOLOGY AND AMETHYST FORMATIONS OF THE YUKARIGÖCEK (BİGADIÇ-BALIKESİR) VILLAGE AND ITS SURROUNDINGS

MSC THESIS

HÜSEYİN ŞAHİN

BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE

GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: PROF.DR. ZAFER ASLAN)

BALIKESİR, JUNE 2019

The magmatic and volcanic activities in the Biga Peninsula (NW Anatolia), which are found in the Sakarya zone, are intense after the Oligo-Miocene period. The study area is located in Yukarıgöcek (Bigadiç-Balıkesir) village and around 81 km southeast of Balıkesir. The basement rocks of the study area, at the north of İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone, is Paleozoic aged Fazlıkonağı Formation composed of the schists. The Formation has coffee, light brown color and abundant foliation. The schists are tectonically overlain by an Cretaceous aged ophiolitic melange composed of serpentinite containing limestone blocks. The schists and ophiolitic rock units in the region are cut by the Oligo-Miocene age granitic and granodiorite Musalar granite. NE-SW direction and light gray, gray and beige coloured granite has oval shaped and 1 to 4 cm diameter mafic magmatic enclaves. The interfaced Musalar Granite was cut by aplite dykes of 1 to 5 cm diameter. Petrographically, Musalar granite has medium and coarse grains, occasionally poikilitic texture and contains plagioclase, orthoclase, quartz, biotite, amphibole and opaque minerals and zircon, apatite and sphene accessories minerals.

Geochemically, it is high-K and calc-alkaline character and I type granitic rocks. It is rich with large Ion Lithophile Element and light rare earth elements and the value of $(La / Lu)_N$ ranges from 13-34. Tectonically, it shows the characteristics of the after collision volcanic arc granites. The magma of pluton is lithospheric mantle origin and has been affected by the continental crust.

The amethysts located in around Yukarıgöcek village have a thickness of 4-5 cm diameter in the ophiolitic rocks and are seen as veins. The root and tooth parts of amethysts are not clearly seen. The crystal color is usually light purple or lilac. Geochemically amethysts contain very few FeO and MnO. In the liquid inclusion studies, the homogenization temperature values are between 231 °C and 278 °C and the average is 255 °C. As a result, the amethysts of Yukarıgöcek village could be formed by the cutting of the ophiolitic mélange of Musalar granite and the siliceous rich liquid phase comes in the existing cracks in the melange in the hydrothermal phase at 255 °C.

KEYWORDS: Musalar granite, geochemistry, amethyst, liquid inclusion, Yukarıgöcek, Balıkesir.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ.....	viii
SEMBOL LİSTESİ.....	ix
ÖNSÖZ.....	xi
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Coğrafik Bilgiler.....	2
1.1.1 Coğrafik Konum.....	2
1.1.2 Topoğrafya.....	2
1.1.3 İklim ve Bitki Örtüsü.....	2
1.1.4 Ulaşım ve Yerleşim.....	3
1.2 Bölgesel Jeolojisi.....	5
1.3 Önceki Çalışmalar.....	10
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	15
2.1 Amaç ve Yöntemler.....	15
2.1.1 Arazi Çalışmaları.....	15
2.1.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	16
2.1.2.1 İnce Kesitlerin Hazırlanması.....	16
2.1.2.2 Petrografik İnceleme ve Mikro Fotoğraflarının Çekilmesi.....	16
2.1.2.3 Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması.....	17
2.1.2.4 Kimyasal Analizler.....	17
2.1.2.5 Sıvı Kapanım Analizleri.....	17
2.1.3 Büro Çalışmaları.....	19
3. BULGULAR.....	20
3.1 Stratigrafi ve Petrografi.....	20
Şekil 3.1: İnceleme alanı ve civarının tektono-stratigrafik kolon kesiti.....	21
3.1.1 Fazlıkonağı Formasyonu (Paleozoyik).....	24
3.1.2 Ofiyolitik Melanj.....	26
3.1.3 Musalar Graniti.....	28
3.2 Jeokimya.....	34
3.2.1 Musalar Granitinin Jeokimyası.....	34
3.2.2 Ana Oksit ve İz Element Değişimleri.....	34
3.2.3 Ana ve İz Element Dağılımları.....	39
3.2.4 Uyumsuz Element ve Nadir Toprak Element Dağılımları.....	41
3.2.5 Tektonik Ortam.....	43
3.2.6 Magma Kökeni.....	46
3.3 Ametist Oluşumları.....	48
3.3.1 Genel Bilgiler.....	48
3.3.1 Yukarıgöcek Ametist Oluşumları.....	50
3.3.2 Mineral Kimyası.....	52
3.3.3 Sıvı Kapanım.....	54
3.3.4 Oluşum Mekanizması.....	58
3.3.5 Ekonomik Değeri.....	59

4. SONUÇLAR.....	65
5. KAYNAKLAR.....	67

Şekil 1.1 : İnceleme alanı yer buldurdu haritası.....	4
Şekil 1.2 : Türkiye'nin tektonik yapısı ve birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999' dan alınmıştır.).....	5
Şekil 1.3 : Alaçamdağları ve civarının tektono-stratigrafik kolon kesiti (MTA 1981'den değiştirilerek alınmıştır).....	6
Şekil 1.4 : Bölgenin Jeoloji Haritası (MTA 1981'den değiştirilmiştir).....	7
Şekil 1.5 : Biga Yarımadası'ndaki (Batı Anadolu) sokulum kayaçların dağılımı (Altunkaynak vd., 2012'den) ve sokulumlardan elde edilen radyometrik yaşlar (Bingöl vd., 1982; Hetzel vd., 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Işık vd., 2004; Ring ve Collins 2005; Glodny ve Hetzel 2007, Karacık vd., 2008; Boztuğ vd., 2009). IAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Suture zonu, RM: Rodop Masif, SC: Sakarya Kıtası, ATP: Anatolid-Torid Platform. E1-E7: Eosen granitoidler, 1-Kestanbol, 2-Evciler, 3-Hıdırlar, 4-Eybek, 5-Yenice, 6-Danışment, 7-Sarıoluk, 8-Kozak, 9-Uludağ, 10-Ilıca-Şamlı, 11-Davutlar, 12-Çataldağ, 13-Eğrigöz, 14-Koyunoba, 15-Çamlık, 16-Turgutlu, 17-Salihli Granitoidleri.....	9
Şekil 2.1 : Olympus BX 60 marka Sıvı Kapanım Ünitesi.....	18
Şekil 3.1 : İnceleme alanı ve civarının tektono-stratigrafik kolon kesiti.....	21
Şekil 3.2 : Çalışma alanının jeolojik haritası.....	22
Şekil 3.3 : Çalışma alanının enine jeolojik kesiti.....	23
Şekil 3.4 : a) Açık kahve renkli ve foliasyonlu Fazlı Konağı Formasyonundaki serizit şistler; b) Fazlı Konağı ile Musalar Graniti'nin sınırı.....	24
Şekil 3.5 : a) Serizit kuvars şistte şistozite yöne paralel dizilen serizit minerali, b) Mermer de ikizlenme gösteren kalsit minerali (ku:kuvars, srz:serizit, kls:kalsit).....	26
Şekil 3.6 : a) Ofiyolitik melanj'daki serpantinler, b) Metabazikler (Yukarı Göcek Köyü güneyi).....	27
Şekil 3.7 : a) Serpantin b) Metabazik birimlerinin mikroskopik görünümü.....	28
Şekil 3.8 : Musalar granitine ait litolojik özellikler; a) Mafik magmatik anklavlar, b) Graniti kesen kuvars damarları, c) Aplit daykısı, d) Arenalaşma, e) Hidrotermal ayrışma, f) Kırıklı ve çatlaklı yapı.....	30
Şekil 3.9 : a) albit ikizi sunan plajiyoklaz, b) halkalı zonlu yapı gösteren plajiyoklaz minerali. c) ortoklaz içinde enklüzyon olarak bulunan amfibol, biyotit ve plajiyoklaz minerallerinin oluşturduğu poikilitik doku, d) streten dolayı yeryer bükülen biyotit mineralin Ç.N, e) T.N. görüntüsü f) Renk pleokroizma renkleri gösteren amfibol mineralinin Ç.N.....	32
Şekil 3.10 : a) Amfibol mineralinin T.N. görüntüsü., b) Yüksek röliyefli zirkon tali minerali.....	33
Şekil 3.11 : Musalar sokulum kayaçların total alkaliye karşı SiO ₂ sınıflandırma diyagramı.....	36
Şekil 3.12 : Musalar sokulumuna ait kayaçların; (a) AFM diyagramı (toleyitik-kalkalkali eğrisi, Irvine ve Baragar, 1971'e göredir), (b) Ce/Yb karşı Ta/Yb diyagramı (Pearce, 1982).....	37
Şekil 3.13 : Musalar sokulumuna ait örneklerinin SiO ₂ 'e karşılık K ₂ O diyagramı (Le Maitre vd., 2002).....	38

Şekil 3.14 :	a) A/NK - A/CNK; b) ASI-SiO ₂ jeokimyasal ayırtman diyagramları (Maniar ve Piccoli 1989). ASI=molar Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO).....	38
Şekil 3.15:	Musalar sokulumuna ait kayaçların SiO ₂ (%)’ye karşı ana oksit (%) değişim ve iz element (ppm) değişim diyagramları.....	40
Şekil 3.16 :	Musalar sokulumunu ait granitik kayaçların ilksel manto’ya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989’dan alınmıştır).....	42
Şekil 3.17 :	Musalar sokulumunu oluşturan kayaçların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Normalize değerleri, Sun ve McDonough,1989’dan alınmıştır).....	43
Şekil 3.18 :	Musalar sokulumuna ait kayaçların; (a) Nb (ppm) karşı Y(ppm), (b) Ta (ppm) karşı Yb (ppm), (c) Rb (ppm) karşı (Y+Nb) (ppm) ve (d) Rb (ppm) karşı (Yb+Ta) (ppm) diyagramları (Pearcevd., 1984). syn-COLG, çarpışma ile eş yaşlı granitler; VAG, volkanik yay granitleri; WPG, levha-içi granitleri; ORG, okyanus sırtı granitleri; post-COLG, çarpışma sonrası granitleri.....	44
Şekil 3.19:	Plütonları oluşturan kayaçların tektonik ortam ayırım diyagramları; (a) Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986), (b) Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986).....	45
Şekil 3.20 :	Musalar sokulumuna ait örneklerin R1-R2 tektonik diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).....	45
Şekil 3.21 :	Musalar granitinin (a) Th/U’ye karşı Th, (b) Th/U’ye karşı U, (c) Nb/La’ye karşı La/Yb, (d) Nb/Th’ye karşı Nb diyagramları. LCC, alt kıtasal kabuk; MCC, orta kıtasal kabuk. Alt ve orta kıtasal kabuk değerleri Rudnick ve Gao (2004), MORB değerleri Sun ve McDought1989, üst kabuk değerleri Taylor ve McLennan (1985), İlksel manto değerleri Hofmann (1986), kıtasal kabuk, okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB), okyanus adası bazaltları (OIB) ve yay volkanitlerine ait değerler Schmidberger ve Hegner (1999), MORB ve OIB değerleri Sun ve McDought (1989), DM (tüketilmiş manto), N-MORB, E-MORB, OIB değerleri Sun ve McDonough (1989), ortalama OIB değerleri ve ortalama alt kabuk değerleri Chen ve Arculus (1995)’den alınmıştır. Astenosferik, litosferik vemixed manto arasındaki sınırlar Smith ve diğ. (1999) ve HIMU-OIB alanı Weaver ve diğ. (1987)’den alınmıştır.....	47
Şekil 3.22:	(a) Rb’ye karşı Sr, (b) Ba/Nb’ya karşı La/NB diyagramları. MORB, OIB değerleri.....	48
Şekil 3.23 :	Yukarı Göcek Köyü çevresinde oluşan ametist kristallerinin mevcut çatlak sistemindeki konumunun jeolojik haritadaki yeri.....	51
Şekil 3.24 :	Yukarı Göcek köyünde çatlak sistemi içerisinde gelişen küçük boyutlu veya dış yapılı ametist kristallerinin görünümleri.....	50
Şekil 3.25 :	Ametist kristallerinin kristal boyutu ve açı mor-lila renginden çok açık mor-sarımsı beyaz rengine kadar değişen kristallerin görünümü.....	51
Şekil 3.26 :	Yukarı göcek köyü ametistlerine ait birincil ve ikincil sıvı kapanım çeşitleri (HSA1, HSA2 ve HSA3 nolu örnekler).....	56
Şekil 3.27:	Yukarı göcek köyü ametistlerine ait birincil ve ikincil sıvı kapanım çeşitleri (HSA3, HSA4 ve HSA10 nolu örnekler).....	57

Şekil 3.28 : Yukarıgöcek köyü ametistlerinin homojenleşme diyagramı.....	58
Şekil 3.29: Mücevhertaş işleme makinaları a-) Büyük dilimleme makinası, b-) Büyük dilimleme makinası, c-) Kabaşon şekillendirme makinası, d-) Kabaşon şekillendirme makinası, e-) Parlatma ve Cilalama makinası, f-) Parlatma ve Cilalama makinası (Silica-Gem Tur. San. Tc. Ltd. Izniyle).....	62
Şekil 3.30: Mücevhertaş işleme makinaları a-) Tambur makinası, b-) Tesbih makinası, c-) Faset makinası, d-) Faset makinası (Silica-Gem Tur. San. Tc. Ltd. Izniyle).....	63
Şekil 3.31 : Ametist kristallerinden yapılmış takı örnekleri, (Dursunbey Myo Kuyumculuk ve Takı Tasarım program Atölyesinde üretilmiştir.).....	64

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 : Musalar Granitine ait granitik kayaçların ana oksit (% ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları	35
Tablo 3.2 HSA-10 nolu çatlakta bulunan ametist kristalinden mikroprob analiz sonuçları	53
Tablo 3.3: Yukarı göcek köyü ve civarındaki ametist kristallerinin bulunduğu damarlardan alınan ametist kristal örneklerinin sıvı kapanım analiz sonuçları	55

SEMBOL LİSTESİ

fO₂	: Oksijen fugasitesi
A/CNK	: Moleküller (Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O)
A/NK	: Moleküller (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O)
Ab	: Albit
Amp	: Amfibol
An	: Anortit
Ap	: Apatit
Bt	: Biyotit
BİYE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
CALK	: Kalk-alkalen
COLG	: Çarpışma ürünü granitoidler
DM	: Depleted Mantle
FC	: Fraksiyonel Kristallenme
Hbl	: Hornblend
HFSE	: Yüksek Alan Gücüne Sahip Elementler
İAESZ	: İzmir Ankara Erzincan Sütur Zonu
Qz	: Kuvars
LCC	: Alt kıtasal kabuk
LILE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
LREE	: Düşük Nadir Toprak Elementleri
LOI	: Kızdırma Kaybı
Mg#	: Magnezyum Numarası Mg#=100xMg/(Mg+ Fe ⁺²)
MORB	: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
NTE	: Nadir Toprak Elementleri
OIB	: Okyanus adası bazaltları (OIB)

Or	: Ortoklaz
ORG	: Okyanus sırtı granitoidleri
ort	: Ortoklaz
plj	: Plajiyoklaz
post-COLG	: Çarpışma sonrası granitleri
ppm	: Milyonda bir
syn-COLG	: Çarpışma ile eř yaşlı granitler
TAS	: Toplam alkali-silis
VAG	: Volkanik yay granitoidleri
YAE	: Yüksek ekim Alanlı Elementler

ÖNSÖZ

Bu çalışmayı yürüten danışman hocam Prof. Dr. Zafer ASLAN'a emeğinden ve verdiği destekten dolayı çok teşekkür ederim.

Bu çalışma Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Bu çalışma, BAÜN Bilimsel Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir.

Çalışma sürecinde harita çizimlerimde desteğini esirgemeyen Doktor Öğretim Üyesi. M. Selman AYDOĞAN'a, ince kesitlerin hazırlanmasında emeği geçen Öğr. Gör. Cüneyt BİRCAN'a

Sıvı Kapanım analizlerinde yardımcı olan İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü hocalarından Prof. Dr. Emin ÇİFTÇİ ve Prof. Dr. Mustafa Kumral'a

Silica-Gem Tur. San. Tc. Ltd. Sahibi Vejdi ZİYANSIZ'a

Hayatımın her anında desteğini hiç esirgemeyen ve sabırla bekleyen sevgili eşim Burcu ŞAHİN'e ve çocuklarıma sonsuz şükranlarımı sunarım.

Balıkesir,2019

Hüseyin ŞAHİN

1. GİRİŞ

Batı Anadolu Bölgesi'nde Paleozoyik'den Pliyosen'e kadar değişik yaşlı metamorfik, magmatik, tortul ve piroklastik kayaç çeşitlerinin tümü bulunmaktadır. Aynı zamanda yöre İzmir-Ankara-Erzincan sütün zonunda yer almaktadır. Üst Kretase'de Tetis Okyanus kabuğunun Sakarya Kıtasının altına dalması ve Eosen sonrası da Torid-Anatolid bloğunun Sakarya kıtası ile çarpışmasına bağlı olarak bölgede Tersiyer yaşlı magmatizma etkin olmuştur (Yılmaz vd., 1990; Okay ve Tüysüz, 1999; Karacık vd. 2008; Aslan vd. 2017). Orta Eosen'den başlayarak Pliyosen'e kadar devam eden bir volkanizma ile bunlara eşlik eden magmatizma bütün Batı Anadolu'da yüzlekler oluşturur. Magmatik kayaçlar tüm birimleri keserek yerleşmiş ve dokanak metamorfik ürünler oluşturmuş olup genellikle granit, monzonit ve granodiyorit bileşimindedir.

Balıkesir ve çevresinde geniş alanlarda yüzlek veren Tersiyer yaşlı magmatik kayaçlar bulunmaktadır (Altunkaynak ve Genç, 2008; Okay, 2008). Bu magmatik kayaçlar Eosen, Oligo-Miyosen ve Miyosen olmak üzere üç ana dönemde oluşmuştur. Eosen döneminde magmatik olarak granitik bileşimli plütonik kayaçlar bulunurken, volkanitleri ise andezit ve dasitler oluşturmaktadır. Üst Oligosen-Alt Miyosen yaş aralığında volkanik kayaçlar daha yaygındır ve Biga yarımadasının büyük bir kısmında yüzeyleme vermişlerdir. Andezit, trakiandezit ve bazaltik andezit bileşimli bu kayaçlar çarpışma sonrası volkanizmanın ürünüdürler (Altunkaynak ve Genç, 2008; Prelevic 2012; Aslan vd., 2017). Bu dönemde volkaniklere eşlik eden plütonik kayaçlar da mevcuttur. Bunlardan biri de çalışmanın konusunu oluşturan Musalar Graniti'dir. Kalk-alkalen karakterli olan plütonik kayaçlar I tipindedir ve genellikle granodiyorit ile granit bileşimindedir. Bölgedeki son ürün ise orta-üst Miyosen yaşlı magmatizma olup burada asidik karakterli volkanik kayaçlar daha yaygındır. Kalk-alkalen/alkalen karakterli bu kayaçlar çarpışma sonrası magmatizmanın son ürünleridir. Çalışmanın konusunu oluşturan ve ametistlerin oluşumunda önemli rol oynayan Musalar Granit, İzmir-Ankara-Erzincan sütün zonundaki üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçlarla dokanak yapmış ve hidrotermal evrede ofiyolitik kayaçların çatlaklarında ametist kristallerinin oluşmasına neden

olmuştur. Ayrıca yörede ametist oluşumları mevcut olup bunlardan en önemlisi Güğü (Dursunbey-Balıkesir) köyü civarında da mevcuttur.

1.1 Coğrafik Bilgiler

1.1.1 Coğrafik Konum

Balıkesir ili, Bigadiç ilçesi, Yukarı Göçek köyü ve çevresini kapsayan çalışma alanı, 1/25.000 ölçekli Balıkesir J20-b2 paftasında yer almaktadır. İnceleme alanı yaklaşık 30 km² olup Balıkesir iline 81 km, Bigadiç ilçesine ise 43 km uzaklıktadır (Şekil 1).

1.1.2 Topoğrafya

Çalışma alanı sarp ve engebeli bir topoğrafyaya sahiptir. Kuzeybatı'da Yıldırım tepe (922 m), doğuda Manganlı tepe (1051 m) ve güneybatıda Çamca tepe (876 m) bulunmaktadır (Şekil 1).

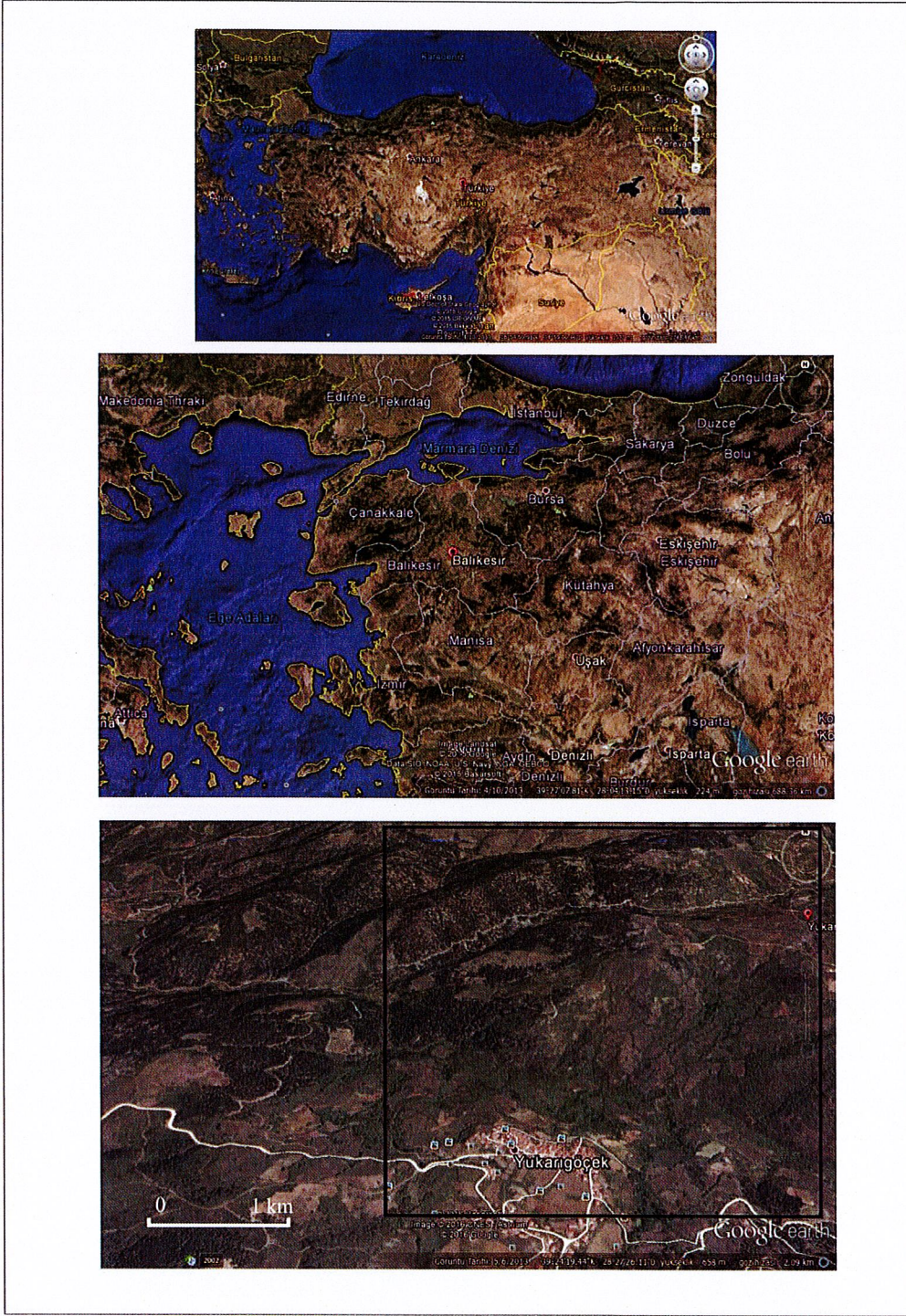
İnceleme alanı sarp, yüksek ve bol yağışlı olduğundan dolayı çok sayıda dere ve kuru dere bulundurmaktadır. Bunların en büyüğü Yukarıgöcek deresi olup çalışma alanını doğudan batıya kesmektedir. Ayrıca doğuda Dağ deresi ve kuzeyde Kuruçay deresi ile bunlara eşlik eden çok sayıda kuru dere de vardır.

1.1.3 İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanı ve çevresinin iklimi genellikle karasal olmasına rağmen kısmen Akdeniz iklimi de görülmektedir. Ormanlık alanın fazla olması dolayısıyla bahar aylarında yağış boldur. Yaz ayları serin, kış ayları ise yükseklik sebebiyle soğuk ve serttir. Bölge ormanlık alanla kaplıdır.

1.1.4 Ulaşım ve Yerleşim

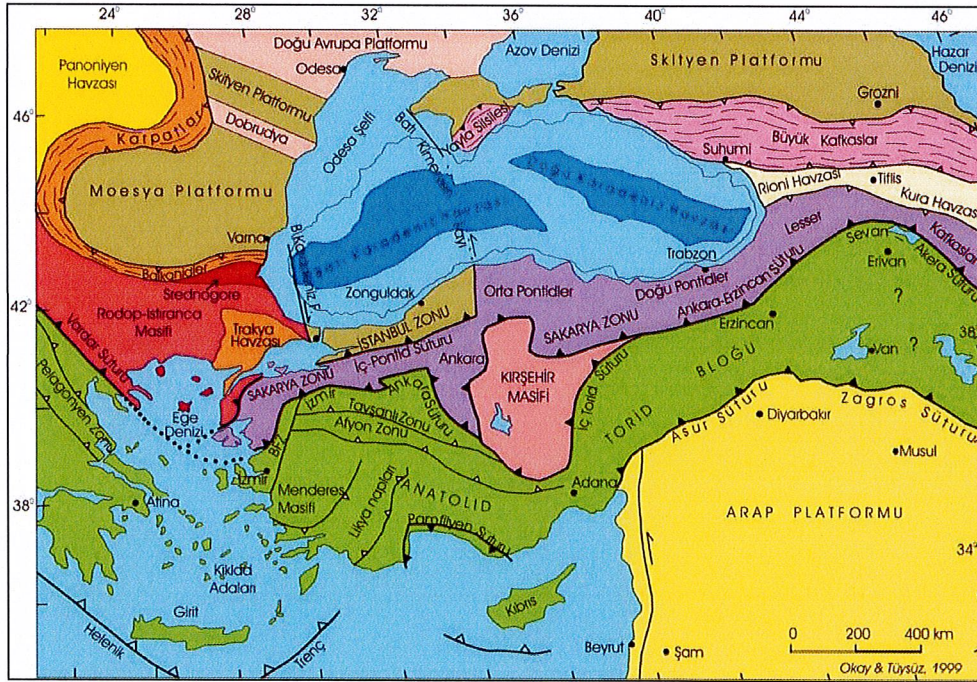
Çalışma alanının bulunduğu yer Balıkesir İli, Bigadiç ilçesi, Yukarıgöcek köyü ve civarındır. Çalışma alanı çevresinde çok sayıda köy mevcuttur. Bu köyleri birbirine bağlayan ve büyük çoğunluğu asfalt olan ana köy yolları bulunduğundan dolayı bölgede ulaşım rahat bir şekilde sağlanmaktadır. Ayrıca ormanlık ve mezra alanlarına ulaşım stabilize yollarla sağlanmaktadır.



