

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



**GÖLOBA (BALYA-BALIKESİR) PLÜTONU'NUN
PETROGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HİLAL DEMİR

BALIKESİR, HAZİRAN - 2019

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



GÖLOBA (BALYA-BALIKESİR) PLÜTONU'NUN
PETROGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HİLAL DEMİR

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

Hilal DEMİR tarafından hazırlanan “**GÖLOBA (BALYA-BALIKESİR) PLÜTONU'NUN PETROGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ**” 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 Mineraloji-Petrografi Bilim 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 alışması TÜBİTAK tarafından 114Y527 nolu proje ile desteklenmiştir.

ÖZET

**GÖLOBA (BALYA-BALIKESİR) PLUTONU'NUN PETROGRAFİSİ,
JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
HİLAL DEMİR
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI: PROF. DR. ZAFER ASLAN)
BALIKESİR, 2019**

Çalışma alanı Sakarya Zonunda olup İzmir-Ankara-Erzincan suture zonunun kuzeyinde yer almaktadır. Balıkesir ilinin yaklaşık olarak 40 km kuzeybatısında bulunan inceleme alanı, Göloba-Mancılık-Değirmendere (Balya-Balıkesir) köyleri civarında olup yaklaşık 35 km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

Çalışma alanının temelini geç Triyas yaşlı Orhanlar Grovağı oluşturmaktadır. Bu birimi üst Triyas yaşlı Balya Formasyonu, Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu ve Kalloviyen-Hotriviyen yaşlı Bilecik Formasyonu örtmektedir. Bu birimleri erken Miyosen yaşlı Hallaçlar Volkaniti uyumsuz olarak üzerlemektedir. Göloba plütonu bu birimleri kesmektedir. En genç birim ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır.

Erken Miyosen yaşlı Göloba plütonu granit ve granodiyoritten oluşmaktadır. Petrografik olarak, plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit, amfibol ve opak minerallerden oluşmaktadır. Jeokimyasal olarak I-tipi, yüksek potasyumlu ve kalk-alkalen özellik göstermektedir. Düşük Çekim Alanlı Elementlerce (DÇAE) zenginleşme göstermesi ve (La/Lu)_N değerlerinin 13.06-34.10 arasında olması tipik kalk-alkalen özellikte olduğunu işaret etmektedir. Göloba plütonu tektonik olarak çarpışma sonrası oluşmuş olup volkanik yay granitlerinin özelliklerini sunmaktadır. Plütön 793-808 °C sıcaklık ve 0.1-0.9 kbar basınç altında oluşmuştur. Göloba plütonu sığ sokulumlu epizon granitlerinden olup sokulum derinliği 0.37-3.33 km arasındadır. Plütönü oluşturan kayaçların ana magması, alt kıtasal kabuktaki meta-magmatik kayaçların kısmi ergimesi ve litosferik mantoda oluşan magmaların etkileşimde olabileceği sonucuna varılmıştır.

ANAHTAR KELİMELEER: Göloba plütönü, mineral kimyası, jeokimya, kalk-alkalen magma, litosferik manto.

ABSTRACT

PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY OF THE GÖLOBA PLUTON (BALYA-BALIKESİR)

MSC THESIS
HİLAL DEMİR

BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE
GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: PROF. DR. ZAFER ASLAN)
BALIKESİR, 2019

The study area is located in Sakarya Zone and the north of Izmir-Ankara-Erzincan suture zone. The study area, which is approximately 40 km northwest of Balıkesir, is around 35 km², and covers an area of approximately 35 km², in the vicinity of the villages of Göloba-Mancınık-Değirmendere (Balya-Balıkesir).

The basement rocks of the study area is the late Triassic aged Orhans' greywacke. This unit covers the upper Triassic Balya Formation, the Liassic Bayırköy Formation and the Kalluvian-Hotrivian aged Bilecik Formation. These units unconformably overlies the Early Miocene Hallaçlar Volcanite. The Göloba pluton cuts these units. The youngest unit is the Quaternary alluvium.

The Early Miocene Göloba pluton consists of granite and granodiorite. Petrographically, plagioclase, orthoclase, quartz, biotite, amphibole and opaque oxide are composed of main minerals. Geochemically, pluton has shows I-type, high potassium and calc-alkaline properties. It is observed that the enrichment of low field strength elements (HFSE) and the $(La / Lu)_N$ values are between 13.06 – 34.10 indicate that it is typical calc-alkaline. Tectonically, Göloba pluton formed after the collision and presents the characteristics of volcanic arc granites. Pluton was formed under 793-808 °C temperature and 0.1-0.9 kbar pressure. The Göloba pluton is ashallow epizon granite and has a depth of 0.37-3.33 km. The main magma of the the pluton rocks may be in interaction of partial melting of the metamagmatic rocks in the lower continental crust and the magmas formed in the lithospheric mantle.

KEYWORDS: Göloba pluton, mineral chemistry, geochemistry, calc-alkaline magma, lithospheric mantle.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ.....	viii
SEMBOL LİSTESİ.....	ix
ÖNSÖZ.....	x
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Coğrafik Bilgiler.....	2
1.1.1 Coğrafi Konum.....	2
1.1.2 Topografya.....	2
1.1.3 İklim ve Bitki Örtüsü.....	4
1.1.4 Ulaşım ve Yerleşim.....	4
1.2 Bölgesel Jeoloji.....	4
1.3 Önceki Çalışmalar.....	9
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	14
2.1 Amaç ve Yöntemler.....	14
2.1.1 Arazi Çalışmaları.....	14
2.1.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	15
2.1.3 Büro Çalışmaları.....	16
3. BULGULAR.....	18
3.1 Stratigrafi ve Petrografi.....	18
3.1.1 Mesozoyik.....	22
3.1.1.1 Orhanlar Grovağı.....	22
3.1.1.1.1 Ad ve Yayılım.....	22
3.1.1.1.2 Litolojik Özellikler.....	22
3.1.1.1.3 Kalınlık.....	23
3.1.1.1.4 Alt ve Üst Sınırları.....	23
3.1.1.1.5 Fosil İçeriği ve Yaş.....	24
3.1.1.2 Balya Formasyonu.....	24
3.1.1.2.1 Ad ve Yayılım.....	24
3.1.1.2.2 Litolojik özellikler.....	25
3.1.1.2.3 Kalınlık.....	25
3.1.1.2.4 Alt ve Üst Sınırları.....	25
3.1.1.2.5 Fosil İçeriği ve Yaş.....	25
3.1.1.3 Bayırköy Formasyonu.....	26
3.1.1.3.1 Ad ve Yayılım.....	26
3.1.1.3.2 Litolojik özellikler.....	26
3.1.1.3.3 Kalınlık.....	27
3.1.1.3.4 Alt ve Üst Sınırları.....	27
3.1.1.3.5 Fosil İçeriği ve Yaş.....	27
3.1.1.4 Bilecik Formasyonu.....	27
3.1.1.4.1 Ad ve Yayılım.....	27
3.1.1.4.2 Litolojik özellikler.....	28
3.1.1.4.3 Kalınlık.....	28
3.1.1.4.4 Alt ve Üst Sınırları.....	29

3.1.1.4.5	Fosil İçeriği ve Yaş	29
3.1.2	Senozoyik.....	29
3.1.2.1	Hallaçlar Volkaniti.....	29
3.1.2.1.1	Ad ve Yayılım.....	29
3.1.2.1.2	Litolojik Özellikler	30
3.1.2.1.3	Kalınlık	31
3.1.2.1.4	Alt ve Üst Sınırları	31
3.1.2.1.5	Yaş	31
3.1.2.2	Göloba Plütunu	31
3.1.2.2.1	Ad ve Yayılım.....	31
3.1.2.2.2	Litoloji ve Petrografi.....	32
3.1.2.3	Alüvyon.....	50
4.	TARTIŞMA	51
4.1	Mineral Kimyası.....	51
4.1.1	Feldispat.....	60
4.1.2	Amfibol.....	60
4.1.3	Biyotit	61
4.1.4	Fe-Ti Oksit.....	63
5.	JEOTERMOBAROMETRE.....	64
6.	JEOKİMYA.....	68
6.1	Göloba Plütununun Jeokimyasal Özellikleri.....	68
6.1.1	Giriş	68
6.1.2	Ana ve İz Element Jeokimyası.....	68
6.1.3	Ana Oksit ve İz Element Değişimleri.....	73
6.1.4	Uyumsuz Element ve Nadir Toprak Element Dağılımları.....	76
6.1.5	Magma Tektonik Ortam Ayırımı	77
6.1.6	Magma Kökeni	80
7.	SONUÇLAR.....	85
	KAYNAKLAR	87

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: Çalışılan bölgenin yer bulduru haritası.	3
Şekil 1.2: Türkiye'nin tektonik birlikleri ve tektonik yapıları	5
Şekil 1.3: Biga Yarımadası'nın genel jeolojik haritası	8
Şekil 3.1: Çalışma bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit.	19
Şekil 3.2: Göloba ve civarının jeolojik haritası.	20
Şekil 3.3: Çalışma alanının AA' ve BB' jeolojik enine kesitleri.....	21
Şekil 3.4: Tabakasız, ince-orta taneli ve kötü tane boyu dağılımlı Orhanlar grovağı, Göloba köyünün yaklaşık 1 km kuzey bölgesi.	22
Şekil 3.5: Orhanlar grovağı ile Göloba plütonunun küçük ölçekli apofizinin kontak noktası, Göloba köyünün yaklaşık 1 km güneyi.	23
Şekil 3.6: Balya formasyonu ile Göloba plütonunun faylı sınırı, Mancılık köyünün yaklaşık 1 km doğu kısmı.....	24
Şekil 3.7: Bayırköy formasyonunu oluşturan kumtaşları, Mancılık köyünün yaklaşık 1 km güneybatısı.	26
Şekil 3.8: Bilecik formasyonuna ait kireçtaşı bloğunun görünümü, Dereköy köyünün yaklaşık 1 km doğusu.	28
Şekil 3.9: Hallaçlar volkanitinden bir görünüm, Dereköy köyünün güney çıkışı.	30
Şekil 3.10: Göloba plütonuna ait granitik karakterli kayaç, Karadağ köyü civarı. ...	32
Şekil 3.11: Göloba plütonunda önceden işletilen mermer ocağının görünümü, Dereköy köyünün yaklaşık 25 km güneydoğusu.	33
Şekil 3.12: Göloba plütonu içerisindeki aplit damarları, Göloba- Mancılık köyleri arasındaki yol üstü (K45B/10KD yönlü).	33
Şekil 3.13: Göloba plütonuna ait aplit damarı ve makaslama kuvvetler sonucu yuvarlaklaşmış granit blokları, Göloba- Mancılık köyleri arasındaki yolun 2. Km'si.....	34
Şekil 3.14: HA11: Göloba plütonuna ait kayaçlara ait ince kesitlerde görülen zonlu plajiyoklaz minerali içerisindeki kuvars kristalinin görünümü (çift nikol, x4).	35
Şekil 3.15: HA16: Göloba plütonuna ait kayaçlara ait ince kesitlerde görülen albit ikizlenmesi gösteren kırıklı, hafif altere olmuş plajiyoklaz mineralinin görünümü (çift nikol, x4).	35
Şekil 3.16: HA14: Göloba plütonuna ait kayaçlarda görülen altere plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol ve opak mineral (tek nikol, x4).	36
Şekil 3.17: HA14: Göloba plütonuna ait kayaçlarda görülen altere plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol ve opak mineral (çift nikol, x4).	36
Şekil 3.18: HA2: Göloba plütonuna ait kayaçlara ait ince kesitlerde görülen Kalspat ikizlenmesi gösteren ortoklaz mineralleri (çift nikol, x4).	37
Şekil 3.19: HA1: Göloba plütonuna ait kayaçlarda görülen ve ortoklaz içerisinde inklüzyon halinde bulunan plajiyoklaz minerallerinin oluşturduğu poikilitik doku. (çift nikol, x4).	38
Şekil 3.20: HA25: Göloba plütonuna ait kayaçlara ait ince kesitlerde görülen ortoklaz minerali içerisindeki sfen mineralleri. Poikilitik dokuya örnektir. (tek nikol, x4).	38

Şekil 3.21: HA25: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen ortoklaz minerali içerisindeki sfen mineralleri. Poikilitik dokuya örnektir. (çift nikol, x4).	39
Şekil 3.22: HA7: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen ortoklaz ve kuvars mineralleri arasında gelişen grafik doku örneği (çift nikol, x4).	39
Şekil 3.23: HA4: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen kuvars içerisindeki ortoklaz mineralinin görünümü (çift nikol, x4).	40
Şekil 3.24: HA25: Kloritleşme sonucu penin mineraline dönüşmüş olan biyotit minerali ve serizitleşmiş plajiyoklaz ve ortoklaz minerali (çift nikol, x4).	41
Şekil 3.25: HA12: Biyotit minerali içerisindeki kuvars mineralleri (çift nikol, x4).	41
Şekil 3.26: HA10: Kalspat ikizlenmesi şekline görülen amfibol minerali (çift nikol, x4).	42
Şekil 3.27: HA7: Hafif altere olmuş amfibol ve biyotit minerali (çift nikol, x4).	42
Şekil 3.28: HA10: Ortoklaz minerali içerisinde bulunan zirkon minerali (çift nikol, x10).	43
Şekil 3.29: HA16: Plajiyoklaz minerali içerisinde bulunan apatit mineralleri (iğne şekilli) (tek nikol, x10).	44
Şekil 3.30: HA20: Ortoklaz mineralleri ile komşu olan sfen minerali (çift nikol, x4).	44
Şekil 3.31: HA14: Sfen, biyotit, ortoklaz mineralleri ile opak mineral parajenezi (çift nikol, x4).	45
Şekil 3.32: HA14: Mineral sınırlarında ve boşluklarda gelişmiş klorit minerali (tek nikol, x4).	45
Şekil 3.33: HA10: Kloritleşmiş biyotit ve penin minerali (çift nikol, x4).	46
Şekil 3.34: HA20: Serizitleşmiş plajiyoklaz mineralleri (çift nikol, x4).	46
Şekil 3.35: HA32: Ferro-magnezyen mineraller epidot mineraline dönüşmüştür. (çift nikol, x4).	47
Şekil 3.36: HA10: Biyotit minerali kloritleşme sonucu koyu bir renk almıştır. (çift nikol, x4)	47
Şekil 4.1: İncelenen plütonu oluşturan kayalardaki feldispatların An-Ab-Or üçgen diyagramı.	60
Şekil 4.2: İncelenen plütonu oluşturan kayalara ait horblendlerin; (a) $(Ca+Na)_B$ (apfu) karşı Na_B (apfu) (b) $(Ca+Al^{IV})$ (apfu) karşı $(Si+Na+K)$ (apfu) (c) Si (apfu) karşı $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ sınıflama diyagramları.	61
Şekil 4.3: İncelenen plütonu oluşturan kayalara ait biyotitlerin; (a) $Fe/(Fe+Mg)$ karşı Al^{IV} (apfu), (b) $Mg-Li$ (apfu) karşı $Fe(t)+Mn+Ti-Al^{VI}$ (apfu) (c) $Mg-(Fe^{+2}+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti)$ (apfu) (d) $10*TiO_2-(FeO(t)+MnO)-MgO(\%)$ diyagramı.	62
Şekil 4.4: İncelenen plütonu oluşturan kayalara ait Fe-Ti oksitlerin $Ti^{+4}-Fe^{+3}-Fe^{+2}$ üçgen diyagramı.	63
Şekil 5.1: Göloba plütonuna ait; Feldispat bileşimine göre, An-Ab-Or üçgen diyagramı.	64
Şekil 6.1: İncelenen plütonu oluşturan kayaların $Na_2O+K_2O (\%)$ karşı $SiO_2 (\%)$ (TAS) sınıflama diyagramı.	71

Şekil 6.2: İncelenen plütonu oluşturan kayaların R1'e karşı R2 sınıflama diyagramı.	72
Şekil 6.3: İncelenen plütonlara ait kayaların ve anklavların; (a) AFM diyagramı (b) (A/CNK) karşı (A/NK) diyagramı.....	73
Şekil 6.4: İncelenen plütonları oluşturan kayaların SiO ₂ (%)'ye karşı ana oksit (%) ve iz element (ppm) değişim diyagramları.....	75
Şekil 6.5: İncelenen plütonu oluşturan kayaların ilksel manto'ya göre normalize edilmiş iz element dağılımları.....	76
Şekil 6.6: Göloba plütonunun Kondridite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım diyagramları.....	77
Şekil 6.7: İncelenen plütonu oluşturan kayaların ; (a) Nb (ppm) karşı Y (ppm) (b) Ta (ppm) karşı Yb (ppm) (c) Rb (ppm) karşı (Y+Nb) (ppm) (d) Rb (ppm) karşı (Yb+Ta) (ppm) diyagramları.....	78
Şekil 6.8: İncelenen plütonları oluşturan kayaların ve anklavların magma-tektonik ortam ayırım diyagramları; (a) Rb/30-Hf-Ta*3 (b) Nb-Y-Ga*3 (Eby, 1992) üçgen diyagramları.....	79
Şekil 6.9: Göloba plütonuna ait örneklerin; (a) R1-R2 diyagramındaki (b) Th/Yb' ye karşı La/Yb diyagramındaki dağılımları	80
Şekil 6.10: (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.....	82
Şekil 6.11 a-f: İncelenen erken Miyosen yaşlı plütonik kayaların bazı ana oksit ve molar oranlarına göre kökensel ayırım diyagramları.....	84

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Tablo 3.1: Modal analiz sonuçlarına göre kayaç adlandırılması.....	48
Tablo 4.1: Göloba plütonuna ait granitik kayaçlardaki plajiyoklaz mineralinin kimyasal analiz sonuçları.....	52
Tablo 4.2: Göloba plütonuna ait granitik kayaçlardaki hornblend mineralinin kimyasal analiz sonuçları.....	54
Tablo 4.3: Biotit minerali kimyasal analiz sonuçları	56
Tablo 4.4: Fe-Oksit kimyasal analiz sonuçları	58
Tablo 4.5: Titanit minerali kimyasal analiz sonuçları.....	59
Tablo 5.1: Göloba plütonundaki hornblendlere göre hesaplanan basınçlar (P, kbar).....	66
Tablo 5.2: Göloba plütonundaki hornblendlere göre hesaplanan sıcaklık değerleri (T°C).....	66
Tablo 5.3: Göloba plütonundaki biyotitler kullanılarak hesaplanan basınç (P, kbar), sıcaklık (T, °C) ve oksijen fugasitesi değerleri.	67
Tablo 6.1: Göloba plütonundan alınan örneklere ait ana (% ağı.) ve iz (ppm) element analiz değerleri.....	69

SEMBOL LİSTESİ

Ab	: Albit
Act	: Aktinolit
Afs	: Alkali feldispat
Amp	: Amfibol
AMP	: Amfibolit
An	: Anortit
Ap	: Apatit
Apfu	: Atomic per formula unit
BIYE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
Bt	: Biyotit
CALK	: Kalk-alkalen
CL	: Katodoluminesans
COLG	: Çarpışma ürünü granitoidler
DÇAE	: Düşük Çekim Alanlı Elementlerce
DM	: Tüketilmiş manto
Ed	: Edenit
Ep	: Epidot
FC	: Fraksiyonel Kristallenme
Ha	: Ferro ve magnezyo hastingsit
Hbl	: Hornblend
HNTE	: Hafif nadir toprak elementler
İAE	: İzmir Ankara Erzincan
İAESZ	: İzmir Ankara Erzincan Sütur Zonu
LCC	: Alt kıtasal kabuk
MA	: Metaandezit
MB	: Metabazik
MCC	: Orta kıtasal kabuk
MGW	: Metagrovak
MORB	: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
MP	: Metapelit
NTE	: Nadir Toprak Elementleri
OIB	: Okyanus Adası Bazaltları
Opq	: Opak mineral
Or	: Ortoklaz
ORG	: Okyanus Sırtı Granitoidleri
Pe	: Penin
Pl	: Plajiyoklaz
post-COLG	: Çarpışma sonrası granitleri
Qz	: Kuvars
Ser	: Serizit
SK	: Sakarya Kıtası
Spn	: Sfen
syn-COLG	: Çarpışma ile eş yaşlı granitler
VAG	: Volkanik Yay Granitoidleri
WPG	: Levha İçi Granitoidleri
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
Zrn	: Zirkon

ÖNSÖZ

Bu çalışma Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Göloba-Mancılık (Balıkesir) civarında bulunan granitin çevre kayalar ile olan ilişkileri ve mineralojisi, petrografisi, jeokimyası, jeotermobarometrik ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Bu çalışma, Tübitak tarafından desteklenmiştir.

Bu çalışmayı yürüten danışman hocam Prof. Dr. Zafer ASLAN'a her konudaki desteği ve hoşgörüsü için çok teşekkür ederim.

Çalışmamın en önemli ve zorlu aşamalarında biri olan arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı başta babam Ahmet AKGÜN'e, eniştem Mustafa ÇAKIR'a, halam Fadime ÇAKIR'a, dayım Mustafa TALAY'a, akrabam Yılmaz AYDOĞAN'a ve Mancılık köyünden Aşkın beye teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışma sürecinde; teknik çizim programlarında yardımını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Selman AYDOĞAN'a ve tezimin yazım ve düzenleme ile ilgili çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Ufuk Çağrı YILMAZ'a özellikle teşekkür ederim.

Hayatımın her aşamasında sonsuz güvenini hissettiğim, maddi manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen AKGÜN ailesine ve eşim Erdem DEMİR'e sonsuz minnet ve şükranlarımı sunarım.

Balıkesir, 2019

Hilal DEMİR

1. GİRİŞ

Alpin çarpışma kuşağının doğusunda bulunan Kuzeybatı Anadolu için geç Kretase zamanı önemlidir. geç Kretase'de Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu olan İAE (İzmir Ankara Erzincan) Okyanusu kuzey bölümünde bulunan SK (Sakarya Kıtası)'nın altına dalmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu yitim sonrası orta Eosen zamanından önce (Harris vd., 1994; Okay ve Tüysüz, 1999) İAESZ (İzmir Ankara Erzincan Sütur Zonu) boyunca Anatolid-Torid platformu, kuzeyinde bulunan SK ile çarpışmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Meydana gelen kıtasal çarpışma Kuzeybatı Anadolu'daki magmatizmaya neden olmuştur (Yılmaz, 1989, 1990; Güleç, 1991). Bu kıtasal çarpışmaya bağlı olarak oluşan ilk magmatizma ürünleri, orta Eosende granitik karakterli plütonlar ile andezitik karakterli volkaniklerdir (Harris vd., 1994; Genç ve Yılmaz, 1997; Altunkaynak vd., 2012). Kuzeybatı Anadolu'daki Eosen magmatizmasının ürünleri; Kapıdağ (Delaloye ve Bingöl, 2000; Gülmez vd., 2013), Asartepe, Fıstıklı (Ercan vd., 1995; Genç ve Yılmaz, 1997), Karabiga (Delaloye ve Bingöl, 2000), İlyasdağ (Ustaömer vd., 2009) Plütonları ve Balıklıçeşme volkanitleri (Ercan vd., 1995) olarak adlandırılmıştır. Oligo-Miyosen döneminde çarpışmaya bağlı olarak oluşan magmatizmanın ikinci evre ürünlerini de ilk magmatizmada olduğu gibi plütonik ve volkanik birimler olmuştur (Yılmaz, 1989). Bölgede bulunan Oligo-Miyosen yaşlı plütonlar Kestanbol, Ilıca, Kozak, Çataldağ, Evciler ve Eybek plütonları; volkanitler ise Çan/Sarıkaya (Ercan vd., 1995) volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Son zamanlarda Kuzeybatı Anadolu'daki magmatizmalar ile ilgili çok sayıda inceleme yapılmıştır (Harris vd., 1994; Ercan vd., 1995; Genç ve Yılmaz, 1997; Delaloye ve Bingöl, 2000; Aslan vd., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018). Kuzeybatı Anadolu orta Eosen zamanında oluşan magmatizmanın kökeni ve tektonik ortamı hakkında iki farklı görüş ortaya atılmıştır. Bu görüşlerden ilkinde göre; Eosen yaşlı magmatik kayalar bir yay ortamında oluşmuştur (Ercan vd., 1995; Okay ve Satır, 2006; Ustaömer vd., 2009). İkinci görüş ise; magmatik kayaların Anatolid-Torid platformu ile SK'nın çarpışmasına bağlı gelişen, çarpışma sonrası ortamın ürünleri olduğudur (Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001; Gülmez vd., 2013; Aslan vd., 2017). Son zamanlarda kabul edilen görüş Kuzeybatı Anadolu'daki Eosen-Oligosen yaşlı magmatizmanın çarpışmaya bağlı oluştuğu yönündedir.