Şekil 1.1: İnceleme alanı yer buldurdu haritası.
(<https://www.google.com/maps/@39.39893,28.45782,2423m/data=!3m1!1e3>)

1.2 Bölgesel Jeolojisi


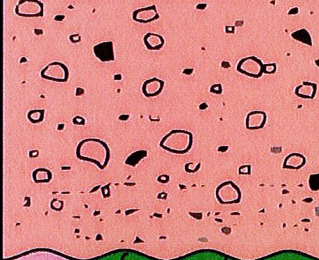





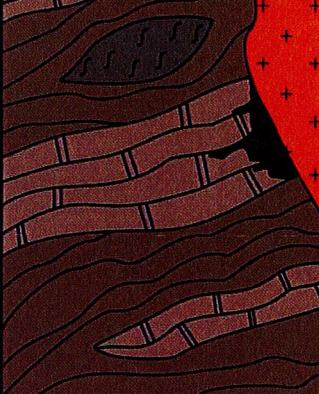
Magmatik ve tektonik olayların birlikte izlendiği ve çarpışma sonrası magmatizmanın hakim olduğu Batı Anadolu, Alp-Himalaya orojenik kuşağında bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Duru vd., 2004; Altunkaynak ve Genç, 2008; Aslan vd., 2017). Sakarya zonu, İntra-Pontid suture zonu, Torid-Anatolid bloğu ve Zagros suture zonu olmak üzere Türkiye tektonik yönden dörde ayrılmıştır (Şekil 2), (Okay ve Tüysüz, 1999). Çalışma alanının da içinde bulunduğu, İzmir-Ankara-Erzincan suture zonunun kuzeyi Sakarya Zonunu oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Magmatizma ve cevherleşme açısından önemli olan bölgede jeolojik, petrolojik ve maden yatakları konulu çok sayıda çalışma bulunmaktadır (Bingöl, 1976; Harris vd., 1994; Okay vd., 1996; Yılmaz vd., 2001; Duru vd., 2004; Pehlivan vd., 2007; Altunkaynak, 2007; Altunkaynak ve Genç, 2008; Aslan vd., 2017).



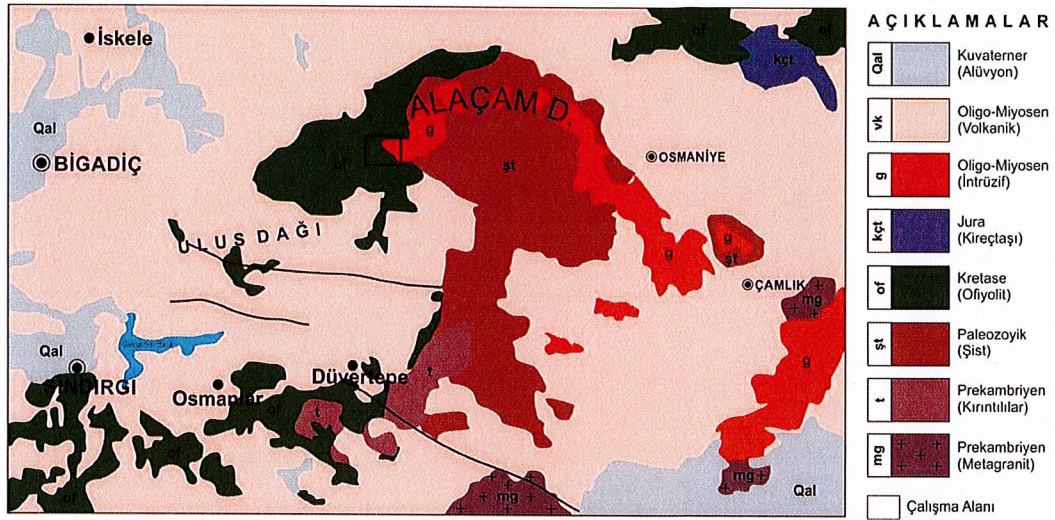
Şekil 1.2 : Türkiye'nin tektonik yapısı ve birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999' dan alınmıştır.)

Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar ile magmatik, tortul ve piroklastik kayaların tümü bulunmaktadır. Bölgenin

genelleştirilmiş dikme kesiti Şekil 1.3’de ve bölgenin genel jeoloji haritası Şekil 1.4’de verilmiştir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	TERSİYER			Genç karasal çökeller: çakıltaşı ve kumtaşı
				İgnimbritler: kül, volkanik camdan ve litik kırıntılardan yapı
MESOZOYİK	KRETASE			Dasit-riyolit: Silise doymun volkanik lav çıkışları
				Peridotit: Masif harzburjit, dunit kayaçlarından oluşur ve yer yer kromit mercekleri içerir. Ara ara diyabaz daykları gözlenir.
				Ofiyolitik melanj: Serpantinit hamuru içerisinde kireçtaşı, çört, radyolarit bloklarından oluşur
				İnrüzif kütle: Granit, granit porfir ve aplit daykları. Tabandaki mermerler ile olan kontaklarında skarn oluşumları
PALEOZOYİK	TRİYAS			Kırıntılılar: Yer yer tabakalı kireçtaşı, kumtaşı, silttaşlarından oluşur
				Şist: Bazik magmatik kökenli glokofan-epidot şist ve glokofan-klorit şist ile pelitik-psammitik kökenli kuvars-albit-klorit-serizit şist ve kuvars-albit-muskovit şist, muskovit-kuvarsit ve metakumtaşı ve metakarbonatlardan oluşur. Yer yer beyaz renkli, mermer bantları ve mercekleri içerir.

Şekil 1.3: Alaçamdağları ve civarının tektono-stratigrafik kolon kesiti (MTA 1981’den değiştirilerek alınmıştır).



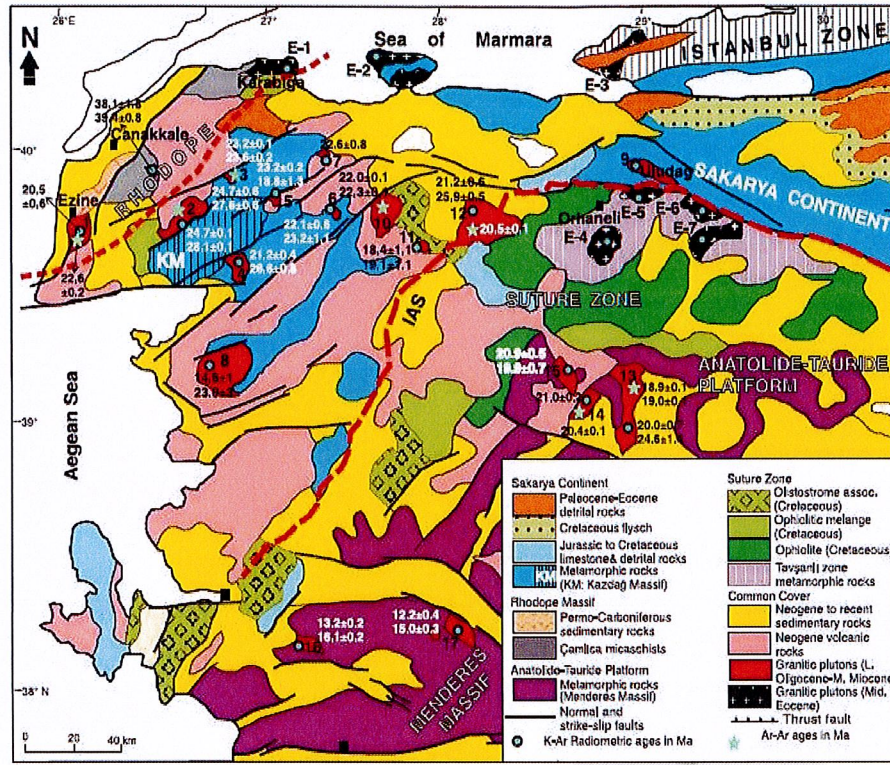
Şekil 1.4: Bölgenin Jeoloji Haritası (MTA 1981'den değiştirilmiştir).

Bölgedeki temel kayaç orta-yüksek dereceli Paleozoyik yaşlı Kazdağ masifidir. Masif, düşük-orta dereceli ve Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu tarafından üzerlenmekte olup bunlar yöredeki metamorfik kayaçları oluşturmaktadır. Sakarya Zonu'nda bulunan ve genellikle orta dereceli metamorfik kayaçlar içeren Kazdağ Metamorfitleri alttan üste doğru Fındıklı, Tozlu, Sarıkız mermeri ve Sütüven formasyonlarını içerir (Duru vd., 2004). Kazdağ Masifi üzerinde tektonik dokanakla yer alan üst Paleozoyik yaşlı Kalabak Birimi'nde ise daha çok düşük dereceli metamorfik kayaçlar hakimdir. Bu birimin üstünde uyumsuz olarak Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi bulunmaktadır. Karakaya Kompleksi, kendi içinde birbirleriyle geçişli ve tektonik dokanaklı olan farklı litoloji birimlerinden oluşmaktadır. Alttan üste doğru; arkozik kumtaşları ve kiltası ardalanmasından oluşan birim arkozik kumtaşları, çört mercekli grovıklar (Orhanlar Grovağı), bazik lav ve tüflerden oluşan birim Mehmetalan Formasyonu, spilitik bazalt, aglomera ve tüflerin yer aldığı kısımlar Çal Formasyonu ve en üstte kireçtaşı seviyelerinin bulunduğu kesim ise Camialan Kireçtaşını oluşturmaktadır. Bazı bölgelerde Karakaya kompleksi'ndeki litolojiler karşık olup arazide ayırtılması zordur ve bu kesimler Karakaya formasyonu olarak tanımlanmıştır. Karakaya Formasyonu içerisinde Permo-Karbonifer yaşlı olistolitler şeklinde kireçtaşı blokları da bulunmaktadır (Duru vd., 2004).

Bunların üstünde tektonik olarak üst Kretase yaşlı ofiyolitik seri gelmektedir. Seri, serpantinit, kireçtaşı, çört ve radyolarit bloklarından oluşan ofiyolitik melanj ile yer yer diyabaz dayklarının eşlik ettiği harzburjit ve dunitten meydana gelen

peridotitler'den oluşmaktadır. Peridotitler bölgede birçok krom yataklarına ev sahipliği yapmaktadır. Bölgede yine Üst Kretase yaşlı olan ve serpantin/kireçtaşı blokları ile kumtaşı-kiltaşı-marn ardalanmasından oluşan Bornova filizi bulunmaktadır. Tüm birimler, Tersiyer yaşlı magmatik ve volkanik kayalar tarafından kesilmektedir. Magmatitler ile mermer kontaklarında skarn zonları gelişmiştir. Bu skarn zonlarında Pb-Zn oluşumları gözlenebilmektedir. Volkanik kayalar bölgede yaygın olarak gözlenmektedir ve litolojik olarak andezit, dasit, riyodasit ve riyolitlerden meydana gelmektedir. Bu birimler, bölgede Au açısından zengin zonlara ev sahipliği yapmaktadır. Bölgede kalın seviyeleri ile tipik olan ignimbiritler yaygın olarak gözlenmektedir.

Batı Anadolu'da Biga yarımadasında bulunan magmatik kayalar Eosen'de ve geç Oligosen-orta Miyosen'de oluşmuşlardır (Karacık vd., 2008). Eosen yaşlı granitler daha çok Marmara Bölgesinin kuzeyinde bulunurken (Karacık vd., 2008) Miyosen yaşlı genç granitler ise daha ziyade güneyinde yer almaktadır ve volkanik kayalarla ilişkilidir (Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Ersoy vd., 2012). Eosen Granioidlerini Kapıdağ, Karabiga ve Şevketiye plütonları oluştururken Ilıca, Şaroluk, Göloba ve Yenice gibi sokulumlar ise Miyosen yaşlı granitoidleri oluşturmaktadır (Şekil 1.5).



Şekil 1.5: Biga Yarımadası'ndaki (Batı Anadolu) sokulum kayaların dağılımı (Altunkaynak vd., 2012'den) ve sokulumlardan elde edilen radyometrik yaşlar (Bingöl vd., 1982; Hetzel vd., 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Işık vd., 2004; Ring ve Collins 2005; Glodny ve Hetzel 2007; Karacık vd., 2008; Boztuğ vd., 2009). IAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Suture zonu, RM: Rodop Masif, SK: Sakarya Kıtası, ATP: Anatolide-Torid Platformu. E1-E7: Eosen granitoidler, 1- Kestanbol, 2-Evciler, 3-Hıdırlar, 4-Eybek, 5-Yenice, 6-Danışment, 7-Sarıoluk, 8-Kozak, 9-Uludağ, 10-İlica-Şamlı, 11-Davutlar, 12-Çataldağ, 13-Eğrigöz, 14-Koyunoba, 15-Çamlık, 16-Turgutlu, 17-Salihli Granitoidleri.

Biga Yarımadası'ndaki magmatik ürünler genellikle granit, granodiyorit ve diyorit bileşimindedir. I-tipinde olan granitik plütonlar kalk-alkalen özelliktedirler. Sokulumlar yüksek K'lu olup, metalümin kısmen de peralümin özellikte olup kökense izotop analizlerine göre magma kaynağı olarak litosferik manto ve/veya kabuksal ergiyiklerin önemli olduğu ileri sürülmüştür (Karacık vd., 2008; Altunkaynak vd., 2012). Bu magmatik intrüzyonlardan elde edilen jeokimyasal veriler magmatizmanın hibrit kökenli olduğunu göstermektedir (Yılmaz, 1989; Karacık vd., 2008). Çarpışma sonrası oluşan ve volkanik yay granitlerinin özelliğini sunan Batı Anadolu'daki sokulum kayaları manto kaynaklı olup oluşumları esnasında kabuk assimilasyonu ve kontaminasyonu gerçekleşmiştir (Karacık vd., 2008).

1.3 Önceki Çalışmalar

Tersiyer mağmatizmasının yoğun olarak görüldüğü batı Anadolu'da pek çok araştırmacı çalışma yapmıştır.

Krushensky (1976), yöredeki ilk önemli çalışmayı yapmıştır. Bu çalışmada bölgedeki kayalar ilk defa adlandırılmıştır ve tanımlanmıştır. Özellikle magmatik ve volkanik kayaların petrografik özellikleri ve birbirleriyle olan jeolojik ilişkileri aydınlatılmıştır. Petrolojik ve jeokronolojik olarak incelemeler yaparak, kayaların yiten bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluştuklarını belirtmiştir.

Şengör ve Yılmaz (1981), yaptığı çalışmada Kazdağ Masifi'nin ve Karabiga'nın batısında bulunan ofiyolitik melanjların Sakarya Zonu'nun batısını işaret ettiğini söylemektedir. Karakaya Kompleksi, Triyas uyumsuzluğu ve Jura-Tersiyer sedimanter istifler gibi Sakarya Zonu'nun tipik tektonostratigrafik özellikleri Biga Yarımadası'nın kuzeybatı bölümünde bulunmadığını ileri sürmektedir. Bu yüzden Intra-Pontid sutureunun Biga Yarımadası'nın ortasından geçip kuzeye Marmara adasına doğru devam ettiğini belirtilmektedir.

Okay vd., (1990), Gelibolu ve Biga Yarımada'larında (KB Anadolu) kuzeydoğu-güneybatı hattı boyunca yer alan Tersiyer öncesi dört tektonik kuşak ayırt etmişlerdir. Bu kuşaklar Ayvacık, Ezine, Gelibolu ve Sakarya kuşaklarıdır. Geç Triyas yaşta Paleo-Tetis parçasının bindirme şeklinde hareket ettiğini ve bu bindirme hattı boyunca büyük bir bölümü kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine zonunun KD-GB yönünde uzanan Karadağ birimi, Denizgözü ofiyoliti ve Çamlıca mikaşistlerinden oluşan üç birimden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Ercan vd., (1995), Biga Yarımadası'ndaki volkanik kayalarda çalışmıştır. Bölgedeki kayaların jeokimyasal ve izotop analizlerini yapmışlardır. Oligosen – erken Miyosen yaşlı volkanik kayaların kökenlerinin litosferik manto ile alt kıtasal kabuğun karışımından oluşan hibrid nitelikli olduklarını vurgulamaktadır. Orta Miyosen'den sonra bölgede K-G yönlü gerilme sisteminin gelişmesi sonucunda kabuğun incelendiğini ve bundan sonra oluşan volkanizmada kirlenme olmadığını ve böylece geç Miyosen yaşlı alkali nitelikli bazaltik lavların meydana gelmiş olduğunu belirtmektedir.

Aydar (1998), Batı Anadolu'nun açılma tektoniğinden etkilenmiş olduğunu ve Erken Miyosen'den itibaren yaygın volkanik aktivitenin etkisi altında kaldığını belirtmektedir. Aynı zamanda riyolitik magmaların Batı Anadolu'da oluşan granitik intrüzyonlarla aynı zaman aralığında oluştuğunu ve bu volkanik aktivitenin Kuvaterner boyunca alkali bazaltlarla devam ettiğini vurgulamıştır.

Genç (1998), Batı Anadolu'daki Evciler plütönünü çalışmıştır. Evciler plütönünün, Sakarya Kıtası ile Torid-Anatolid platformlarının çarpışması sonucu Oligosen-orta Miyosen döneminde geliştiğini belirtmiştir. Evciler plütönü Bayramiç magmatik Kompleksi içerisindeki kuzey-güney sıkışma rejiminin sonucu oluşmuştur. Kalk-alkali karakterli Evciler plütönünün ada yayı granitlerinden olduğu ve çarpışma ile ilişkili olduğu ileri sürmüştür.

Aldanmaz vd., (2000), Batı Anadolu'daki volkanik kayalar yaşlarına, jeokimyasal ve izotopik karakteristiklerine göre iki ana gruba ayırmışlardır. Birinci grup alt – orta Miyosen kalk-alkalin ve şoşonitik kayalar (21.3–15.2 My), ikinci grup ise üst Miyosen alkali kayalardır (11.4–8.3 My). Çarpışmayla ilişkili volkanizmanın ilk evrelerinde (erken Miyosen < 21 My) bazaltik andezitten riyolit bileşimine değişen lavlar ve piroklastik çökeller meydana gelmiştir. Orta Miyosen'deki volkanizmanın ise açılma havzalarıyla ilişkili olarak meydana geldiği gibi lav akıntıları ve bazalt – andezit bileşimli dayklar içerdiğini vurgulamaktadırlar. Erken-orta Miyosen kayaları kalk-alkalin ve şoşonitik karakterdedir. Geç Miyosen volkanizması (<11My) açılma zonları boyunca yüzeye çıkan alkali bazaltlar ve bazanitlerle karakterize olduklarını ortaya koymuşlardır.

Okay vd., (2001), Batı Anadolu'nun geç Kretase-erken Eosen döneminde kıta-kıta çarpışması, ofiyolit bindirmesi, dalma-batma zonu ve yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması olarak dört ana tektonik olaydan etkilendiğini belirtmişlerdir. Geç Kretase'de Türkiye'nin batı kısmı kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki kıtadan oluştuğunu vurgulamışlardır.

Yılmaz vd., (2001), Biga Yarımadası'nda Oligosen – erken Miyosen sırasında oluşan ortaç – felsik ve geç Miyosen – Pliyosen'de alkali bazaltlardan meydana gelen iki magmatik grup ayırt etmişlerdir. Jeokimyasal olarak bunların rift tipi bazaltlara benzerlik gösterdiklerini belirtmişlerdir. Biga Yarımadası'nın güneyinde izlenen bazaltik lavlar, orta Miyosen'den sonra Ege'de gerilme rejiminin

başlamasıyla volkanizmanın karakterinin değişmesi sonucu gelişmiş, manto kökenli alkalin bileşimli volkanizmanın ürünü olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Orta Eosen, kireçtaşı ve andezit-andezitik tüf katkılı üst Eosen türbiditleriyle başlamıştır. Ancak Biga batısında ise kireçtaşı, grovak, bazalt ve iri kireçtaşı bloklarından oluşan bir Paleosen istifinin de var olduğu belirtilmektedirler. Volkanizma Biga Yarımadası'nda erken Eosen – geç Miyosen sonlarına kadar etkili olmuştur.

Duru vd., (2004), Kazdağ Grubu Metamorfikleri'ni çalışmışlardır. Araştırmacılar Kazdağ Grubu Metamorfikleri'ni Sarıkız Mermeri, Fındıklı, Tozlu ve Sütüven Formasyonu olarak ayırtlamışlardır. Kazdağ Metamorfikleri yan kayaçlarla tektonik dokanak ilişkisinde olup Oligosen ve Miyosen granitleri tarafından kesilmektedir. Miyosen sonra bölgede oluşan sıyrılma ve yanal atımlı faylarla Kazdağ Masifi metamorfik çekirdek özelliğinde yükselmiştir.

Beccalotto ve Steiner (2005), Çetmi Melanji'nin içerisinde sıyrılma fayı çevresinde küçük eliptik granitoidlerin bulunduğunu ve stratigrafik ilişkilerin bu granitoid kütlelerinin (29.94 ± 0.37 My, U-Pb zirkon) sıyrılma öncesi geliştiğini ifade etmektedirler. Araştırmacılar, Küçükkuşu Formasyonu'nun üst üyesinde yer alan detritik tüflerdeki biyotit tanelerini yaşlandırmışlar ve 34.4 ± 1.2 My yaş elde etmişlerdir. Bu yaşı Küçükkuşu Formasyonu'nun üstüne gelen detritik materyali sağlayan kaynağın yaşı şeklinde yorumlamışlardır. Geç Eosen-erken Oligosen tüfleri Biga Yarımadası'nın kuzey bölümünde yaygın olarak bulunmaktadır.

Gürbüz (2007), Balıkesir-Dursunbey-Güğü köyü civarında izlenen kalsedonlar ve kuvars kristallerini de içeren ametist damarlarının ve bölgede yüzeyleyen kayaçların minerolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemelerini yaparak ametist oluşan damarların $K 35-75^\circ B$ doğrultulu, dike yakın açılarla GB ya doğru eğimli olduklarını, potasyumca zengin riyolit ve riyodasitler içinde bulduklarını, ametistli damarlarda boşluk dolgularından çoğunlukla tarak dokuları ile bantlı dokuların gözlendiğini, buna karşın daha az olarak ornatım dokularına rastlanması sebebiyle bu damarların oluşum derinliğinin epitermal sistemlerin ortalama 500 m derinliği temsil eden değerli metal zonu civarında ve biraz üzerinde olduğuna işaret etmektedir.

Karacık vd., (2008), çarpışma sonrası magmatik kayaların Marmara Bölgesi'nin güney kısmında yaygın olduğunu belirtmişlerdir. Marmara Bölgesi'nin güney kısmı (Kapıdağ, Karabiga, Gönen, Yenice, Çan bölgeleri) ve Marmara Denizi'ndeki adalar (Marmara, Avşa, Paşalimanı) granit plütonları tarafından temsil edilmektedir. Granitoidler, Biga yarımadası kuzeyinde Eosen ve güneyinde Miyosen olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Her iki bölgedeki sokulumlar benzer jeokimyasal özellik göstermekte olup metalümin, kalk-alkali, orta ve yüksek potasyumlu kayalardır. Volkanik-yay granitlerinden olup kalk-alkali özelliktedirler. $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0.704-0.707) değerlerinin yüksek ve $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (0.5124-0.5128) değerlerinin de düşük olması, magmanın kabuk asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme tarafından etkilendiğini belirtmişlerdir.

Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'nda çarpışma sonrası magmatizmanın gelişimini çalışmış ve Senozoyik magmatik aktivitenin orta Eosen'de (45.3 ± 0.9 My) başlayıp geç Miyosen'de (8.32 ± 0.19 My) sona erdiğini vurgulamışlardır. Bu volkanizmanın kalkalkalen, yüksek K'lu kalk-alkalen, şoşonitik, kısmen alkalen-alkalen volkanik serilerle karakterize olduğunu ve yaşının orta Eosen'den geç Miyosen'e kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Genel olarak orta Eosen-alt Miyosen volkanik kayaları subalkalen kökenli olmasına karşın orta-üst Miyosen volkanikleri alkalen karakterlidir. Orta Eosende oluşan magma yüksek LILE / LREE, LILE / HFSE değerlerine sahiptir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ (0.7046-0.7087) ve $\epsilon\text{Nd}(i)$ (1.2 – 6.4) değerlerindedir. Buna karşılık, Miyosen magmatizması düşük $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}(i)$ (0.7030-0.7033) ve yüksek $\epsilon\text{Nd}(i)$ (2.6-6.7) değerlerine sahip olduklarını tespit etmişlerdir.

Boztuğ vd., (2009), Batıda Anadolu İzmir-Ankara suture zonunun kuzey kesiminde yüzeyleyen Ilıca, Çataldağ ve Kozak granitoidlerinin Karakaya Kompleksi'nin metamorfik kayalarını kestiğini ve ve Miyosen yaşlı volkanik ve çökel kayalar tarafından da örtüldüğünü belirtmişlerdir. Mafik mikrogranüler anklavlar içeren Ilıca ve Kozak Granitoidleri, granodiyoritik ve granitik bileşimlidirler. Çataldağ Granitoid plütunu ise Bozenköy granodiyorit, Çataltepe biyotit granit ve Turfaldağ biyotit granodiyorit olmak üzere üç litolojik birime bölünmüştür. Hornblend minerali Ilıca granitoidini ayıran önemli özelliğidir ve yaşlı erken Miyosen olup 29-21 My arasında değişir. Çataldağ granitoidinin yaşı ise 21-22 My arasındadır. Kozak Granitoidi 17- 21 My arasında değişen yaşlardadır.

Asimilasyon, kirlenme ve fraksiyonel kristalleşme magmanın gelişimindeki önemli süreçlerdir. Ilıca, Çataldağ ve Kozak granitoidleri çeşitli kaynaklardan kısmi ergime tarafından üretilen farklı magma kaynaklarından elde edilmiştir.

Erdoğan vd., (2009), Kazdağ Masifi'nin temelinin bantlı metagabrodan oluştuğunu ve üzerine çakıltaşıyla başlayan istifinin geldiğini ileri sürmektedirler. Jeokimyasal olarak incelenen metagabroların okyanusal kökenli olduğu tespit edilmiştir. Bununla birlikte yazarlar Kazdağ Masifi'nin alt kısımlarında bulunan metaofiyolitlerin yüksek sıcaklık metamorfizması ile migmatitleşmeye uğradığını ifade etmektedirler. Tektonik olarak migmatitleşen Kazdağ metamorfik kayaçları güneye doğru itilme sonucu dilimlenmeye uğramışlardır. Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ile Kretase-erken Tersiyer yaşlı naplar bunların üzerine gelmiştir. Kazdağ Masifi ile naplar Oligo-Miyosen yaşlı ve granitik karakterli magmatik kayaçlar tarafından kesilmişlerdir.

Hasözbek vd., (2010), Kuzey Batı Anadolu'da Ege granitlerinin Neo-Tetis Okyanusunun kapanmasına bağlı olarak Miyosen yaşlı ve I-tipi Eğrigöz, Koyunoba ve Alaçam plutonlarının İzmir-Ankara zonu boyunca yerleştiklerinden bahsetmektedir. Bu plutonların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)=0.70800 - 0.70975$, $\epsilon\text{Nd}(i)=-4.9 -7.3$, $^{18}\text{O}=9.4-10.6$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.85-18.918$ değerlerine sahip olup yaşlı metasedimanter kökenli kayaçlardan türediğini ileri sürmektedirler.

Altunkaynak vd., (2012), Batı Anadolu'daki granitik kayaçların Sakarya kıtası ile Torid-Anatolidlerin çarpışmasından sonra orta Eosen'den itibaren yan kayaçlara sokulum yaparak İzmir-Ankara zonu boyunca orta Oligosen-Miyosen yaş aralığında yerleştiğini belirtmektedir. Zirkon SHRIMP U-Pb analizine göre plutonların yerleşme yaşları 19.48 ± 0.29 ve 23.94 ± 0.31 My, soğuma yaşlarının ise ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) $18.9\pm 0.1-24.8\pm 0.1$ My arasında değiştiğini vurgulamıştır. Genellikle metalümin ve I tipindeki plütonların kökenlerinin litosferik ve astonesferik mantodan kaynaklandığını ise izotopik veriler ışığında ileri sürmektedir. Assimilasyon ve fraksiyonel kristallenmenin egemen olduğu plütonların manto-kabuk etkileşimine maruz kaldıklarını belirtmektedirler.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1 Amaç ve Yöntemler

Tersiyer magmatizması Batı Anadolu'da doğudan batıya kadar çok geniş alanda yayılım göstermektedir. Magmatizmanın gelişimi bölge jeodinamiği açısından son derece önemlidir. Yöredeki plütonik kayalar kalkalkalen özellikte olup genellikle I tipindedir ve volkanik yay granitleri grubunda bulunmaktadır. Yitim zonunda oluşan bu kayaların kökenini üst manto ve kabuk bileşimli hibrit magma oluşturmaktadır. Projenin de konusunu oluşturan ve üst Oligosen- alt Miyosen yaş aralığında bulunan Musalar Granit, İzmir-Ankara-Erzincan sütür zonundaki üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayalarla sokulum yapmıştır. Bunun sonucu olarak ofiyolitik kayaların çatlaklarında mor veya lila renkli ametist kristalleri oluşmuştur. Bugüne kadar granit ve çevre kayacı olan ofiyolitlerden genel jeolojik çalışmalar yapılmış olmasına rağmen jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar yapılmamıştır. Ayrıca mevcut ametistlerin özellikleri ve oluşum mekanizması ile ilgili bir çalışmada yoktur. Bu çalışma ile Musalar granitinin petrografisi, jeokimyası ve petrolojisi tespit edilmiş, ayrıca yan kayalarla olan dokanak ilişkileri aydınlatılmıştır. Granit – ofiyolit kayaç dokanaklarında gözlenen ametistlerin sıcaklıkları, analizler sonucu tespit edilerek oluşum mekanizması aydınlatılmıştır.

Bu çalışma literatür, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

2.1.1 Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmasında bölgede bulunan birimlerin tespit edilmesi, tanıtılması ve sınırları belirlenerek aralarındaki sınır ilişkileri ortaya konması ve Musalar Graniti ile ofiyolitik kayaların dokanak ilişkileri dikkatle izlenmiştir. Böylece ofiyolitik kayalardaki çatlaklara yerleşen ametistlerin durumu araştırılmıştır. Arazi çalışmasında, Yukarıgöcek (Bigadiç-Balıkesir) köyü ve çevresinin 1/25.000 ölçekli

jeoloji haritası hazırlanmıştır. İnceleme alanındaki kayaçlardan sistematik olarak örnekleme yapılmış, GPS aleti ile örneklerin alındığı koordinatlar tespit edilip sınırlar haritaya hassas olarak işlenmiştir. Çalışmanın amacına uygun ve sistematik olarak yaklaşık 35 adet kayaç örneği alınmıştır. Ayrıca Yukarıgöcek köyü çevresinde bulunan ametist oluşumlarının bulunduğu damarlardan sistematik olarak 10 adet örnek toplanmıştır.

2.1.2 Laboratuvar Çalışmaları

2.1.2.1 İnce Kesitlerin Hazırlanması

İnceleme alanındaki kayaç örneklerinin petrografik açıdan tespiti amacı ile granit kayaçlara ait 6, yan kayaçlara ait 8 ve ametist ait örneklerden de 2 adet olmak üzere toplam 16 adet örneğinin ince kesitleri hazırlanmıştır. Alınan örnekler laboratuvarda 0,5x2x4 cm boyutlu plakacıklar halinde kesilmiş ve yüzeysel pürüzlükleri giderilmiştir. Ardından 2,5x5 cm ebatında ve 1 mm kalınlığındaki cam üzerine yapıştırılmıştır. Dereceli aşındırıcılar yardımı ile 0,025 mm kalınlığına kadar inceltilmiş kesitler petrografik incelemelere hazır hale getirilmiştir. İnce kesitler Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında yaptırılmıştır.

2.1.2.2 Petrografik İnceleme ve Mikro Fotoğraflarının Çekilmesi

Hazırlanan ince kesit örnekleri Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarında Olympos CX31P Marka polarizan mikroskopta incelenmiştir. Yine bu mikroskoba bağlı Olympos marka fotoğraf makinesi ile örneklerin ince kesit fotoğrafları çekilmiştir.

2.1.2.3 Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması

Petrografik incelemeler sonucunda uygun olan 6 adet granit, 5 adet ofiyolit, 2 adet volkanik ve 1 adet de kuvarsit olmak üzere toplam 14 adet örnek ana-iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmak üzere hazırlanmıştır. Ana-iz ve nadir toprak element analizleri için seçilmiş olan el örnekleri çeneli kırıcı yardımı ile küçültülerek 150-200 gr'lık örnek paketleri hazırlanmıştır. Hazırlanan bu örnekler ACME Laboratuvarında (Kanada) jeokimyasal analize tabi tutulmuştur.

2.1.2.4 Kimyasal Analizler

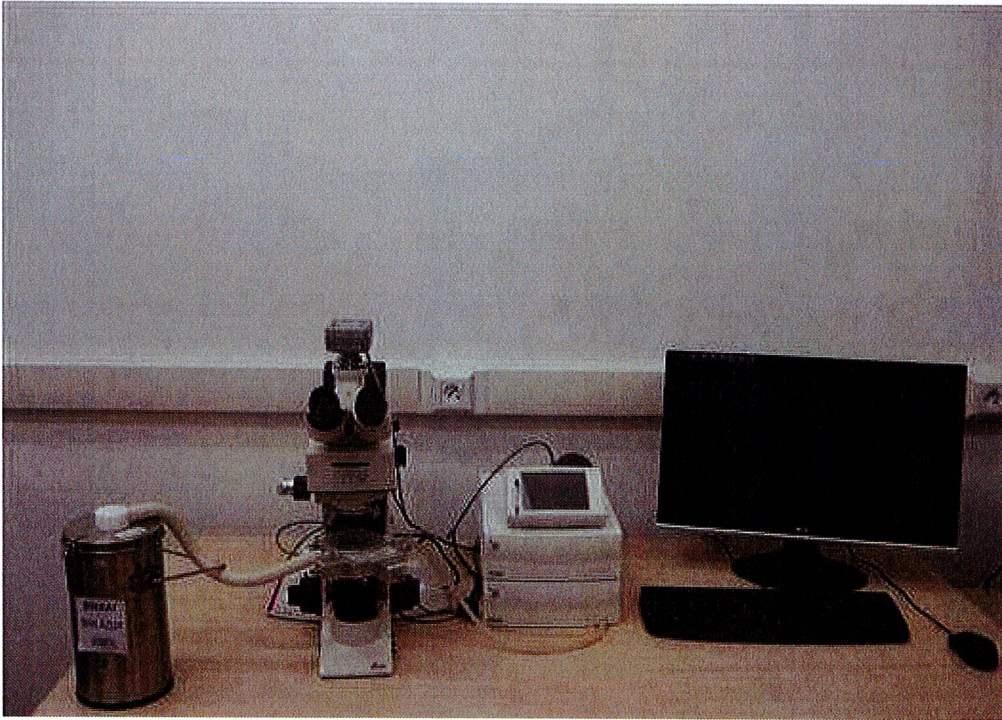
Petrografik olarak tespit edilen 14 adet kayaç örneğinin jeokimyasal element analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd. Vancouver/Kanada'da yapılmıştır. Ana ve iz elementler ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemiyle analiz edilirken, ICP-MS (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry) yöntemiyle de nadir toprak elementleri analizleri gerçekleştirilmiştir. Ana element analizinde SO-18/CSC standartları, iz element analizinde de SO-18 standartları kullanılmıştır. Jeokimyasal analizler için 0,2gr toz örnek 1,5gr LiBO₂ ile karıştırılarak %5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Nadir toprak element analizleri, 0.250 gr ağırlığındaki toz örneğin dört farklı asit içinde çözündürülmesiyle analiz edilmiştir. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ise ppm değerinden ölçülmüştür.

2.1.2.5 Sıvı Kapanım Analizleri

Sıvı kapanım analizleri sadece belirli mineral analizleri üzerinde yapılabilir. Minerallerin saydam (ışık geçirgen) olması gerektiği gibi belirli kristal boyutu altında da olmaması gereklidir. Analizin sağlıklı yapılabilmesi için 3mm ve üzeri kristal boyutlu mineraller seçilmelidir. Daha küçük kristal boyutuna sahip minerallerde analiz yapmak güçtür. Sıvı kapanım analizlerinin yapılabildiği en elverişli mineral türleri; kuvars, flourit, barit, kalsit, sfalerit, sölestin şeklinde sıralanabilir. Ölçüm yapılabilen sıvı kapanımları genellikle 6-15 mikron büyüklüğündedir ve geometrik olarak herhangi bir şekle sahip değildir. Sıvı

kapanımlardaki sıvı ile gaz fazlarının hacim doldurma oranları ile sıvı kapanımlarının tuzluluk değerleri ve yoğunlukları belirlenebilmektedir.

Genellikle çalışmalarda 15-20 adet iki yüzü parlatılmış kesitler hazırlanır. Bunlarda iyi gözlenebilen 50-100 arası kapanım incelenir. Bazen bu sayı 1000'e kadar çıkabilir. Kapanımların morfolojik görünüm, büyüklük, faz durumu, dağılım ve doldurma oranı gibi genel özellikleri incelendikten sonra kapanımlar dondurulup ısıtılarak termometrik incelemeye başlanır. -193'ten +600°C aralığında değişen sıcaklık uygulanır. Sıvı kapanımlardaki ölçümler, programlanabilir ısıtma-soğutma sistemi bağlanmış, alttan aydınlatmalı özel mikroskoplar yardımıyla ısıtma ve soğutma olarak tanımlanan iki evrede incelenir. İncelemelerde mikroskoba bağlı Olympus BX 60 marka sıvı kapanım aleti ile -56,6°C, 0°C, 274°C kalibrasyon standartları kullanılmıştır. Analizler İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarı'nda yapılmıştır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1: Olympus BX 60 marka Sıvı Kapanım Ünitesi.

2.1.3 Büro Çalışmaları

Arazi çalışmaları ile laboratuvar analizlerinden elde edilen veriler büro çalışmasında değerlendirilmiş ve rapor haline getirilerek sunulmuştur. Elde edilen arazi verileri ile inceleme alanının jeolojik haritası, enine kesitleri ve kolon kesitleri çizilmiştir. Jeokimyasal ve mikroprob analiz verileri ise uygun jeolojik programlar yardımıyla değerlendirilmiştir. Sonunda BAUN Fen Bilimleri Enstitüsünün yazım kurallarına uygun olarak bu tez hazırlanmıştır.

3. BULGULAR

3.1 Stratigrafi ve Petrografi

İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Zonu'nun kuzeyinde bulunan çalışma alanı ve çevresinde genel olarak metamorfitle, ofiyolitik kayaçlar ve Tersiyer magmatik kayaçları bulunmaktadır.

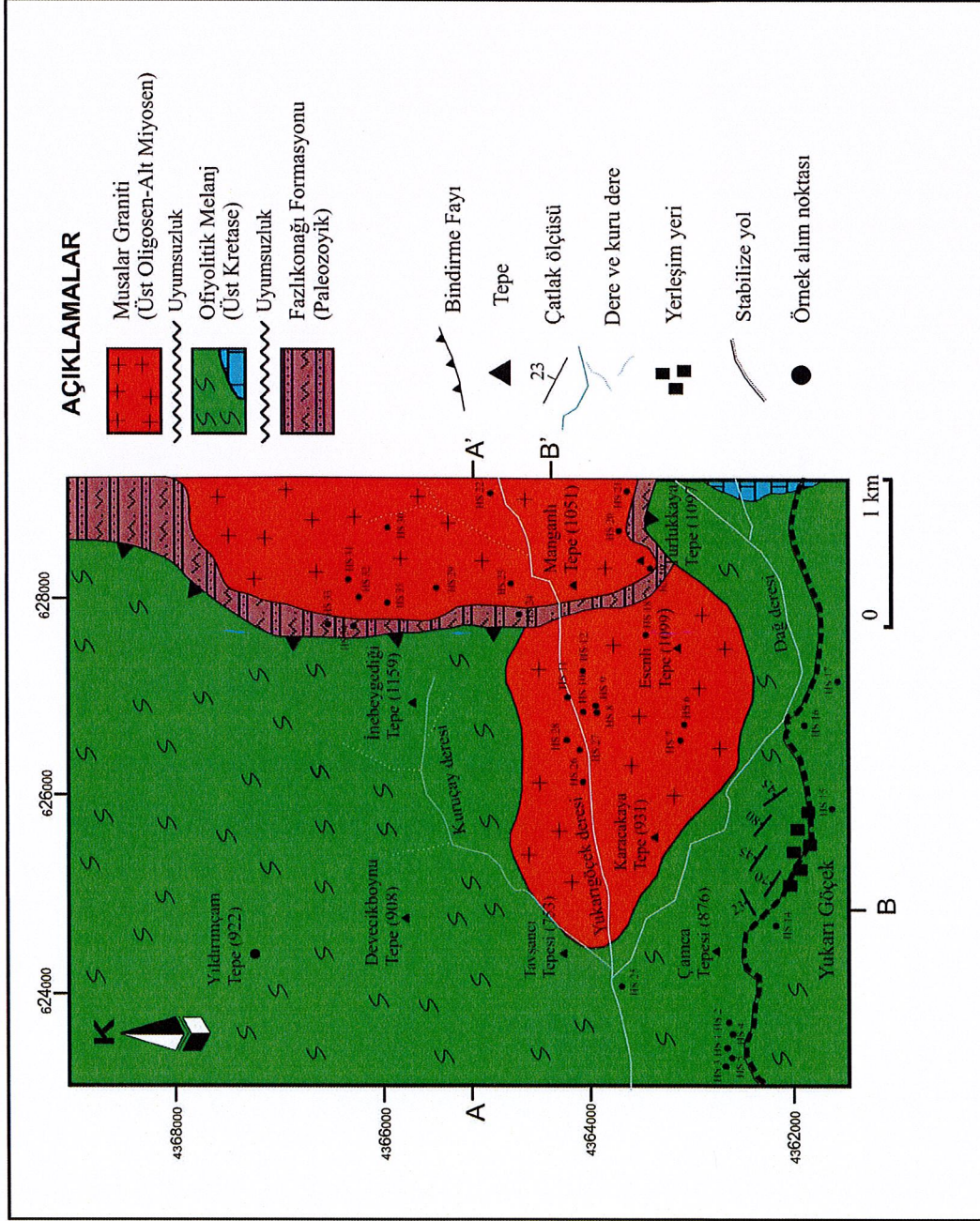
İnceleme alanında temelini Paleozoyik yaşlı şistlerden meydana gelen Fazlıkonağı Formasyonu oluşturmaktadır. Şistler kahve, açık kahve renklidirler ve bol foliasyonludurlar. Şistler, Kretase yaşlı çört, kireçtaşı, radyolarit ve serpantinlerden meydana gelen ofiyolitik melanj tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Bölgedeki şistler ve ofiyolitik kaya birimleri Oligo-Miyosen yaşlı Musalar Graniti tarafından kesilmektedir. Çalışma alanında tespit edilen birimler gençten yaşlıya doğru aşağıda verilmiştir.

- Fazlıkonağı Formasyonu (Paleozoyik)
- Ofiyolitik Melaj (Üst Kretase)
- Musalar Graniti (Üst Oligosen - Alt Miyosen)

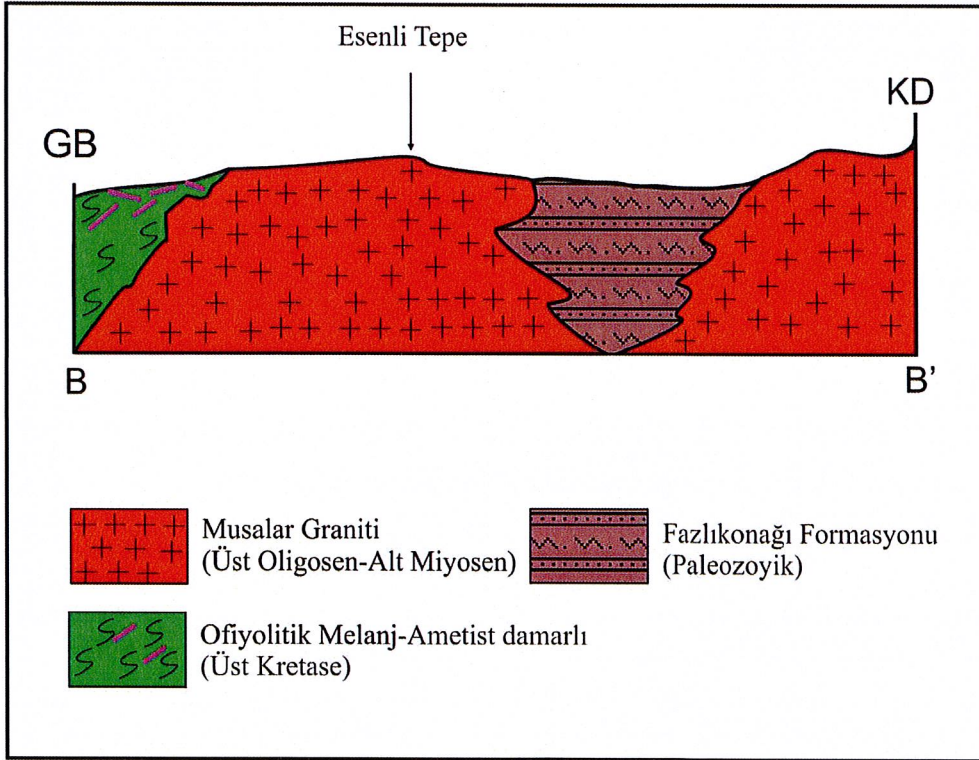
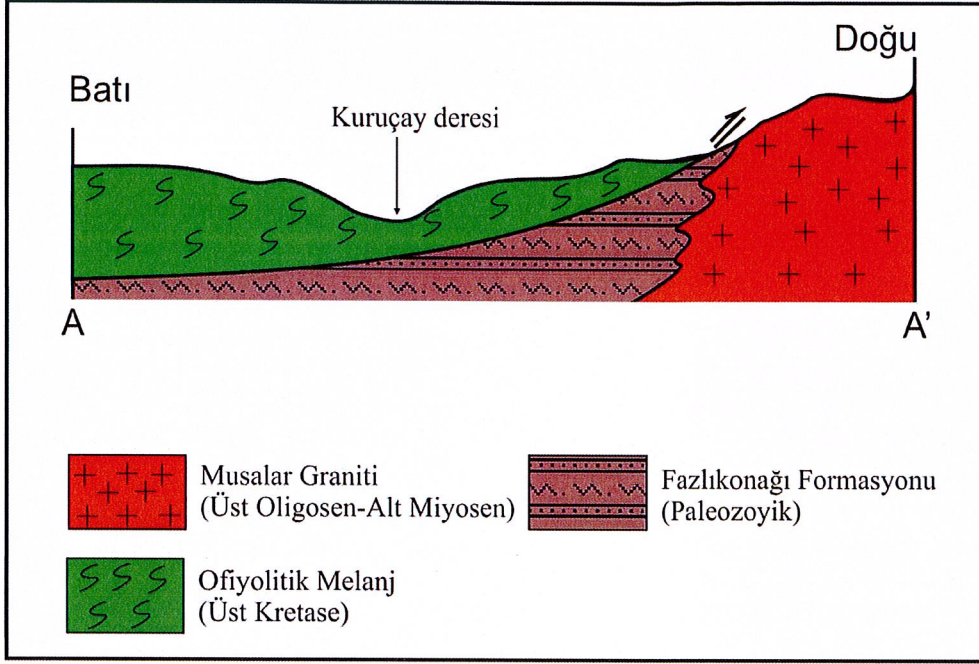
Çalışma alanının tektono-stratigrafik kolon kesiti Şekil 3.1'de, jeoloji haritası Şekil 3.2'de ve jeolojik enine kesit de Şekil 3.3'de verilmiştir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
MESOZOYİK	KRETASE			OFİYOLİTİK MELANJ: Serpantinit içerisinde kireçtaşı bloklarından oluşur. Serpantinitler içerisinde damarlar şeklinde ametist oluşumları
		ÜST OLIĞOSEN ALT MIYOSEN		MUSALAR GRANİTİ: Granit, granit porfir ve aplit daykları.
PALEOZOYİK			FAZLIKONAĞI FORMASYONU: Bazik magmatik kökenli epidot şist ve klorit şist, kuvars-albit-klorit-serizit şist ve kuvars-albit-muskovit şistlerden oluşur. Yer yer beyaz renkli, mermer bantları ve mercekleri içerir.	

Şekil 3.1: İnceleme alanı ve civarının tektono-stratigrafik kolon kesiti



Şekil 3.2 : Çalışma alanının jeolojik haritası.



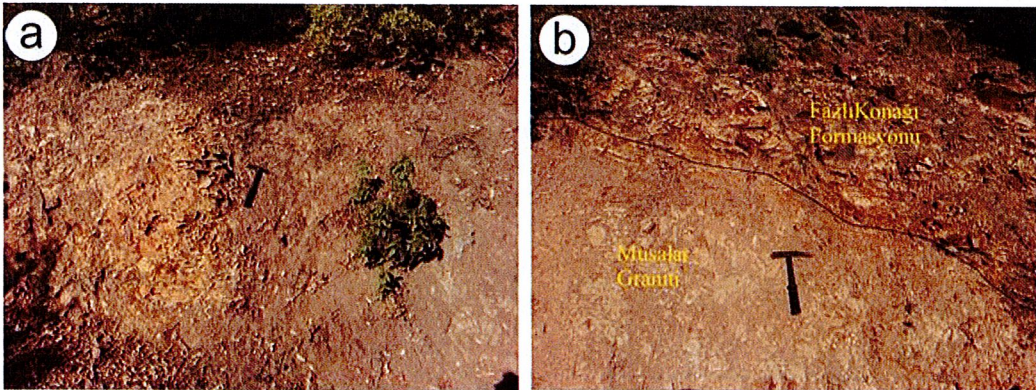
Şekil 3.3 : Çalışma alanının enine jeolojik kesitleri.

3.1.1 Fazlıkonağı Formasyonu (Paleozoyik)

Birim ilk kez Ergül vd., (1986) tarafından adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. İnceleme alanında kuzeyde İğnebeygediği Tepe ile bu tepenin doğusundaki Türülükaya tepe arasındaki kesimde az bir alanda mostra vermektedir.

Çalışma alanının en yaşlı birimi olan Fazlıkonağı metamorfik kayaları genelde düşük dereceli serizitist, kloritist ve yer yer mercerler halinde mermerlerden oluşmaktadır. Şistler genellikle açık kahve yer yer koyu gri, yeşilimsi renk tonlarındadır (Şekil 3.4 a). Bol foliasyonlu olup, oldukça fazla kırılmaya uğramışlardır. İğnebeygediği Tepe'nin doğu kesiminde ve Türülükaya Tepe kuzeyinde mostra vermektedir. Hemen hemen tüm bölgede sık bir kıvrımlanma göstermektedir. Yalnızca Manganlı tepenin kuzeybatısında gözlenen mercer şeklindeki mermerler ise kirli beyaz ve açık bej renkli olup bol kırık yüzeyleri içermektedir.

Fazlıkonağı Formasyonu, inceleme alanında kuzey kesiminde İğnebeygediği tepenin doğusu ve kuzeyinde Ofiyolitik Melanj ile tektonik dokanaklıdır. Bölgede geniş alan kaplayan Ofiyolitik Melanj, şistlerden yapıları olan bu birime bindirmektedir. Bindirdiği dokanak boyunca silisleşmeler egemen olarak gözlenmektedir. Diğer taraftan, bu birim Oligo-Miyosen yaşı Musalar Graniti tarafından kesilmiştir (Şekil 3.4 b). Dokanakta hornfels oluşumları az da olsa izlenebilmektedir.



Şekil 3.4 : a) Açık kahve renkli ve foliasyonlu Fazlıkonağı Formasyonundaki serizit şistler b) Fazlıkonağı ile Musalar Graniti'nin sınırı.

Fazlıkonağı formasyonuna ait şist örneklerinin mineral parajenezi; plajiyoklaz+ klorit+ serizit+ kuvars olarak tespit edilmiştir. Şistler genel olarak lepidogranoblastik doku gösterirler.

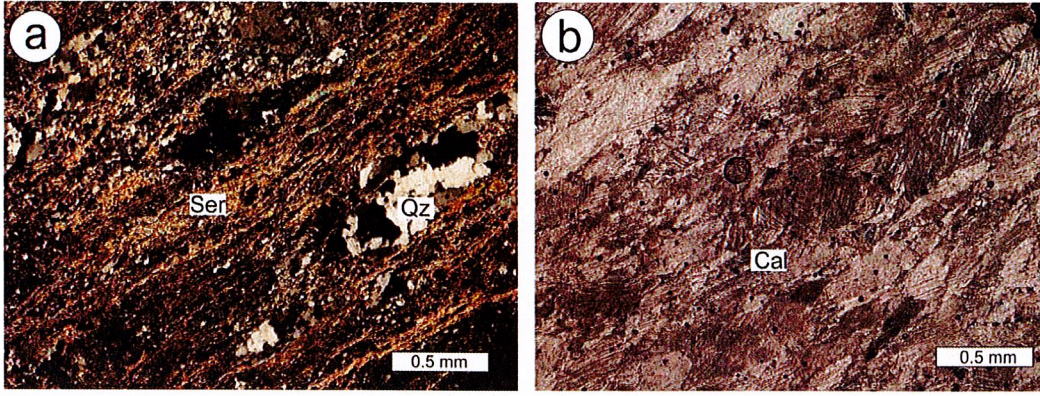
Serizit minerali ana bileşen olarak bulunmaktadır. Çok ince pulcuklar halinde olan serizit şistozite yönüne paralel olarak dizilmişlerdir (Şekil 3.5 a). Düşük dereceli metamorfizmanın ürünü olup büyüklükleri 0.1 mm'nin altındadır.