Biga yarımadasının güneyinde Oligosen-Miyosen yaşlı magmatizma görülürken kuzeyinde ise Eosen yaşlı magmatizma izlenmektedir. Yani güneyden kuzeye doğru gidildikçe magmatik kayaların yaşı artmaktadır. Balıkesir çevresinde magmatik ve volkanik kayalar geniş yüzeyler vermekte olup, çalışma konusunu oluşturan üst Oligosen-alt Miyosen yaşlı Göloba plütonu bunlardan biridir. Oligo-Miyosen yaşlı granitoidler Balıkesir'in kuzeyi, güneyi, doğusu ve batısında bulunmaktadır. Bu çalışmada Balıkesir'in kuzeybatısında Mancılık-Göloba köyleri arasında bulunan Göloba plütununun petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri incelenmiştir.

1.1 Coğrafik Bilgiler

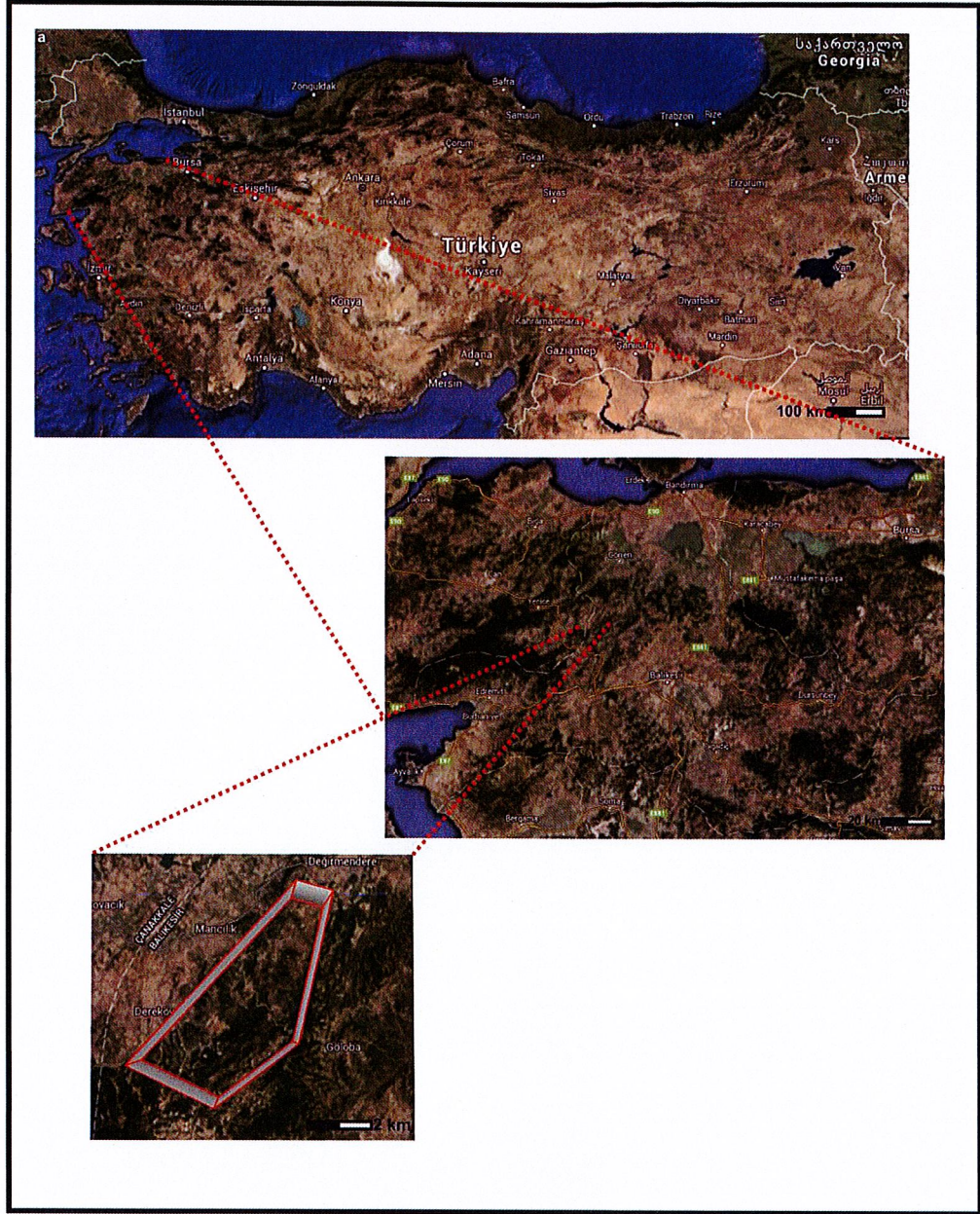
1.1.1 Coğrafi Konum

Proje alanı, Marmara Bölgesi'nde, Balıkesir'in 40 km kuzey batısında bulunmaktadır. 1/25.000 ölçekli Balıkesir İ19-A1 ve İ19-A4 topoğrafik paftaları arasında yer alan inceleme alanı 27°30' ve 27°34' doğu boylamları ile 39°54' ve 39°50' kuzey enlemleri arasında bulunmakta olup, yaklaşık 63 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Dereköy-Değirmendere-Mancılık ve Göloba Köyleri çalışma alanı içerisindeki yerleşim yerleridir (Şekil 1.1).

1.1.2 Topografya

İnceleme alanı genellikle sarp ve engebeli bir topoğrafyaya sahiptir. İnceleme alanındaki yükseklik, güneybatıdaki tepelerde 400-550 m. arasında iken; kuzeydoğudaki tepelerde 200-487 m. arasında değişmektedir. Çalışma alanındaki en yüksek tepeler, güneybatıda Çardakyüzü Tepe (550 m), batıda Tarla Tepe (374 m), kuzeybatıda Köse Tepe (393 m), kuzeyde Büyüksivricek Tepe (332 m) ve doğuda Kocaçökek Tepe (487 m)'dir.

İnceleme alanındaki en büyük dere Kışla Deresi olup, akıntı yönü batı istikametindedir. Bu dere, çalışma alanının batısına doğru Kuyu Dere, kuzeybatıya doğru ise Mercan Dere ile birleşmektedir. İnceleme alanında ayrıca; Kumköy Dere, Döşeme Dere ve Koca Dere bulunur.



Şekil 1.1: Çalışılan bölgenin yer bulduru haritası (www.google.com/maps)

1.1.3 İklim ve Bitki Örtüsü

Balıkesir ilinde Marmara ve Akdeniz iklimlerinin etkileri görülür. Yazları sıcak ve rüzgârlı, kışları ise ılımandır. Yaz ve kış ayları arasındaki ısı farkları kıyılara göre daha fazladır. Yıllık ortalama sıcaklık 14.3 °C'dir. Yıllık yağış miktarı ortalama; 615 mm.'dir. (www.mgm.gov.tr)

Balıkesir bitki örtüsü açısından çok çeşitlilik göstermektedir. İnceleme alanının kuzeydoğusu bitki örtüsü bakımından çeşitlilik gösterirken; güneybatısı buraya göre daha az çeşitlilik gösterdiği için bu alanın bir bölümü tarla olarak kullanılmaktadır.

1.1.4 Ulaşım ve Yerleşim

Çalışma alanı Marmara Bölgesi'nde olup Balıkesir'in 40 km kuzeybatısındadır ve Balya-Gönen devlet karayoluna 12 km uzaklıktadır.

Ulaşım asfalt ve stabilize yollarla sağlanmaktadır. Köyler arasındaki yollar asfalt ve stabilize yollardır.

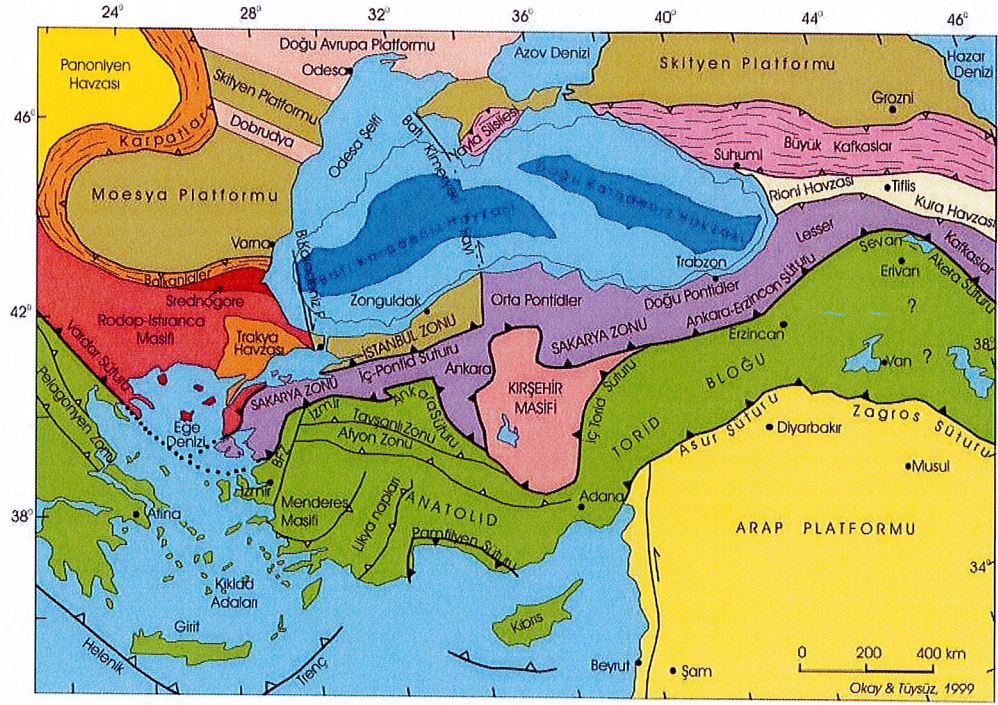
İnceleme alanındaki en büyük yerleşim yerleri köyler olup bu köylerde hayvancılık ve tarım yapılmaktadır.

1.2 Bölgesel Jeoloji

Türkiye dört ana tektonik birliğe bölünmüştür. Bu tektonik birlikler; Istranca, İstanbul ve Sakarya Zonları, Anatolid-Torid Bloğu ve Arap Platformu'dur (Şengör ve Yılmaz 1981; Şengör 1982; Okay ve Tüysüz 1999) (Şekil 1.2). Türkiye'nin kuzey bölümünde bulunan İstanbul, Istranca ve Sakarya Zonları Lavrasya kökenli olup Pontidler diye adlandırılmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981). Pontidler, Anatolid-Torid Bloğu, İAESZ ve Kırşehir Masifi 'nden ayrılmıştır.

Çalışma sahasının bulunduğu Biga Yarımadası dolaylarında Senozoyik öncesi temeli oluşturan birimler; Karakaya Karmaşığı-Ezine Grubu, Kazdağ Metamorfileri, Çamlıca ve Kemer metamorfileri, Denizgören Ofiyoliti ve Çetmi Kompleksidir (Okay vd., 1991; Elmas, 2012). Yarımada'nın en yaşlı kayaç grubunu

kuzeybatı kesimlerini oluşturan Paleozoyik yaşlı Kazdağ Metamorfikleri oluşturmuştur (Bingöl, 1968). Kazdağ Metamorfikleri üzerinde Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı (Bingöl vd., 1973) yer almaktadır. Permo-Triyas zamanı kenar havzalarının kapanmasını simgeleyen (Şengör ve Yılmaz 1981) Karakaya Karmaşığını oluşturan birimler; kısmen metamorfizma geçirmiştir ve aşırı deforme olmuştur. Birim Permiyen ve Triyas yaşlı kırıntılı serilerden oluşmaktadır (Okay vd., 1991; Okay ve Göncüoğlu, 2004) (Şekil 1.3). Biga Yarımadası'nın batı bölümünde bulunan ve genellikle yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış karbonatlı kayalardan oluşan (Beccaletto ve Jenny, 2004) Ezine Grubu'nun oluşumunda rol oynayan birimlerinin Karakaya Karmaşığı'nın muadili olduğu düşünülmektedir (Beccaletto 2006).



Şekil 1.2: Türkiye'nin tektonik birlikleri ve tektonik yapıları (Okay ve Tüysüz, 1999)

Bölgede bulunan ofiyolitik birimler ile ilgili birçok fikir ortaya atılmıştır. Şengör ve Yılmaz'a (1981) göre; Gelibolu Yarımadası'nda yer alan ofiyolitik birimler, Sakarya-Istranca zonları içerisinde bulunan Intra-Pontid Okyanusu'nun bulunduğu bölgeyi ifade etmektedir. Halbuki Okay vd. (2010) göre; Gelibolu Yarımadası'nda yer alan ofiyolitik kayalar şuan buldukları bölgeye tektonik olarak yerleşmişler ve Intra-Pontid Okyanusu Biga Yarımadası'nın orta bölümü boyunca devam etmektedir. Elmas (2012)'ye göre ise Trakya Havzasının güneydoğu bölümünde taban birimini oluşturan üst Kretase zamanından önce ofiyolitik kayalar, Dogger-erken Kretase zamanında Sakarya ve Rodop Kıtaları arasındaki Vardar Okyanusu'nun kuzeybatı koluna aittir.

Biga Yarımadası'nın batı kesiminde bulunan diğer bir taban birimi ise, kuvars, kalkışist, mikaşist, kuvars şist, metabazik ve mermerlerin oluşturduğu kuzeydoğu yönlü metamorfit kuşağıdır. Bu kuşak kuzeyde Kemer metamorfitleri (Beccaletto vd., 2007) güneyde ise Çamlıca metamorfitleri (Okay ve Satır, 2000), olarak tanımlanmıştır. Bu metamorfitler; doğuda Karakaya Kompleksi ve Çetmi Kompleksi ile batıda ise Ezine Grubu ve Denizgören ofiyolitikleri ile sınırlanmaktadır (Elmas, 2012).

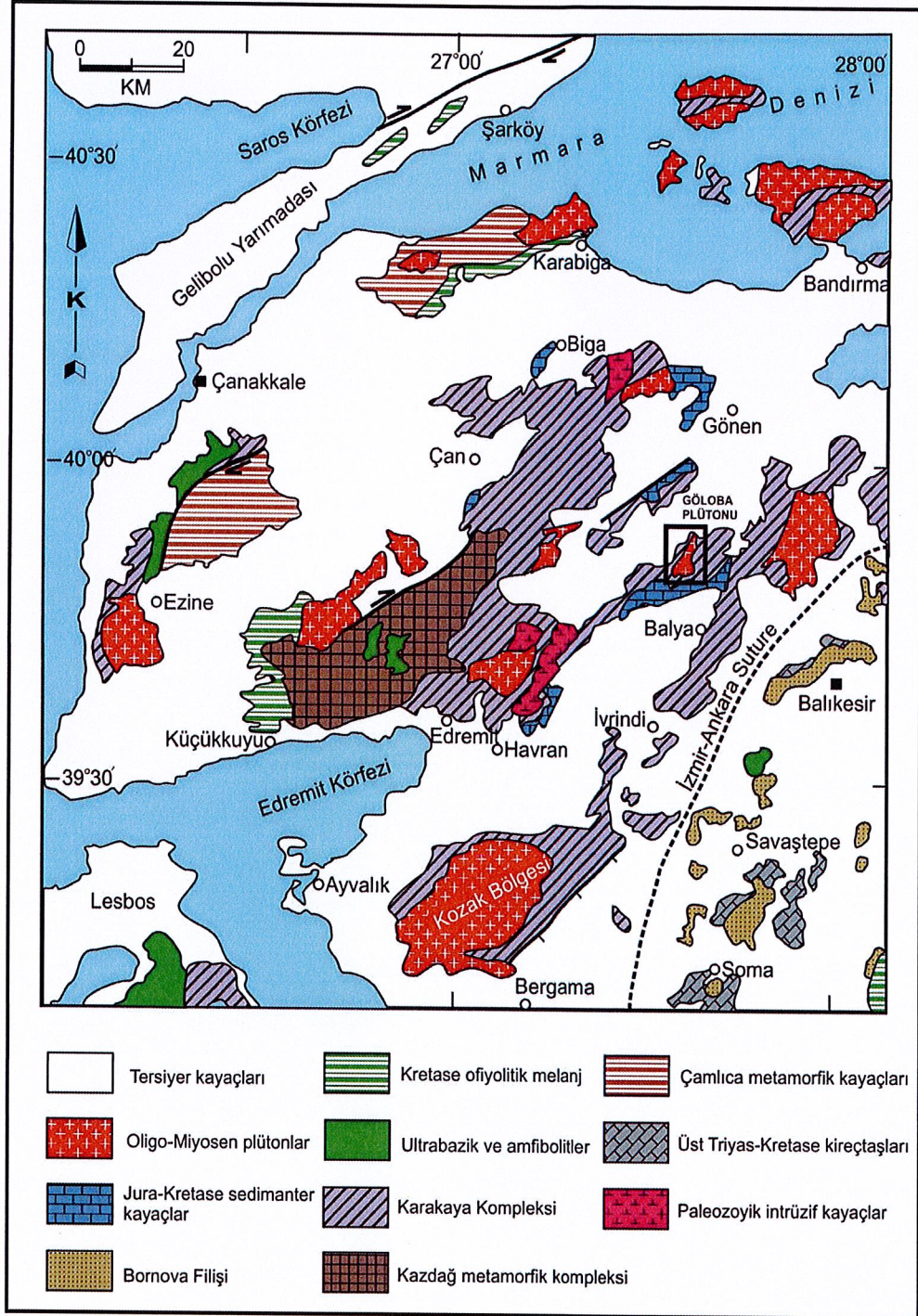
Albian-Senomaniyen yaşlı Çetmi Kompleksi'nin (Beccaletto vd., 2005), hem tektonik hem de sedimenter kökenli ofiyolitik melanj olduğu düşünülmüştür (Elmas, 2012). Çetmi Kompleksi; şuan ki konumunda ilişkili olduğu Kemer metamorfiklerinin yaşı geç Maastrichtiyen-erken Paleosenden (Beccaletto vd., 2007) sonra ve erken Eosen'de kendisini kesen Karabiga Plütonununun (Beccaletto vd., 2007) önce bölgeye yerleşmiştir (Elmas, 2012).

SK'nın temelini oluşturan bu birimlerin üzerinde erken Jura zamanında transgresif bir istifin geliştiği bilinmektedir. Genellikle akarsu ortamını temsil eden Liyas yaşlı Bayırköy Kumtaşı (Altınlı 1973) ile başlayan karasal sedimantasyon (Saner 1980), ortamın derinleşmesine bağlı olarak sırasıyla orta-üst Jura yaşlı (Saner 1980, Yılmaz vd., 1981) sığ denizel Bilecik kireçtaşı (Granit ve Tintant 1960), alt Kretase yaşlı çörtlü Soğukçam kireçtaşı (Altınlı 1973, Saner 1980) ve Senomaniyen-Türoniyen yaşlı pelajik Vezirhan kireçtaşı ile devam etmektedir (Altınlı 1973, Saner 1977, Yılmaz vd., 1995).

Kuzeybatı Anadolu'da bulunan Biga (Çanakkale) güneyi, batısı ve güneybatısında üst Kretase-orta Eosen zamanında oluşmuş pelajik Balıkkaya Formasyonu mostra vermektedir. Balıkkaya Formasyonu; genellikle üst Jura-alt Kretase yaşlı kireçtaşı, kireçtaşına oranla az miktarda Karakaya karmaşığına ait blokları barındıran ve silttaşı, çamurtaşı ve matriksi pelajik kireçtaşı olan birimlerden oluşmaktadır. Bu birimi ilk olarak Yıkılmaz vd. (2002), Ballıkaya formasyonu adıyla tanımlanmış ve blokların birbirine bağlayan matriksin yaşının Paleosen (Tanesiyen) olduğu belirtilmiştir. Yıkılmaz vd.'ne (2002) göre bu formasyon uyumsuz bir şekilde Eosen kireçtaşı, şeyl ve kumtaşı ile örtülmektedir.

Üst Eosen-alt Oligosen zamanında oluşan plütonik faaliyet bölgesel yükselmeye neden olmuş ve bu da sığ şelf ortamını oluşturmuştur. Üst Eosen-alt Oligosen'de sığ şelf ortamının göstergesi olan kumtaşı, kiltası, silttaşlarından oluşan Ceylan Formasyonu çökelmiştir. Bölgede daha sonra gelişen magmatik faaliyet ise Oligo-Miyosen dönemindedir.

Biga ilçesinin güneyi ile güneydoğusunda bulunan çalışma alanındaki Eosen dönemine ait plütonik faaliyetin ürünlerinden olan Gölöba plütunu; Karakaya Karmaşığını oluşturan Orhanlar Grovağı ile Hallaçlar Volkanitini kesmektedir (Şekil 3.1).



Şekil 1.3: Biga Yarımadası'nın genel jeolojik haritası (Okay ve Göncüoğlu, 2004)

1.3 Önceki Çalışmalar

Magmatizmanın yoğun olduğu Batı Anadolu'da pek çok araştırmacı çalışmıştır. Ayrıca tektonik ve maden yatakları açısından önemli konumu olan bölgedeki çalışmalar devam etmektedir (Krushensky, 1976; Genç, 1998; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık vd., 2008; Boztuğ vd., 2009; Black vd., 2013; Akgündüz vd., 2013; Ekinci ve Yiğitbaş, 2013; Aslan vd., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018).

Yöredeki çalışmalar;

Krushensky (1976), çalışmasında bölgedeki kaya birimlerini ilk defa tanımlamış ve adlandırmıştır. Özellikle volkanik ve plütonik kayalarda petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yaparak bunların olasılıkla yiten bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluştuklarını belirtmiştir.

Genç (1998), Batı Anadolu'da Oligosen-orta Miyosen döneminde SK ve Torid-Anatolid platformları arasındaki çarpışmaya bağlı oluşan magmatik aktivite ile oluşan Evciler plütonunu çalışmıştır. Evciler plütonunun Bayramiç magmatik kompleksindeki kuzey-güney yönlü sıkışmaya bağlı oluştuğunu düşünmüştür. Bayramiç magmatik kompleksinin kalk-alkali karakterli ve subalkalin bileşimli olduğu belirtilmiştir. İz element ve NTE içeriklerine göre ada yayı ve çarpışma ile ilgili oluştuğunu düşünülmüştür. Bayramiç magmatik kompleksi içerisindeki son ürünün geç Miyosen-Pliyosen bazaltları olduğunu belirtmiştir.

Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadasında çarpışma sonrası oluşan yaygın magmatik faaliyetin orta Eosen zamanında başladığını (45.3 ± 0.9 My) ve geç Miyosen zamanına (8.32 ± 0.19 My) kadar sürekli devam ettiğini belirtmişlerdir. Bu magmatik aktiviteye bağlı oluşan kayaların kalk-alkalen, yüksek-K'lu kalk-alkalen, şoşonitik, hafif alkalen ve alkalen karakterli olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Orta Eosen yaşlı kayalarda büyük iyon yarıçaplı element/hafif nadir toprak element (BİYE / NTE), büyük iyon yarıçaplı element/yüksek çekim alanlı element (BİYE/ YÇAE) ve $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (i) (0.7046-0.7087) değerlerinin yüksek ve ϵNd (i) (1.2-6.4) değerlerinin de düşük olduğunu tespit etmişlerdir. Buna karşılık, Miyosen yaşlı kayalar düşük $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (i) (0.7030-0.7033) ve en yüksek ϵNd (i) sahip (2.6-6.7) değerlerine sahip olduğu verilerini de elde etmişlerdir. Elde edilen bu jeokimyasal veriler ile

kayaçların evrimi sırasında zenginleşme işlemlerinin iki aşamalı oluştuğunu savunmuşlardır.

Karacık vd. (2008), Marmara Bölgesi'nin güney kısmındaki yaygın magmatik kayaçların çarpışma sonrası oluştuğunu söylemişlerdir. Marmara Bölgesi'nin güneyindeki (Kapıdağ, Karabiga, Çan, Yenice, Gönen bölgeleri) ve Marmara Denizi'ndeki adaların (Marmara, Avşa, Paşalimanı) granit plütonlarının üst bölgesinde veya yakınında olduğunu belirtmişlerdir. Triyas yaşlı temel kayaların içinde magmatik kayaçların stok ve damarlar şeklinde bulunduğunu gözlemlemişlerdir. Granitoidleri, geç Kretase ve Miyosen arasındaki zaman diliminde oluşmuş olmasına rağmen iki gruba ayırmışlardır; Kuzeyde Eosen ve güneyde Miyosen. Miyosen yaşlı granitoidlerinin volkanik kayaçlar ile bağlantılı olduğunu ve Eosen yaşlı granitoidlerinde böyle bir ilişki olmadığını belirtmişlerdir. Her ikisinin de granodiyorit ve granit bileşimde ve metalumin, kalk-alkali, orta ve yüksek potasyumlu kayaçlar olduğunu kanıtlamışlardır. İz elementlerin sonucuna göre her iki granitoidin de volkanik-yay ve kalk-alkali çarpışma sonrası ürünleri olduğunu savunmuşlardır. Nd ve Sr izotop bileşimlerinin de bu kökeni desteklediği görüşünde bulunmuşlardır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704-0.707) değerlerinin yüksek ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5124-0.5128) değerlerinin düşük olmasını; magmanın evrimleri sırasında, kabuk asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşmeden etkilendiği şeklinde yorumlamışlardır.

Boztuğ vd. (2009), Batı Anadolu İzmir-Ankara kenet kuşağının kuzey bölümünde bulunan Ilıca, Çataldağ ve Kozak granitoidleri, SK ve Karakaya kompleksinin metamorfik kayaçları ile uyumsuz ve Miyosen yaşlı volkanik ve çökel kayaçlar tarafından örtüldüğü tespit edilmişlerdir. Ilıca ve Kozak granitoidlerinin, granodiyoritik ve granitik bileşimli kayaçlardan oluştuğunu ve mafik mikrogranüler anklavlar içerdiğini gözlemlemişlerdir. Çataldağ granitoid masifini üç litolojik birime ayırmışlardır: Bozanköy granodiyoriti, Çataltepe biyotit graniti ve Turfaldağ biyotit granodiyoriti'dir. Ilıca granitoidini ayıran özelliğinin içeriğinde hornblend bulunması ve yaşının erken Miyosen (29-21 My) olduğunu tespit etmişlerdir. Çataldağ granitoidinin 21-22 My yaşında, Kozak granitoidinin 17den 21 My zaman aralığında değişen yaşlarda olduğunu ileri sürmüşlerdir. Fraksiyonel kristalleşme (FC), kirlenme ve asimilasyon tespit etmişlerdir. Ilıca, Çataldağ ve Kozak

granitoidlerinin çeşitli kaynaklardan kısmi ergime ile üretilen farklı magma kaynaklarından elde edildiğini ileri sürmüşlerdir.

Black vd. (2013), Türkiye'nin kuzeybatısında bulunan Biga Yarımadası'nın Ege Bölgesi'ndeki granitoid plütonlarına ev sahipliği yaptığı belirtmişlerdir. Kestanbol, Kozak ve Eybek Plütonlarının, oluşumunu, maden yatakları ile ilişkisini inceleyen araştırmacılar bölgenin tektonik geçmişini de ayrıntılı olarak çalışmışlardır. Mikroprob renk katodoluminesans (CL) yöntemi ile tüm ince kesitteki zirkon minerallerindeki ile magma karışımı, kırılma deformasyonu ve önemli sıvı-katı etkileşimlerini incelemişlerdir. Zirkonların yaşlarını geç Miyosen-geç Eosen zaman aralığında bulunmuşlardır. Kozak ve Eybek Plütonlarının erken Oligosen-geç Eosen zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusu'nun bir kolu kapanması sırasında yitimin son aşamalarında oluştuğunu kanıtlanmışlardır. Kestanbol plütonunun başlangıçta yiten Anatolid-Torid bloğunun dehidratasyonu sonucu meydana gelmiş bölümsel ergimenin ürünü olduğunu tespit etmişlerdir.

Akgündüz vd. (2013), Kuzeybatı Anadolu'da İAE Okyanusu'nun kapanmasıyla gelişen magmatizmanın orta Eosen (Lütesiyen) zamanında başladığını belirtmişlerdir. Bu magmatik faaliyetin ürünleri, batı-doğu doğrultulu hat (Biga Yarımadası, Marmara Adası, Kapıdağ Yarımadası, Armutlu Yarımadası) boyunca İAESZ'nun kuzey bölgesinde sıralandığı görülmektedir. Eosen yaşlı magmatik seriye ait plütonlar (Karabiga, Asartepe, Kapıdağ, İlyasdağ, Fıstıklı) granitik karakterli, volkanikler (Balıklıçeşme) ise bazik-asidik-andezitik karakterli kayalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Çarpışma sonrası oluşan ikinci evre magmatizma ürünleri Oligosen ve Oligo-Miyosen döneminde oluştuğunu söylemişlerdir. İkinci evrede oluşan magmatik seri, Eosen yaşlı birinci evre magmatik serinin güney bölgesinde yer almakta ve ilk serideki gibi doğu-batı uzanımlı bir hat boyunca dizilmekte olduklarını gözlemlemişlerdir. Oligosen-Miyosen yaşlı magmatik serinin plütonlarının (Eybek, Evciler, Çataldağ, Ilıca, Kestanbol Kozak,) granitik karakterli, volkaniklerin (Sarıkaya/Çan) ise genellikle andezitik-asidik karakterli kayalardan oluşmakta olduğunu incelemişlerdir. Kuzeybatı Anadolu'daki Eosen (1.evre) ve Oligosen (2.evre) yaşlı magmatik kayaların benzer jeokimyasal özellikleri gösterdiklerini görmüşlerdir. Asartepe granitleri (47 My) ve Sarıkaya volkanitlerinden (31 My) alınan örnekler üzerinde yapılan jeokimyasal araştırmalar,

her iki magmatik evre ürünlerinin de kalkalkalen ve metalümino bileşimli olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca ortak olarak BİYE (Büyük İyon Yarıçaplı Elementler) ve NTE (Nadir Toprak Elementler)'ce zenginleşme, YÇAE (Yüksek Çekim Alanlı Elementler)'ce fakirleşme gösterdiğini görmüşlerdir. Tektonik ayırım diyagramlarına baktıklarında ise hem Eosen hem de Oligosen yaşlı magmatik kayaçların aynı biçimde çarpışma sonrası bölgeye düştüğünü kanıtlamışlardır. Eosen ve Oligosen yaşlı magmatik kayaçlarda gözlenen bu jeokimyasal özelliklerin; dalma-batma sonucu gelişmiş bir kaynağa bağlı, kabuksal kirlenme ve fraksiyonel kristallenmeden etkilenmiş bir magmadan türemiş çarpışma sonrası magmatizmayı belirttiği görüşünü ileri sürmüşlerdir.

Ekinci ve Yiğitbaş (2013), Türkiye'nin kuzeybatı bölgesinde yer alan Biga Yarımadası günümüze kadar jeolojik yapısı ile araştırmacıların yoğun ilgisini görmüştür. Yarımada'nın tektonik açıdan çok önemli bir bölgede olduğunu belirtmişlerdir. Bölgede çeşitli sedimanter, metamorfik ve magmatik kayaçların varlığını vurgulamışlardır. Bu kayaçlardan, magmatik kayaçların Biga Yarımadası'nda önemli miktarda yer kapladığı ve genellikle jeotermal sistemlerle ilişkili olan maden yataklarının oluştuğunu ve bu sebeple Biga Yarımadası'nın jeolojisi önemli olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmalarında, Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayaçların jeolojik özellikleri ve yeraltı yapıları ile ilgili havadan manyetik anormalliklerin analizine dayalı sonuçlar üretmiş ve sunmuşlardır. Oluşturulmuş jeofizik anomali haritaları ile Biga Yarımada'sının yüzey jeoloji haritası arasındaki yakın benzerlik onlara jeofizik izlerin jeolojik etkilerini yorumlamak için yardımcı olmuştur. Bu çalışmaları ayrıca geliştirilmiş etkileşimli veri işleme aracı ile yeraltı yapısı iyi bilinmeyen bölgelerde jeolojik yorumlamaya yardımcı olabileceğini göstermiştir.

Aslan vd. (2017), Kuzeybatı Anadolu'da bulunan Biga Yarımada'sında Paleojen ve Neojen zamanlarında oluşmuş volkanik kayaların yaygın bulunduğunu dile getirmişlerdir. Balıkesir bölgesindeki erken Miyosen yaşlı Şapçı Volkanitini oluşturan kayaların andezitik lav akıntularından oluştuğunu tespit etmişlerdir. Üç andezit örneğinden elde edilen zirkonlardan kayacın kristalleşme yaşının erken Miyosen olduğunu belirlemişlerdir. Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre volkanik kayaçların ağırlıklı olarak yüksek-K ve kalk-alkalen karakterli olduğunu

belirtmişlerdir. Magmanın kökeninin kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak zenginleşmiş litosferik manto olduğunu düşünmüşlerdir. Araştırmacılar petrografik veriler ile bölgesel jeolojinin ilişkili olduğunu bulmuşlardır. Torid-Anatolid bloğu ile SK'nın çarpışması sonrası Biga Yarımadası'ndaki Neojen yaşlı magmatik faaliyetin oluştuğunu belirtmişlerdir.

Saatçi ve Aslan (2018), Bu çalışmalarında Biga Yarımadası'nda bulunan Yürekli volkanitinin petrografisini ve jeokimyasını araştırarak volkanizma kökeninin bulunmasını amaçlamışlardır. Dasitik karakterli lavlar ve piroklastitler Yürekli volkanitini oluşturmuştur. Yürekli dasitini petrografik açıdan özelliklerini incelediklerinde yüksek potasyumlu ve kalk-alkalen karakterli olduğunu belirtmişlerdir. Elde ettikleri verilere göre değerlendirme yaptıklarında, Yürekli volkanitinin çarpışma sonrası zamanda oluştuğunu ve ana magmanın kaynağının zenginleşmiş litosferik manto ile ilişki içerisinde olduğu sonucuna varmışlardır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1 Amaç ve Yöntemler

Batı Anadolu'da bulunan inceleme alanının yoğun olarak magmatizma ve volkanizma içermesinden dolayı, bölge jeolojik olarak büyük önem taşımaktadır. Bölgede Eosen'den Pliyosen'e kadar çok çeşitli volkanik ve magmatik kayalar yer almakta olup bunlara bağlı cevherleşmeler mevcuttur. Bundan dolayı bölgede pek çok araştırmacı incelemede bulunmuştur (Krushensky, 1976; Genç, 1998; Altunkaynak ve Genç, 2008; Boztuğ vd., 2009; Ekinci ve Yiğitbaş, 2013; Aslan vd., 2017). Bu çalışmalar Batı Anadolu bölgesini kapsamakta olup geniş ölçekli çalışmalardır. Lokal ve ayrıntılı çalışma son derece azdır. Bu çalışmada Değirmendere-Dereköy-Göloba-Karadağ-Mancılık (Balya-Balıkesir) köyleri ve çevresinin jeolojisi ile Göloba plütünü ve çevre kayaların mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi ve bu plütönün petrolojik yönden aydınlatılarak bölgenin jeodinamiğindeki önemini tespit etmek amaçlanmıştır.

Yürütülen bu çalışma, literatür taraması, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

2.1.1 Arazi Çalışmaları

Bu çalışmanın ilk aşamasını oluşturan arazi çalışmaları, bölgede yer alan birimlerin litolojisi, sınır ilişkilerinin ortaya konması, yapısal ve tektonik unsurların belirlenmesine yönelik olmuştur. Çalışmanın amacı doğrultusunda arazide yüzeyleme veren Göloba plütünü ile ilgili daha detaylı arazi çalışmaları yapılmıştır.

Önceki çalışmalarda dikkate alınarak Balıkesir Değirmendere-Dereköy-Göloba-Karadağ-Mancılık Köyleri ve civarında yüzlek veren Plütön ile çevre kayaların sınırları ve yan kayaç ilişkileri belirlenmiş ve gerekli düzeltmeler yapılarak yaklaşık 63 km² lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır. Çalışmanın amacına uygun olarak 53 adet plütönik kayalardan ve 28 adet yan kayaçlardan olmak üzere 81 adet örnek alımı yapılmıştır.

2.1.2 Laboratuvar Çalışmaları

İnce Kesitlerin Hazırlanması:

Çalışma alanından toplanan el örneklerinin belirlenmesi amacı ile plütonik kayalara ait 24, yan kayalara ait ise 9 adet olmak üzere 33 el örneğinin ince kesitleri hazırlanmıştır. Alınan el örneklerini laboratuvarında 0.5×2×4 cm boyutlu plakalar halinde kesilmiş ve yüzeysel pürüzlükleri giderildikten sonra 1 mm kalınlığındaki 2.5×5 cm boyundaki cam üzerine kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Dereceli aşındırıcılar yardımı ile 0.025 mm kalınlığına kadar inceltilmiş kesitler petrografik incelemelere hazır hale getirilmiştir. İnce kesitlerin tamamı Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında hazırlanmıştır.

Petrografik İncelemeler ve Mikro Fotoğrafların Çekilmesi:

Hazırlanan ince kesitler Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarında Olympos CX31P Marka polarizan mikroskop aracılığıyla incelenmiş, petrografik tayinler yapılmış ve mikroskoba bağlı aynı marka fotoğraf makinesi ile mikro fotoğraflama işlemleri gerçekleştirilmiştir.

Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması:

Petrografik incelemeler sonucunda uygun olan 16 adet Gölöba plütonuna ait örnekler jeokimyasal özelliklerin ortaya konması amacı için ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için seçilmiş el örnekleri temizlenerek 150-200 gram ağırlığındaki örnekler paketlenmiş ve Orta Doğu Teknik Üniversitesi Merkez Laboratuvarına (Ankara) öğütme ve kimyasal analiz için gönderilmiştir.

Kimyasal Analizler:

Magmatik kayalara ait 16 adet örnek Orta Doğu Teknik Üniversitesi Merkez Laboratuvarında kimyasal analiz edilmiştir. Analiz; İndüktif eşleşmiş plazma kütle spektrometresi cihazı ile yapılmıştır. İşlem için Perkin Elmer DRC II model ICP-MS cihazı kullanılmıştır. İndüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi, örneklerin yüksek sıcaklıktaki bir plazmaya, genellikle argon, gönderilerek moleküler bağların kırıldığı ve atomların iyonlaştırıldığı bir analitik tekniktir. İyonlar örnekleme ve ikinci aşama süzme (skimmer) konileri ara yüzeyinden geçerek vakuma alınmış ve burada birleştirilmiş mercekleme sistemi iyonları quadropol kütle spektrometresine odaklanmıştır. Burada iyonlar kütlelerine ayrılıp taramalı elektron çoğaltıcısı ile analiz edilmiştir. Örnek, genel olarak bir solüsyon halinde ve sisleştirici aracılığıyla cihaza gönderilmiştir. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ise ppm olarak ölçülmüştür. Nadir toprak elementler ise, kayaç toz örneklerinden 0.25 gr alınarak dört farklı asit içerisinde çözündürülmüş ve ppm olarak tespit edilmiştir.

Mikroprob Analizler:

Göloba plütondan alınan örneklerdeki plajiyoklaz, hornblend ve biyotit minerallerinden mikroprob analizleri yaptırılmıştır. Analizler Minnesota Üniversitesi'nde (ABD) JEOL JXA-8900 aletinde gerçekleştirilmiştir. İnce kesitler karbon kaplanması ile analize hazır hale getirilmiş ve petrografik inceleme sonucu belirlenen minerallerin mineral kimyası analizi yapılmıştır. Örneklerin analizleri 15 kW voltaj ve 20 nA ışın akımında gerçekleştirilmiştir. Sayılma zamanı pikin tepesinde 10s ve 2 background pozisyonunda 5s'dir. Ölçümler JEOLZAF rutin ve uygun mineral standartları kullanılarak düzeltilmiştir. Dedeksiyonun minimum limitleri yaklaşık olarak 100 ppm'dir.

2.1.3 Büro Çalışmaları

Çalışmanın son safhasını oluşturan büro çalışmaları arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve rapor haline getirilerek sunulmasını kapsamaktadır.

Bu nedenle elde edilen veriler amacına uygun olarak çeşitli jeolojik ve ofis programları yardımıyla değerlendirilmiş, haritalar, kesitler, gerekli tablolar ve

grafikler oluşturularak çalışma amacı doğrultusunda yorumlanmıştır. Tüm bunlar Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünün yazım kurallarına uygun olarak hazırlanmıştır.

3. BULGULAR

3.1 Stratigrafi ve Petrografi

Çalışma alanı tektonik olarak Sakarya Zonun'da, İzmir-Ankara-Erzincan sütür zonunun ise hemen kuzeyinde yer almaktadır.

İnceleme alanında stratigrafik olarak yaşıldan gence doğru birimler gözlenmiştir;

Orhanlar Grovağı (Triyas)

Balya Formasyonu (st Triyas)

Bayırköy Formasyonu (Liyas)

Bilecik Formasyonu (st Jura-alt Kretase)

Hallaçlar volkaniti (st Oligosen- alt Miyosen)

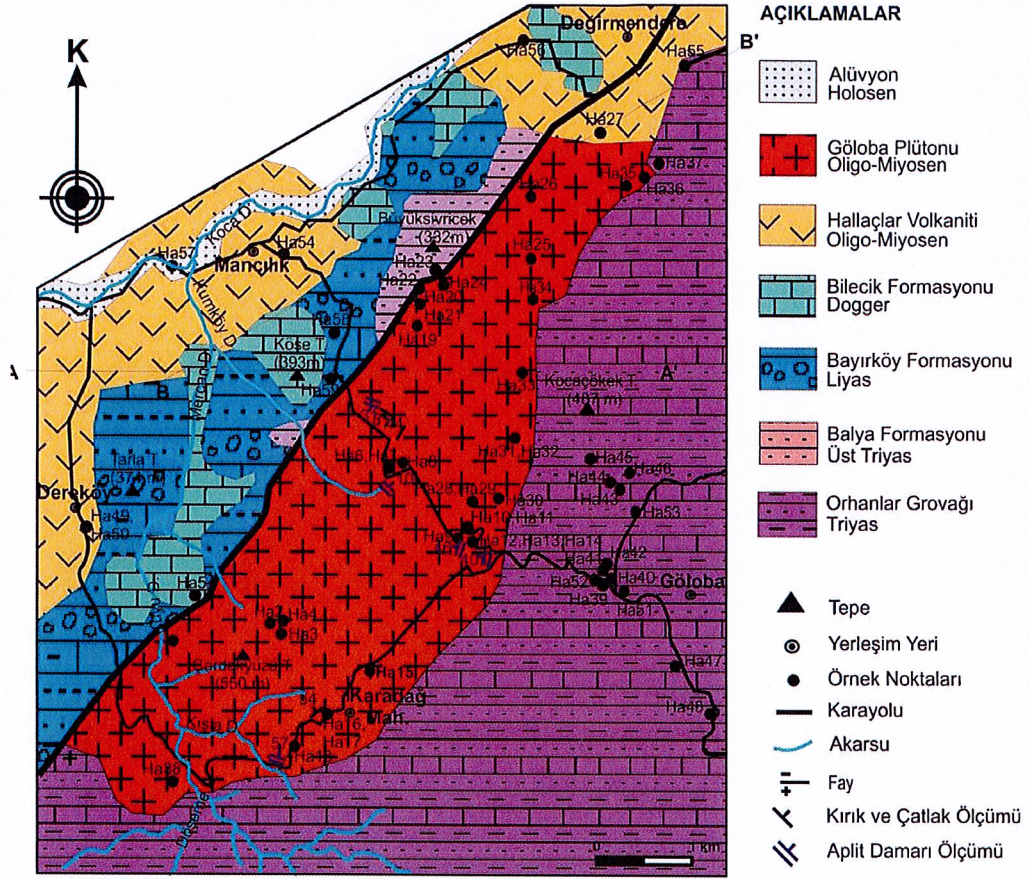
Göloba plütonu (st Oligosen- alt Miyosen)

Alüvyon (Holosen)

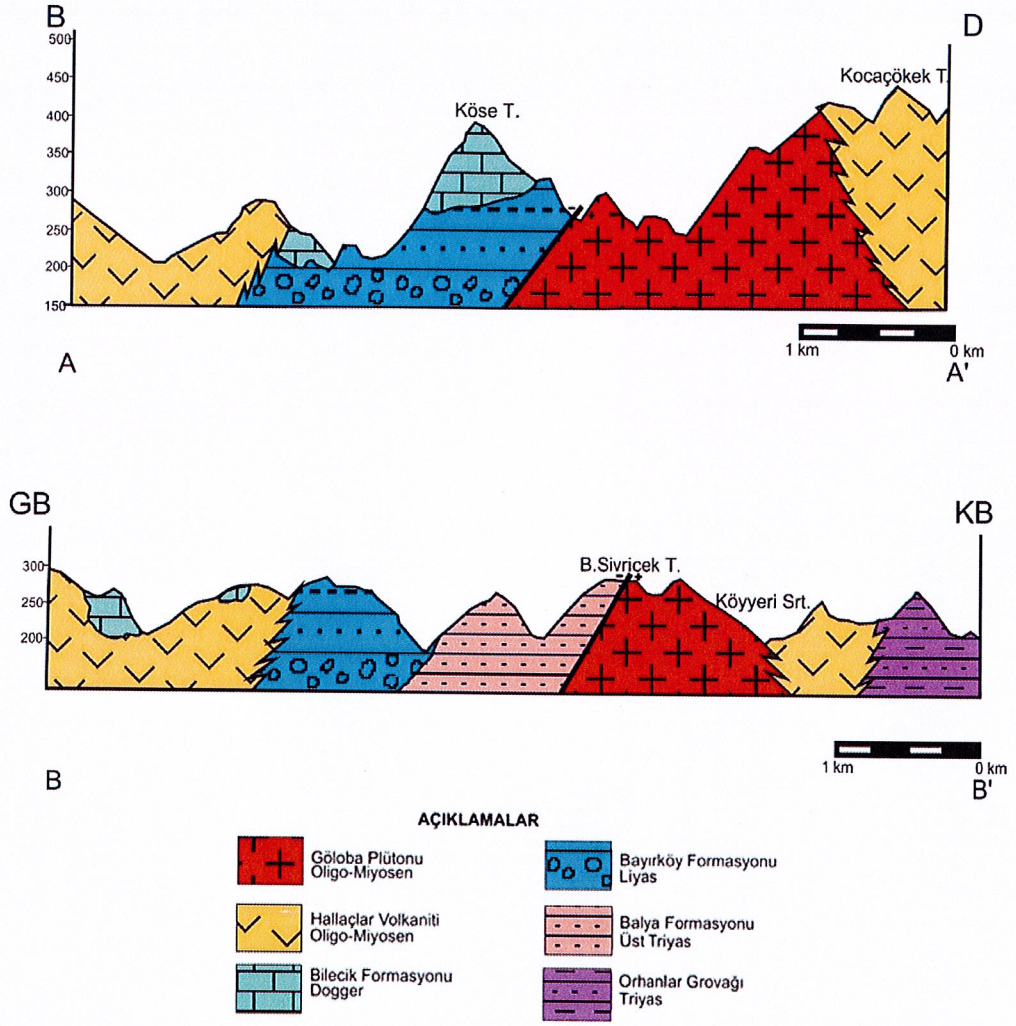
Çalışma bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti Şekil 3.1'de, Göloba ve civarının jeolojik haritası Şekil 3.2'de ve jeolojik enine kesitleri ise Şekil 3.3'de verilmiştir.

SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Neojen	Holosen		Alüvyon		
	Alt Miyosen		c) Hallaçlar Volkaniti		c) Andezit, dasit ve piroklastik kayalar
Paleojen	Üst Oligosen		d) Göloba Graniti		d) Granit, granodiyorit, monzonit
Kretase	Neokomiyen	Hotriviyen	Bilecik Formasyonu		Neritik kireçtaşı
	Dogger	Kalloviyen			
Jura	Liyas		Bayırköy Formasyonu		Konglomera, kumtaşı, kilitaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı vb.
	Üst		a) Balya Formasyonu		a) Arkozik kumtaşı, holobialı şeyl
Triyas			b) Orhanlar Grovağı		b) Kilitaşı, çamurtaşı, radyolarit, permo-karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları

Şekil 3.1: Çalışma bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.



Şekil 3.2: Göloba ve civarının jeolojik haritası (MTA Bandırma H18-19 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları).



Şekil 3.3: Çalışma alanının AA' ve BB' jeolojik enine kesitleri.

3.1.1 Mesozoyik

3.1.1.1 Orhanlar Grovağı

3.1.1.1.1 Ad ve Yayılım

Karakaya kompleksi içerisinde grovaplardan oluşan birim, ilk kez Brinkmann (1966) tarafından Orhanlar şişti, daha sonra Okay vd. (1990) ise Orhanlar grovağı olarak tanımlanmıştır. Bu alışmada Orhanlar grovağı kullanılmıştır. Çalışma alanında Göloba ve Değirmendere köyleri civarında yüzlek vermektedir.

3.1.1.1.2 Litolojik zellikler

Orhanlar grovağı sarımsı kahverenkli, taze yüzeyi koyu yeşil renkli, çoğunlukla fazla ayrışmış, yer yer küresel ayrışmalı grovaplardan oluşmaktadır. Tabakasız veya kabaca tabakalanmalı grovaplaklar ince-orta taneli, tane boyu dağılımlı kötü, köşeli kuvars, feldispat ve metamorfik kayaç parçalı taneleri killi ve serisitli bir matriksle bağlanmıştır (şekil 3.4).Grovak içerisinde yer yer erken Karbonifer yaşlı kireçtaşı olistolitleri yer almaktadır.



şekil 3.4: Tabakasız, ince-orta taneli ve kötü tane boyu dağılımlı Orhanlar grovağı, Göloba köyünün yaklaşık 1 km kuzey bölgesi.

3.1.1.1.3 Kalınlık

Yüzeleendiği alan içerisinde Karakaya kompleksine ait birimlerle dokanak oluşturmamaktadır. İnceleme alanında Orhanlar grovağının tabanı gözlenmediği için kalınlık belirlenememiştir. Ancak topoğrafyaya bakılarak muhtemelen 1000 metre üzerinde bir kalınlığı olduğu söylenilebilir.

3.1.1.1.4 Alt ve Üst Sınırları

Altıparmak ve Kayapınar köyleri arasında üst Triyas yaşlı Balya formasyonu, Liyas yaşlı Bayırköy ve üst Jura-alt Kretase yaşlı Bilecik formasyonlarıyla tektonik dokanaklıdır. Birim Göloba plütonu ve hallaçlar volkaniti tarafından kesilmiştir. (şekil 3.5)



şekil 3.5: Orhanlar grovağı ile Göloba plütonunun küçük ölçekli apofizinin kontak noktası, Göloba köyünün yaklaşık 1 km güneyi.

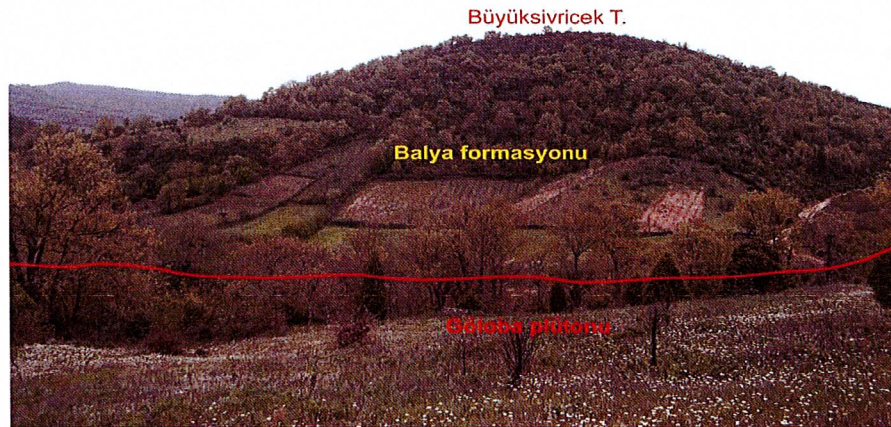
3.1.1.1.5 Fossil İçeriği ve Yaş

Önceki çalışmalarda Orhanlar grovağındaki kireçtaşı bloklarından alınan örneklerde alt Karbonifer (Vizeyen) yaşlı *Mediocris mediocris* (Vissaronova), *Mediocris breviscula* (Ganelina), *Bisphaera* ex. gr. *elagans* Vissaronova., *Eotuberitina* sp., *Archaediscus* sp., *Radiosphaera* sp., *Moravammina* sp., *Pachysphaerine* sp., *Endothyra* sp., *Archaediscus* ex. gr. *moelleri* Rauser, *Pseudoammodiscus* ex. gr. *volgansis* (Rauser-Chernousova), *Valvulinella?* sp., *Girvanella* sp. tanımlanmıştır (Pehlivan vd., 2007).

3.1.1.2 Balya Formasyonu

3.1.1.2.1 Ad ve Yayılım

Halobia'lı şeylerden oluşan ve 19. Yüzyıldan beri Balya Triyası olarak bilinen bu birim Bingöl vd. (1973) tarafından Hasanlar formasyonu olarak tanımlanmıştır. Okay vd. (1990) ise Balya formasyonu'nu Hodul biriminin bir bölümü olarak incelemişlerdir. İlk tanımlandığı ismine bağlı kalınarak bu çalışmada da Balya formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanında Mancılık köyü'nün doğusunda küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: Balya formasyonu ile Göloba plütununun faylı sınırı, Mancılık köyünün yaklaşık 1 km doğu kısmı.

3.1.1.2.2 Litolojik özellikler

Birim altta kahverenkli-sarımsı çakıllı arkozik kumtaşları ile başlamakta, üstte doğru koyu yeşil-siyah renkli Holobialı şeylerle devam etmekte, kumtaşı ve konglomeralara geçmektedir. Formasyonun tip lokalitesi Balya-Bahçecik köyü arasındaki dere boyunca gözlenmektedir.

Balya formasyonu istifinin hakim litolojisini arkozlar üzerindeki yeşil-siyah renkli, ince tabakalı, bol kıvrımlı, mika pulcuklu ve bol fosilli şeyler ile ince kumtaşı ara seviyeleri ve ince seviyeler halinde karbonat mercekleri oluşturmaktadır. Balya formasyonu şeyleri bol miktarda fosil (pelecipoda, brachiopoda ve gastropoda kavkıları) ve mika pulcukları içermesi ve deformasyondan etkilenmemiş olması, arazide benzerlik gösterdiği Karakaya kompleksine ait şeylerinden ayırtlanmasında kullanılan önemli kriterlerdir. Ortalama kalınlığı 150-200 m olan şeyler üzerinde tedrici geçişli kırmızı-sarı renklerde kumtaşları ve konglomera seviyeleri görülmektedir. Tüm bu özellikler sahada gözlenmemiş olup formasyonun genel özellikleridir.

3.1.1.2.3 Kalınlık

Birim altta bol bitkili kırıntılı, karasal-sığ denizel ortamda çökelen arkozik kumtaşları ile başlamakta, üstte bol pelajik denizel fosilleri içeren şeylerle devam etmektedir. Bu şeyler sığ denizel ortam ve muhtemelen lagüner ortamda çökelmiştir. Kalınlık tam olarak belirlenememiştir.

3.1.1.2.4 Alt ve Üst Sınırları

Balya formasyonu Orhanlar grovağı ile tektonik dokanaklıdır. Bindirme zonunun altında yer yer korunmuş olarak bulunan Bayırköy formasyonu konglomeraları Balya formasyonu üzerinde geçişli olarak bulunmaktadır.

3.1.1.2.5 Fosil İçeriği ve Yaş

Daha önce yapılan detaylı paleontolojik çalışmalarda şeyler içerisinde geç Triyas (Bingöl vd., 1973) Karniyen (Aygen, 1956), Noriyen (Okay vd., 1990),

Havran bölgesinde (Noriyen-Resiyen) (Krushensky vd., 1980) Triyas (Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Bingöl vd., 1973) yaşlı olduğu belirtilmektedir.

3.1.1.3 Bayırköy Formasyonu

3.1.1.3.1 Ad ve Yayılım

Erken Jura yaşlı konglomera, kumtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Bilecik yöresinde Granit ve Tintant (1960) tarafından Bayırköy kumtaşı olarak adlandırılmıştır, Altınlı (1973) tarafından ise birim Bayırköy formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanında Mancılık ve Dereköy doğusunda geniş bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7: Bayırköy formasyonunu oluşturan kumtaşları, Mancılık köyünün yaklaşık 1 km güneybatısı.

3.1.1.3.2 Litolojik özellikler

Genel olarak birim, sarımsı kırmızı renkli konglomera, sarımsı kahverengimsi renkli kumtaşı, killi kireçtaşı ve siltaşından oluşmaktadır. Balya formasyonunun üst kısmında görülen konglomeralar Bayırköy formasyonunun tabanını oluşturur. Konglomeralar kalınlığı 2-25 m arasında değişen kanal mercikleri şeklinde oluşmuştur. Altta kırmızı-sarı renkli, orta-kalın tabakalı, çapraz tabakalı

konglomeralar; iyi yuvarlaklaşmış kireçtaşı, kuvarsit, granit, sleyt, kumtaşı ve bazaltlardan oluşmakla birlikte, daha üst seviyelerdeki çakıllar; breş şeklinde karbonat çimentolu, cm-dm boyutlu, moloz akmalı, çoğunluğu Permiyen yaşlı kireçtaşlarından oluşan konglomeralar yer almaktadır.

3.1.1.3.3 Kalınlık

Üstte geç Triyas-Liyas yaşlı, yaklaşık 30 m kalınlığında ince tabakalı bej-yeşil renkli killi kireçtaşı-marn aralanmasından oluşan istif görülmektedir. Birimin kalınlığı lokasyona göre değişmekte olup birkaç metreden 500 metreye kadar değişmektedir.

3.1.1.3.4 Alt ve Üst Sınırları

Bayırköy formasyonu Balya formasyonunun üzerinde geçişli konglomera seviyesi ile başlamaktadır. Bayırköy formasyonunun istifi üstte keskin dokanakla Bilecik formasyonu tarafından örtülmektedir.

3.1.1.3.5 Fosil İçeriği ve Yaş

Birimin alt seviyelerinde bulunan kumtaşlarından alınan örneklerde Liyas yaşlı *Agerina martanum* (Farinacci), *Involutina liassica* (Jones), *Cayeuxia pia* Frolo, *Trocholina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Sphovalvulina* sp., *Nodosariidae*, *Lageniidae*, *Textulariidae*, *Valvulinidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) ve makro fosil kırıntıları saptanmış ve bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı Liyas olarak kabul edilmiştir (Pehlivan vd., 2007).

3.1.1.4 Bilecik Formasyonu

3.1.1.4.1 Ad ve Yayılım

Sakarya zonu içerisinde yaygın olarak mostra veren geç Jura-erken Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan birim, ilk defa Bilecik yöresinde Altınlı (1973) tarafından Bilecik kireçtaşları olarak adlandırılmış ve birçok araştırmacı tarafından da aynı adla incelenmiştir. Biga Yarımadasında Alancık formasyonu (Bingöl vd.,

1973) ve Bilecik kireçtaşı (Okay vd., 1990) olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanında Dereköy, Mancılık ve Değirmendere köyleri arasında yüzlek vermektedir.

3.1.1.4.2 Litolojik özellikler

Birim genel olarak açık-koyu renkli, orta/kalın tabakalı, biyoklast ve intraklast içeren mikritik ve sparitik kireçtaşlarından oluşmuştur. Balya-Çanakkale karayolu üzerinde Çalova köyü civarında Bilecik formasyonunun litolojik özelliklerinin en iyi görüldüğü lokalitedir. Birimi oluşturan kireçtaşları platform tipi kireçtaştır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8: Bilecik formasyonuna ait kireçtaşı bloğunun görünümü, Dereköy köyünün yaklaşık 1 km doğusu.

3.1.1.4.3 Kalınlık

Bilecik formasyonunun inceleme alanındaki yüzlek veren kısmının kalınlığı ölçülememiştir. Ancak yalnızca Kalkım ve Balya arasındaki bölgede formasyonun taban ve tavan dokanakları mostra vermektedir. Bu lokasyonda Bilecik formasyonuna ait kireçtaşının kalınlığı yaklaşık 800 m olduğu belirlenmiştir.

3.1.1.4.4 Alt ve Üst Sınırları

Formasyonun alt sınırı Liyas yaşlı Bayırköy formasyonu üzerinde yapısal açıdan uyumlu bulunmakla birlikte, Sakarya zonunun içerisindeki bazı bölgelerde olduğu gibi Jura istiflerindeki Dogger'in eksikliği Biga Yarımadası'nda da görülmektedir. (Altınlı, 1973; Altıner vd., 1991). Birimin üzerinde geç Hotriviyen-Apsiyen yaşlı Pınaroba formasyonu uyumlu olarak bulunmaktadır. Bu nedenle Bilecik formasyonunun yaşı Kalloviyen-erken Hotriviyen olarak kabul edilmiştir.

3.1.1.4.5 Fossil İçeriği ve Yaş

Bilecik formasyonunun içerisinde değişik lokasyonlardan alınan örneklerde Kalloviyen- Neokomiyen yaşlı *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), *Koskinobullina socialis* Cherchi ve Schroeder, *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Nautiloculina cf. brönnimarmni* Amaud-Vanneau&Peybernes, *Paleomiliolina strumosum* (Gümbel), *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina alpina* (Leupold), *Sapingoporella annulata* Carozzi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Ammobaculites* sp., *Ammodicus* sp., *Cayeiaia* sp., *Charentia* sp., *Cornuspira* sp., *Neotrocholina voldensis* Reichel, *Ophthalmidium* sp., *Frondicularia* sp., *Patellina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Spirillina* sp., *Sigmoilina* sp. *Textularidae*, *Lageniidae*, *Miliolidae*, *Nodosariidae* fosil topluluğu saptanmıştır (Pehlivan vd., 2007). Birim üzerinde geç Hotriviyen-Apsiyen yaşlı Pınaroba formasyonu uyumlu olarak bulunmaktadır. Bu nedenle Bilecik formasyonunun yaşı Kalloviyen-erken Hotriviyen olarak kabul edilmiştir. (Pehlivan vd., 2007)

3.1.2 Senozoyik

3.1.2.1 Hallaçlar Volkaniti

3.1.2.1.1 Ad ve Yayılım

Çok yerde altere andezit, bazaltik andezitik lav ve piroklastiklerden oluşan birim Hallaçlar volkaniti adı altında incelenmiştir (Dönmez vd., 2005). Birim Ercan vd. (1995)' nin Çan ve Kirazlı volkanitleri, Krushensky (1976) tarafından

adlandırılan Hallaçlar formasyonu ile eşdeğerdir. Çalışma alanında Dereköy, Mancılık ve Değirmendere köylerinde mostra vermektedir (Şekil 3.9).

3.1.2.1.2 Litolojik Özellikler

Birimin andezit ve yer yer altere andezit ve piroklastiklerden oluştuğu gözlenmektedir. Çalışma alanının kuzey ve kuzeybatısında yüzeylemeler veren bu birim birçok mostrada alterasyona uğramış şekilde gözlenmekte olup, arazide sarı, beyaz, kırmızımsı, açık kahverengi ve krem renkleri ile göze çarpmaktadır.

Çalışma alanı içerisinde bulunan altere olmuş andezitler; sarımsı, kırmızımsı renkte ayrışmalar göstermekte, mineraller alterasyondan dolayı makro olarak ayırt edilememektedir. Çalışma alanının kuzey doğusunda ve Mancılık'ın doğusunda bulunan andezitlerin mikroskobik incelenmesine göre alkali feldispat, biyotit, plajiyoklaz ve opak mineraller ile ikincil olarak da klorit ve kalsit minerallerinden oluşmaktadır.



Şekil 3.9: Hallaçlar volkanitinden bir görünüm, Dereköy köyünün güney çıkışı.

3.1.2.1.3 Kalınlık

Hallaçlar Volkanitinin çalışma alanı herhangi bir stratigrafik istiflenme ve yanal bir geçiş olmadığından dolayı birim için bir kalınlık belirtmek mümkün gözükmemektedir.

3.1.2.1.4 Alt ve Üst Sınırları

Çalışma alanında izlenmemesine rağmen Hallaçlar Volkaniti'nin alt sınırında uyumsuz olarak geç Jura-erken Kretase yaşlı Bilecik Formasyonu bulunmaktadır. Üst sınırında ise uyumsuz olarak alt Miyosen yaşlı Soma formasyonu bulunmaktadır. Ayrıca birim Göloba plütону ile eş yaşlı olup yanal dokanaktır.

3.1.2.1.5 Yaş

Hallaçlar Volkaniti'ne ait örneklerden Krushensky 1976 tarafından 23.6 milyon yıl, Dönmez vd. 2005 tarafından ise 26.5 ± 1.1 milyon yıllık jeokronolojik yaşlar tespit edilmiştir. Dolayısı ile volkanizma geç Oligosende etkin olmaya başlamış ve erken Miyosen'e kadar etkinliğini sürdürmüştür.

3.1.2.2 Göloba Plütону

3.1.2.2.1 Ad ve Yayılım

Granitik kayalardan oluşan birim Oligo-Miyosen yaşlıdır. Birime İkinci ve Yiğitbaş 2013 yılında Danişment plütону adını vermiştir. Bu çalışmada birimin adı en yakın yerleşim yeri olan Göloba köyünden dolayı Göloba plütону olarak değiştirilmiştir. Birim, çalışma sahasında GB-KD yönünde uzantısında yayılma göstermektedir. Değirmendere, Dereköy, Göloba ve Mancılık köyleri arasındaki alanda bulunmaktadır.

3.1.2.2.2 Litoloji ve Petrografi

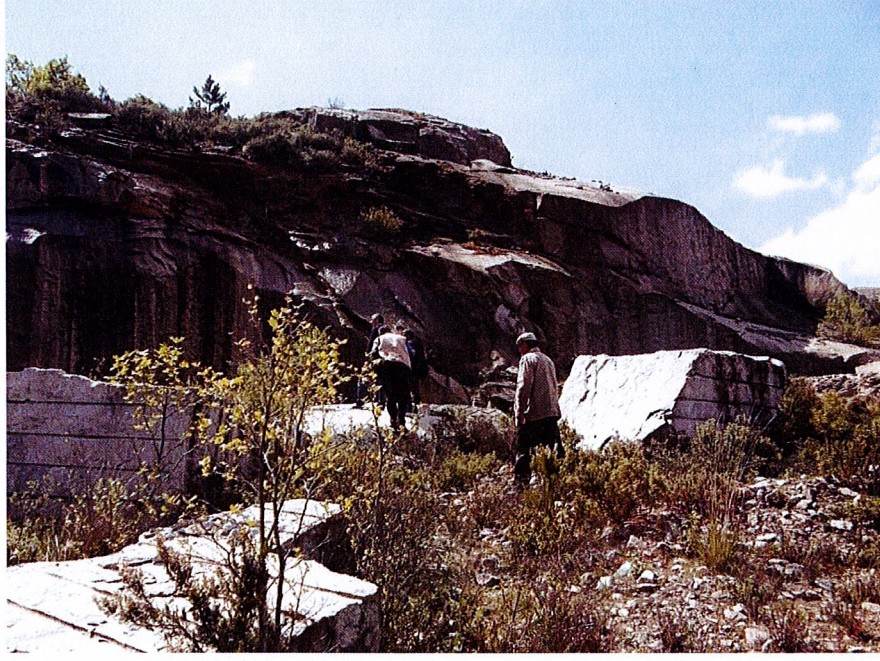
Göloba plütünü monzogranit ve siyenogranit'ten oluşmaktadır. Plütünü güneybatı kesimi daha az altere iken kuzeydoğu kesimi daha fazla altere olmuşlardır. Granitik karakterli bu kayalar gri-siyah, sarımtırak-siyah ya da kırmızımsı-siyah renklerde görülmektedir (Şekil 3.10).

Plütünü güneybatısındaki bir alan önceki yıllarda işletilmek istenmiş ancak metalik minerallerin oksitlenmesi nedeniyle işleme durmuştur. İşletilen kısımdaki kayalar sağlam blok alınabilen kayalardır. Diğer yüzeleme veren kısımlarında çatlak ve kırıklar mevcuttur (Şekil 3.11).

Plütünü tam ortasından geçen Göloba-Mancılık karayolunun kenar kesimlerindeki şevlerde aplit damarları ve makaslama çatlakları görülmüş ve ölçümleri yapılmıştır (K60B/31GB,K30D/44KB) (Şekil 3.12). Makaslama kuvvetleri sebebiyle kayalar yuvarlağımsı şekiller almışlardır (Şekil 3.13).



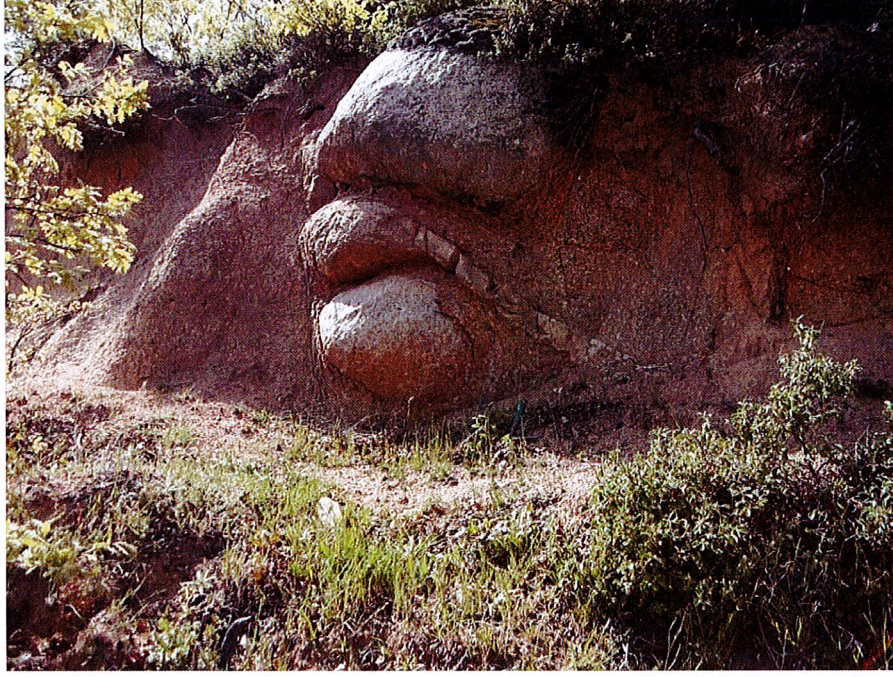
Şekil 3.10: Göloba plütününa ait granitik karakterli kayaç, Karadağ köyü civarı.