Kuvars minerali kayacın diğer ana bileşenini oluşturur. Çok küçük taneli ve öz şekilsiz kristaller halindedir. Şistozite yönüne paralel dizilmişlerdir. Tümü dalgalı sönme göstermektedir. Metamorfizma dışında sonradan oluşan ve kayacı damarlar şeklinde kesen kuvarslar da bulunmaktadır. İkincil olarak gelişen kuvarslar, metamorfik kuvarslara göre daha iri tanelidir.

Klorit koyu yeşil polarizasyon renkli olup şistozite yönüne paralel dizilmişlerdir. Çok küçük kristalli olup genellikle serizit mineraliyle beraber bulunmaktadır.

Plajiyoklaz yarı öz veya öz şekilsiz kristaller halinde olup ayrışma sonucu genellikle kil ve serizite dönüşmüşlerdir. Albit ikizi gösteren plajiyoklazlar çoğunlukla kırıklı ve parçalı bir görünüm sunmaktadır. % An içeriği 7'den küçük olup cinsi albit'tir.

Mermerin ince kesitinde ise kalsit öz şekilsiz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup çift yönlü dilinime sahiptir (Şekil 3.5 b). Kayaç aynı zamanda Musalar granitinin etkisi ile yeniden kristallenmeye uğramıştır. Röliyef pleokroizması gösteren ve ikizlenme sunan kalsite yer yer kuvars minerali de eşlik etmektedir. Mermer granoblastik doku göstermektedir.



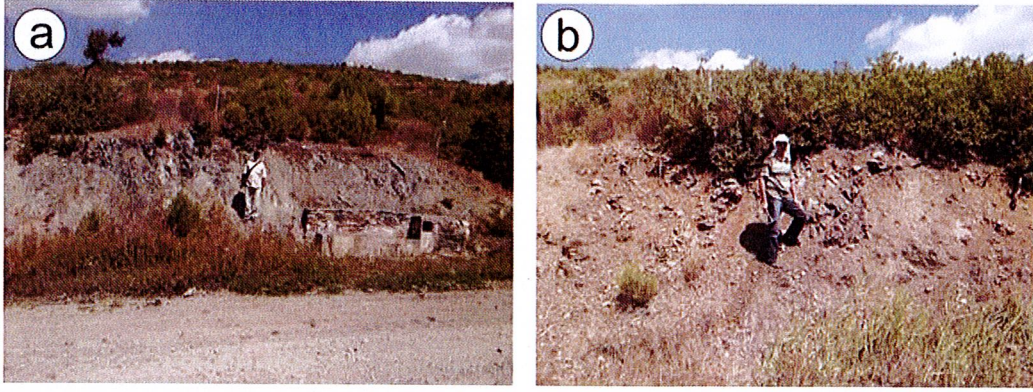
Şekil 3.5 : a) Serizit kuvars şistte şistozite yöne paralel dizilen serizit minerali,
b) Mermer de ikizlenme gösteren kalsit minerali (Qz:kuvars, Ser:serizit, Ca:kalsit)

3.1.2 Ofiyolitik Melanj

İnceleme alanında birbiriyle tektonik bloklar halinde bulunan ofiyolitik kayaçlar, Yayla melanjı adı altında incelenmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Zonu boyunca pek çok araştırmacı tarafından değişik adlarla incelenen birim, çalışma alanında Yayla Melanjı (Ergül vd., 1980) olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanının batı kesiminde Çamca ve Tavşancı Tepe, kuzey ve kuzeybatısında ise Devecikboynu, Yıldırımçam ve İnebeygediği Tepe civarında geniş bir alanda yüzeyleme vermektedir (Şekil 3.2).

Yayla Melanjı inceleme alanında genellikle yeşil, kırmızımsı, kahverengimsi renk tonlarıyla dikkati çekmektedir. Tabanda serpantinlerle başlayan birim, üste doğru radyolarit ve çört bloklarına geçmektedir. Birim içerisinde farklı boyutlarda serpantinleşmiş kayaçlar, spilitik bazalt, gabro, radyolarit-çamurtaşı, kıltaşı-kumtaşı, kireçtaşı, şist vb., kayaçlar bloklar halinde bulunmaktadır (Yüzer ve Tunay, 2012). Çalışma alanında ise bu birimlerden yalnızca serpantin ve metabaziklere rastlanılmıştır. Daha çok Yukarı Göcek köyü civarında bulunan serpantinler oldukça ayrışmış olup kırık bir yapı sunmaktadır (Şekil 3.6 a). Yeşil ve tonlarındaki birim ayrışma gösteren yerlerinde daha açık renk göstermektedir. Metabazik birimler ise daha ziyade çalışma alanının kuzey kesiminde izlenmektedir. Bunlar koyu gri veya siyahımsı gri renklerde olup serpantinlere göre daha sağlam görünüşlüdür (Şekil 3.6 b). Yayla melanjı'nın tabandaki şistler ile olan dokanağı tektoniktir. Bu dokanak boyunca ezik zonlarda listuenite benzer silisleşmeler gözlenmiştir. Diğer

taftan, Oligo-Miyosen yaşı Musalar Graniti ile olan dokanağı boyunca da silisleşmeler yoğun olarak izlenmiştir.



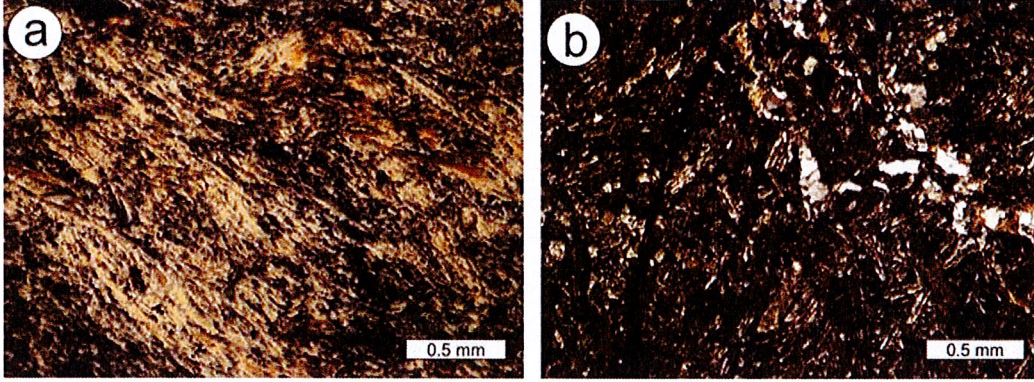
Şekil 3.6 : a) Ofiyolitik melanj içerisindeki serpantinitler, **b)** Metabazikler (Yukarı Göçek Köyü güneyi).

Birim içerisinde Yukarı Göçek köyünün hemen kuzeyinde damarlar şeklinde ametist oluşumları gözlenmiştir. Çalışma alanının güneybatı tarafından dışındaki alanda Yayla Melanjı içerisinde gözlenen kireçtaşı bloklarından yapılan ince kesitlerde herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Ancak, önceki çalışmalara dayanılarak bu formasyonun yaşının Kretase olabileceği düşünülmektedir. Bölgeye yerleşim yaşı hakkında yeterli veri bulunmamaktadır. Birimin yaşı önceki çalışmalarda üst Kretase (Konak vd., 1980; Yalçınkaya ve Avşar, 1980; Akyüz ve Okay, 1998) Senoniyen-Maastrichtiyen (Ergül vd., 1980) Maastrichtiyen-Eosen öncesi (Akdeniz ve Konak, 1979), Maastrichtiyen-Paleosen (Okay ve Siyako, 1993) olarak yorumlanmıştır (Yüzer ve Tunay, 2012).

Mikroskobik inceleme sonucu; kayaç tamamen serpantin minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.7 a). Hafif yeşilimsi grimsi polarizasyon rengi ile dikkat çekmektedir. Bunlara yer yer opak mineraller eşlik etmektedir. Aşırı miktarda talklaşma mevcuttur.

Mikrolitik, yer yer de mikrolitik porfirik dokulu metabaziklerin mikroskobik incelenmesinde, plajiyoklazlar yarı öz veya öz şekilsiz kristaller halinde olup genellikle albit ikizli bazıları ise zonlu yapı göstermektedir (Şekil 3.7 b). Aşırı ayrışmadan dolayı serisit ve kil mineraline dönüşmüşlerdir. Bundan dolayı cins tayini yapılamamıştır. Opak mineraller az oranda tespit edilmiştir. Kesitin büyük bir

kısmını oluşturan hamur ise plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmaktadır. Kayaç ikincil kuvars damarları tarafından kesilmiştir.



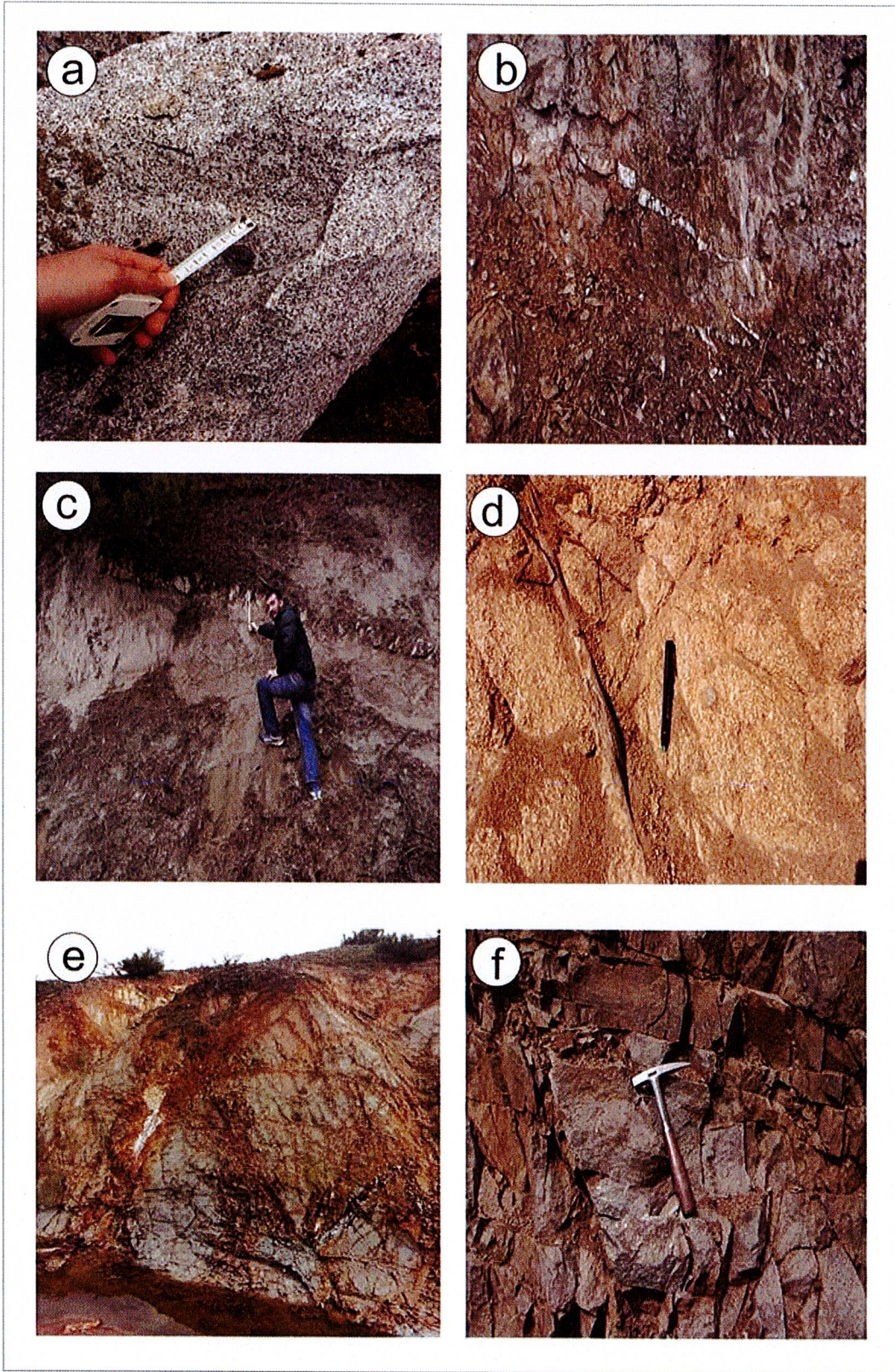
Şekil 3.7 : a) Serpantinit b) Metabazik birimlerinin mikroskopik görünümü.

3.1.3 Musalar Graniti

Birim Alaçamdağ Granitleri'ne ait olan ve 16 km²'lik alana kapsayan bir sokulum olarak incelenmiştir. İlk kez (Erkül ve Tatar Erkül, 2010) tarafından Musalar graniti olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada da aynı isim kullanılmıştır. İnceleme alanında Mangallı Tepe, Türllükkaya Tepe, Karacakaya Tepe, Esenli Tepe, Yukarıgöcek Dere, Dağ Dere civarında mostraları gözlenmektedir.

Toplamda 16 km² ve elipsoidal şekile sahip olan Musalar Granitinin yaklaşık 4 km² 'lik alanı çalışma alanında bulunmaktadır. Granit KD-GB doğrultulu olup diğer birimleri keserek yerleşmiştir. Musalar Graniti açık gri, gri ve bej renklerindedir. Ayrışmanın gözlendiği yerlerde ise açık krem rengi gösterir. İri taneli olup plajiyoklaz ve ferromagnezyen mineraller gözle tanınabilmektedir. Birim yer yer mafik magmatik anklavlar içermektedir. Mafik magmatik anklavlar genellikle oval şeklinde olup boyutları 1 ile 4 cm arasında değişmektedir (Şekil 3.8 a). Daha koyu renkli olan anklavlar ince tanelidir. Musalar Graniti genellikle çalışma alanı'nın kuzeyinde kuvars damarları (Şekil 3.8b) ve aplikt daykları (Şekil 3.8c) tarafından kesilmiştir. Damar ve daykların genişliği 1 ile 5 cm arasındadır. Musalar Graniti

esenli tepe civarında arenalaşma (Şekil 3.8d), manganlı tepe civarında ise hidrotermal ayrışma (Şekil 3.8e) göstermektedir. Hidrotermal ayrışmanın gözlemlendiği kırıklarda demir sıvamaları izlenmektedir. Bununla birlikte, birimde yer yer küresel ayrışma şeklinde ayrışma yapıları da mevcuttur. Deformasyona uğradığı kesimlerde ise foliyasyon düzlemleri gösterirler. Granit kırıklı ve çatlaklı bir yapıya sahiptir (Şekil 3.8 f). Alaçam Granitlerinin batı kesiminde gözlenen Musalar Graniti örneklerinden gerçekleştirilen Ar/Ar biyotit yaşlarına göre birimin yaşı 20.64 My'dır (Erkül ve Tatar Erkül, 2010).



Şekil 3.8 : Musalar granitine ait litolojik özellikler; **a)** Mafik magmatik anklavlar, **b)** Graniti kesen kuvars damarları, **c)** Aplit daykı, **d)** Arenalaşma, **e)** Hidrotermal ayrışma, **f)** Kırıklı ve çatlaklı yapı

Petrografik incelemede Musalar graniti orta ve iri taneli, yer yer de poikilitik dokuya sahiptir. Mineral içeriği;

Plajiyoklaz; Öz ve yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Anortit içeriği %30-38 arasında olup cinsi andezindir. Albit ikizi göstermektedir (Şekil 3.9 a). Bunun yanı sıra büyük bir kısmı halkalı zonlu yapı sunmaktadır (Şekil 3.9 b). Ayrışma mevcut olup kil ve serizit şeklinde izlenmektedir, killeşme zonlar boyunca da gözlenmektedir. Büyüme sınırlarında düzensizlikler izlenmiştir. Kırıklı bir yapıya sahip olup kırıklar genellikle uzun eksene dik yöndedir.

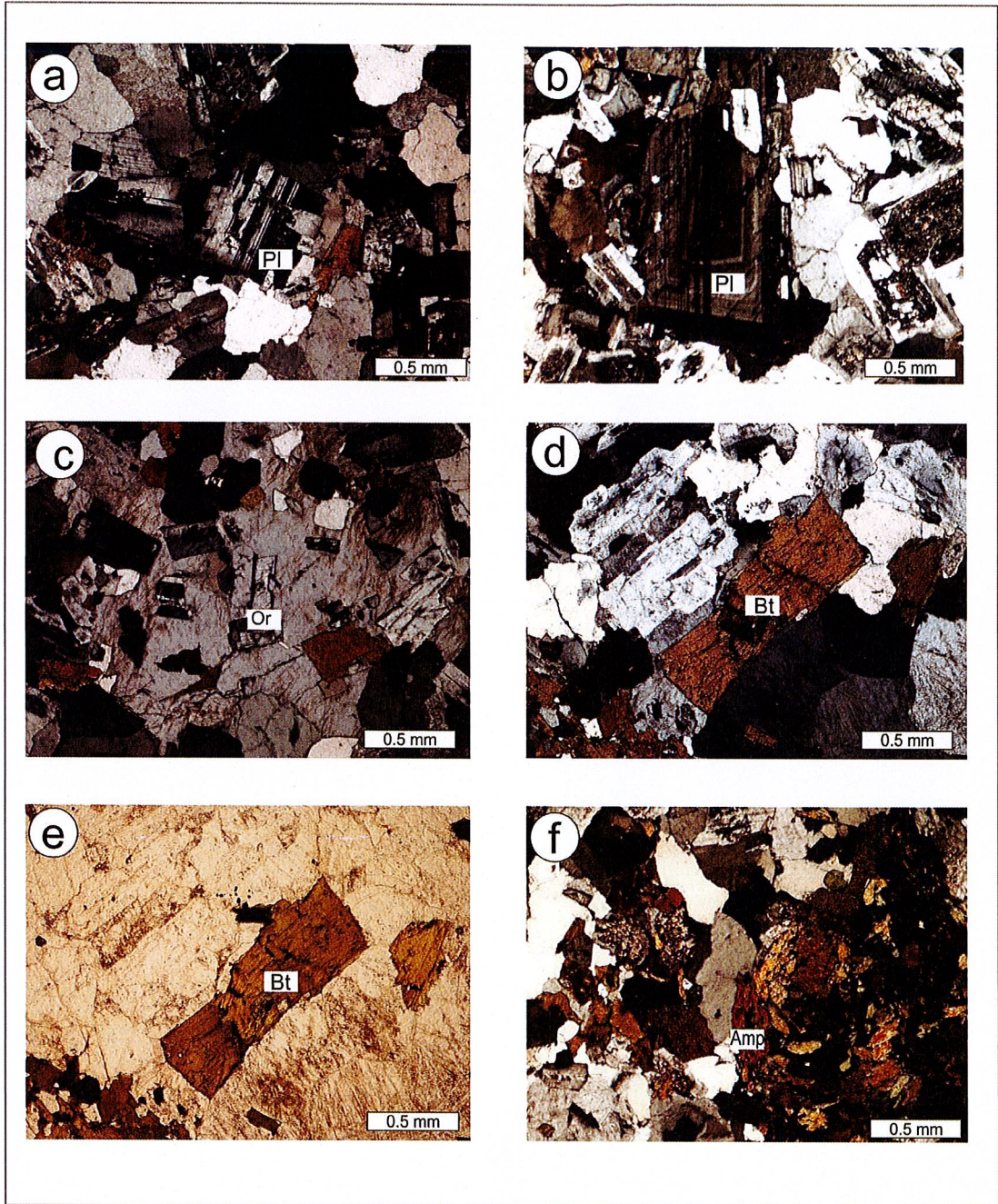
Ortoklaz; Öz şekilsiz iri kristaller halindedir. Ortoklazla plajiyoklazların birbirine oranı yaklaşık eşittir. Ayrışma oranı plajiyoklazlara göre daha fazla olup kil şeklindedir. Poikilitik doku gösteren ortoklazlar amfibol, biyotit ve plajiyoklaz inklüzyonları içermektedir (Şekil 3.9 c).

Kuvars; Öz şekilsiz kristaller halinde olup kırıklı bir yapıya sahiptir. Deformasyon nedeniyle dalgalı sönme göstermektedir. Bunun oranında kuvars, plajiyoklaz ve ortoklaz oranı birbiriyle yaklaşık olarak aynıdır.

Biyotit; Yarı özşekilli, uzun kristaller halindedir. Dik sönen biyotitler renk pleokroizması göstermektedir. X= açık kahve, Y= koyu kahve. Opak mineral inklüzyonları içeren biyotitler oldukça yoğundur. Granitin sınırına yakın yerdeki örneklerde biyotitler deformasyon nedeniyle yer yer bükülmüşlerdir (Şekil 3.9 d ve e). Kenarlar boyunca ayrışmadan dolayı kloritlemiştir. Biyotitler opak mineral inklüzyonları içermektedir.

Amfibol; Biyotite göre daha az oranda bulunur. Amfibol prizmatik kristaller halindedir. Açık yeşil-yeşil pleokroizma renkleri gösteren amfiboller yeryer parçalanmıştır (Şekil 3.9 f ve Şekil 3.10 a). h^1 (100) ikizi gösterenlerde mevcuttur. Amfibol oranı güneyden kuzeye doğru azalmaktadır

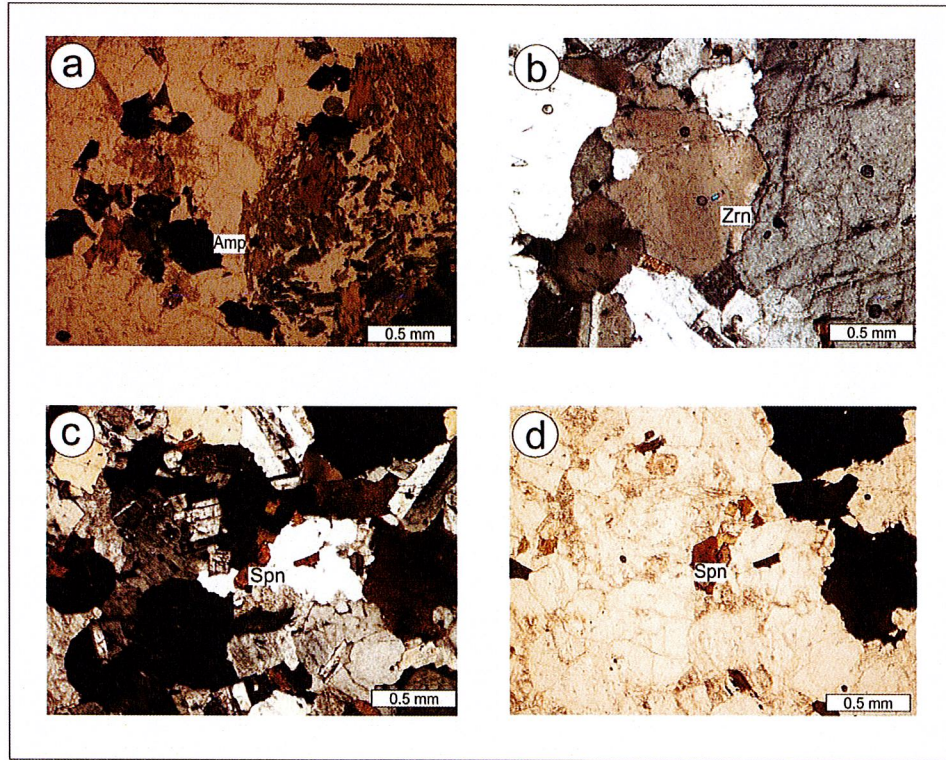
Opak mineraller; Düzensiz geometrik şekiller halinde olan opak mineraller özellikle biyotitlerle beraber bulunur.



Şekil 3.9 : **a)** albit ikizi sunan plajiyoklaz, **b)** halkalı zonlu yapı gösteren plajiyoklaz minerali. **c)** ortoklaz içinde enklüzyon olarak bulunan amfibol, biyotit ve plajiyoklaz minerallerinin oluşturduğu poikilitik doku, **d)** stresten dolayı yeryer bükülen biyotit mineralin Ç.N, **e)** T.N. görüntüsü **f)** Renk pleokroizma renkleri gösteren amfibol mineralinin Ç.N.(Pl: plajiyoklaz, or: ortoklaz, Bt: biyotit, Amp: amfibol)

Tali mineraller;

- Zirkon; çok az oranda ve çok küçük kristaller halinde gözlemlenmiştir (Şekil 3.10 b). Yüksek rölyefi ile dikkat çekmektedir.
- Sfen; Zirkona göre daha iri taneli olup ve çok az oranda bulunur (Şekil 3.10 c ve d).
- Apatit; Plajiyoklazlarla beraber bulunan apatit tali mineraller arasında en fazla olanıdır. İğne şeklinde kristaller halindedir.
- Klorit, serizit ve kil; Ayrışma mineralleri olarak gözlemlenmiştir.



Şekil 3.10: a) Amfibol mineralinin T.N. görüntüsü., b) Yüksek rölyefli zirkon tali minerali c) Tali minerallerden sfen'nin ÇN, d) TN görüntüsü (Amp: Amfibol, Zrn: zirkon, Spn: sfen)

3.2 Jeokimya

3.2.1 Musalar Granitinin Jeokimyası

Musalar Granitine ait örneklerin tüm kayaç jeokimyasal (ana, iz ve nadir toprak element) analizlerinin sonuçları bu bölümde değerlendirilmiştir. Sokulumuna ait kayaçlar jeokimyasal olarak adlandırılmış, iz element ve nadir toprak element analiz değişim diyagramları oluşturulmuştur. Bu amaçla sokulumuna ait 7 adet örnekten jeokimyasal analiz yaptırılmış ve sonuçlar Tablo 3.1 de verilmiştir.

Musalar Granitine ait örneklerde SiO₂ %66-76, K₂O %3.0-4.2, Na₂O % 3.0-4.3, Al₂O₃ % 12.6-15.9, TiO₂ % 0.16-0.48, MgO %0.7-1.4, Fe₂O₃% 1.3-3.8 ve CaO değerleri %0.4-3.5, Ni 1.2-4.3 ppm, Rb 80-180 ppm, Ba 633-934 ppm, Sr 42-344 ppm, Mg# (100*(MgO/MgO+Fe₂O₃))21-33, A/CNK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) değerleri 1.47-1.61 ve K₂O/Na₂O oranları 0.76-1.30 arasında değişmektedir (Tablo 3.1).

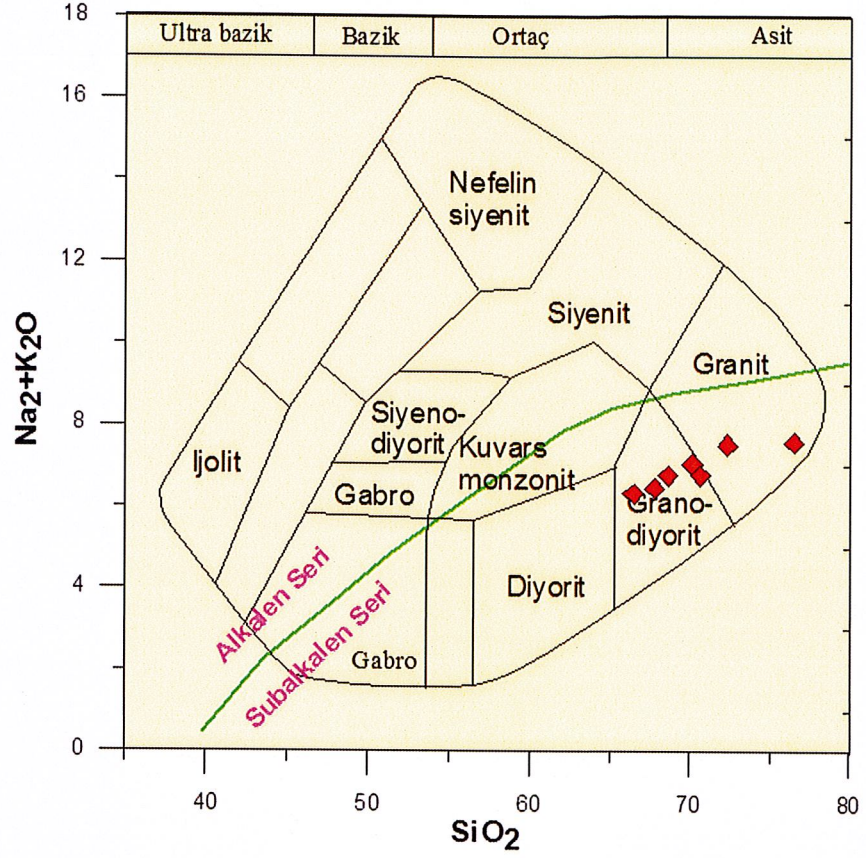
3.2.2 Ana Oksit ve İz Element Değişimleri

Musalar sokulumuna ait örnekler Cox ve diğerleri 1979 diyagramında (Şekil 3.11) değerlendirildiğinde örnekler genellikle granodiyorit, bazı örnekler ise granit alanında yer almaktadır. Jeokimyasal adlandırma diyagramında elde edilen sonuçlar petrografik verilerle elde edilen sonuçlar ile aynıdır. Granodiyorit örnekleri çalışma alanının doğusunda yoğunlaşmaktadır. Arazinin çoğu bölgesinin aşırı alterasyona uğramış olması ve bununla beraber örtülü olması bu fazların harita üzerinde gösterilmesine olanak vermemektedir. Alkali-subalkali ayrımı dikkate alındığında sokulumuna ait kayaçların subalkali karaktere sahip olduğu görülmektedir (Şekil 3.11).

Tablo 3.1 : Musalar Granitine ait granitik kayaların ana oksit (% ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları.

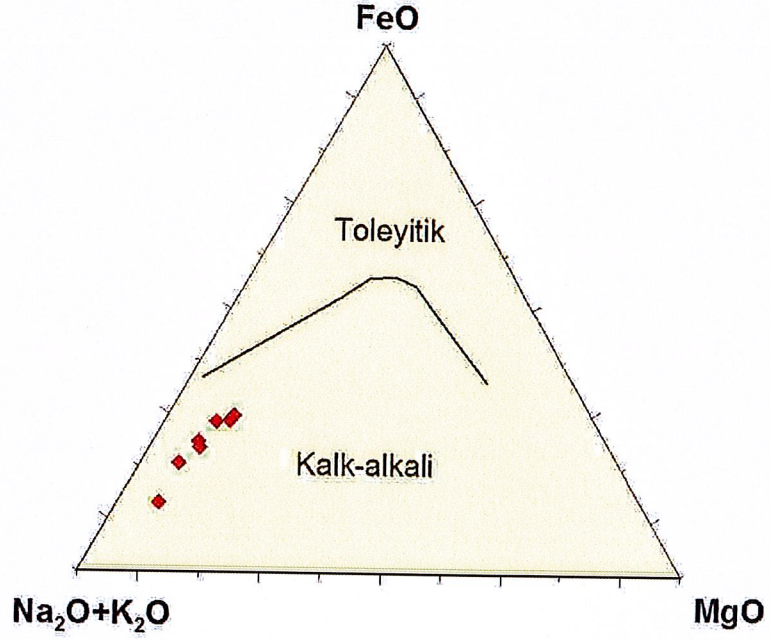
	HS20	HS22	HS23	HS29	HS30	HS31	HS32
SiO ₂	70,22	68,64	72,4	67,83	70,68	66,48	76,55
Al ₂ O ₃	14,84	15,43	14,16	15,19	14,48	15,93	12,63
Fe ₂ O ₃ *	2,89	3,55	2,32	3,7	2,67	3,88	1,36
MgO	0,87	1,07	0,7	1,38	0,94	1,41	0,71
CaO	2,44	2,82	2,1	3,3	2,56	3,58	0,44
Na ₂ O	3,05	3,44	3,25	3,14	3,11	3,26	4,3
K ₂ O	3,98	3,33	4,26	3,31	3,65	3,05	3,27
TiO ₂	0,34	0,36	0,25	0,48	0,3	0,48	0,16
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,07	0,13	0,08	0,15	0,03
MnO	0,05	0,04	0,05	0,07	0,06	0,09	0,02
LOI	1	1	0,3	1,3	1,3	1,5	0,4
TPLM	99,80	99,79	99,86	99,83	99,83	99,81	99,87
Ba	728	934	426	678	633	777	776
Co	3,7	5,1	3,1	5,7	3,8	5,6	0,9
Cs	6,6	5,4	6,8	3,1	5,2	6,6	2,7
Ga	18,7	18,1	16	17,4	15,6	17,6	12,4
Hf	4,4	5,5	4,7	4,3	3,3	4,3	4,6
Nb	9,6	10,5	12,8	10,1	9,4	10,8	9,2
Rb	150,8	124,4	180,2	117,8	134,7	114,3	80
Sr	233	291,1	177,4	279,4	222,7	344,8	42,8
Ta	0,8	0,9	3,5	0,7	1,6	1	0,5
Th	15,6	12,3	19,6	9,1	18,4	16,4	13,5
U	3,4	3	13,5	3,3	6,3	3,5	2,8
V	29	43	30	54	30	47	8
Zr	154	182,6	96,5	156,2	115,5	160,8	146,8
Y	18	20,6	42,8	19,5	24,1	23,8	31,9
La	34,7	32	22,5	23	28,7	39,9	33,3
Ce	64,9	58,4	46,9	45,8	54,5	70,6	66,9
Pr	7,35	6,8	5,42	5,01	5,91	7,99	7,21
Nd	26,5	25,8	20	20,6	19,9	29,3	24,9
Sm	5,5	4,84	4,67	3,92	4,04	5,49	5,25
Eu	0,73	1,13	0,52	0,94	0,76	1,06	0,67
Gd	4,3	3,9	5,25	3,87	3,85	4,86	5,22
Tb	0,65	0,65	0,99	0,64	0,62	0,73	0,84
Dy	3,59	3,47	6,65	4,18	3,93	4,07	5,28
Ho	0,58	0,68	1,46	0,76	0,76	0,75	1,12
Er	1,73	2,02	4,32	1,91	2,62	2,48	3,45
Tm	0,27	0,31	0,8	0,33	0,39	0,37	0,49
Yb	1,78	1,98	5,49	2,23	2,6	2,38	3,17
Lu	0,29	0,35	0,88	0,27	0,41	0,36	0,51
W	3,1	19	0,5	0,5	1,6	1,5	1,1
Be	6	4	5	4	10	1	1
Cr	17,50						

Toplam demir: Fe₂O₃(t); LOI: Kızdırma kaybı



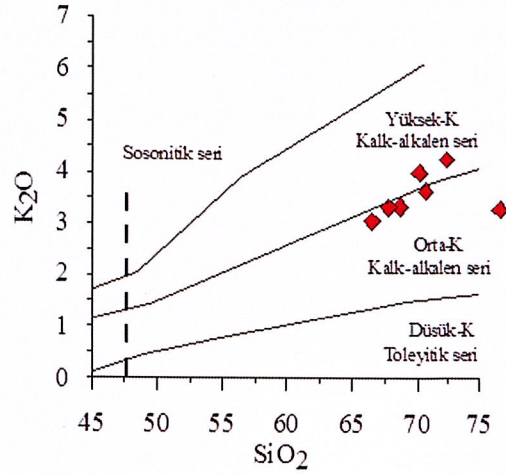
Şekil 3.11 : Musalar sokulum kayaçların sınıflandırma diyagramındaki TAS (Toplam Alkali-Silika) (Cox vd., 1979)

Sokulum kayaç örnekleri (Na₂O+K₂O)-FeO-MgO üçgen (AFM) diyagramına (Irvine ve Baragar,1971) aktarıldığında tüm örneklerin kalk-alkali alanda olduğu görülmektedir (Şekil 3.12 a). Pearce (1982)'nin Ce/Yb karşı Ta/Yb diyagramına göre ise (Şekil 3.12 b) örnekler genellikle şoşonitik, yer yer de kalk-alkali alanda yer almaktadır.



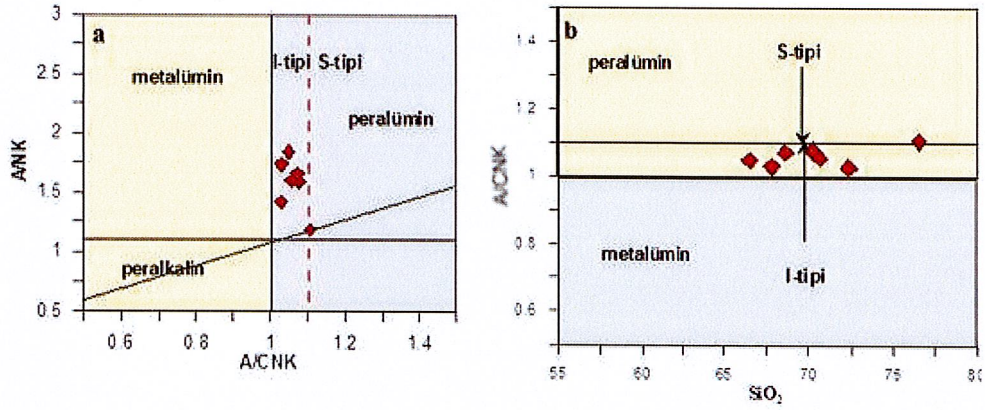
Şekil 3.12 : Musalar sokulumuna ait kayaçların; AFM diyagramı (toleyitik-kalkalkali eğrisi, Irvine ve Baragar, 1971'e göredir)

Yine örnekler SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramında (Şekil 3.13) değerlendirildiğinde, örneklerin genellikle orta-yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri alanında olduğu görülmektedir. Bu sonuç bölgedeki diğer eş yaşlı granitik sokulumlarda yapılan çalışmalarla uyumludur. K_2O 'nun yüksek çıkması ayrışma ile ilgili olabilir.



Şekil 3.13 : Musalar sokulumuna ait örneklerinin SiO₂'e karşılık K₂O diyagramı (Le Maitre vd., 2002).

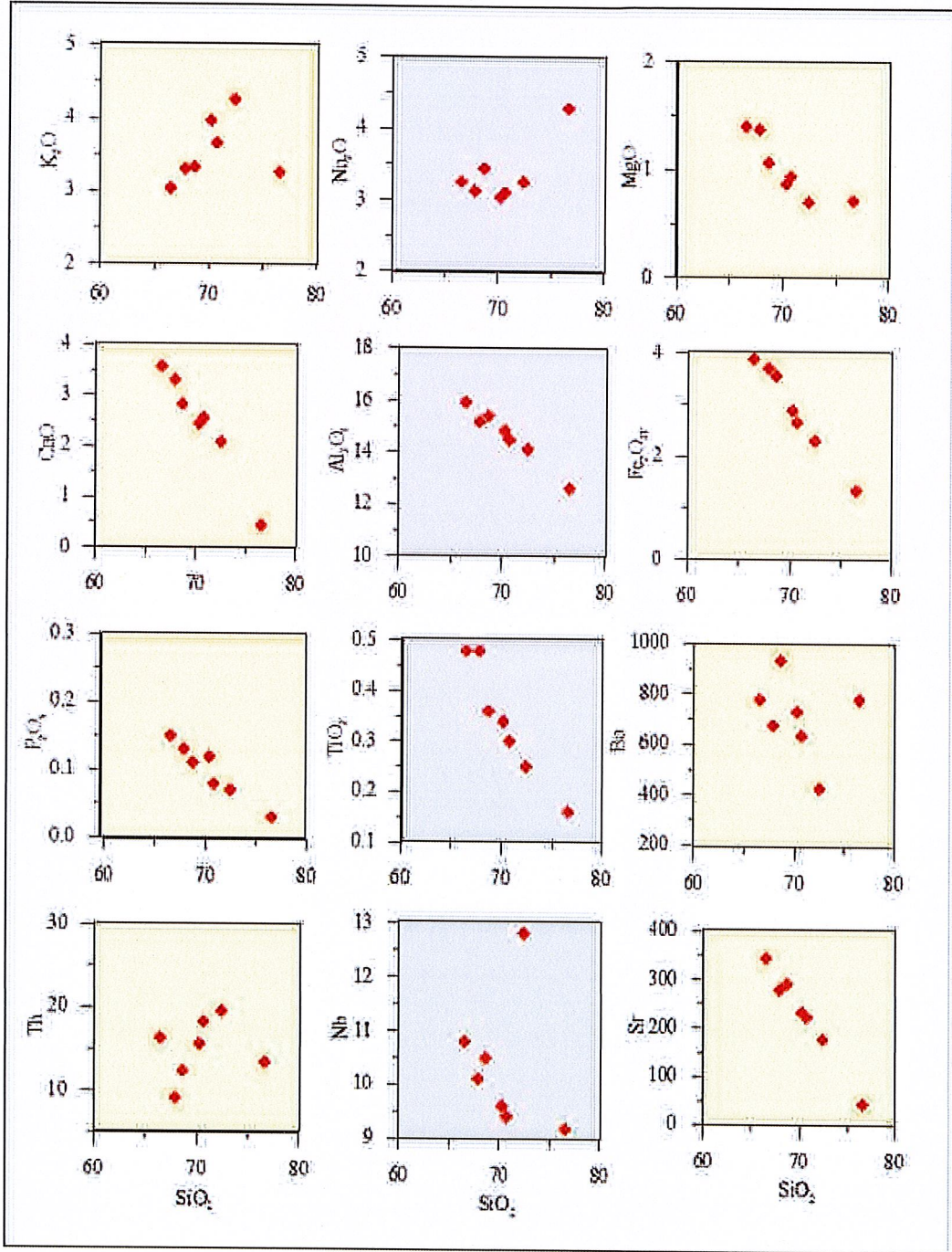
A/NK – A/CNK ve ASI – SiO₂ diyagramlarında (Şekil 3.14 a, b), (Maniar ve Piccoli, 1989) çalışılan sokulumun tipi tespit edilmeye çalışılmıştır. Musalar sokulumuna ait örneklerin A/CNK değerleri 1-1.1 arasında olup I-tipi alanında yer almaktadır. Fakat bir örnek S-tipi sınırına yakın alanda bulunmaktadır. Aynı şekilde incelenen sokulumu ait örnekler peralümin karakterli olup aynı şekilde peralümin-metalümin sınırına yakın yerde bulunmaktadır (Şekil 3.14 b).



Şekil 3.14 : a) A/NK - A/CNK; b) ASI-SiO₂ jeokimyasal ayırtman diyagramları (Maniar ve Piccoli 1989). A/CNK = molar Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO).

3.2.3 Ana ve İz Element Dağılımları

Musalar sokulumuna ait kayaçlarda SiO_2 'ye karşı ana ve iz elementlerdeki değişim diyagramları şekil 3.15 de verilmiştir. Genel olarak incelendiğinde Musalar sokulumuna ait kayaçların benzer pozitif veya negatif yönsemeler gösterdiği izlenmektedir. SiO_2 'ye karşı MgO , CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , ve Sr değerlerinde kuvvetli negatif, P_2O_5 , Nb ve Ba değerlerinde ise hafif negatif ilişki görülürken yalnızca K_2O değerinde pozitif ilişki görülmektedir (Şekil 3.15). Diğer değerlerde ise düzensiz dağılımlar mevcuttur. Bu özellikler, bu kayaçların gelişiminde plajiyoklaz, K-feldispat, amfibol, biyotit, Fe-Ti oksit ve apatit ayrılaşmasının etkili olduğunu ifade etmektedir. Ana ve iz elementlerin SiO_2 'ye karşı gösterdiği negatif veya pozitif eğilim magmada gerçekleşen kristal fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. SiO_2 'ye karşı Al_2O_3 , CaO değerlerindeki değişimler özellikle plajiyoklazların kristalleşmesinde etkindir. SiO_2 değerine göre MgO değerinin azalması özellikle amfibol mineralinin ayrılaşmasına işaret ederken SiO_2 'ye karşı Fe_2O_3 'ün değişim trendi ise yine amfibol ve Fe-Ti oksitlerin kristalleşmesine işaret etmektedir.

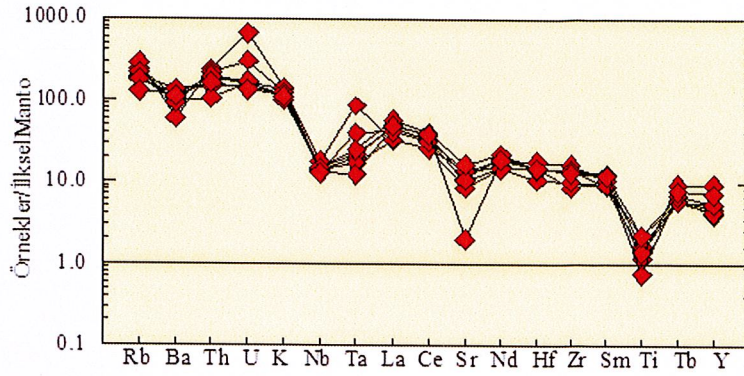


Şekil 3.15 : Musalar sokulumuna ait kayaların SiO₂ (%)'e karşı ana oksit (%) değişim ve iz element (ppm) değişim diyagramları.

Uyumsuz elementlerden Sr'un negatif yönsemesi plajiyoklazın kristallenmesi ile Y'un negatif değişimi ise amfibolün kristalleşmesi ile ilişkilendirilebilir. Böylece sokulumun gelişiminde plajiyoklaz, biyotit ve amfibol ayrışmasının etkili olduğu söylenebilir (Thirlwall vd., 1994). Aynı şekilde SiO_2 'ye karşı P_2O_5 ve TiO_2 değerlerinin azalması sırasıyla, apatit ve titanomanyetit kristallenmesi ile ilişkili olabilir. Sokulum kayaç örneklerinin SiO_2 'ye karşı ana oksit ve iz element Harker diyagramlarındaki düzgün değişimler, genel olarak plütonların kendine özgü ana mineral fazlarının kristallenmeleriyle ilişkilidir. Ana oksit ile iz element değişim diyagramlarında iyi negatif ve pozitif yönsemeler gözlenmektedir. Değişim diyagramlarında gözlenen bu yönsemeler plütonlardaki ana mineral fazlarının ayrışması ile açıklanmaktadır. Ayrıca, pozitif ve/veya negatif yönsemelerin tam doğrusal olmayıp, parabolik eğriler çizmesi alterasyondan ziyade, mineral fazlarının ayrışmada etkili olup olmamasıyla ilişkilendirilebilir. (Şekil 3.15)

3.2.4 Uyumsuz Element ve Nadir Toprak Element Dağılımları

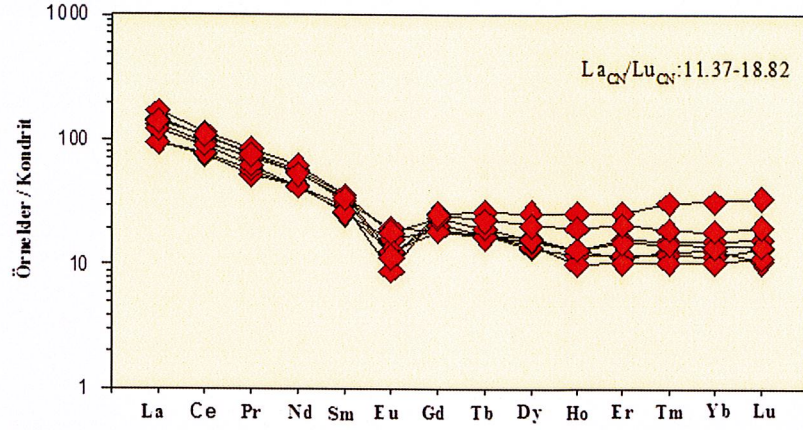
Musalar sokulumuna ait iz element içeriklerinin İlk Manto'ya göre normalize (Sun ve McDonough, 1989) edilerek oluşturulan dağılım diyagramlarıyla bu kayaçların ana magma özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır. (Şekil 3.16) Sokulumuna ait kayaçlarda Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler (BİYE; K, Sr, Ba ve Rb), Ce ve Th değerlerince zenginleşme, bazı Yüksek Çekim Alanlı Element (YÇAE; Y ve Ti), Nb ve Ta içerikleri bakımından da fakirleşme görülmekte ve genel olarak dağılımları birbirine benzerlik sunmaktadır (Şekil 3.15). Dağılımlarda belirgin Nb anomalisi yitim ile ilişkili olup apatit, Fe-Ti oksit minerallerin ayrışmasını göstermektedir. Th gibi uyumsuz elementlerdeki zenginleşme magmanın kabuk etkisini ifade etmektedir.



Şekil 3.16 : Musalar sokulumunu ait granitik kayaların ilksel manto'ya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Sokulumuna ait granitik kayaların Kondrit'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımları incelendiğinde, hafif nadir toprak elementlerce iyi zenginleşme gözlenirken, ağır nadir toprak elementlerce daha az zenginleşme gözlenmektedir (Şekil 3.17). Musalar sokulumuna ait örneklerde $(La/Lu)_N$ değerleri 13.06-34.10 arasında değişirken $(La/Sm)_N$ 5.17-14.55 ve $(Gd/Lu)_N$ 0.61-2.36 arasında değişmektedir. Hafif nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre daha zenginleştiğini gösteren yukarıdaki değerler incelenen plütonların kalk-alkali özellikte olduğunu göstermektedir. Eu negatif anomali göstermekte olup plajiyoklaz'ın ayrışmasıyla ilişkilidir.

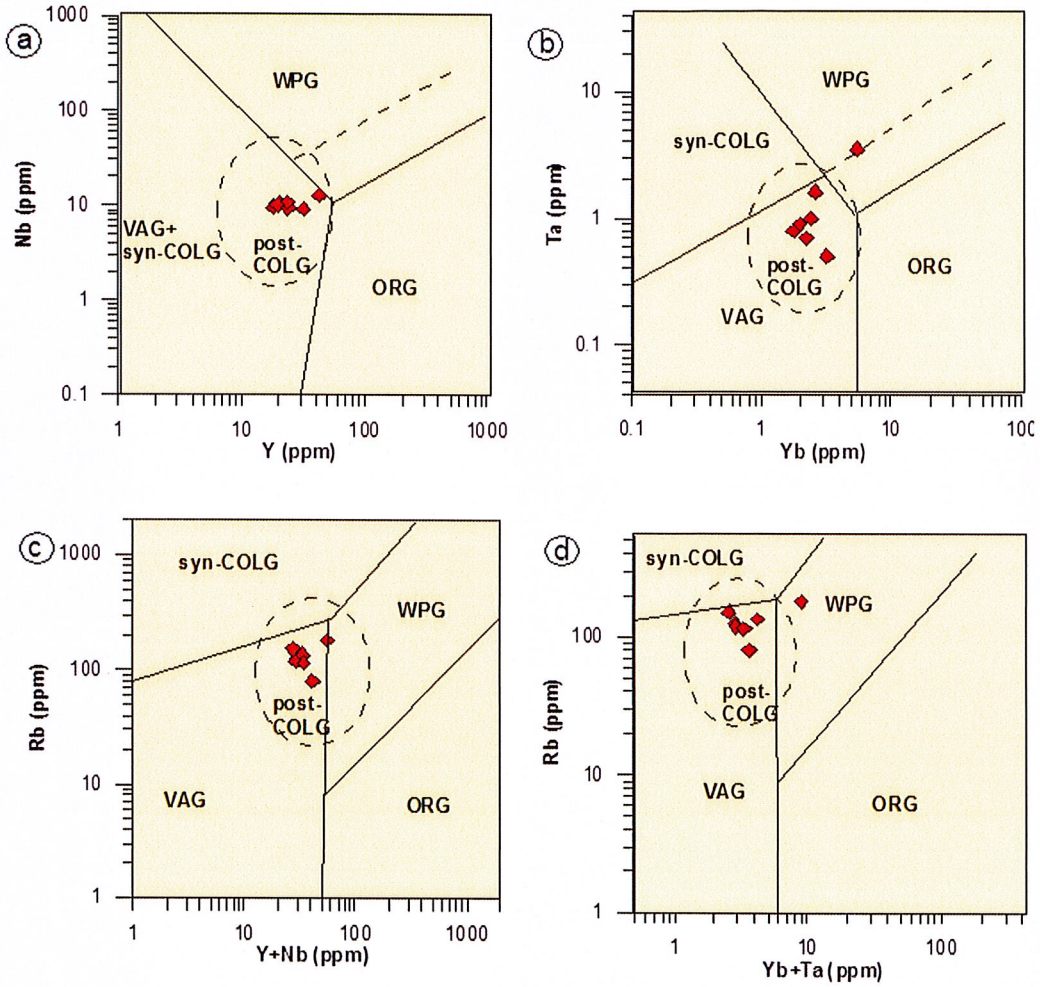
Sokulumuna ait ortalama $(La/Lu)_N=11-25$ değerleri dikkate alındığında konkav şekilli bir dağılım ve orta derecede zenginleşme izlenmektedir. (Şekil 3.17) Hafif nadir toprak elementler kondrit değerine göre zenginleşmişlerdir. Nadir Toprak elementlerinin konkav biçimli dağılımı plajiyoklaz ve hornblend minerallerinin ayrışmasını işaret etmektedir (Thompson vd., 1984; Thirlwall vd., 1994).



Şekil 3.17 : Musalar sokulumunu oluşturan kayaların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Normalize değerleri, Sun ve McDonough,1989'dan alınmıştır).