Şekil 3.11: Göloba plütonunda önceden işletilen mermer ocağının görünümü, Dereköy köyünün yaklaşık 25 km güneydoğusu.



Şekil 3.12: Göloba plütünü içerisindeki apolit damarları, Göloba- Mancılık köyleri arasındaki yol üstü (K45B/10KD yönlü).

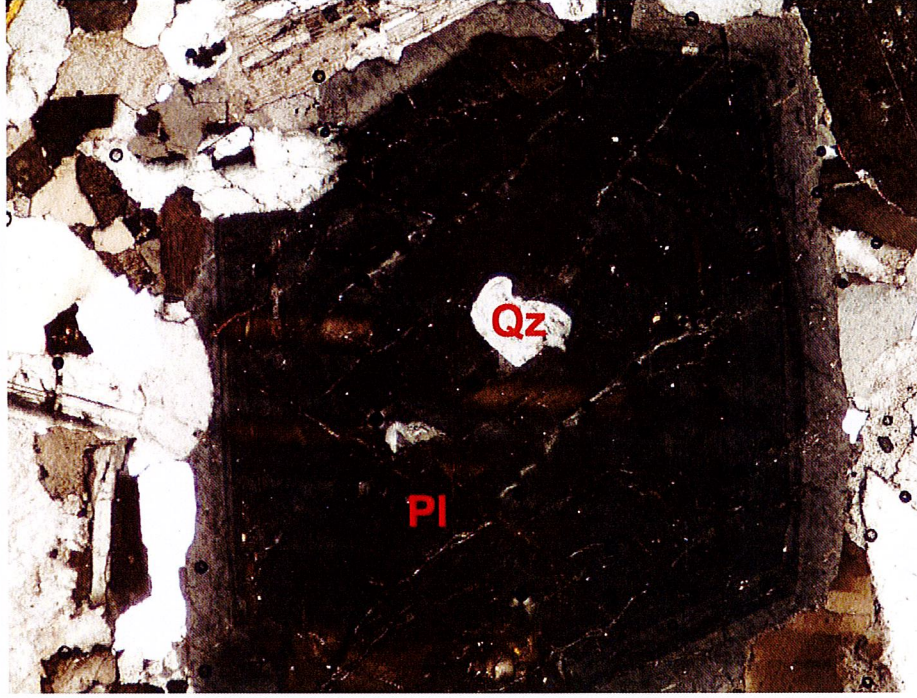


Şekil 3.13: Göloba plütonuna ait aplit damarı ve makaslama kuvvetler sonucu yuvarlaklaşmış granit blokları, Göloba- Mancılık köyleri arasındaki yolun 2. Km'si.

Plütonun bütününe temsil etmek amacıyla kuzey, orta ve güney kesimlerden örnek alınmış, bu örneklerin ince kesitleri laboratuvarında incelenmiş ve modal analizleri yapılmıştır. Yapılan incelemelerde kayada ana mineraller olarak; plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit ve amfibol; tali mineral olarak; zirkon, apatit (iğne şekilli), sfen ve opak mineral; İkincil mineral olarak; kalsit; ve ayrışma ürünü mineraller olarak; klorit, serizit, kil ve epidot tespit edilmiştir.

Ana mineraller;

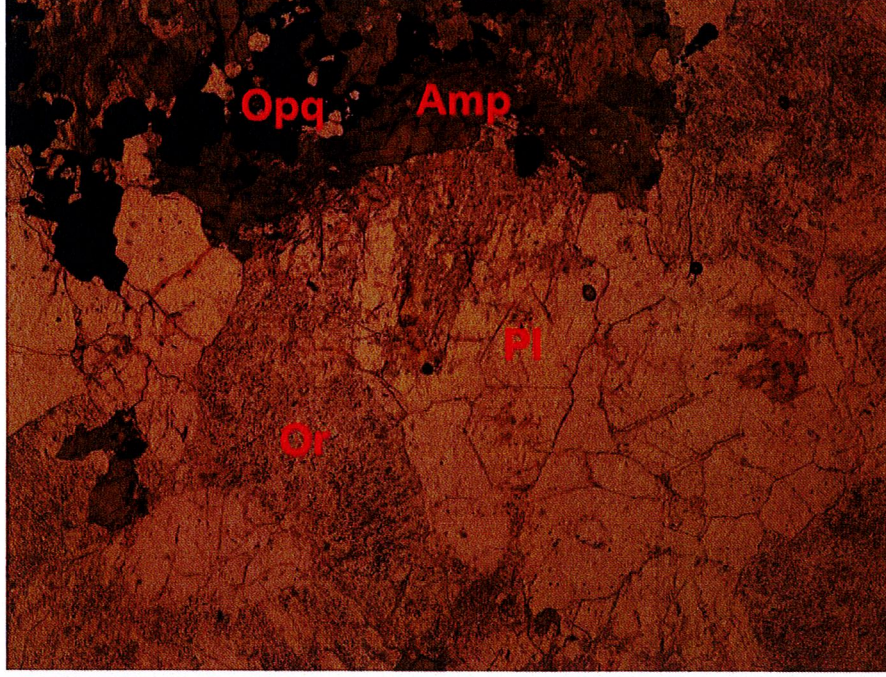
Plajiyoklazlar; yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Anortit içeriği %15-25 arasında olup cinsi oligoklazdır. Genellikle iri, yer yer de orta büyüklükte kristallerden oluşmaktadır. Ancak granitin güney kesimde küçük taneli kristallere rastlanılmıştır. Hem albit ikizi hem de halkalı zonlu yapı sunmaktadırlar (Şekil 3.14). Değişik yönlerde (düzensiz) gelişen çatlaklar mevcuttur (Şekil 3.15). Bazı kesitlerde çatlaklar ikincil minerallerle doldurulmuştur. Ayrışma çok az orandadır ve killeşme şeklinde gözlenmektedir (Şekil 3.16, Şekil 3.17). İri plajiyoklaz içinde küçük plajiyoklaz kristal inklüzyonları mevcuttur. Plajiyoklazlar içerisinde apatit, biyotit, epidot ve serizit mineralleri de kapanım olarak mevcuttur.



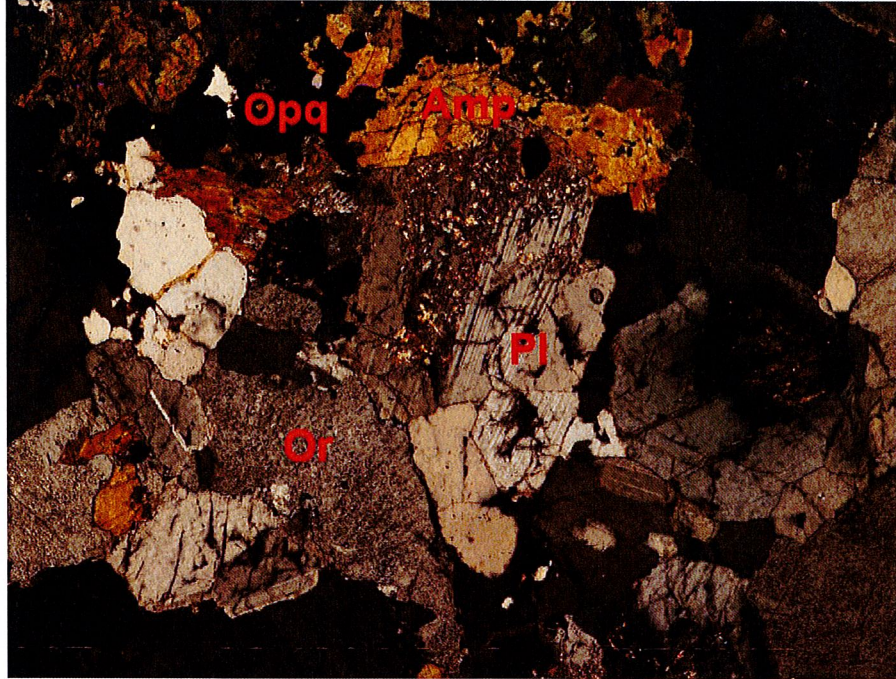
Şekil 3.14: HA11: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen zonlu plajiyoklaz minerali içerisindeki kuvars kristalinin görünümü (çift nikol, x4).



Şekil 3.15: HA16: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen albit ikizlenmesi gösteren kırıklı, hafif altere olmuş plajiyoklaz mineralinin görünümü (çift nikol, x4).



Şekil 3.16: HA14: Göloba plütönuna ait kayalarda görülen altere plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol ve opak mineral (tek nikol, x4).

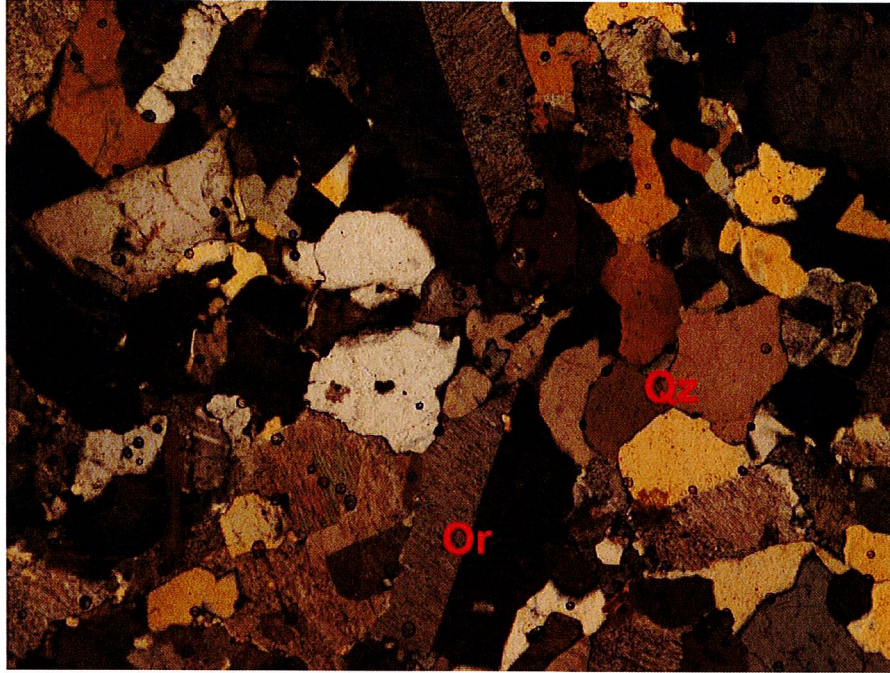


Şekil 3.17: HA14: Göloba plütönuna ait kayalarda görülen altere plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol ve opak mineral (çift nikol, x4).

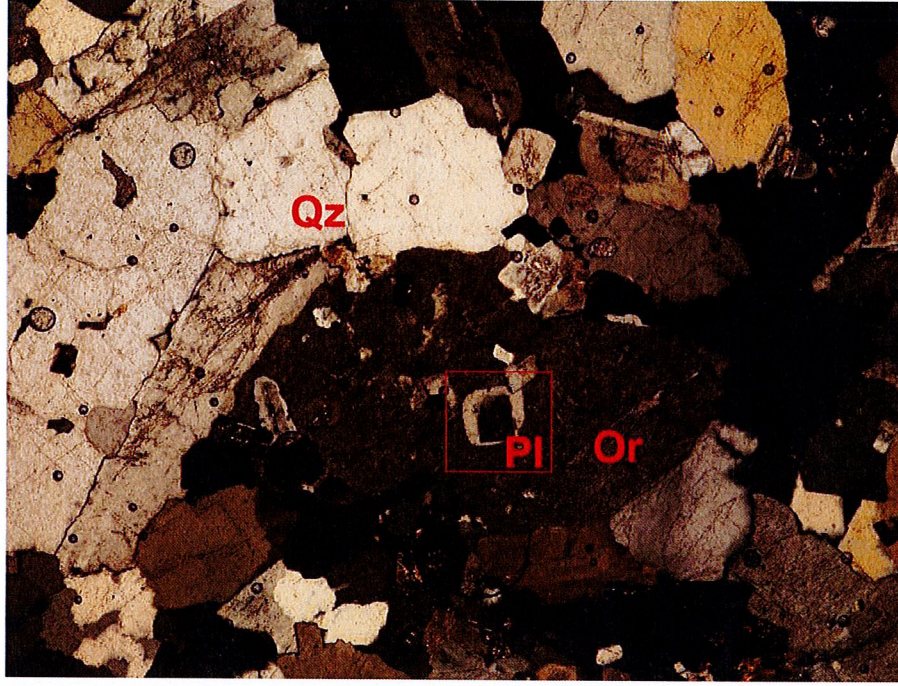
Ortoklaz; İri taneli özşekilsiz kristaller halindedir. Genellikle iri yer yer orta büyüklükte kristaller görülmektedir. Bazı ortoklazlar karlsbad ikizi göstermektedir

(Şekil 3.18). Ayrışma plajiyoklazlara oranla daha yoğundur. Düzensiz çatlaklar klorit mineralleri ile doldurulmuştur. Ayrıca serizitleşme de izlenmektedir. İçinde plajiyoklaz, sfen, amfibol, apatit, kuvars mineralleri içermekte olup poikilitik doku göstermektedir (Şekil 3.19, Şekil 3.20, Şekil 3.21). Ayrıca, ortoklaz içerisinde albit kusmaları ile karakteristik olan pertitik doku ile ortoklaz ve kuvars mineralleri arasında gelişen grafit doku da gözlemlenmiştir.

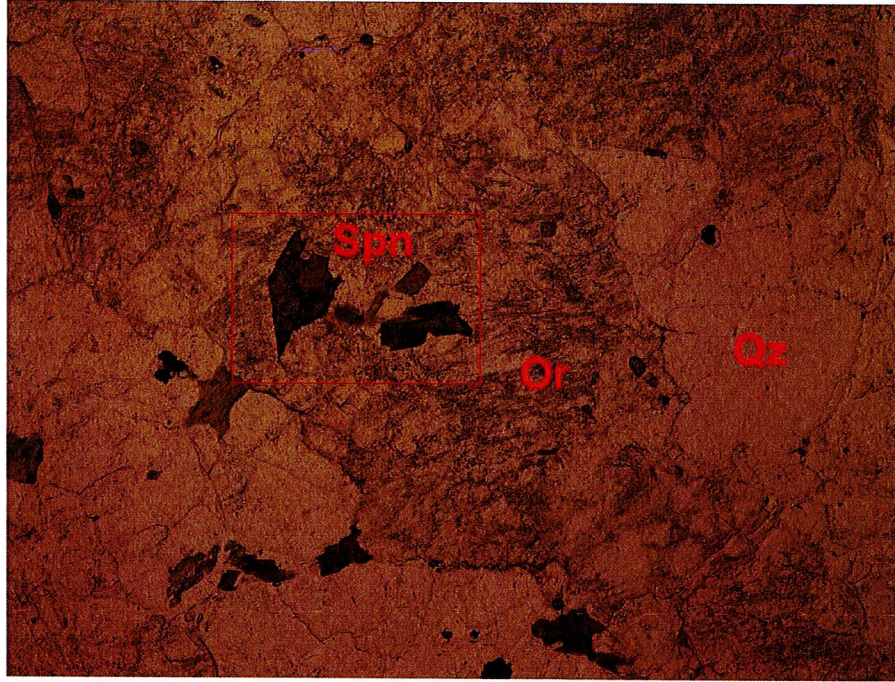
Kuvars; özşekilsiz kristaller şeklindedir. İri, orta ve küçük taneli minerallerden oluşmakta olup dalgalı sönme göstermektedir. Granitik kayalara has olan grafik doku gözlemlenmiştir (Şekil 3.22). Kılcal ve düzensiz çatlaklar görülmektedir. Bazı kuvars minerallerindeki normal çatlaklar boyunca ferro-magnezyen mineraller dizilmiştir. Kuvars minerali içerisinde; zirkon, plajiyoklaz, iğne şekilli apatit mineralleri, biyotit, ortoklaz, sfen mineralleri mevcuttur (Şekil 3.23).



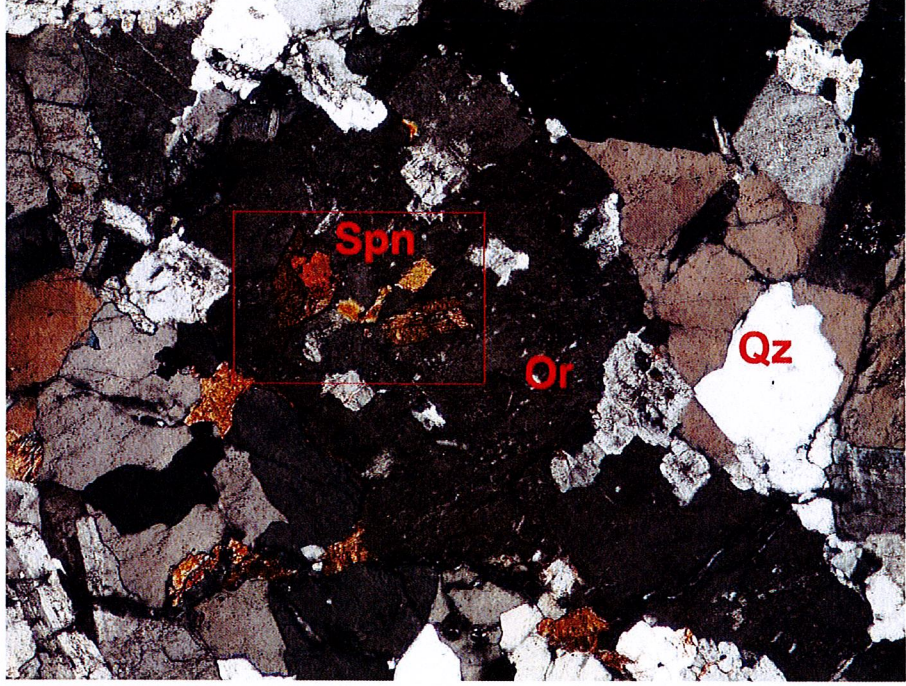
Şekil 3.18: HA2: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen Kalspat ikizlenmesi gösteren ortoklaz mineralleri (çift nikol, x4).



Şekil 3.19: HA1: Göloba plütonuna ait kayalarda görülen ve ortoklaz içerisinde inklüzyon halinde bulunan plajiyoklaz minerallerinin oluşturduğu poikilitik doku. (çift nikol, x4).



Şekil 3.20: HA25: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen ortoklaz minerali içerisindeki sfen mineralleri. Poikilitik dokuya örnektir. (tek nikol, x4).



Şekil 3.21: HA25: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen ortoklaz minerali içerisindeki sfen mineralleri. Poikilitik dokuya örnektir. Poikilitik Doku: İri taneli minerallerin içinde bir veya birkaç türden küçük minerallerin kapanım şeklinde bulunmasıyla oluşan doku şeklidir (çift nikol, x4).



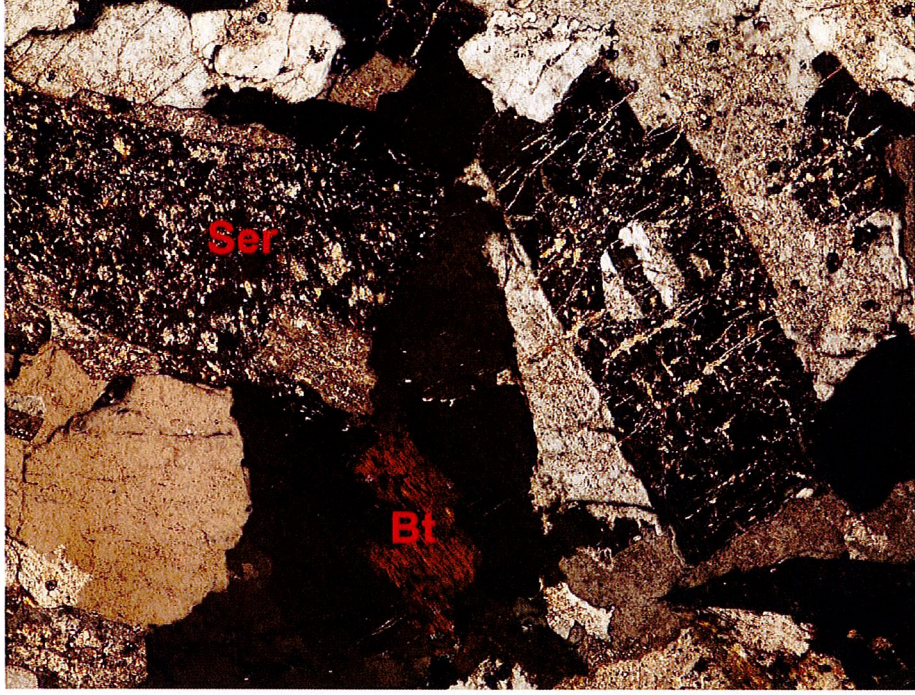
Şekil 3.22: HA7: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen ortoklaz ve kuvars mineralleri arasında gelişen grafik doku örneği (çift nikol, x4).



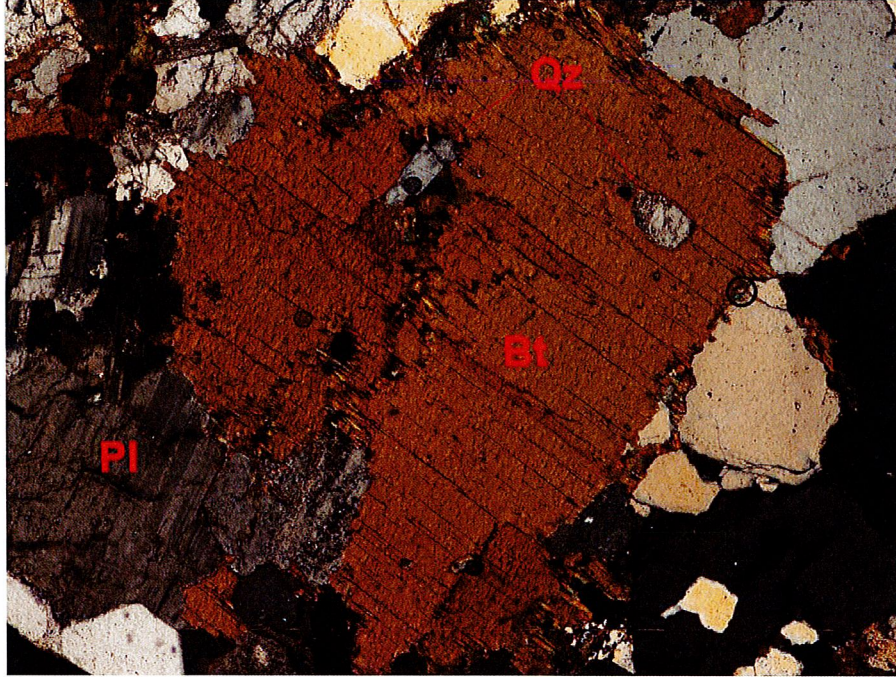
Şekil 3.23: HA4: Göloba plütonuna ait kayalara ait ince kesitlerde görülen kuvars içerisindeki ortoklaz mineralinin görünümü (çift nikol, x4).