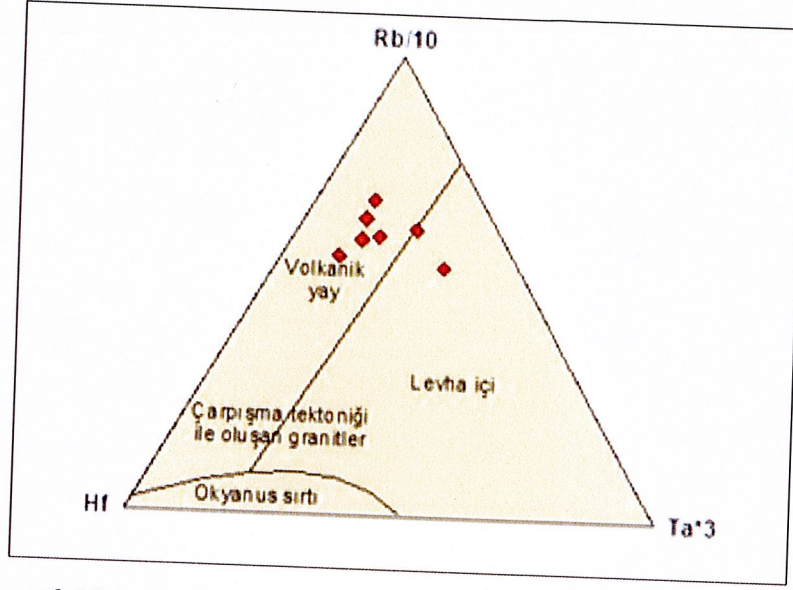
3.2.5 Tektonik Ortam

Musalar sokulumu jeokimyasal olarak I-tipi ve yüksek potasyumlu olup kalk-alkalen karakterlidirler. Plutonların bu jeokimyasal özellikleri bunların yitim ile ilişkili olduklarını göstermektedir. Plutonları oluşturan kayalar Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb) ve Rb-(Yb+Ta) diyagramlarında (Pearce vd.,1984) değerlendirildiğinde, tüm örneklerin çarpışma sonrası volkanik yay granitleri alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.18 a, b, c, d).



Şekil 3.18 : Musalar sokulumuna ait kayaların; (a) Nb (ppm) Y(ppm), (b) Ta (ppm) karşı Yb (ppm), (c) Rb (ppm) karşı (Y+Nb) (ppm) ve (d) Rb (ppm) (Yb+Ta) (ppm) diyagramları (Pearce vd., 1984). syn-COLG, çarpışma ile eş yaşlı granitler; VAG, volkanik yay granitleri; WPG, levha-içi granitleri; ORG, okyanus sırtı granitleri; post-COLG, çarpışma sonrası granitleri.

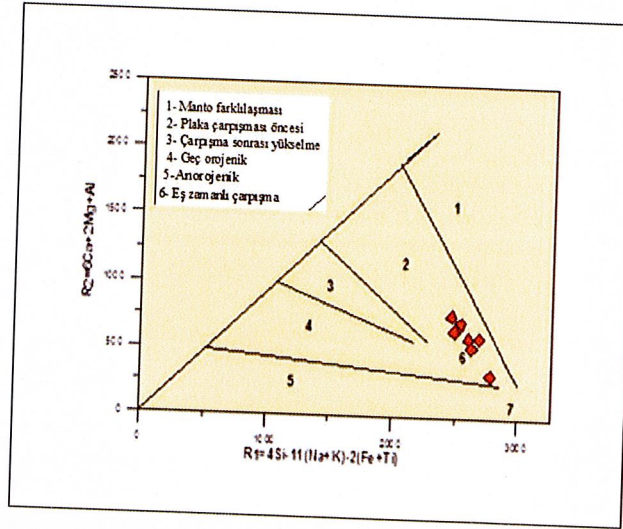
İncelenen sokulum kayasına ait örnekler Rb/10-Hf-Ta*3 tektonik üçgen diyagramında (Harris vd., 1986) volkanik yay granitleri alanında yer almaktadır. (Şekil 3.19 a). Bununla birlikte Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986) üçgen diyagramına göre, sokulum kayaç örneklerinin çoğu volkanik yay, iki örnek ise çarpışma öncesi/sonrası alanında yer almaktadır (Şekil 3.19 b).



Şekil 3.19: Musalar granitini oluşturan kayaların tektonik ortam ayırım diyagramları; Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986),

Musalar sokulumunun ait örneklerin R1'e karşı R2 diyagramındaki dağılımı incelendiğinde her iki plütonda çarpışma sonrası yükselmeye bağlı alanda bulunmaktadır (Şekil 3.20).

Bütün bu veriler ışında Musalar sokulumunun tektonik olarak çarpışma sonrası oluştuğunu ve volkanik yay ile ilişkili olduğunu söyleyebiliriz.



Şekil 3.20-R2 tektonik diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).

3.2.6 Magma Kökeni

Asidik bileşimli magmalar; ya manto kökenli bazik magmaların asimilasyon+fraksiyonel kristallenmesi (Bacon ve Druitt, 1988) ile veya orta-alt kabuktaki mafik-ortaç bileşimli magmatik veya sedimanter kayaçların kısmi ergimesinden (Stevens vd., 1997) türemektedirler.

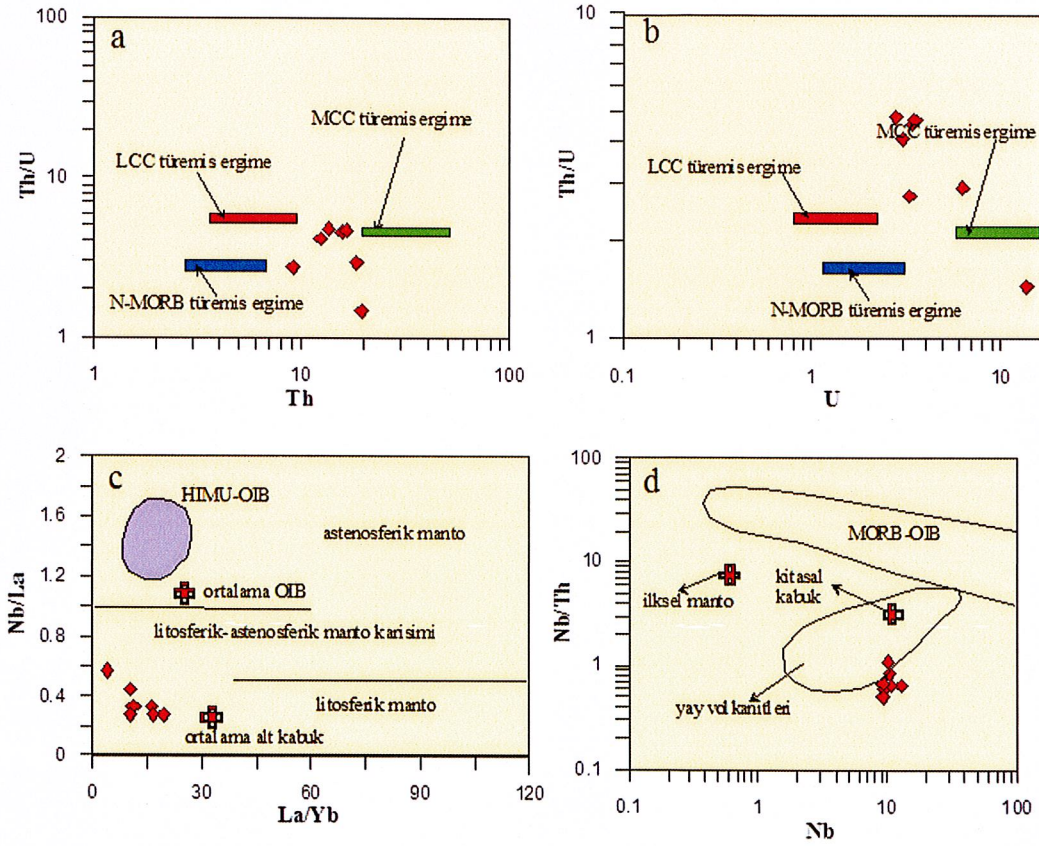
Musalar sokulumuna ait Ce değerlerine bakıldığında 45-70 arasında değişmektedir. Bu değerler Rudnick ve Gao (2004) tarafından önerilen alt kıta kabuğu (20-21 ppm), orta kabuk (53 ppm) ve üst kıtasal kabuk ortalama değerinden (63 ppm) orta-üst kıtasal kabuk arasındadır. Musalar sokulumunu subalkalen karakterli olup yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri özelliğindedir ve bu tür granitlerin çarpışma sonrası geliştiği bilinmektedir. Granitik magma zaman içinde gelişim göstermektedir. Bununla birlikte sokulum I tipindedir ve yüksek potasyum ve silis oranları köken olarak kıtasal kabuğa işaret etmektedir.

Musalar sokulumunun bazı jeokimyasal özellikleri ise bu kayaçların kökeninin kıtasal kabuğun kısmi ergimesinden geliştiğini göstermektedir. Buna göre; Musalar sokulumuna ait kayaçlar orta-yüksek potasyumlu ve kalk-alkalen karakterli kayaçlardır. Mg# değerleri küçük olup 23-34 arasında değişmektedir. Bu özellikler ise incelenen sokulum kayaçlarının, kıtasal kabuğun ergimesi ile oluşan granitoidler için uygun olduğunun göstermektedir. Ayrıca yüksek K₂O oranı (%3.05-4.26) ve SiO₂ içerikleri (%66-76), bu kayaçların, meta-magmatik kabuksal kaynak kayaçlardan türemiş olabileceklerini göstermektedir.

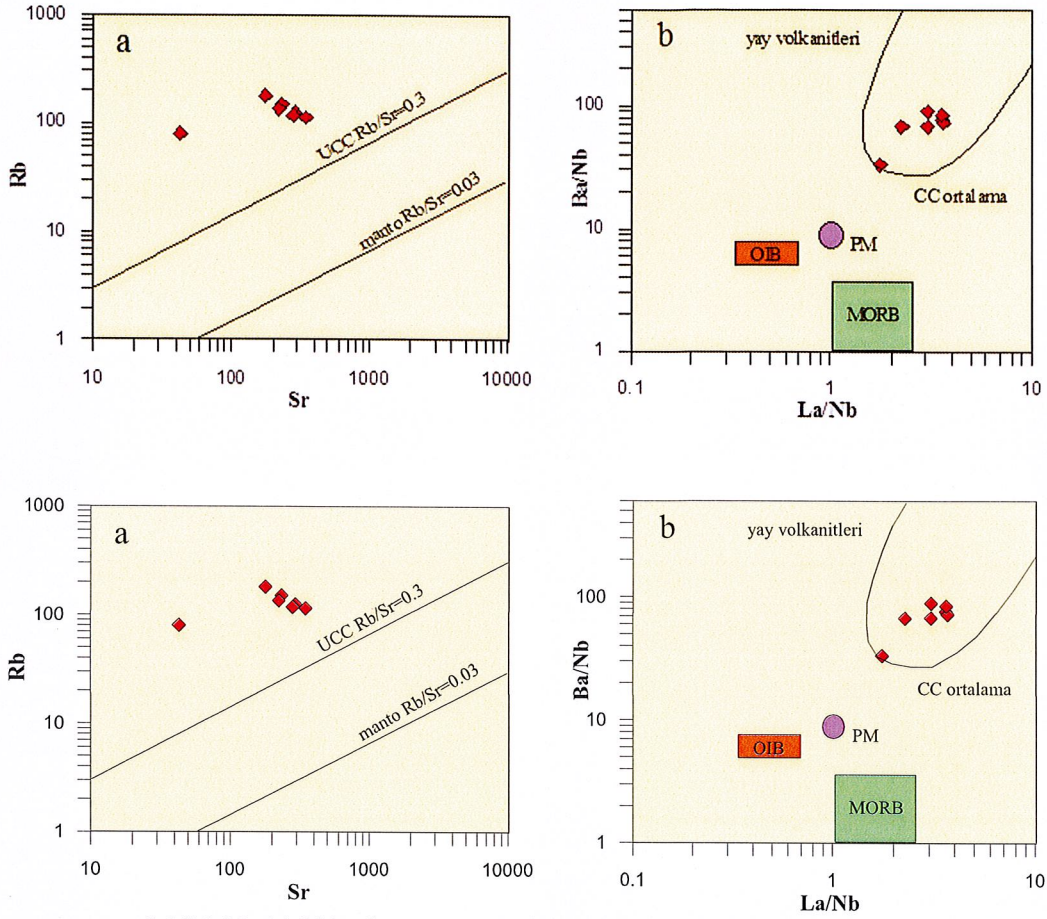
Musalar sokulumunun oluşumunda, metasomatize edilmiş bir manto kaynağının varlığı ile birlikte kabuktan türemiş magmanın birlikte rol oynadığı da görülmektedir. Sokulumda gözlenen LILE (geniş iyon yarıçaplı elementler)'deki (örn., Rb,Ba, K) zenginleşme ve Nb, Ta gibi elementlerdeki negatif anomalilerden metazomatik mantoyu işaret etmektedir.

Musalar granitine ait Th/U'ya karşı Th ve Th/U'ya karşı U diyagramlarında sokulumuna ait örneklerinin orta-alt kıtasal kabuktan türemiş ergimenin ürünleri olarak tespit edilmiştir. (Şekil 3.21 a,b) Nb/La'ya karşı La/Yb diyagramında da örneklerin ortalama alt kabuk bileşimine benzer olduğu görülmektedir. (Şekil 3.21c) Nb/Th'a karşı Nb diyagramında ise yay volkanitleri sınır ve/veya sınırının dışında yer

almaktadır. (Şekil 3.21 d) Bu veriler sokulumu oluşturan magmanın orta-alt kıta kabuk etkileşimli olduğunu göstermektedir. Rb'a karşı Sr diyagramında örneklerin tümü üst kıtasal kabuk ile ilişkilidir. (Şekil 3.22a) Ba/Nb'ye karşı La/Nb diyagramında ise örneklerin oluşum açısından yay volkanitleri ile ilişkilidirler. (Şekil 3.22 b)



Şekil 3.21 : Musalar granitinin (a) Th/U'ya Th, (b) Th/U'ya U, (c) Nb/La La/Yb, (d) Nb/Th'ye karşı Nb diyagramları. LCC, alt kıtasal kabuk; MCC, orta kıtasal kabuk. Alt ve orta kıtasal kabuk değerleri Rudnick ve Gao (2004), MORB değerleri Sun ve McDougth1989, üst kabuk değerleri Taylor ve McLennan (1985), İlksel manto değerleri Hofmann (1986), kıtasal kabuk, okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB), okyanus adası bazaltları (OIB) ve yay volkanitlerine ait değerler Schmidberger ve Hegner (1999), MORB ve OIB değerleri Sun ve McDough (1989), DM (tüketilmiş manto), N-MORB, E-MORB, OIB değerleri Sun ve McDonough (1989), ortalama OIB değerleri ve ortalama alt kabuk değerleri Chen ve Arculus (1995)'den alınmıştır. Astenosferik, litosferik vemiş manto arasındaki sınırlar Smith ve diğ. (1999) ve HIMU-OIB alanı Weaver ve diğ. (1987)'den alınmıştır.



Şekil 3.22: (a) Rb'ye karşı Sr, (b) Ba/Nb'ye karşı La/Nb diyagramları. MORB, OIB değerleri.

3.3 Ametist Oluşumları

3.3.1 Genel Bilgiler

Türlerine, renklerine ve kapanım çeşitliliklerine göre kuvars (SiO_2) grubu mineraller farklı isimlerle adlandırılmıştır. Renkler dikkate alınarak adlandırılan en önemli kuvars mineralleri şu şekildedir. Renksiz olanlarına beyaz kuvars veya dağ kristali, açık-koyu sarı renk tonlarında olanlara sitrin, açık pembeden-koyu gül kırmızı renk aralığındakilere gül kuvars, içerisinde küçük sıvı kapanımları bulundurması dolayısıyla süt beyazı rengindeki kuvars kristallerine süt kuvars, liladan başlayıp koyu mor renge kadar çeşitli olanlarına ametist, açık gri-siyah renklerdekilere dumanlı kuvars, asbest lifleri içeren kedi gözü kuvars, içinde rutil

iğneleri bulunanlar rutilli kuvars olarak adlandırılmışlardır (Hurlbut and Switzer, 1979; Read, P.G., 1999).

Doğada farklı şekiller ve formlarda bulunan, oluşumları itibariyle değişik renkleri ile farklı isimleri bir arada barındıran silis grubu minerallerinden kuvars (Ametist), kalsedon, agat, jasper ve opaller çok sıklıkla bilinenlerdir. Hidrotermal ve magmatik yolla oluşan ametistler boşluklar içinde büyüyen kristaller olarak bilinir. Dünyada bilinen en önemli ametist oluşumları Uruguay ve Brezilya'da bulunmaktadır. İlk ametist kristalleri Ural Dağlarında çıkartılmış olup bunlardan iyi kalitede olanlar mücevhercilikte kullanılmış ve bunlar Sibiryaya ametisti olarak adlandırılmışlardır. Dünyadaki diğer önemli bazı bölgeler; Zambiya, Sri Lanka, Meksika ve Madagaskar'dır. Bununla birlikte iyi kalitede olmayan pek çok ametist yatağı mevcut olup bunlar endüstride hammadde olarak kullanılmaktadır. Türkiye'de ise başta Balıkesir olmak üzere Kütahya, Ordu, İstanbul, Çanakkale, Ankara, Afyonkarahisar'da ametist kristali bulunmaktadır (İçözü, 2001). Günümüzde Türkiyede'ki en önemli ametist ocağı Balıkesir'in Dursunbey ilçesi Güğü Köyü'nde olup özel bir Şirket tarafından işletilmektedir. Tarihsel olarak Anadolu' da antik dönemlerden beri ametist kristali kullanılmış ve işlenmiştir. Özellikle Roma ve Helenistik döneminde takı ve mühür yapımında sıkça kullanılan mineral olmuştur (Meriçboyu, 2001).

Ametistler, kuvars'ın siyahımsı mordan menekşe renklerini bir arada bulunduran, makrokristalin çeşididir. Ametistler genellikle boşluk veya yarıklarda dişler şeklinde ve düzgün yüzeyli kristaller halinde bulunmaktadırlar. Bazen som yapıllı kökler halinde de görülürler. SiO₂ kimyasal formülü olan ametistlerde bazı elementlerin az miktarda bulunuşu renk çeşitliliğini arttırır. Açık leylaktan koyu mora kadar değişen renk çeşitlilikleri vardır. Fe⁺² ve Fe⁺³ elementleri ametist kristalinin mor renkten başlatıp lilaya kadar renklenmesinde etkili olmaktadır (Cohen ve Hassan, 1974; Balitsky vd., 2001). Bununla birlikte, manganez ve antimuan ile radyasyonun da belirli ölçüde etkilemesi de ametist kristalindeki renklenmenin nedeni olarak bilinmektedir (Lehmann, 1975).

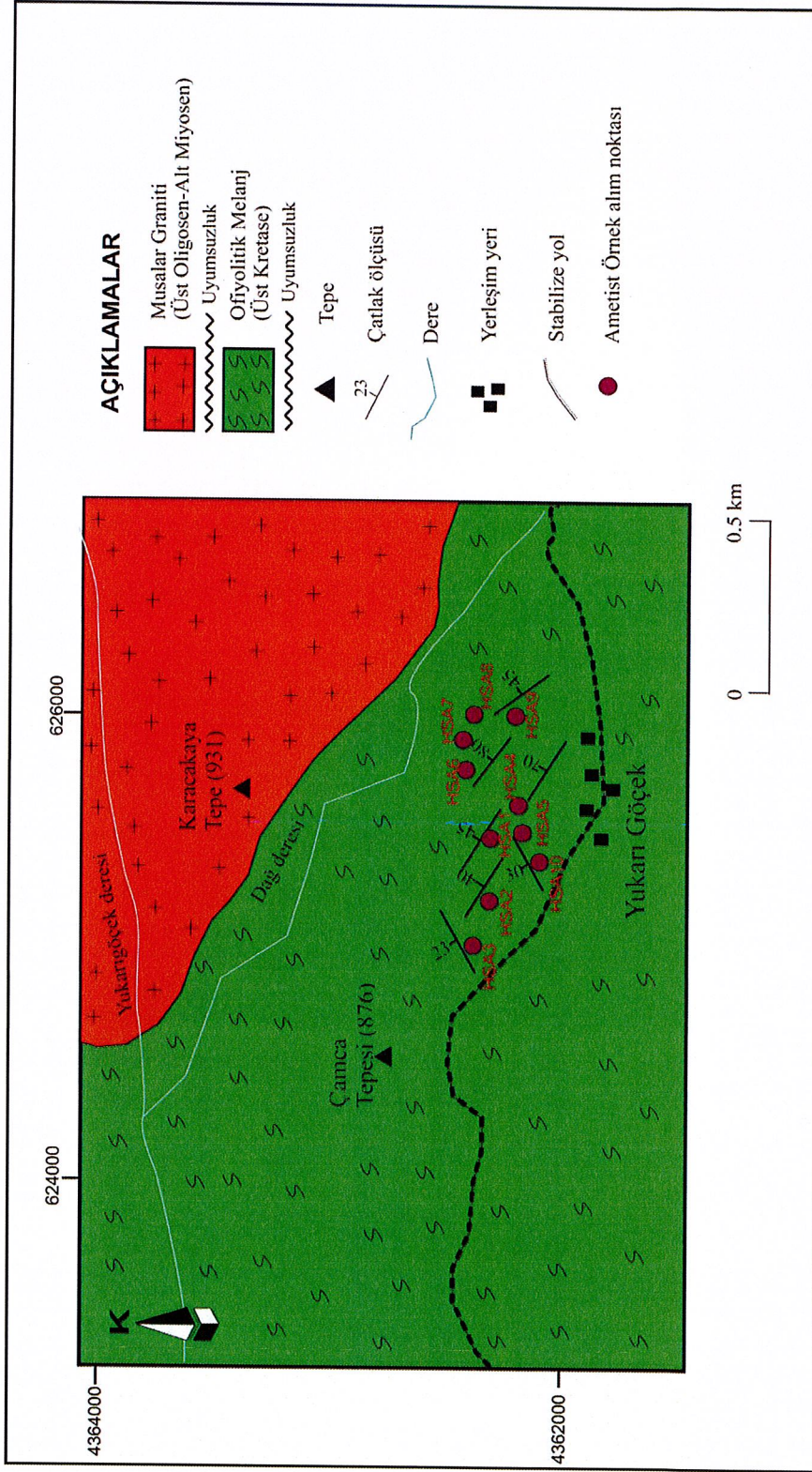
Farklı ısılarda renk değiştirebilen ametist kristali ısıtıldığında rengi kahverengimsi- sarı renge dönüşebilmektedir. 400-500°C sıcaklık aralığında ametist genellikle kahverengimsi sarı veya granat kırmızısı rengini almakta, 575°C üzerinde

ise rengini kaybederek ayaşı benzeri bir görünüm almaktadır (Gürbüz, 2007). Doğada ametistler açık veya koyu renklerde bulunabilmektedir. Fakat gün ışığı ile uzun süreli temasında koyu renkli olan ametistlerin renginin açıldığı gözlemlendiğinden kristallerin renk özelliğinin kaybolmaması için ışık almayan ortamlarda saklanması gerekmektedir (Gürbüz, 2007).

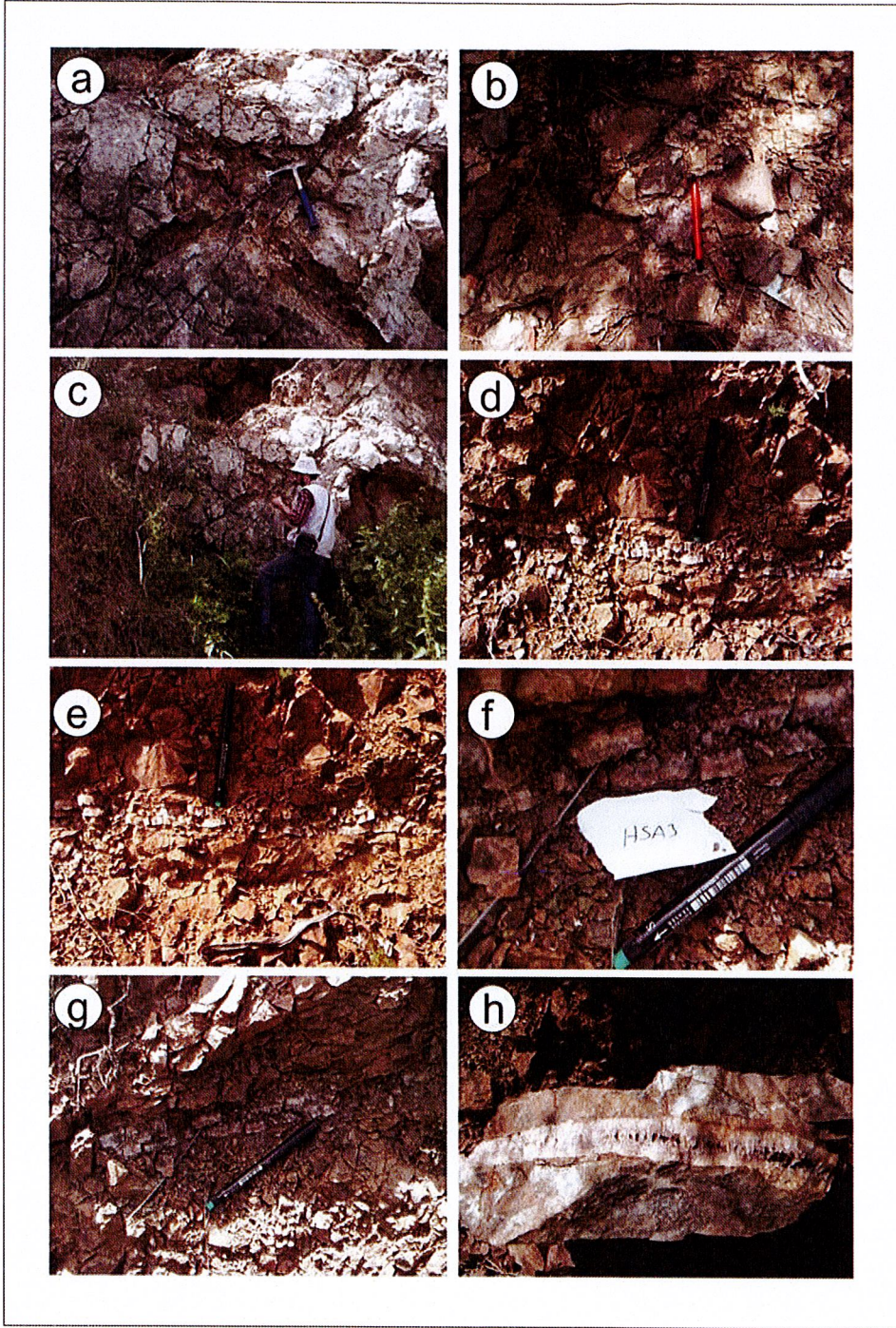
3.3.1 Yukarıgöcek Ametist Oluşumları

Türkiye'deki ametist kristalleri pek az araştırmacının çalışma konusu olmuştur (Birsoy, 1983, 1987; İçözü, 2001; Hatipoğlu,2003; Gürbüz, 2007). Balıkesir bölgesindeki ametist kristallerinin mor rengi almasında Fe elementi ile birlikte Mn ve Sb elementi de etkili olmuştur (Birsoy, 1987). Bu bölgedeki ametistlerde yapılan jeokimyasal analizlerde Sb, Fe ve Li element içeriğinin yüksek olduğu gözlenmiştir. Ayrıca düşük oranlı radyasyonun da renklenmede etmen olduğu düşünülmektedir (Birsoy 1987; Gürbüz 2007). İçözü, 2001'e göre, Türkiye'de bulunan ametist kristallerinin genellikle Fe-Pb-Zn maden yataklarının yakınlarında olması bu görüşü desteklemektedir.

Yukarı göcek köyü ve civarında bulunan ametistler (Şekil 3.23) özellikle ofiyolitik kayaçların kırık ve çatlak sistemlerinde 4-5 cm arasındaki kalınlıklarda olup damarlar şeklinde görülmektedir (Şekil 3.24 a, c). Ofiyolitik kayaçlardaki çatlak sistemleri genel olarak K40B 55GB yönündedir. Ametistlerin kök ve dış kısımları net olarak gözlemlenmektedir (Şekil 3.24 f, h). İnceleme alanında ametist damarlarına ait 10 noktadan örnek alınmıştır.(Şekil 3.23) Alınan ametist örneklerinde damar kalınlıkları 1-6 cm arasında değişmektedir. (Şekil 3.24 b) (Şekil 3.24 d). Çatlak aralıklarının küçük olmasından dolayı kristallenme boyutlarında da doğru orantılı olarak küçük kristaller gözlemlenmektedir (Şekil 3.24 e,g). Kristal rengi genellikle açık mor veya lila şeklinde olup yüzeyde bulunan kristallerin çeşitli fiziki şartların etkisiyle mor renginin kısmen veya tamamen kaybetmiş olma olasılıkları da mevcuttur (Şekil 3.24 c)

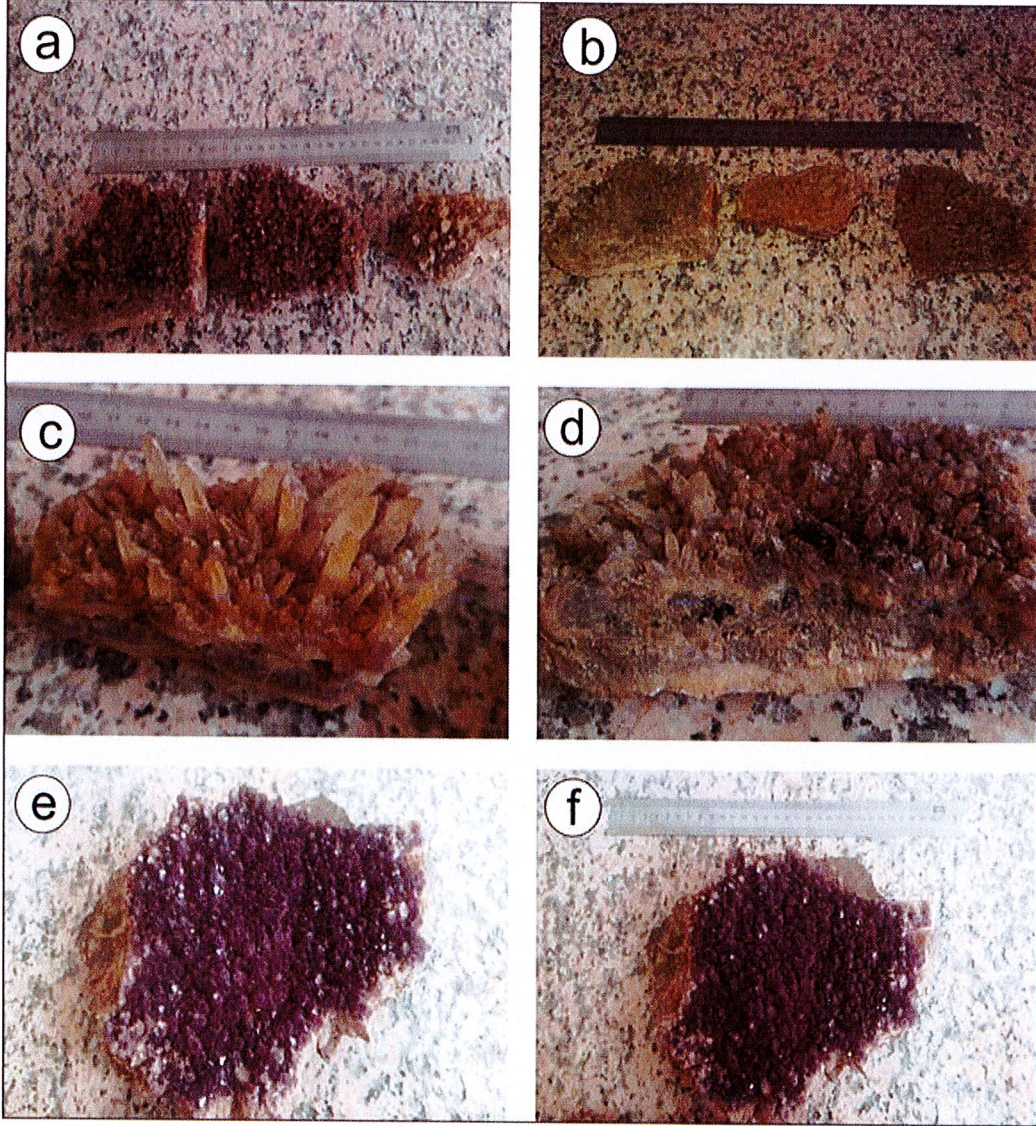


Şekil 3.23 : Yukarı Göcek Köyü çevresinde oluşan ametist kristallerinin mevcut çatlak sistemindeki konumunun jeolojik haritadaki yeri



Şekil 3.24 : Yukarı Göcek köyünde çatlak sistemi içerisinde gelişen küçük boyutlu veya dış yapılı ametist kristallerinin görünümleri

Yukarıgöcek köyünde bulunan ametist kristalleri genellikle çok küçük boyutludur. İri kristaller az oranda bulunmakta olup bunlar içerdikleri kapaenımlar nedeniyle saydam ve temiz değildir (Şekil 3.25 a-f).



Şekil 3.25 : Ametist kristallerinin kristal boyutu ve açđ mor-lila rengine den çok açđ mor-sarımsđ beyaz rengine kadar değişen kristallerin görünümü.

Toplanan ametist örneklerinde yapılan incelemede kristallerin birbirinden ayrışması nedeniyle kabaşon ve faset işlemi için uygun olmamakla birlikte, tamburlama işleminden sonra şekillenip parlatılan kök ametistler ve ince kristalli ve açık mor renkli ametistler ise ultrasonik yıkama cihazından geçirildikten sonra üstündeki yabancı maddelerden temizlenerek, ham halde yüzük, küpe, broş gibi takıların yapımında kullanılabilirler. Bunun yanında damarlarda bulunan ametist parçaları dilimler şeklinde kesilerek plaka halinde takoz ve dekoratif eşya olarak sehpa, masa ve duvar süslemesi yapımında kullanılabilir.

3.3.2 Mineral Kimyası

Yukarı Göcek köyündeki HSA-10 nolu çatlakta (Şekil 3.24) bulunan ametist kristalinden örnek alınmış ve Minnessota Üniversitesi (ABD) mikroprob laboratuvarında mineral kimyası analizi yaptırılmıştır. HSA-10 nolu çatlakta bulunan iki adet ametisten yapılan analiz sonuçları Tablo 2 de verilmiştir. Analizler ametist kristalinin merkez ve kenar kısımlarından yapılmıştır.

SiO₂ değerleri HSA-10-1 nolu örnekte merkez noktalarda hafif artışlar olduğu, kenar noktalarda ise düşüş olduğu görülürken HSA-10-2 nolu örnekte SiO₂ değerlerinde merkezden kenar noktalarına doğru artış olduğu görülmüştür. Ametis kristaline mor rengi veren FeO ve MnO değerleri örneklerde merkez veya kenar kısımlarında %0.0 ile 0.02 arasında değişmektedir. Değerlerin düşük olması çalışılan ametistlerin renginin açık olmasının nedeni olmuş olabilir. TiO₂ değerleri HSA-10-1 nolu örnekte merkez noktalarında değer görülmeyip kenar noktalarında çok küçük oranlarda (%0,02-0,01) olduğu görülmektedir. HSA-10-1 nolu örnekte Al₂O₃ değeri yüksek iken HSA-10-2 nolu örnekte bu değer düşüktür. Tüm bu analiz sonuçları güğü ametist değerleri ile benzerdir (Gürbüz, 2007)

Tablo 3.2 HSA-10 nolu çatlakta bulunan ametist kristalinden mikroprob analiz sonuçları

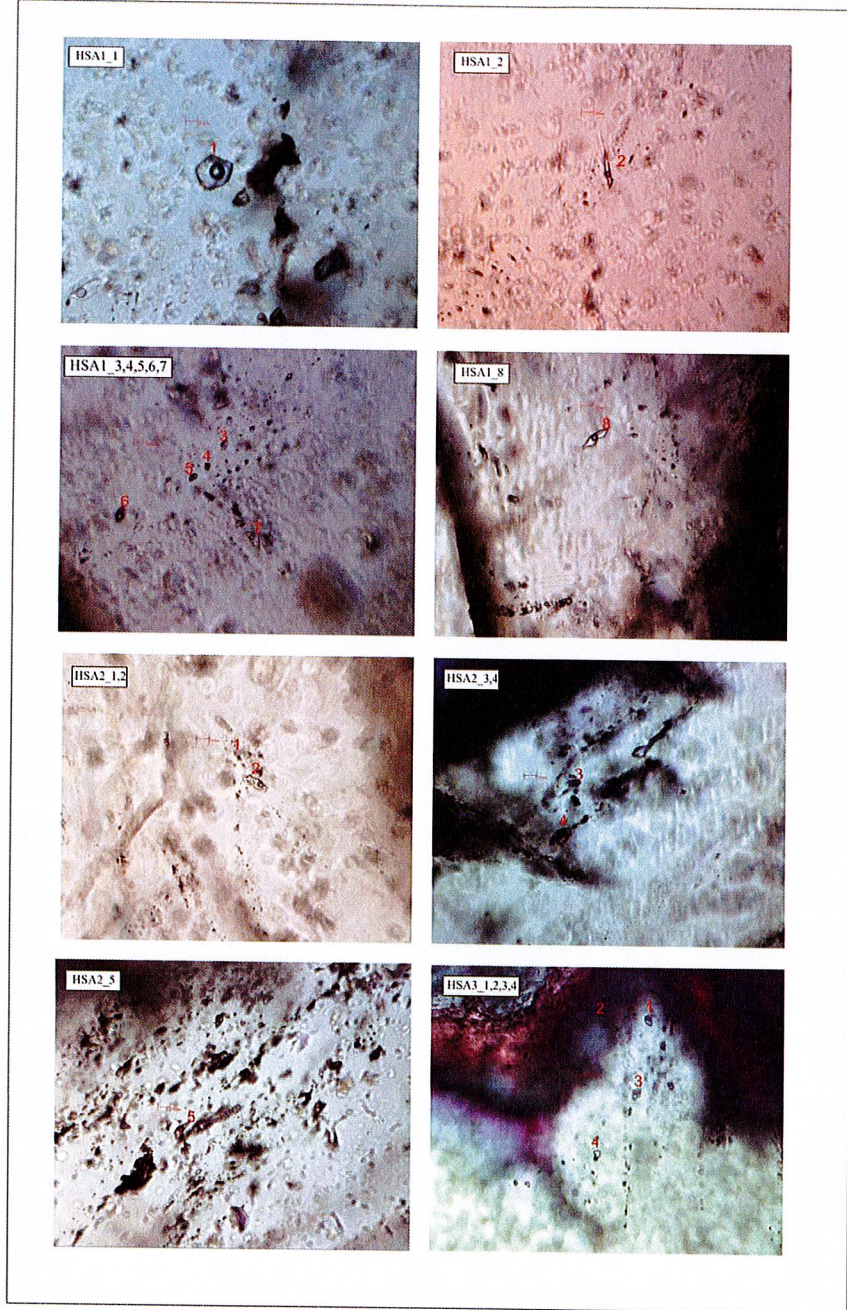
NUMUNE	HSA-10-1		HSA-10-1		HSA-10-1		HSA-10-1		HSA-10-2		HSA-10-2		HSA-10-2		HSA-10-2	
	MERKEZ	MERKEZ	MERKEZ	KENAR	MERKEZ	KENAR	MERKEZ	KENAR	MERKEZ	KENAR	MERKEZ	KENAR	MERKEZ	KENAR	MERKEZ	KENAR
REL. LINE	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	
SiO ₂	97.63	97.86	97.89	97.81	97.42	99.04	99.06	99.89	99.49	100.04	99.04	99.06	99.89	99.49	100.04	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	0.49	0.51	0.48	0.40	0.31	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	
Na ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	
TOPLAM	98.16	98.39	98.43	98.32	97.82	99.09	99.09	99.96	99.52	100.10	99.09	99.09	99.96	99.52	100.10	

3.3.3 Sıvı Kapanım

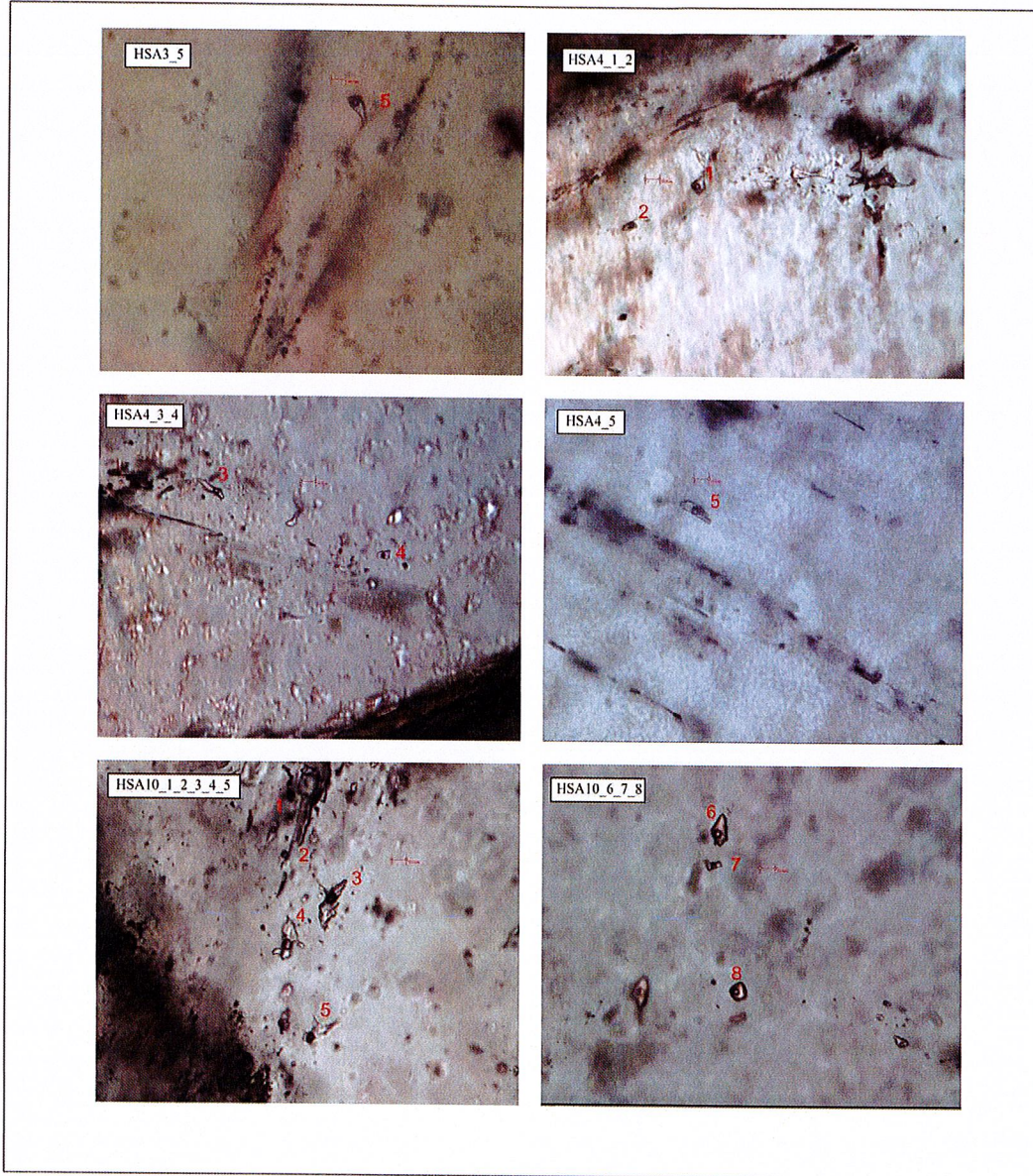
Yukarı göcek köyü ve civarındaki ametist kristallerinin bulunduğu damarlardan alınan 5 adet ametist kristal örneğinin sıvı kapanım çalışması İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Sıvı Kapanım laboratuvarında yapılmıştır. İTÜ’de örneklerin ince kesiti yapılarak iki yüzü parlatılmıştır. 5 Adet ametist örneğinden toplam 31 adet sıvı kapanım ölçümleri yapılmış ve sonuçlar Tablo 3 de verilmiştir. Yapılan analizlerde birincil ve ikincil kapanım çeşitleri tespit edilmiştir. En çok gözlenen kapanım çeşidi birincil sıvı bakımından zengin kapanım olmakla beraber ikincil sıvı bakımından zengin kapanım ve birincil sıvı buhar kapanım çeşitleri de bulunmuştur (Tablo 3.3). Sıvı kapanımlardan çekilen mikrofotografların görüntüleri Şekil 3.26 ve 3.27’de verilmiştir. Sıvı kapanımlardan hesaplanan homojenleşme sıcaklık değerleri 231 °C ile 278 °C arasında olup ortalama 255 °C ‘dir (Şekil 3.28, Tablo 3.3). Bu sonuçlara göre Yukarıgöcek köyü ametistlerin ortalama oluşum sıcaklığı 255 °C civarında olup hidrotermal yolla oluşmuş olabilir.

Tablo 3.3: Yukarı göcek köyü ve civarındaki ametist kristallerinin bulunduğu damarlardan alınan ametist kristal örneklerinin sıvı kapaçın analiz sonuçları

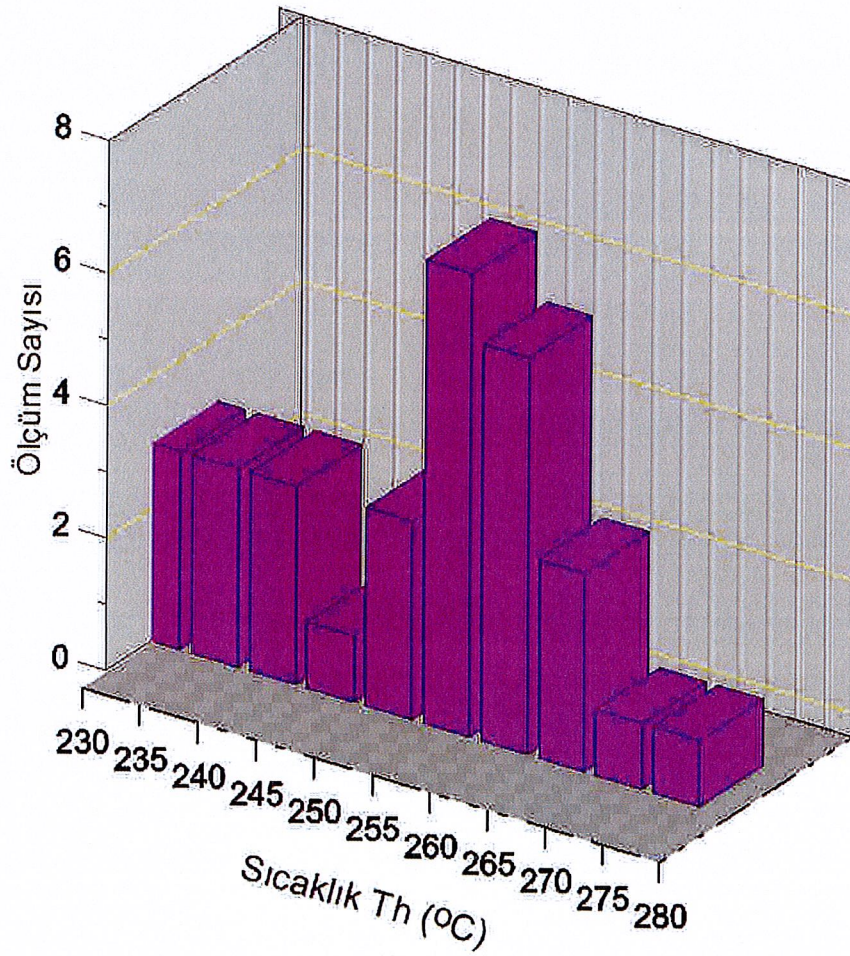
Örnek No	Homojen Sıcaklık J_5 (°C)	Ötektik Sıcaklık (Je) (°C)	Son Erime Sıcaklık (Jm) (°C)	Sıvı Faz (µm ²)	Buhar Faz (µm ²)	Kapaçın Türü
HSA1 1	257.8	-52.5	-1.0	546.7	99.4	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 2	251.5	-51.5	-0.1	91.5	17	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 3	238.5	-55.2	-0.8	22.4	6.2	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 4	238.1	-54	-0.8	17.7	6.6	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 5	243.3	-51	-0.8	34.6	8.2	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 6	255.6	-20	-0.8	63.8	12.5	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 7	238.1	-58.8	-0.8	73.7	13.5	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA1 8	235	-23.3	-6.3	112.9	21.2	Birincil, Sıvı Buhar Kapaçın, Sıvıca Zengin Kapaçın
HSA2 1	244	-18.8	-2.6	17.6	4.4	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA2 2	261	-20.1	0.4	96.4	16.9	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA2 3	275	0.8	0.8	56.6	23.5	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA2 4	278	-0.4	-0.4	148.2	51.5	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA2 5	260	-20.8	-2.9	80.9	20	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA3 1	252.1	-3.1	-1.4	38.4	7.7	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA3 2	264.3	-1.9	-1.3	45.8	5.7	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA3 3	232	-21.7	-1.3	32.2	6.2	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA3 4	231	-20.3	-1.9	32.5	7.7	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA3 5	260.1	-22.9	-1.1	115.3	25.8	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA4 1	268.6	-57.1	-0.9	63.6	16.8	İkincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA4 2	265.1	-28.7	-0.8	42.8	9.4	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA4 3	252.2	-1.7	-1.1	73.9	12.5	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA4 4	244.1	-21.1	-1.1	53.2	8.8	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA4 5	248.4	-44.9	-1.5	140.7	24.5	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 1	264.5	-56.4	-2.8	92.2	17.2	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 2	268.2	-43.7	-1.4	61.5	16.1	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 3	258.5	-1.9	-1.2	269.1	47.7	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 4	257	-2.1	-1.2	210	21.9	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 5	263.2	-2.2	-1.0	153.4	23.5	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 6	260.9	-23.2	-2.3	157.9	36.3	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 7	257.7	-22.8	-2.5	47.9	12.6	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın
HSA10 8	256	-20.1	-2.3	106.4	23.9	Birincil, Sıvı Bakımdan zengin kapaçın



Şekil 3.26 : Yukarı göcek köyü ametistlerine ait birincil ve ikincil sıvı kapanım çeşitleri (HSA1, HSA2 ve HSA3 nolu örnekler).



Şekil 3.27 : Yukarı göcek köyü ametistlerine ait birincil ve ikincil sıvı kapanım çeşitleri (HSA3, HSA4 ve HSA10 nolu örnekler).



Şekil 3.28 : Yukarıgöcek köyü ametistlerinin homojenleşme diyagramı.

3.3.4 Oluşum Mekanizması

Mücevher Taşı yer kabuğundaki çeşitli kayaların bünyesinde bulunan mineraller, bitki, hayvan gibi canlıların tarafından üretilmiş organik oluşumlar ile laboratuvar koşullarında üretilen sentetik ürünlerden oluşmaktadır. Mücevher Taşları (Gemstones) oluşumsal sınıflamasında Doğal Mücevher Taşları (Naturel Gemstones), Sentetik Mücevher Taşları (Synthetic Gemstones) ve Taklit Mücevher Taşları (Imitation Gemstones) olmak üzere 3'e ayrılmaktadır. Doğal mücevher taşları ise inorganik kökenliler ve organik kökenliler olmak üzere 2'ye ayrılmış olup, inorganik kökenliler; elementler, mineraller ve kayalardan oluşmaktadır. Organik kökenliler ise element ve minerallerin bir ya da birkaçının oluşturduğu canlı

organizmaların kemik ya da kabuksal artıklarından oluşurlar (Örneğin; kehribar, inci, mercan, fildişi).

Mücevher Taşları doğada çeşitli kayalar ile maden yatakları içerisinde çeşitli miktarlarda bulunur. Yüzeysel sularında, hidrotermal çözeltilere, magmatik kayalar oluşumlarına, metamorfik ve organik olaylara bağlı olarak çeşitli fiziko-kimyasal yollarla oluşabilirler (Atakul vd.2007).

Hidrotermal çözeltiler genellikle magma kökenli sıvı ve gazlarından oluşmuşlardır. Bu çözeltiler bünyelerine magmadan aldıkları iz elementlerle çevresinde bulunan kayaların çatlakların etkisiyle taşınırlar. Bazen kökeni farklı olan sularla birleşir ve çeşitli elementlerce zenginleşen bu sular yeterli doygunluğa ulaştığında ve kristallenmesi için soğumaya başladığı kayaların çatlak ve boşluklarında çeşitli mineral damarlarını oluştururlar. Bu mineral damarlarında ametist, topaz ve zümrüt gibi değerli mücevher taşları oluşur. Ametist hidrotermal kökenli metalik cevher yataklarında görünen mücevher taşıdır.

Yukarıgöcek köyü ametistleri Musalar granitinin ofiyolitik melanji kesmesi ve beraberinde getirmiş olduğu silisçe zengin sıvı fazı 255 °C'de hidrotermal evrede melanj içindeki mevcut çatlaklara bırakması ile oluşmuştur.