Biyotit; yarı özşekilli ya da özşekilsiz kristaller şeklindedir. Küçük, orta ve iri kristaller halinde olup dik sönme gözlenmiştir. Opaklaşmış biyotitler de görülmektedir. Kloritleşmiş bazı biyotitler penin mineraline dönüşmüştür (Şekil 3.24). Biyotitler içerisinde; opak mineraller, kuvars, penin, iğne şekilli apatit, amfibol, zirkon, plajiyoklaz gözlemlenmektedir (Şekil 3.25). Kahverengi renk pleokroizması belirgindir ve pleokroizma yönlerine göre Z:koyu kahverengi, X:sarımsı kahverengidir.

Amfibol; Özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Genellikle orta veya küçük tanelidirler. İri taneli olanlar uzun prizmatik kristaller şeklindedir. Bazal kesitlerde çift yönlü dilinim mevcut olup $h'(100)$ ikizi göstermektedirler (Şekil 3.26). Bazı örnekler kırılmış, parçalanmıştır (Şekil 3.27) ve ayrışma sonucu kloritleşmiştir. Düzensiz çatlaklar mevcut olup ayrışma yer yer aşırı derecede gözlemlenmektedir. İçerisinde biyotit, plajiyoklaz, opak mineral, sfen, kuvars inklüzyonları bulunmaktadır. Bazı kesitlerde yeşil-açık yeşil renk pleokroizması tespit edilmiştir.



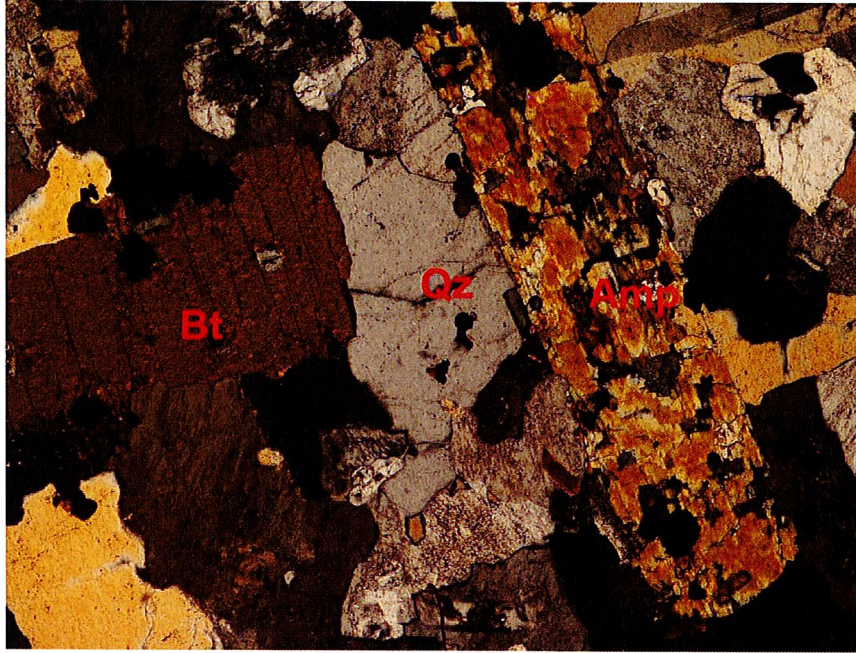
Şekil 3.24: HA25: Kloritleşme sonucu penin mineraline dönüşmüş olan biyotit minerali ve serizitlemiş plajiyoklaz ve ortoklaz minerali (çift nikol, x4).



Şekil 3.25: HA12: Biyotit minerali içerisindeki kuvars mineralleri (çift nikol, x4).



Şekil 3.26: HA10: Kalspat ikizlenmesi şekline görülen amfibol minerali (çift nikol, x4).



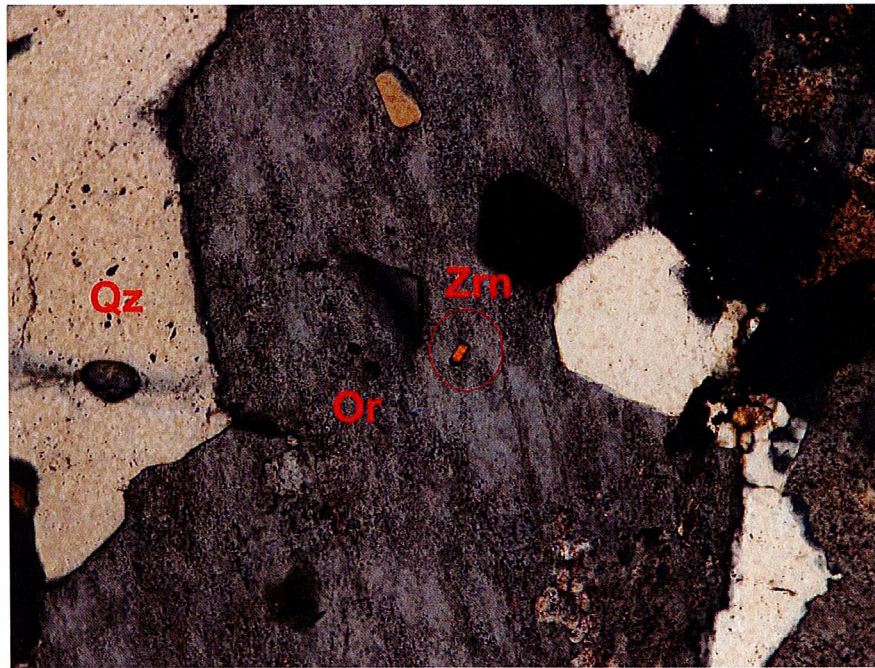
Şekil 3.27: HA7: Hafif altere olmuş amfibol ve biyotit minerali (çift nikol, x4).

İkincil mineraller;

Kalsit, ikincil mineral olarak bulunmaktadır. Belirli bir şekli görülmemiştir. Kırık ve çatlakları doldurmuş şekilde gözlenmiştir.

Tali olarak;

Zirkon mineralleri küçük taneli kristaller şeklinde görülmektedir. Opak mineral, kuvars, plajiyoklaz içerisinde ve mineral sınırlarında gözlenmiştir (Şekil 3.28).

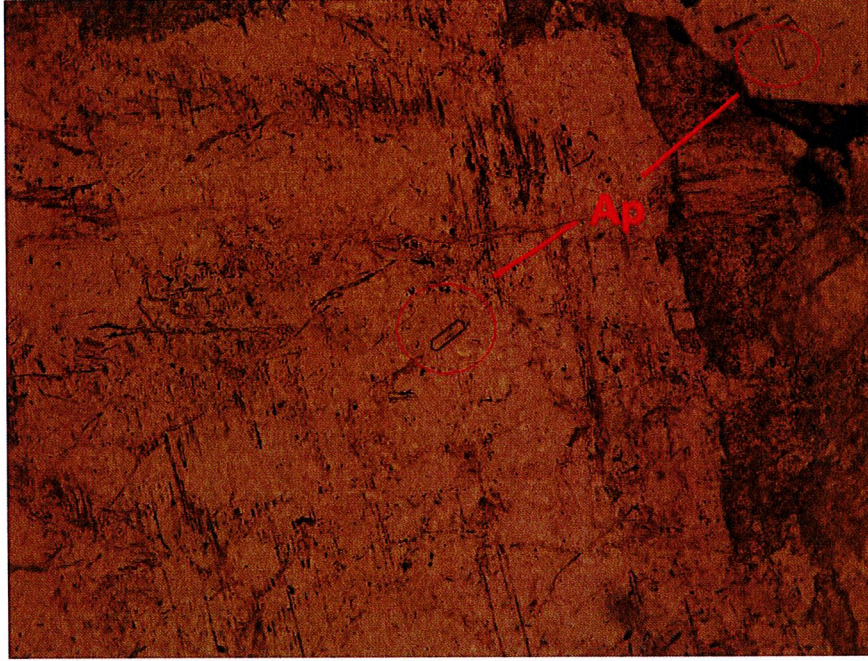


Şekil 3.28: HA10: Ortoklaz minerali içerisinde bulunan zirkon minerali (çift nikol, x10).

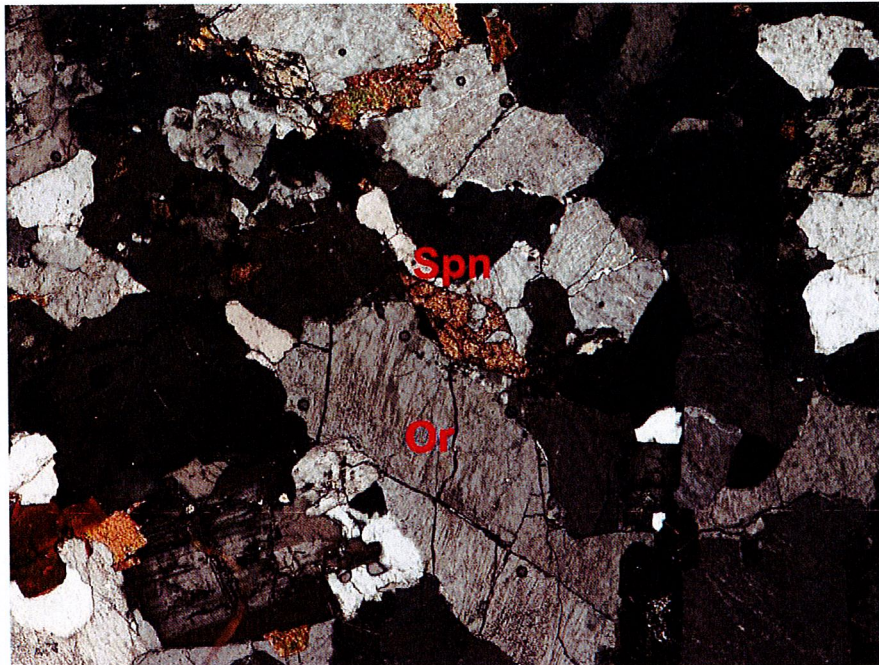
Apatit mineralleri özşekilli olup biyotit, ortoklaz, kuvars ile birlikte iğne şekilli kristaller halinde bulunur (Şekil 3.29).

Sfen: Özşekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenmektedir. Kama şeklinde olup yüksek röliyefe sahiptir. Ortoklaz, kuvars, biyotit, amfibol ve opak mineraller ile beraber bulunmaktadır (Şekil 3.30).

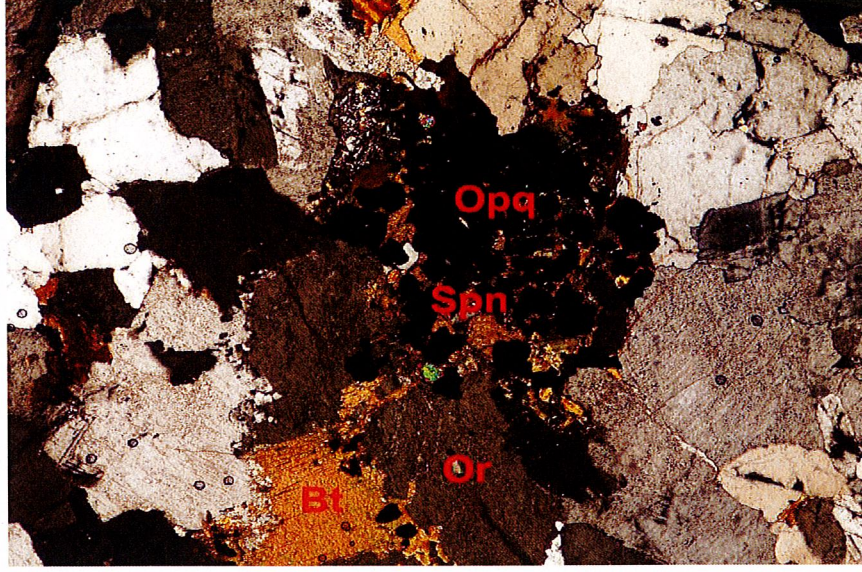
Opak mineral: Özşekilsiz olup orta ve küçük boyutlu kristaller halindedir. Daha çok ferromagnezyen minerallerle birlikte bulunmakta olup düzensiz geometrik şekillere sahiptirler (Şekil 3.31).



Şekil 3.29: HA16: Plajiyoklaz minerali içerisinde bulunan apatit mineralleri (iğne şekilli) (tek nikol, x10).



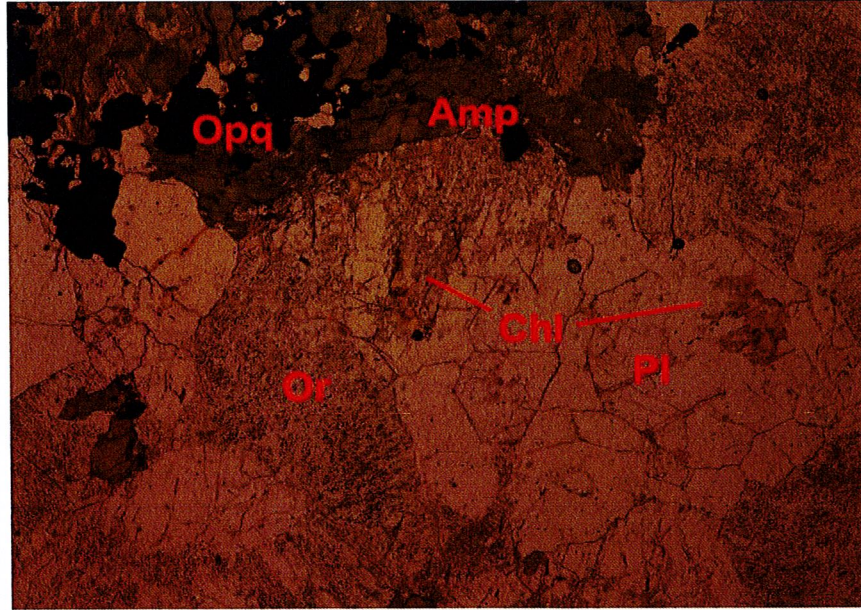
Şekil 3.30: HA20: Ortoklaz minerlleri ile komşu olan sfen minerali (çift nikol, x4).



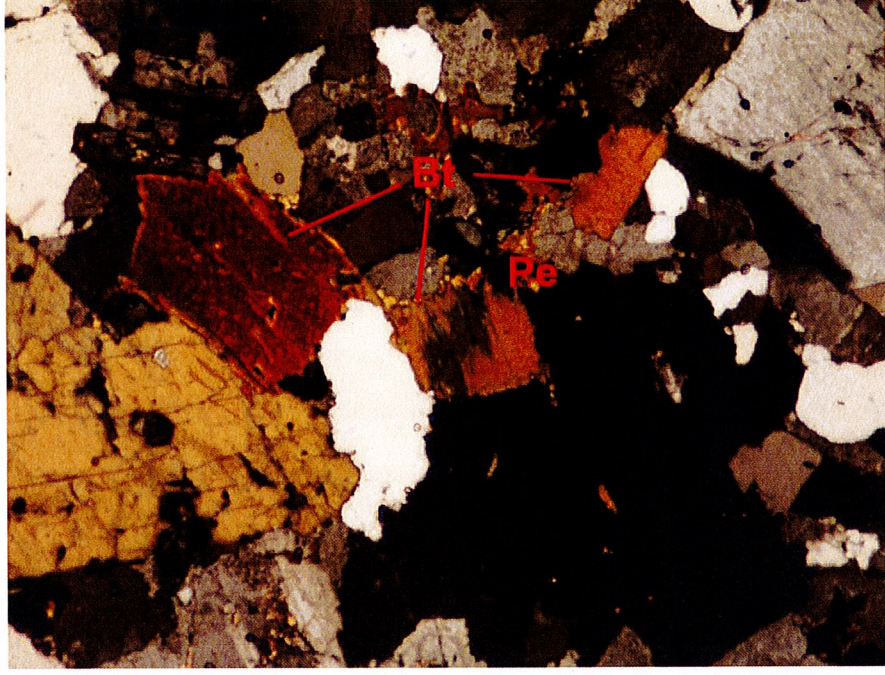
Şekil 3.31: HA14: Sfen, biyotit, ortoklaz mineralleri ile opak mineral parajenezi (çift nikol,x4).

Ayrışma ürünü mineraller;

Klorit; Belirli bir şekli gözlenmemiştir. Mineral sınırları boyunca gözlenebildiği gibi bazı minerallerin bünyesine girerek opaklaşmaya neden olmuştur (Şekil 3.32). Bazı biyotitler mor polarizan renkli penin cinsi klorite dönüşmüştür (Şekil 3.33).

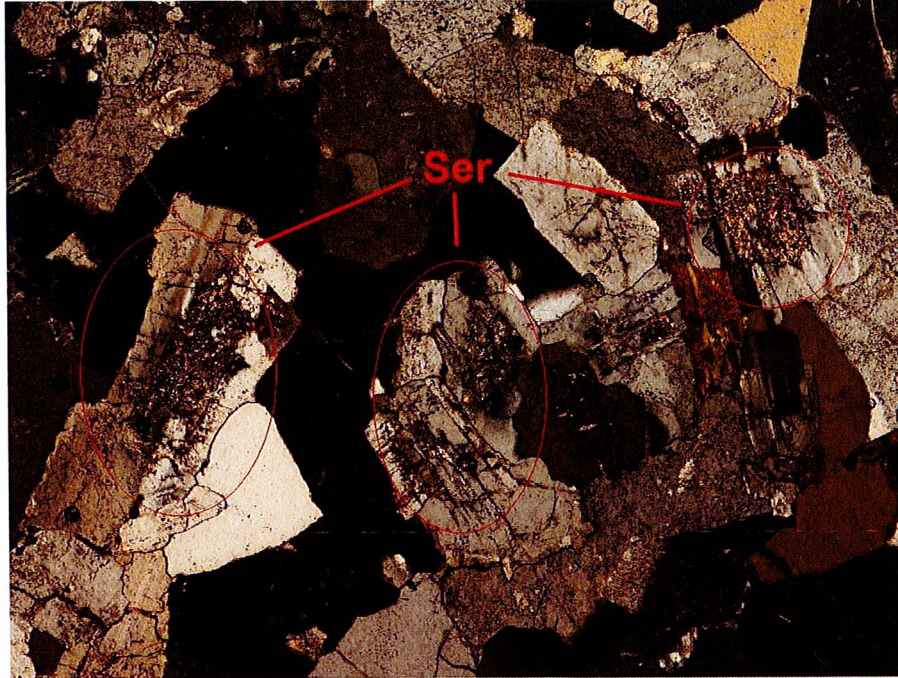


Şekil 3.32: HA14: Mineral sınırlarında ve boşluklarda gelişmiş klorit minerali (tek nikol, x4).



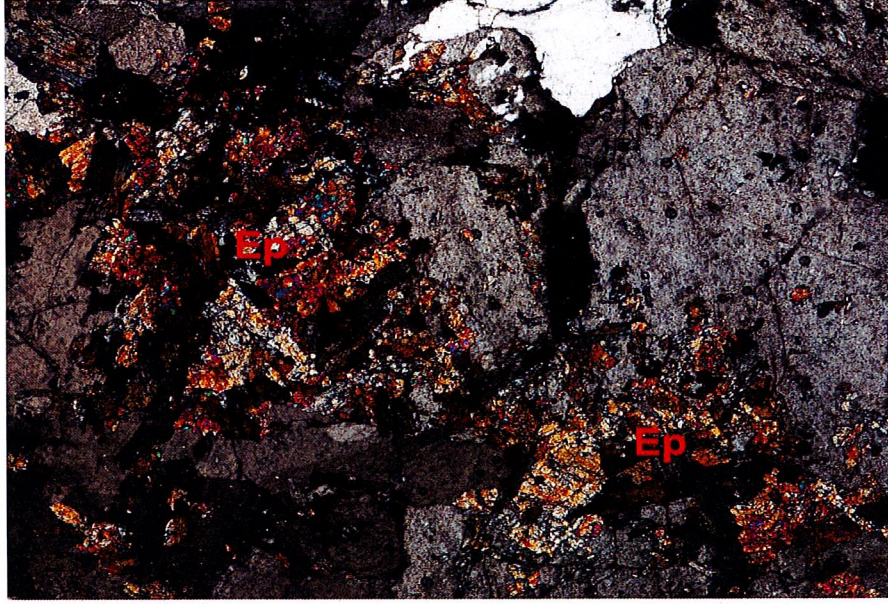
Şekil 3.33: HA10: Kloritleşmiş biyotit ve penin minerali (çift nikol, x4).

Serizit; Plajiyoklaz ve ortoklaz minerallerinin alterasyonu sonucunda oluşmuştur (Şekil 3.34).



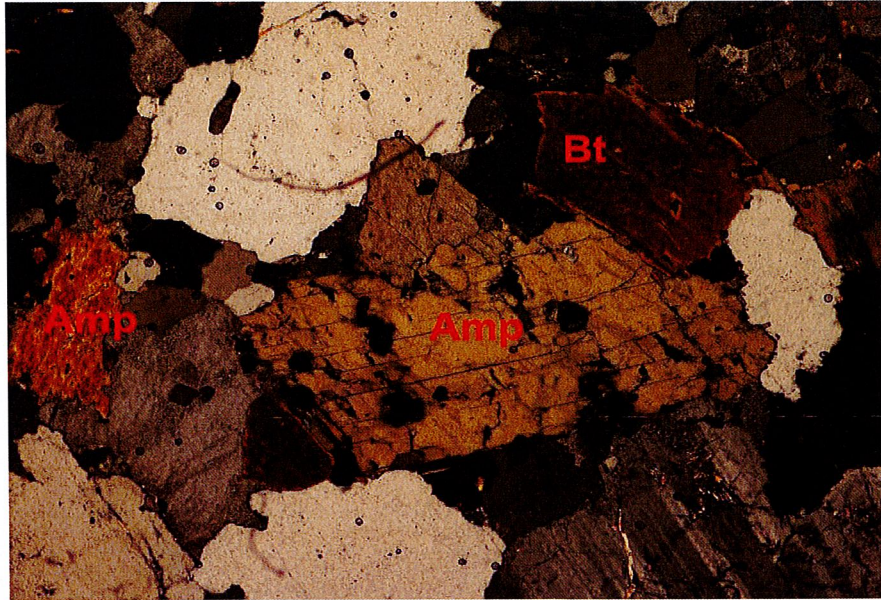
Şekil 3.34: HA20: Serizitleşmiş plajiyoklaz mineralleri (çift nikol,x4).

Klorit Ortoklazın ayrışma ürünü, epidot ise ferro-magnezyen minerallerin ayrışma ürünü olarak gözükmemektedir (Şekil 3.35).



Şekil 3.35: HA32: Ferro-magnezyen mineraller epidot mineraline dönüşmüştür. (çift nikol, x4).

Kloritleşme: ferro-magnezyen mineraller klorite dönüştüğü gözlenmiştir (Şekil 3.36).



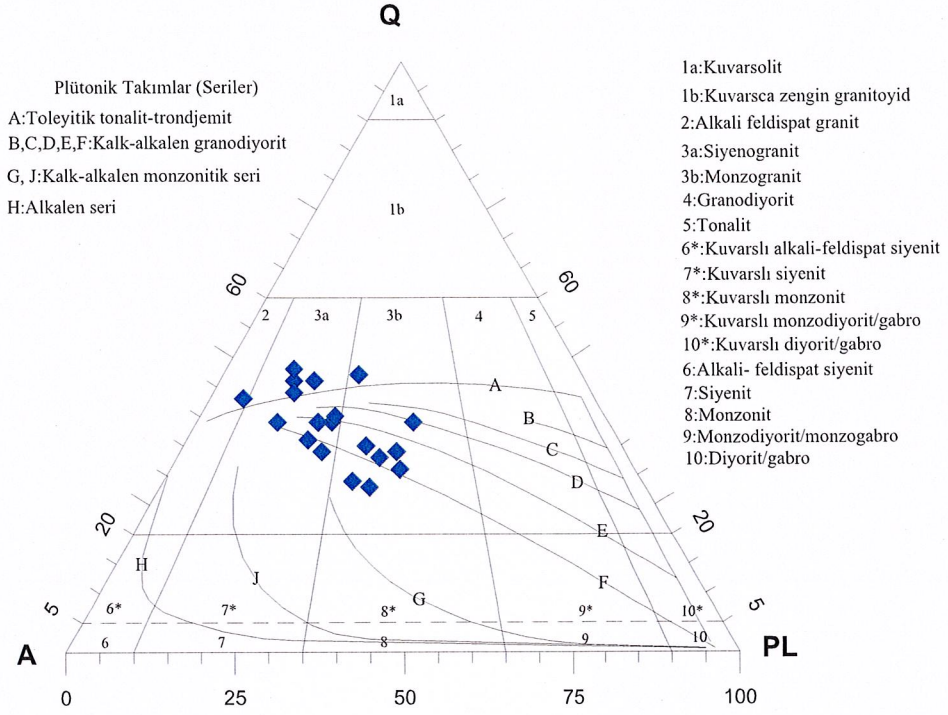
Şekil 3.36: HA10: Biyotit minerali kloritleşme sonucu koyu bir renk almıştır. (çift nikol, x4)

Tablo 3.1: Modal analiz sonuçlarına göre kayaç adlandırılması

Mineraller (%)	Ornek No HA1	Ornek No HA2	Ornek No HA4	Ornek No HA7	Ornek No HA8
Ortoklaz	33.80	38.50	36.90	33	33.50
Kuars	36.40	44.20	36.60	32	39
Plajiyoklaz	9.10	9.10	10.20	16	11.20
Amfibol	0	0	0	3.70	0
Biyotit	1.40	2.20	4.60	7	5.30
Klorit	9.80	1.90	1.30	1	4.10
Opak mineral	1.70	1.60	1.80	3.30	2.35
Serizit	5.20	0.60	6.70	1.80	2.20
Apatit	1.40	0.20	0.20	0.50	1.20
Sfen	0	0.90	0.80	1	0.05
Zirkon	1.20	0.80	0.90	0.70	1.10
Penin	0	0	0	0	0
Kalsit	0	0	0	0	0
Epidot	0	0	0	0	0
Kayaç adı	Siyenogranit	Siyenogranit	Siyenogranit	Siyenogranit	Siyenogranit
Mineraller (%)	Ornek No HA9	Ornek No HA10	Ornek No HA11	Ornek No HA12	Ornek No HA14
Ortoklaz	48.60	30.40	34.20	25	28.10
Kuars	38.60	27	24	23	24.10
Plajiyoklaz	4	24.20	28	18.40	22.60
Amfibol	0	6.10	5	9.10	7.00
Biyotit	2.60	5.30	4.20	9.50	7.30
Klorit	1.70	0.70	0.60	3	1.40
Opak mineral	2.30	3.40	1.70	3.30	3.50
Serizit	3.40	1.10	0.30	7	4.40
Apatit	0.50	0.20	0.80	0.50	0.60
Sfen	0.10	0.70	0.80	0.30	0.20
Zirkon	0.20	0.40	0.30	0.60	0.50
Penin	0	0.50	0.10	0.30	0.30
Kalsit	0	0	0	0	0
Epidot	0	0	0	0	0
Kayaç adı	A.Feldispat granit	Monzogranit	Monzogranit	Monzogranit	Siyenogranit

Tablo 3.1 (devamı)

Ortoklaz	38	36.50	21.30	24	22
Kuars	34	20.30	16.60	34.60	22
Plajiyoklaz	15.70	24	23	14.60	17.10
Amfibol	0	0	7.40	5	4.20
Biyotit	2.80	2.10	10.4	3.43	11.60
Klorit	1.70	1.50	3.90	4.40	3.30
Opak mineral	1.60	3.30	2.70	3.12	5
Serizit	4	2	5.60	3.70	4
Apatit	1.00	2	3	2.45	2.70
Sfen	0.20	3.70	3.20	2.50	4
Zirkon	1.00	1.30	1.70	1.90	3.20
Penin	0	0	1.20	0.30	0.90
Kalsit	0	3.30	0	0	0
Epidot	0	0	0	0	0
Kayaç adı	Siyenogranit	Monzogranit	Monzogranit	Monzogranit	Siyenogranit
Mineraller (%)	Örnek No HA26	Örnek No HA29	Örnek No HA32	Örnek No HA34	Örnek No HA36
Ortoklaz	24	26	22.10	28.40	18.27
Kuars	19.10	20.30	20	28.7	24
Plajiyoklaz	5.70	12.50	22	14.10	20.20
Amfibol	0	9.80	1.50	8.90	2
Biyotit	1.50	4.70	6	4.40	5.63
Klorit	2.90	3.70	3.40	4.50	1.40
Opak mineral	4	2.80	7.10	2.70	4.30
Serizit	29	10.10	7.70	3.80	18.30
Apatit	1.30	1	2.10	1.60	0.80
Sfen	0.20	2.60	0.60	1.80	3.60
Zirkon	0.90	1.80	1.50	0.70	0.80
Penin	11.40	4.70	2	0.40	0.70
Kalsit	0	0	0	0	0
Epidot	0	0	5.00	0	0
Kayaç adı	Siyenogranit	Siyenogranit	Monzogranit	Siyenogranit	Monzogranit



Şekil 3.37: Modal analiz sonuçlarına göre kayaçların K-A-P üçgen diyagramında adlandırılması.

Buna göre Göloba plütonunu oluşturan kayaç türü siyenogranit ve monzogarnit olup kalk-alkalen granodiyorit serisine karşılık gelmektedirler.

3.1.2.3 Alüvyon

Çalışma alanında bulunan bütün birimler üzerine uyumsuz olarak yerleşen Holosen yaşlı alüvyon birim; Koca Dere'sinin çevresinde gözlenmektedir. Birim içerisinde çevre kayaçlardan mil boyutundan blok boyutuna kadar parçalar bulunmaktadır.

4. TARTIŞMA

4.1 Mineral Kimyası

Bu bölümde çalışma alanı içerisinde yer alan Göloba plütonuna ait kayaç örneklerinden karbon kaplı parlak kesitler üzerinde mineral kimyası analizleri (EPMA) gerçekleştirilmiştir. 6 adet plajiyoklaz, 7 adet biyotit, 4 adet amfibol, 2 adet Fe-oksit ve 2 adet de titanit mineralinden analiz yapılmıştır. Plajiyoklaz mineralinin analiz sonuçları Tablo 4.1'de, hornblend mineralinin analiz sonuçları Tablo 4.2'de, biyotit mineralinin analiz sonuçları Tablo 4.3'de, Fe-Oksit mineralinin analiz sonuçları ise Tablo 4.4'de ve titanit mineralinin analiz sonuçları Tablo 4.5'de verilmiştir. Kayaçların içerdikleri minerallerin mineral kimyaları değerlendirilerek, sınıflama diyagramları çizilmiş ve adlandırma yapılmıştır.

Tablo 4.1: Göloba plütönuna ait granitik kayalarındaki plajiyoklaz mineralinin kimyasal analiz sonuçları.

Örnek No	HA14-1a		HA14-1b		HA14-1c		HA14-1d		HA14-1e		HA14-2a		HA14-2b		HA14-2c		HA14-2d		HA14-2e		HA16-1a		HA16-1b		HA16-1c		HA16-1d		HA16-1e	
	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar	Pij. Merkez	Kenar
SiO ₂	58,6	61,03	62,63	61,66	62,92	62,43	61,03	61,53	60,06	62,28	58,4	57,97	58,27	60,69	62,38	25,23	24,49	22,63	23,7	22,63	23,32	23,47	23,88	24,51	22,56	25,49	25,54	23,57	22,69	
Al ₂ O ₃	0,21	0,18	0,18	0,21	0,16	0,18	0,18	0,18	0,24	0,17	0,21	0,26	0,24	0,2	0,16	6,54	5,56	3,72	4,92	3,78	4,47	4,8	5,05	5,95	3,94	7,17	7,22	4,91	3,92	
CaO	7,33	8,1	9,16	8,52	8,82	8,54	8,21	8,2	7,84	8,83	7,29	7,23	7,19	8,64	9,08	0,39	0,36	0,57	0,32	0,52	0,58	0,59	0,58	0,31	0,4	0,34	0,34	0,34	0,39	
K ₂ O	98,3	99,72	98,89	99,33	98,83	99,52	98,28	99,42	98,91	98,18	98,41	98,46	98,8	98,35	98,62	10,63	10,88	11,22	11,02	11,25	11,12	11,02	10,99	10,81	11,22	10,53	10,55	10,97	11,20	
Toplam	32 O göre																													
Si	5,40	5,14	4,78	4,99	4,77	4,89	5,00	5,03	5,20	4,79	5,40	5,46	5,45	5,02	4,80	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	
Al	1,27	1,06	0,71	0,94	0,72	0,85	0,93	0,97	1,15	0,76	1,33	1,40	1,40	0,95	0,75	2,58	2,80	3,18	2,95	3,06	2,95	2,87	2,84	2,74	3,08	2,52	3,03	3,16		
Na	0,09	0,08	0,13	0,07	0,12	0,13	0,14	0,13	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	20,00	19,99	20,05	20,00	19,95	19,97	19,98	19,98	20,00	19,97	20,03	20,03	20,07	20,03	
K	32,27	26,93	17,74	23,75	18,57	21,68	23,58	24,54	29,02	19,32	33,42	34,71	34,99	23,44	18,83	65,44	70,99	79,03	74,41	78,39	74,97	72,97	72,11	69,18	78,35	63,33	63,05	74,63	78,94	
Or mol. %	2,29	2,08	3,24	1,84	3,04	3,35	3,45	3,36	1,80	2,34	2,32	1,96	1,96	1,93	2,23															

Tablo 4.1 (devamı)

Örnek No	HA16-2a		HA16-2b		HA16-2c		HA16-2d		HA16-2e		HA20-1e		HA20-1d		HA20-1c		HA20-1b		HA20-1a		HA20-2a		HA20-2b		HA20-2c		HA20-2d		HA20-2e								
	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar	Pli. Merkez	Kenar							
SiO ₂	57,34	57,75	57,8	63,04	63,1	58,44	57,71	58,72	61,95	62,4	60,41	60,45	61,55	64,43	63,88																						
Al ₂ O ₃	25,89	25,85	25,74	22,98	22,97	25,49	25,37	25,76	23,65	23,31	25,29	25,19	24,52	22,81	22,48																						
FeO(t)	0,24	0,26	0,27	0,19	0,2	0,26	0,23	0,24	0,22	0,26	0,2	0,21	0,19	0,09	0,13																						
CaO	7,66	7,57	7,53	4,1	3,81	7,17	7,08	7,09	4,69	4,52	6,34	6,1	5,52	3,29	2,59																						
Na ₂ O	6,84	6,88	6,8	9	9,14	7,25	7,2	7,19	8,54	8,49	7,89	7,77	8,2	9,77	9,64																						
K ₂ O	0,46	0,48	0,5	0,4	0,46	0,4	0,37	0,4	0,39	0,44	0,41	0,37	0,47	0,18	0,28																						
Toplam	98,43	98,79	98,64	99,71	99,68	99,01	97,96	99,4	99,44	99,42	100,54	100,09	100,45	100,57	99																						
32 O göre																																					
Si	10,44	10,47	10,49	11,19	11,20	10,56	10,54	10,56	11,05	11,12	10,72	10,75	10,90	11,31	11,36																						
Al	5,55	5,52	5,51	4,81	4,81	5,43	5,46	5,46	4,97	4,90	5,29	5,28	5,12	4,72	4,71																						
Fe ²⁺	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02																						
Ca	1,49	1,47	1,46	0,78	0,72	1,39	1,38	1,37	0,90	0,86	1,20	1,16	1,05	0,62	0,49																						
Na	2,41	2,42	2,39	3,10	3,15	2,54	2,55	2,51	2,95	2,93	2,71	2,68	2,81	3,32	3,32																						
K	0,11	0,11	0,12	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08	0,11	0,04	0,06																						
Toplam	20,04	20,03	20,01	20,00	20,02	20,04	20,05	20,01	19,99	19,95	20,04	19,99	20,01	20,02	19,98																						
An mol. %	37,21	36,76	36,86	19,65	18,23	34,53	34,45	34,46	22,76	22,15	30,04	29,61	26,39	15,53	12,72																						
Ab mol. %	60,13	60,46	60,23	78,06	79,15	63,18	63,40	63,23	74,99	75,28	67,65	68,25	70,94	83,46	85,65																						
Or mol. %	2,66	2,78	2,91	2,28	2,62	2,29	2,14	2,31	2,25	2,57	2,31	2,14	2,68	1,01	1,64																						

Tablo 4.2: Göloba plutonuna ait granitik kayalarındaki hornblend mineralinin kimyasal analiz sonuçları.

Örnek No	HA14-1a		HA14-1b		HA14-1c		HA14-1d		HA14-1e		HA16-1a		HA16-1b		HA16-1c		HA16-1d		HA16-1e		HA16-2a		HA16-2b		HA16-2c		HA16-2d		HA16-2e						
	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Kenar	Amf.	Kenar	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Kenar	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Merkez	Amf.	Kenar	Amf.	Kenar					
SiO ₂	48,09	49,51	48,17	48,14	48,53	49,04	49,12	47,76	48,95	48,57	47,47	49,49	49,41	49,19																					
TiO ₂	0,86	0,59	0,9	0,83	0,84	0,76	0,81	0,86	0,71	0,69	0,96	0,61	0,83	0,83																					
Al ₂ O ₃	5,42	4,23	5,29	5,22	4,69	4,52	4,4	4,67	4	4,36	5,16	4,11	4,55	4,27																					
FeO ^(t)	12,81	12,33	12,89	12,73	12,21	12,45	11,9	12	11,53	12,03	12,49	11,82	12,21	11,81																					
MnO	0,83	0,85	0,81	0,78	0,76	0,83	0,83	0,72	0,93	0,73	0,73	0,8	0,65	0,89																					
MgO	14,99	15,69	15,11	14,9	15,59	15,68	15,93	15,33	15,91	15,61	14,97	15,88	15,39	15,81																					
CaO	11,52	11,74	11,52	11,59	11,55	11,57	11,46	11,53	11,45	11,74	11,49	11,76	11,48	11,57																					
Na ₂ O	1,19	1,03	1,28	1,17	1,18	1,23	1,17	1,19	1,15	1,17	1,26	1,09	1,13	1,17																					
K ₂ O	0,51	0,38	0,5	0,53	0,46	0,41	0,39	0,51	0,39	0,48	0,54	0,4	0,45	0,43																					
Toplam	96,22	96,35	96,47	95,89	95,81	96,49	96,01	94,57	95,02	95,38	95,07	95,96	96,1	95,97																					
23 O göre																																			
Si	7,03	7,20	7,03	7,25	7,08	7,13	7,15	7,10	7,20	7,16	7,04	7,23	7,21	7,18																					
Ti	0,09	0,06	0,10	0,07	0,09	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08	0,11	0,07	0,09	0,09																					
Al ^{IV}	0,93	0,73	0,91	0,73	0,90	0,77	0,75	0,82	0,69	0,76	0,90	0,71	0,78	0,73																					
Al ^{VI}	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																					
Fe ²⁺	0,80	0,78	0,80	0,76	0,89	0,74	0,66	0,82	0,69	0,85	0,86	0,80	0,86	0,75																					
Fe ³⁺	0,77	0,72	0,77	0,68	0,68	0,78	0,79	0,67	0,73	0,63	0,69	0,64	0,63	0,69																					
Mn	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,09	0,12	0,09	0,09	0,10	0,08	0,11																					
Mg	3,27	3,40	3,29	3,41	3,27	3,40	3,46	3,40	3,49	3,43	3,31	3,46	3,35	3,44																					
Ca	1,81	1,83	1,80	1,80	1,83	1,80	1,79	1,84	1,81	1,85	1,83	1,84	1,79	1,81																					
Na	0,34	0,29	0,36	0,29	0,33	0,35	0,33	0,34	0,33	0,33	0,36	0,31	0,32	0,33																					
K	0,10	0,07	0,09	0,07	0,10	0,08	0,07	0,10	0,07	0,09	0,10	0,07	0,08	0,08																					
Toplam	15,24	15,19	15,26	15,15	15,26	15,22	15,19	15,28	15,21	15,28	15,29	15,22	15,20	15,22																					
Mg#	0,80	0,81	0,80	0,82	0,79	0,82	0,84	0,80	0,84	0,80	0,79	0,81	0,79	0,82																					

Tablo 4.2 (devamı)

Örnek No	HA20-1a Amf. Merkez	HA20-1b Amf. Merkez	HA20-1c Amf. Merkez	HA20-1d Amf. Kenar	HA20-1e Amf. Kenar
SiO ₂	49,1	48,77	49,08	48,19	48,45
TiO ₂	0,71	0,75	0,76	0,52	0,78
Al ₂ O ₃	4,63	4,77	4,78	4,23	5,32
FeO _(t)	13,23	13,65	13,5	13,48	13,69
MnO	0,93	0,96	0,9	1,06	0,94
MgO	15	14,97	14,69	14,01	14,06
CaO	11,36	11,61	11,56	11,79	11,61
Na ₂ O	1,12	1,12	1,21	0,89	1,12
K ₂ O	0,45	0,47	0,44	0,38	0,5
Toplam	96,53	97,07	96,92	94,55	96,47
23 O göre					
Si	7,15	7,08	7,15	7,23	7,12
Ti	0,08	0,08	0,08	0,06	0,09
Al ^{IV}	0,79	0,82	0,82	0,75	0,88
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,80	0,82	0,96	1,14	1,07
Fe ³⁺	0,81	0,84	0,68	0,55	0,61
Mn	0,11	0,12	0,11	0,13	0,12
Mg	3,26	3,24	3,19	3,13	3,08
Ca	1,77	1,81	1,80	1,90	1,83
Na	0,32	0,32	0,34	0,26	0,32
K	0,08	0,09	0,08	0,07	0,09
Toplam	15,17	15,21	15,23	15,23	15,20
Mg#	0,80	0,80	0,77	0,73	0,74

Tablo 4.3: Biyotit minerali kimyasal analiz sonuçları

Örnek No	HA14-1a		HA14-1b		HA14-1c		HA14-1d		HA14-1e		HA14-2a		HA14-2b		HA14-2c		HA14-2d		HA14-2e		HA20-1a		HA20-1b		HA20-1c		HA20-1d		HA20-1e																																																																																																																																																																																																																																																										
	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar	Biyotit Merkez	Kenar																																																																																																																																																																																																																																																									
SiO ₂	35,63	35,62	34,84	34,26	35,53	35,09	35,73	35,00	35,08	36,40	36,44	35,56	34,84	35,29	3,91	3,94	4,12	3,86	4,22	4,09	4,28	3,95	3,94	3,16	3,23	3,64	3,76	3,39	13,12	13,20	13,50	12,69	13,23	13,20	13,17	13,01	13,05	16,61	16,99	16,84	16,50	21,93	21,81	22,34	21,12	21,56	21,57	21,80	21,55	16,29	0,58	0,51	0,56	10,37	10,45	9,84	9,85	10,46	10,53	10,39	10,32	10,31	13,72	13,69	12,76	12,92	13,67	0,00	0,00	0,02	1,63	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	9,49	9,34	9,32	9,21	9,13	9,16	9,07	9,08	9,11	9,28	9,72	9,53	9,51	9,43	94,88	94,78	94,38	93,08	94,29	94,30	94,74	93,77	93,61	92,43	93,36	92,32	91,48	91,81	2,84	2,84	2,80	2,84	2,85	2,82	2,86	2,83	2,84	2,90	2,87	2,85	2,82	2,83	0,23	0,23	0,25	0,24	0,25	0,25	0,26	0,24	0,24	0,19	0,19	0,22	0,23	0,20	0,92	0,92	0,95	0,92	0,89	0,93	0,89	0,93	0,92	0,91	0,94	0,93	0,96	0,97	0,31	0,32	0,33	0,32	0,34	0,32	0,36	0,32	0,33	0,31	0,28	0,32	0,29	0,26	1,46	1,46	1,50	1,46	1,44	1,45	1,44	1,47	1,46	1,08	1,10	1,14	1,14	1,11	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	1,23	1,24	1,18	1,22	1,17	1,25	1,24	1,24	1,24	1,63	1,61	1,53	1,56	1,63	0,97	0,95	0,96	0,97	0,98	0,94	0,93	0,94	0,94	0,94	0,98	0,97	0,98	0,96	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	0,41	0,41	0,39	0,40	0,41	0,41	0,40	0,41	0,41	0,53	0,53	0,50	0,52	0,54	0,48	0,48	0,49	0,48	0,47	0,47	0,47	0,48	0,48	0,35	0,36	0,38	0,38	0,36	0,46	0,46	0,44	0,45	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,60	0,60	0,57	0,58	0,60
Toplam	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00																																																																																																																																																																																																																																										

11 O göre

Tablo 4.3 (devamı)

Örnek No	HA20-2a	HA20-2b	HA20-2c	HA20-2d	HA20-2e	HA20-3a	HA20-3b	HA20-3c	HA20-4a	HA20-4b	HA20-4c	HA20-5a	HA20-5b	HA20-5c	HA20-5d
	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Kenar	Biyotit Kenar	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Merkez	Biyotit Kenar
SiO ₂	37,37	37,27	36,99	36,92	36,97	36,22	36,59	36,81	37,15	37,13	37,19	38,96	37,66	37,92	37,71
TiO ₂	3,44	3,46	3,52	3,71	3,29	3,61	3,55	3,60	3,30	3,17	3,30	3,20	2,98	2,94	2,94
Al ₂ O ₃	13,28	13,41	13,52	13,38	13,10	13,96	13,71	13,95	13,31	13,34	13,23	13,56	13,86	13,70	13,68
FeO ^(t)	17,21	17,21	17,24	17,30	16,76	17,89	17,89	17,82	17,07	16,85	16,92	16,72	16,99	16,61	16,61
MnO	0,84	0,82	0,81	0,83	0,78	0,94	0,90	0,90	0,79	0,78	0,82	0,68	0,73	0,66	0,63
MgO	13,38	13,40	13,16	13,39	13,57	12,71	12,63	12,84	13,35	13,31	13,25	13,52	13,54	13,75	13,71
CaO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,05	0,06	0,09	0,07	0,10	0,09	0,11	0,02	0,02	0,04	0,05
K ₂ O	9,51	9,53	9,62	9,43	9,35	9,41	9,26	9,27	9,44	9,58	9,35	9,19	9,19	9,05	8,89
Toplam	95,04	95,12	94,89	94,96	93,87	94,82	94,60	95,27	94,51	94,25	94,18	95,85	94,98	94,67	94,22
11 O göre															
Si	2,91	2,90	2,88	2,88	2,91	2,84	2,88	2,87	2,91	2,91	2,92	3,00	2,93	2,95	2,95
Ti	0,20	0,20	0,21	0,22	0,19	0,21	0,21	0,21	0,19	0,19	0,20	0,19	0,17	0,17	0,17
Al ^{IV}	0,89	0,90	0,91	0,91	0,90	0,95	0,91	0,92	0,90	0,90	0,88	0,81	0,90	0,88	0,88
Al ^{VI}	0,33	0,33	0,33	0,32	0,32	0,34	0,36	0,36	0,33	0,33	0,34	0,42	0,37	0,38	0,39
Fe ²⁺	1,12	1,12	1,12	1,13	1,10	1,17	1,18	1,16	1,12	1,10	1,11	1,08	1,10	1,08	1,09
Mn	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
Mg	1,55	1,55	1,53	1,56	1,59	1,48	1,48	1,49	1,56	1,56	1,55	1,55	1,57	1,60	1,60
Ca															
K	0,94	0,95	0,96	0,94	0,94	0,94	0,93	0,92	0,94	0,96	0,94	0,90	0,91	0,90	0,89
Toplam	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
XPhl	0,51	0,51	0,50	0,51	0,52	0,49	0,48	0,48	0,51	0,51	0,51	0,50	0,51	0,51	0,51
XAnn	0,37	0,37	0,37	0,37	0,36	0,38	0,38	0,38	0,37	0,36	0,36	0,35	0,36	0,35	0,35
Mg#	0,58	0,58	0,58	0,58	0,59	0,56	0,56	0,56	0,58	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,60