3.3.5 Ekonomik Değeri

Yukarı göcek köyü ve civarında incelenen ametist kristalleri, renklerinin açık mor-lila renginden başlayıp daha açık mor-sarımsı renklerinde olması, kristal boyutlarının küçük olması, kristallerin kolayca dağılması gibi nedenlerden dolayı bulunan ametistlerin takılarda mücevher taşı olarak işlenmesine uygun değildir. Endüstriyel ham madde olarak kullanıldığında ekonomik değere sahip olabilir

Bir mücevher taşı doğadan çıkarıldığı andan başlayıp bir takımın üzerine konuncaya veya dekoratif amaçlı kullanılıncaya kadar geçirdiği süreç onun işleme sürecidir ve bu işlerin tamamı lapidary (Mücevher taşı İşleme) atölyesinde gerçekleştirilir.

Bu aşamalar genelde temizleme, planlama ve ölçülendirme, kesme, şekillendirme, parlatma ve cilalama aşamalarıdır. Bunlar tamamlandıktan sonra

taşlar, kuyum atölyesine girer ve kıymetli metaller ile takı haline getirilir veya dekoratif süs olarak kullanılmak üzere çeşitli ebatlarda plakalar halinde kullanıma sunulur.(Şekil.3.31)

Aşamalar şu şekildedir;

- Temizleme:

Araziden çıkarılan taşlar önce temizlenme işlemine tabi tutulur. Taşların üzerlerindeki kirlere temizlenmesi sağlanır.

- Planlama:

Temizlenmiş taşlar şekil, cins ve büyüklüklerine göre ayırt edilip, Yapılması düşünülen işleme uygun olarak gruplanırlar. Gruplandırma bittikten sonra kesime girecek taşların miktarları, kesim yönleri ve kesim şekilleri belirlenip üzerleri işaretlenir.

- Kesim:

Burada kesim makineleri sayesinde temizlenmiş ve kesim yerleri ve şekilleri işaretlenmiş ham taşlar Büyük kesme makinesinde değişik kalınlıklarda plakalar halinde dilimlenerek kesilir.

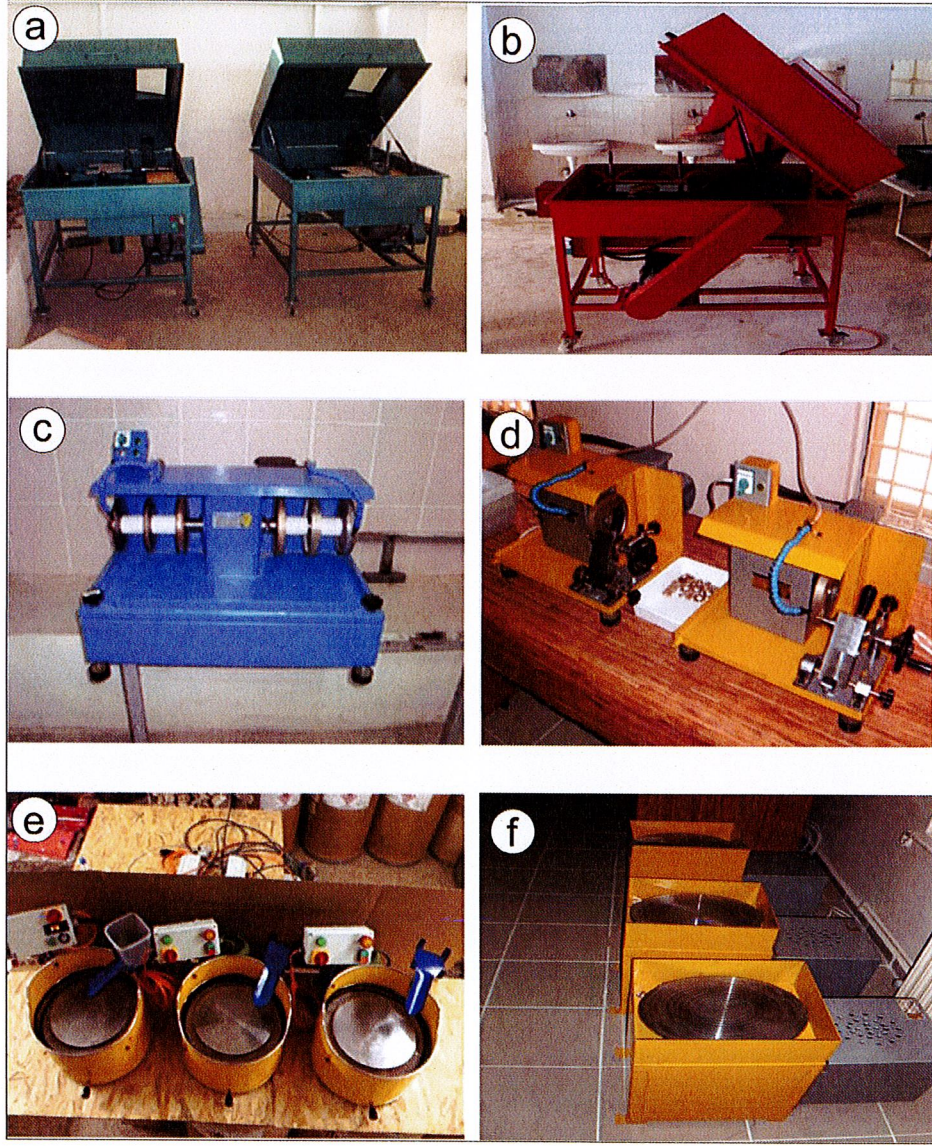
- Şekillendirme:

Büyük kesiciden çıkan dilimlenmiş taşların tekrar planlama ile gruplandırılması yapıldıktan sonra şekillendirme işlerinin yapılmasına geçilir. Bu aşamada taşlar artık kullanılacakları alanlara göre ilk şekillerini almaya başlarlar. Plaka olarak kullanılacak olanlar, mücevheratta kullanılmak için değişik şekillere sokulacak olanlar, dekoratif obje olarak kullanılacak olanlar belirlenir. Kullanılan makineler İnce Dilimleme Makinesi, İnce Kesme Makinesi, Kabaşon Makinesi, , Faset Makinesi (Şekil. 3.29) (Şekil.3.30)

- Aşındırma, Parlatma ve Cilalama:

Bu aşamada artık Ürünlerin parlatılması işlemlerine geçilir. Kullanılan makineler Yatay Lap Makinesi, Parlatma Makinesi, Tambur Makinesi. Kullanılan malzemeler ise Silisyum Karbür (80, 220, 400, 600, 800, 1200 Numaralar), Parlatma Tozu (Seryum Oksit, Alüminyum Oksit, Krom Oksit vs.) Bu aşamanın tamamlanmasıyla taşlar kuyum atölyesine ya da direkt kullanıma hazır hale gelirler.

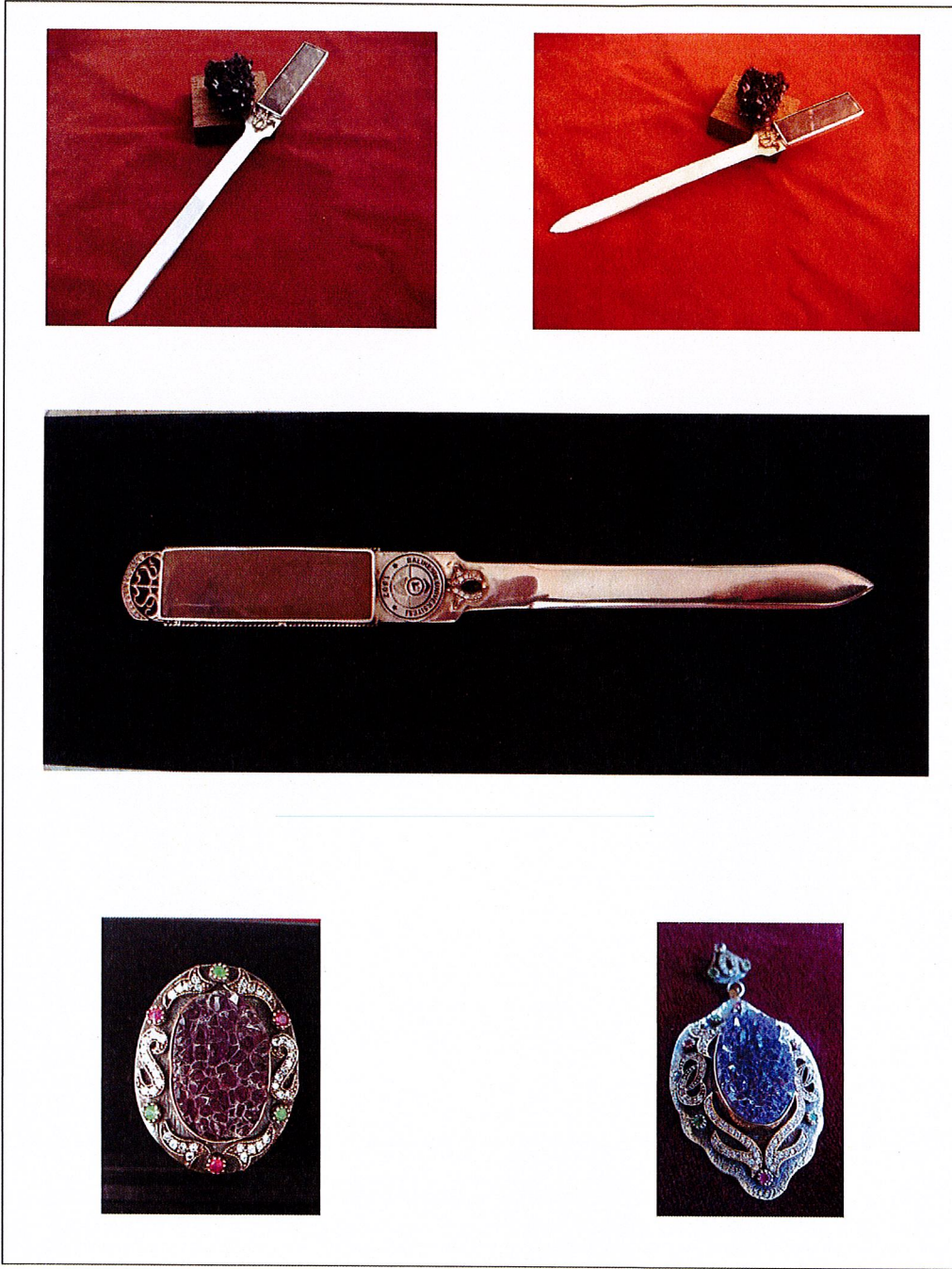
Tamburlama işlemi taşları düzeltmek ve her yüzeyini aynı oranda parlatabilmek için yapılan bir işlemdir. Bu işlem dönen bir kabın içindeki taşların su ve aşındırıcı ve parlatıcı tozlar yardımıyla yüzeylerini düzeltmek ve parlatmak esasına dayanır. Aşındırma ve parlatmadan sonra taş cilalama aşamasına gelir. Cilalamada amaç taşa parlaklık vermek ve taşın yüzeyinin havayla olan temasını kesmek için kimyasal bir oksitle (bunlar daha çok metal oksitlerdir.) kaplamaktır. Bunlar alüminyum oksit, çinko oksit, krom oksittir. En iyi kimyasal oksit seryum oksittir. Bu oksitler ya toz şekilde ya da sabun kalıbı gibi sıkıştırılmış şekilde kullanılır.



Şekil 3.29: Mücevhertaş işleme makinaları a-) Büyük dilimleme makinası, b-) Büyük dilimleme makinası, c-) Kabaşon şekillendirme makinası, d-) Kabaşon şekillendirme makinası, e-) Parlatma ve Cilalama makinası, f-) Parlatma ve Cilalama makinası (Silica-Gem Tur. San. Tc. Ltd. İzniyle)



Şekil 3.30: Mücevhertaş işleme makinaları a-) Tambur makinası, b-) Tesbih makinası, c-) Faset makinası, d-) Faset makinası (Silica-Gem Tur. San. Tc. Ltd. İzniyle)



Şekil 3.31 : Ametist kristallerinden yapılmış takı örnekleri, (Dursunbey Myo Kuyumculuk ve Takı Tasarım program Atölyesinde üretilmiştir.)

4. SONUÇLAR

- 1) Musalar graniti KD-GB doğrultulu, açık gri, gri ve bej renkli Musalar graniti oval şeklinde ve 1 ile 4 cm boyutunda mafik magmatik anklavlar içermektedir. Arenalaşmış olan Musalar Graniti 1 ile 5 cm boyutlarındaki aplik daykları tarafından kesilmiştir. Orta ve iri taneli yer yer de poikilitik doku gösteren Musalar graniti ana mineral olarak plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit, amfibol ve opak mineral içermektedir. Zirkon, apatit ve sfen mineralleri ise tali mineral olarak görülmektedir
- 2) Jeokimyasal olarak SiO_2 %66-76, K_2O %3.0-4.2 ve Al_2O_3 % 12.6-15.9 değerleri içermekte olup A/CNK değeri 1-1.1 arasındadır. Musalar sokulumuna ait örnekler adlandırma genellikle granodiyorit, bazı örnekler ise granit alanında yer almaktadır ve subalkali karaktere sahip olduğu görülmektedir. Musalar sokulumu orta-yüksek potasyumlu kalkalkalen karakterinde olup I-tipi ve peralümin özelliği göstermektedir. Musalar sokulumuna ait kayaçlarda SiO_2 'ye karşı MgO, CaO, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 ve Sr değerlerinde kuvvetli negatif, P_2O_5 , Nb ve Ba değerlerinde ise hafif negatif ilişki görülürken yalnızca K_2O değerinde pozitif ilişki görülmektedir. Bu kayaçların gelişiminde plajiyoklaz, K-feldispat, amfibol, biyotit, Fe-Ti oksit ve apatit ayrılaşmasının etkili olduğunu ve kristal fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir
- 3) Musalar sokulumuna ait iz element içeriklerinin İlksel Manto'ya göre normalize dağılım diyagramlarında büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (BİYE; K, Sr, Ba ve Rb), Ce ve Th değerlerince zenginleşme, bazı yüksek çekim alanlı element (YÇAE; Y ve Ti), Nb ve Ta içerikleri bakımından da fakirleşme görülmektedir. Sokulumuna ait granitik kayaçların Kondrit'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımları incelendiğinde, hafif nadir toprak elementlerce iyi zenginleşme gözlenirken, ağır nadir toprak elementlerce daha az zenginleşme gözlenmektedir. Musalar sokulumuna ait örneklerde (La/Lu)_N değerleri 13.06-34.10 arasında değişirken (La/Sm)_N 5.17-14.55 ve (Gd/Lu)_N 0.61-2.36 arasında değişmektedir. Hafif nadir toprak elementler kondrit değerine göre

daha zenginleşmiş olup konkav biçimli dağılım sunması plajiyoklaz ve hornblend minerallerinin ayrılaşmasını işaret etmektedir.

- 4) Tektonik olarak Musalar sokulumu çarpışma sonrası volkanik yay granitlerinin özelliklerini göstermektedir. Oluşumunda, litosferik manto ile kabuktan türemiş magmanın birlikte rol oynadığı görülmektedir. LILE elementlerince zenginleşme ve Nb, Ta gibi elemanlerdeki negatif anomaliler metazomatik mantoyu işaret etmektedir.
- 5) Yukarı göcek köyü ve civarında bulunan ametistler özellikle ofiyolitik kayaların kırık ve çatlak sistemlerinde 4-5 cm arasındaki kalınlıklarda olup damarlar şeklinde görülmektedir. Ametistlerin kök ve dış kısımları net olarak gözlemlenmektedir. Kristal rengi genellikle açık mor veya liladır.
- 6) Ametist kristaline mor rengi veren FeO ve MnO değerleri örneklerde merkez veya kenar kısımlarında %0.0 ile 0.02 arasında değişmektedir. Değerlerin düşük olması ametistlerin renginin açık olmasının nedeni olabilir.
- 7) Sıvı kapanım çalışmalarında ametist kristallerinde birincil ve ikincil kapanım çeşitleri tespit edilmiştir. En çok gözlenen kapanım çeşidi birincil sıvı bakımından zengin kapanım olmakla beraber ikincil sıvı bakımından zengin kapanım ve birincil sıvı buhar kapanım çeşitleri de mevcuttur. Homojenleşme sıcaklık değerleri 231 °C ile 278 °C arasında olup ortalama 255 °C 'dir.
- 8) Yukarıgöcek köyü ametistleri Musalar granitinin ofiyolitik melanjı kesmesi ve beraberinde getirmiş olduğu silisçe zengin sıvı fazı 255 °C'de hidrotermal evrede melanj içindeki mevcut çatlaklara bırakması ile oluşmuştur
- 9) Yukarıgöcek köyü civarında yüzeye yakın damarlarda bulunan ametist kristallerinin çabucak dağılması, kopması sonucunda takı yapımında kullanılmaya elverişli değildir. Fakat mevcut damarların bulunduğu yerlerden daha derinlere doğru yapılacak olan detaylı arama teknikleriyle daha iyi kristal örneklerine ulaşılabilir.

5. KAYNAKLAR

Aldanmaz, E., Pearce, J., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67–95.

Altunkaynak, Ş. (2007). Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *The Journal of geology*, 115(1), 63-82.

Altunkaynak, Ş. ve Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey): *Lithos*, 102, 316-340.

Altunkaynak, Ş., Sunal, G., Aldanmaz, E., Genç, C.Ş., Dilek, Y., Furnes, H., et al. (2012). Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) Revisited: New Implications from Comparative Zircon SHRIMP U–Pb and 40Ar–39Ar Geochronology and Isotope Geochemistry on Magma Genesis and Emplacement. *Lithos*, 55, 289–309.

Aslan, Z., Erdem, D., Temizel, İ. and Aslan, M. (2017). SHRIMP U–Pb zircon ages and whole-rock geochemistry for the Şapçı volcanic rocks, Biga Peninsula, Northwest Turkey: implications for preeruption crystallization conditions and source characteristics. *International Geology review*, 59(14), 1764-1785.

Atakul, A., Küçükuysal, C., Sayı, K., Süer, S.(2007). Süstaşları. *ODTÜ Bilim ve Toplum Kitapları*, 100 (7-16)

Aydar, E. 1998. “Early Miocene to Quaternary Evolution of Volcanism and the Basin Formation in Western Anatolia”, *A Review Journal of Vol. and Geot. Res.*, 85, 69–82.

Bachelor, R.A. and Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.

Bacon, C. R. and Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 57-61.

Balitsky, V. S., Machina, I. B., Mar, A. A., Shigley, J. E., Rossman, G. R., & Lu, T. (2000). Industrial growth, morphology and some properties of Bi-colored amethyst-citrine quartz (ametrine). *Journal of crystal growth*, 212(1-2), 255-260.

Beccaletto, I., Bartolini, A. C., Martini, R., Hochuli, P.A. ve Kozur, H. (2005). Biostratigraphic data from the Çetmi Melange, northwest Turkey: paleogeographic and tectonic implications. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology* 221, 215-244.

Bingöl, E. (1976). Bati Anadolu'nun jeotektonik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 86(86).

Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G. (1982). "Granitic intrusion in Western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area", *Eclogae Geol Helv* 75, (2), 437-446

Birsoy, R. (1983). Kuvarsın Renklenmesi ve yapısal hataları. *Tübitak TBAG*-468.

Birsoy, R. (1987). Doğal Ametistin kirlilik içeriği ve renklenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 63.

Boztuğ, D., Harlavan, Y., Jonckheere, R., Can, İ. And Sarı, R. (2009). Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilıca, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids, *West Anatolia, Turkey: Geological Journal* 44, 79-103.

Chen, W. and Arculus, R. J. (1995). Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *Lithos* 110, 99-119.

Cohen, A. J., Hassan, F. (1974). Ferrous and ferric ions in synthetic α -quartz and natural amethyst. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 59(7-8), 719-728.

Delaloye, M. and Bingöl, E. (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review* 42, 241–268.

Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş F. and Kar, H., “New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 177-186, (2004).

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., vd. (1995). Biga yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri: *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi* 117, 55-86.

Erdoğan, B., Akay, E., Hasözbeke, A., & Siebel, W. (2009). Geology and tectonic evolution of the Kazdağ Massif (NW Anatolia). In *Geophys Res Abstr* (Vol. 11).

Ergül, E., Öztürk, Z., Akçaören, F., . Gözler, M. Z. (1980). Balıkesir ili-Marmara Denizi arasının jeolojisi. MTA Rapor, (6760), 57.

Ergül, E., Gözler, Z., Akçaören, F. (1986). 1: 100,000 Ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Balıkesir-F6 Paftası. MTA Gen. Müd. Jeol. Et. Dai.

Erkül, F., Erkül, S. T., Helvacı, C. (2010). Erken Miyosen Bigadiç bor havzasındaki volkanik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri: magma karışımının kanıtları, Batı Anadolu-Türkiye. *Yerbilimleri Dergisi*, 31(2), 141-168.

Ersoy, Y.E., Helvacı, C., Uysal, İ., Karaoğlu, Ö., Palmer, M.R., and Dindi, F., (2012), Petrogenesis of the Miocene volcanism along the İzmir-Balıkesir Transfer Zone in western Anatolia, Turkey: Implications for origin and evolution of potassic volcanism in post-collisional areas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 241-242, p. 21–38. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.05.022

Genç, Ş. C. (1998). Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85,233-249.

Glodny, J., Hetzel, R. (2007). Precise U–Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geological Magazine*, 144(2), 235-246.

Gürbüz. M. (2007). Güğü (Dursunbey-Balıkesir) civarındaki ametistlerin oluşumunun incelenmesi (Doktora Tezi). Adana: Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.

Harding, R. R., Read, P. G., Deeks, N. W. (1999). A new Brewster-angle meter for gem identification. *Journal of Gemmology-London-*, 26, 539-542.

Harris, N. B. W., Kelley, S. and Okay, A. I. (1994). Postcollisional magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 241–252.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward M.P, Ries A.C. (eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 19, 67-81.

Hasözbeğ, A., Akay, E., Erdoğan, B., Satır, M., Siebel, W. (2010). Early Miocene granite formation by detachment tectonics or not? A case study from the northern Menderes Massif (Western Turkey). *Journal of Geodynamics*, 50(2), 67-80.

Hatipoğlu, M. (2003). Güğü köyü ametist kristallerinin değerlendirilmesi (Dursunbey, Balıkesir, KB Türkiye) ve yöresel ekonomiye katkısı. Türkiye IV.mermer sempozyumu (mersem' 2003) bildiriler kitabı içinde (243-256). Afyon.

Hetzel, R., Passchier, C. W., Ring, U., . Dora, O. O. (1995). Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23(5), 455-458.

Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.

Hurlbut, C. S., & Switzer, G. S. (1979). *Gemology*, 243 p. Canada: John Wiley.

Işık, V., Tekeli, O., Seyitoğlu, G. 2004. "The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555–566.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., (1971), A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8, p. 523–548.

İçözü, T. (2001). Some example displaying in the productivity of the Anatolian gemological potential (Doktora Tezi). İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.

Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. ve Ece, Ö. I. (2008). Petrochemistry of the South Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 97,1181-1200.

Krushensky, R. D. (1976). "Neogene calc-alkalene extursive and intrusive rocks of the Karalar Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey": *Bulletin Volcanologique*, 40, 336-360.

Koprubasi, N., Aldanmaz, E. (2004). Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46(8), 705-729.

Konak, N., Akdeniz, N., & Armagan, F. (1980). Geology of the Akhisar-Gölmarmara-Görcdes-Sindirgi Region. Min. Res. Expl., Report, (6916), 1-177.

Lehmann, G., (1975). On The Color Centers of Iron in Amethyst and Synthetic Quartz: Discussion. *American Mineralogist*, Vol 60, Pages 335-337

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Woolley, A. R. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks. London: Blackwell Scientific Publications.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., and Woolley, A.R., (2002), *Igneous rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the international union of geological sciences, subcommission of the systematics of igneous rocks*: Cambridge University Press, Cambridge.

Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.

Meriçboyu, Y. A. (2001). *Antikçağ'da Anadolu Takıları*. İstanbul, Akbank Yayınları.

Okay, A. I. (2008). Geology of Turkey: a synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.

Okay, A.I., Tansel, I., and Tüysüz, O., (2001), Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey: *Geological Magazine*, v. 138, p. 117–42

Okay, A. İ. and Tüysüz, O. (1999). “Tethyan suture of northern Turkey, (eds.: Durand, B., Jivet, L., Horvath, F. and Seranne, M.), “The Mediterranean Basins; Tertiary Extension Within the Alpine Orogen”, Geol. Society, London, Special Publication, 156,475-515.

Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R., and Akyüz, S., (1996), Paleo-and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological and geochronological constrains: in Yin, A., and Harrison, T.M., eds., the tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge.

Okay, A. I., & Siyako, M. (1993). The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. In *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*, Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium, Ankara pp. 333-355.

Okay, A. İ., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1990). Biga Yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi: *TPJD Bült.* 2/2, 83-121.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.

Pearce, J.A., (1983), The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins: in Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J., eds., Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 230–249.

Pehlivan, Ş., Duru, M., Dönmez, M., Ilgar, A., Akçay, A. E., Erdoğan, K., vd. (2007). 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritaları. Balıkesir İ 19 paftası. MTA No:96 40s Ankara.

Prelevic', D., Akal, C., Foley, S. F., Romer, R. L., Stracke, A., and Van Den Bogaard, P., (2012), Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey: *Journal of Petrology*, v. 53, p. 1019–1055. doi: 10.1093/petrology/egs008

Ring, U., . Collins, A. S. (2005). U–Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 162(2), 289-298.

Rudnick, R.L. and Gao, S. (2004). Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-65.

Schmidberger, S. S. and Hegner, E. (1999). Geochemistry and isotope ststematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)-implications for Late Variscan orogenic development. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 373-385.

Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. and Wang, K. F. (1999). Geochemistry of mafic magmas in the hurricane volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107, 433-448.

Stevens, G., Clemens, J. D. and Droop, G. T. R. (1997). Melt Production during Granulite Facies Anatexis: Experimental Data from 'Primitive' Metasedimentary Protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352-370.

Sun, S. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, In: A.D. Saunders, M.J. Norry, (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.

Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181–241.

Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust, Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, pp. 312.

Thirlwall, M.F., Smith, T. E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. et al. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas: Source or processes: *Journal of Petrology*, v. 35, p. 819–838.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., and Parry, S.J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach: London, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, Vol. A310, p. 549–590.

, B. L., Wood, D. A., Tarney, J. and Joron, J. (1987). Geochemistry of Ocean Island Basalt from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunda”, In: Fitton, J.G. and Upton, B.G.J., Eds., *Alkaline Igneous Rocks*, The Geological Society London, Special Publication 30, 1, 253-267.

Yalçınkaya, S., Avşar, Ö. P. (1980). Mustafakemalpaşa (Bursa) ve dolayının jeolojisi. MTA raporu.

Yılmaz, Y. (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under compressional regime; a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 69–87.

Yılmaz, Y., (1989), An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey: in Şengör, A.M.C., eds., Tectonic evolution of the Tethyan region. Kluwer Academics, Hague, The Netherlands, pp. 159–189.

Yılmaz, Y., Genç, S. C., Karacik, Z. and Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics* 31, 243–271.