Tablo 4.4: Fe-Oksit kimyasal analiz sonuçları

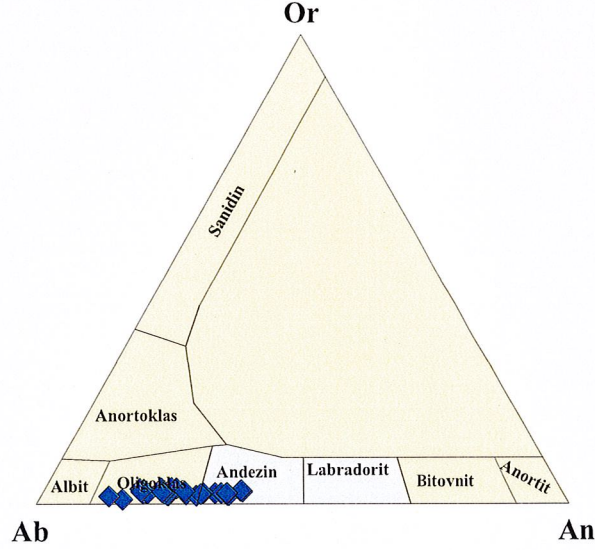
	HA14-1a Fe-Oksit Merkez	HA14-1b Fe-Oksit Merkez	HA14-1c Fe-Oksit Merkez	HA20-1a Fe-Oksit Merkez	HA20-1b Fe-Oksit Merkez	HA20-1c Fe-Oksit Merkez
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	1,05	1,76	1,07	0,11	0,07	0,18
Al ₂ O ₃	0,20	0,26	0,21	0,07	0,06	0,06
FeO _(t)	91,37	90,53	91,73	92,85	92,64	92,35
MnO	0,24	0,29	0,32	0,24	0,19	0,23
MgO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,00	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Toplam	92,88	92,89	93,40	93,32	92,99	92,86
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,03	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01
Al	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	1,05	1,01	1,05	1,10	1,10	1,10
Fe ⁺²	1,02	1,04	1,02	1,00	1,00	1,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	2,12	2,13	2,12	2,11	2,11	2,11

Tablo 4.5: Titanit minerali kimyasal analiz sonuçları

Örnek No	HA16-1a		HA16-1b		HA16-1c		HA16-2a		HA16-2b		HA16-2c		HA16-2d	
	Titanit	Merkez	Titanit	Merkez	Titanit	Merkez	Titanit	Merkez	Titanit	Merkez	Titanit	Merkez	Titanit	Merkez
SiO ₂	28,22	28,77	28,68	28,33	28,68	28,33	27,50	28,66	28,98					
TiO ₂	33,94	34,38	34,24	35,06	34,24	35,06	33,02	35,54	35,51					
Al ₂ O ₃	1,35	1,28	1,32	1,02	1,32	1,02	1,47	0,97	1,03					
FeO	2,32	2,19	2,32	1,69	2,32	1,69	2,01	1,27	1,68					
MnO	0,21	0,17	0,24	0,19	0,24	0,19	0,10	0,21	0,17					
MgO	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02					
CaO	26,01	26,49	26,46	26,78	26,46	26,78	25,06	26,95	27,12					
Na ₂ O	0,04	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,00					
Cr ₂ O ₃	0,07	0,10	0,09	0,07	0,09	0,07	0,06	0,08	0,04					
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01					
Toplam	92,20	93,46	93,42	93,22	93,42	93,22	89,29	93,74	94,56					
4 Si göre	4	4	4	4	4	4	4	4	4					
Si	3,62	3,59	3,59	3,72	3,59	3,72	3,61	3,73	3,69					
Ti	0,23	0,21	0,22	0,17	0,22	0,17	0,25	0,16	0,17					
Al	0,27	0,25	0,27	0,20	0,27	0,20	0,24	0,15	0,19					
Fe ⁺²	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02					
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00					
Mg	3,95	3,95	3,95	4,05	3,95	4,05	3,91	4,03	4,01					
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00					
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
K	19,85	19,75	19,79	19,99	19,79	19,99	19,79	19,93	19,86					
Toplam	31,96	31,79	31,87	32,18	31,87	32,18	31,83	32,03	31,95					

4.1.1 Feldispat

Göloba plütönuna ait kayaçlardaki plajiyoklazlar; oligoklas ve andezin bileşimli olup, oligoklasların bileşimleri $An_{12-29}Ab_{70-85}Or_{12-3}$ arasında, andezinlerin bileşimleri ise $An_{30-37}Ab_{60-70}Or_{12-3}$ arasında değişmektedir (Şekil 4.1, Tablo 4.1).



Şekil 4.1: İncelenen plütönü oluşturan kayaçlardaki feldispatların An-Ab-Or üçgen diyagramı (Deer vd., 1992). (◆ granit, ▲ aplit, ● kuvars monzonit porfir).

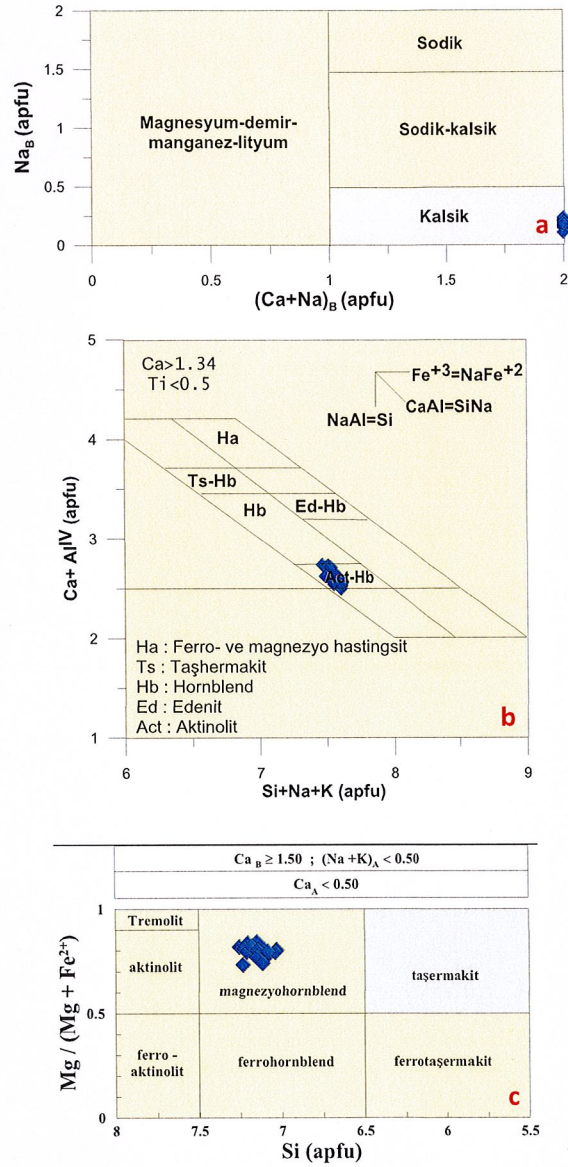
4.1.2 Amfibol

Göloba plütönuna ait granitik karakterli kayaçların içerdiği hornblendlerin tümünün Leake vd. (1997)'nin $(Ca+Na)_B$ (apfu) karşı Na_B (apfu) diyagramına göre kalsik hornblend olduğu belirlenmiştir.

$(Ca+Al^{+4})$ (apfu) karşı $(Si+Na+K)$ (apfu) (Giret vd., 1980) diyagramı dikkate alındığında Göloba plütönuna ait kayaçların aktinolitik hornblend alanına düştüğü gözlenmiştir. Bunun sebebi de petrografik incelemelerde de belirtildiği gibi bu kayaçların içerdiği bazı hornblendlerin yer yer biyotite ve klorite dönüşmesinden kaynaklanmaktadır.

Plütöna ait hornblendlerin tümü, Leake vd., (1997)'nin yaptığı sınıflamada magnezyohornblend olarak adlandırılmıştır.

Göloba plütönuna ait kayaçlardaki magnezyo-hornblendlerin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranı 0.733-0.841 arasında değişmektedir (Şekil 4.2, Tablo 4.2)

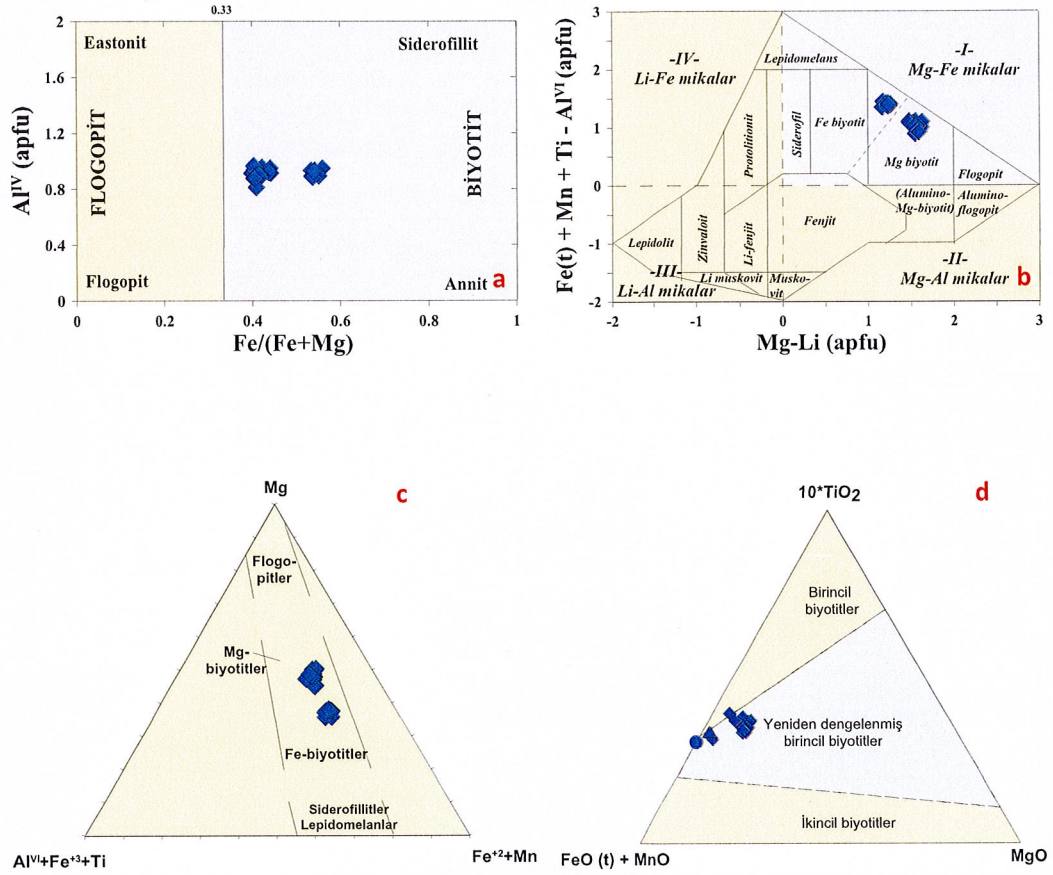


Şekil 4.2: İncelenen plütönü oluşturan kayaçlara ait hornblendlerin; (a) $(Ca+Na)_B$ (apfu) karşı Na_B (apfu) (Leake vd., 1997), (b) $(Ca+Al^{IV})$ (apfu) karşı $(Si+Na+K)$ (apfu) (Giret vd., 1980) ve (c) Si (apfu) karşı $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ (Leake vd., 1997) sınıflama diyagramları. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

4.1.3 Biotit

Göloba plütönü'nu oluşturan kayaçlardaki biyotitler, $Fe/(Fe+Mg)$ karşı Al^{IV} (apfu) diyagramında biyotit alanına düşmektedir (Şekil 4.3a). Tischendorf, Gottesmann, Förster ve Trumbullm, (1997)'nin $Mg-Li$ karşı $Fe(t)+Mn+Ti-Al^{VI}$

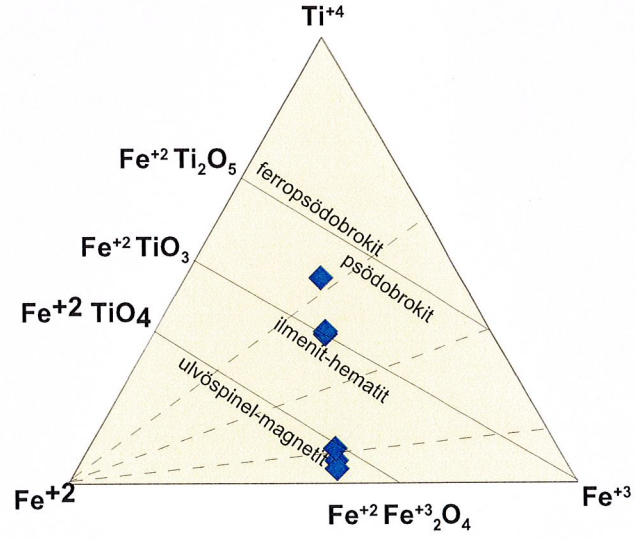
diyagramı ile Foster (1960)'ın Mg-(Fe⁺²+Mn)-(Al^{VI}+Fe⁺³+Ti) diyagramı dikkate alındığında, incelenen plütону oluşturan kayaların içerdikleri biyotitler Mg-biyotit olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.3b). İncelenen plütону oluşturan kayaların içerdikleri biyotitlerin, Nachit vd. (2005)'nin 10*TiO₂-(FeO(t)+MnO)-MgO diyagramında “yeniden dengelenmiş birincil biyotitler” alanına düşmektedir (Şekil 4.3, Tablo 4.3).



Şekil 4.3: İncelenen plütону oluşturan kayalara ait biyotitlerin; (a) Fe/(Fe+Mg)karşı Al^{IV} (apfu), (b) Mg–Li (apfu) karşı Fe(t)+Mn+Ti-Al^{VI} (apfu) (Tischendorf vd., 1997), (c) Mg-(Fe⁺²+Mn)-(Al^{VI}+Fe⁺³+Ti) (apfu) (Foster 1960) ve (d)10*TiO₂-(FeO(t)+MnO)-MgO(%) (Nachit vd., 2005) diyagramı. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

4.1.4 Fe-Ti Oksit

Göloba plütonu'nu oluşturan kayalar içerisindeki Fe-Ti oksitler, magnetit ve ilmenit olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.4 ve Tablo 4.4).

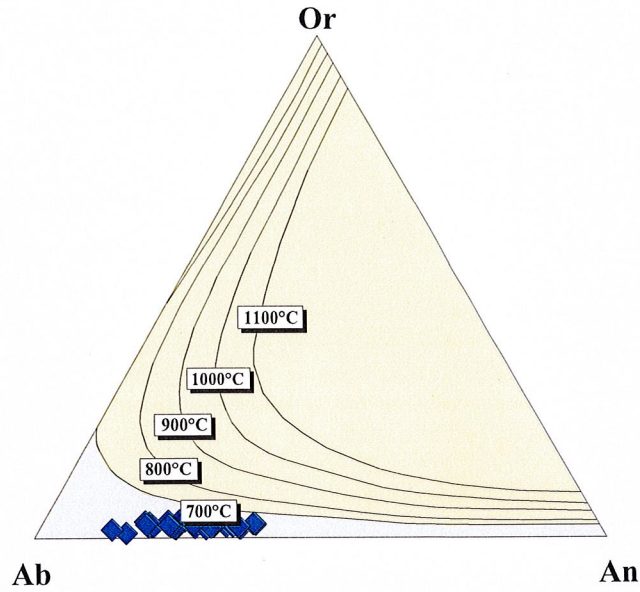


Şekil 4.4: İncelenen plütonu oluşturan kayalara ait Fe-Ti oksitlerin Ti^{+4} - Fe^{+3} - Fe^{+2} üçgen diyagramı (Bacon ve Hirschmann, 1988). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

5. JEOTERMOBAROMETRE

Bu bölümde, incelenen plütonik kayaç örneklerinin mineral kimyası ve tüm kayaç kimyası analizlerinden hareketle farklı araştırmacılar tarafından oluşturulan deneysel formül ve diyagramlar kullanılarak plütonların yerleşim sıcaklık ve basınçları değerlendirilmiştir.

Plajiyoklaz termometresi için elektron mikroprop analiz sonuçları kullanılmıştır. Göloba plütonundaki plajiyoklaz minerallerine ait termometre değerleri için Fuhrman ve Lindsley, (1988) tarafından hazırlanan Ab-An-Or üçgen diyagramı üzerinde sıcaklık değerlerini gösteren izoterm eğrilerinin olduğu üçgen kullanılmıştır. İncelenen plütonik kayaç örneklerinin bu diyagram üzerine düşürülmesi sonucunda oluşum sıcaklıkları tespit edilmiştir. Buna göre Göloba plütonuna ait plajiyoklaz minerallerinin oluşum sıcaklıkları 550-650 °C arasında değişmektedir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: Göloba plütonuna ait; Feldispat bileşimine göre, An–Ab–Or üçgen diyagramı (Fuhrman ve Lindsley 1988). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

Göloba plütonunda mevcut hornblend minerallerinden jeotermobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Bu hesaplamalarda hornblend mineral formülündeki

toplam alüminyum (AlT) esas alınmıştır. Termobarometre hesaplamaları 5 farklı referansa göre yapılmış ve sonuçlar Tablo 5.1 de verilmiştir.

Hammarstrom ve Zen, (1986); kalk-alkalen karakterli plütonların (1.5-3 kbar ve 7-10 kbar aralığında) tahmini kristallenme basıncı ile hornblend mineralinin AlT içeriği arasında bir model önermiştir. Bu modele göre yapılan basınçlar; Göloba plütonu için 0.8-0.4 kbar (ort.= 0.1 ± 0.4 kbar) arasında değişmektedir (Tablo 5.1).

Hollister vd., (1987); yine mineral içerisindeki AlT miktarını dikkate alarak önerdiği model uygulandığında; hesaplanan basınçlar, Göloba plütonu için 0.5-0.3 kbar (ort.= 0.2 ± 0.4 kbar) arasında değişmektedir (Tablo 5.1).

Johnson ve Rutherford, (1989); hornblend içerisindeki toplam Al'yi dikkate alarak, 2-8 kbar için yüksek sıcaklıklarda (740-780°C) denge halindeki solidus ilişkileri için CO₂-H₂O akışkan karışımını kullanarak hornblend barometresi önermişlerdir. Buna göre hesaplanan basınçlar; Göloba plütonu için 0.5-0.3 kbar (ort.= 0.1 ± 0.3 kbar), arasında değişmektedir (Tablo 5.1).

Schmidt, (1992); hornblend minerali içerisindeki AlT miktarını dikkate alarak önerdiği modele göre hesaplanan basınçlar; Göloba plütonu için 1.4-0.3 kbar (ort.= 0.8 ± 0.4 kbar) arasında değişmektedir (Tablo 5.1).

Anderson ve Smith, (1995), benzer şekilde hornblend içerisindeki AlT miktarını dikkate alarak yaptığı hesaplamalar dikkate alındığında; Göloba plütonu için 1.6-0.3 kbar (ort.= 0.9 ± 0.4 kbar) arasında değişmektedir (Tablo 5.1).

Tablo 5.1: Göloba plütonundaki hornblendlere göre hesaplanan basınçlar (P, kbar).

	Hammarstrom ve Zen (1986)	Hollister vd. (1987)	Johnson ve Rutherford (1989)	Schmidt (1992)	Anderson ve Smith (1995)
	(P1)	(P2)	(P3)	(P4)	(P5)
<i>Göloba Plütonu (n=19)</i>					
Ort. P (kbar)	0.1 ± 0.4	0.2 ± 0.4	0.1 ± 0.3	0.8 ± 0.4	0.9 ± 0.4
Max. P (kbar)	0.8	0.5	0.5	1.4	1.6
Min. P (kbar)	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3

Blundy ve Holland, (1994) tarafından önerilen ve hornblend için hesaplanan basınç değerlerinden yararlanılarak yapılan ve T1-T5 olarak adlandırılan hornblend sıcaklık değerleri Tablo 5.2’de verilmiştir. Buna göre hesaplanan sıcaklık değerleri; Göloba plütonu için ortalama sıcaklık 793-808 °C arasındadır (Tablo 5.2).

Tablo 5.2: Göloba plütonundaki hornblendlere göre hesaplanan sıcaklık değerleri (T°C).

Blundy ve Holland (1990), Al-in-hornblend termometre					
	Hammarstrom and Zen (1986) (T ₁)	Hollister et al., (1987) (T ₂)	Johnson and Rutherford (1989) (T ₃)	Schmidt (1992) (T ₄)	Anderson and Smith (1995) (T ₅)
<i>Göloba Plütonu (n=20)</i>	(P1 =0.1 kbar)	(P2 =0.2 kbar)	(P3 =0.1 kbar)	(P4 =0.8 kbar)	(P5 =0.9 kbar)
Ort. T (°C)	803 ± 13	805 ± 14	808 ± 13	794 ± 14	793 ± 13
Max. T (°C)	827	831	831	818	817
Min. T (°C)	780	781	785	770	771

Göloba plütonuna ait biyotitlerden hesaplanan sıcaklık değerleri, Luhr vd. (1984)’nin biyotitlerdeki Ti ve Fe⁺² çiftli değişimine dayalı olarak önerdikleri jeotermometre modeli ile yapılmıştır. Buna göre Göloba plütonu için hesaplanan sıcaklık değerleri 733-683 °C (ort.= 712 ± 12 °C) arasındadır (Tablo 5.3).

Plütonik kayaçlardaki biyotitlerden hesaplanan basınç değerleri, Uchida vd. (2007)’nin biyotitlerin Al içeriğine dayalı olarak, biyotit içeren granitik kayaçların katılma basınçları/derinlikleri ile ilgili olarak önerdikleri model ile yapılmıştır. Buna göre Göloba plütonu için hesaplanan basınç değerleri 1.28-0.82 kbar (ort.= 1.01 ± 0.13 kbar) arasındadır (Tablo 5.3).

Wones, (1989)'un önerdiği oksijen fugasitesi modelinde, biyotitlerden elde edilen basınç (Uchida vd., 2007) ve sıcaklık (Luhr vd., 1984) değerleri yerine konularak incelenen kayaçların oksijen fugasiteleri hesaplanmıştır. Göloba plütunu için -15.62 ile -17.19 (ort.= -16.59 ± 0.39) arasında değişmektedir (Tablo 5.3).

Tablo 5.3: Göloba plütundaki biyotitler kullanılarak Luhr vd., (1984), Uchida vd., (2007) ve Wones (1989)'a göre hesaplanan basınç (P, kbar), sıcaklık (T, °C) ve oksijen fugasitesi değerleri.

	Luhr et al., (1984) Temperature (T, °C)	Uchida et al., (2007) Pressure (P, kbar)	Wones (1989), (fO_2) using calculated T (Luhr et al., 1984) and P (Uchida et al., 2007)
Göloba Plütunu (n=30)			
Ort.	702± 12.28	1.01 ± 0.13	-16.59 ± 0.39
Max.	733	1.28	-15.62
Min.	683	0.82	-17.19

Biga yarımadasında kuzey-güney yönlü başlayan sıkışma rejimi hakimdir. Bu evrede granitik plutonik kayaçlar yaklaşık doğu- batı yönlü kırık sistemlerine paralel olarak yerleşmişlerdir. Neotektonik evrenin başlamasıyla sıkışma rejimi yerini kuzey-güney yönlü açılma rejimine bırakmış ve bu evrede plütönik kayaçlar mostra vermiştir.

Plütönik kayaçların yan kayaç sınırlarındaki kenar zonlarında kontak metamorfizma ve skarn zonları gelişmiştir. İncelenen Göloba plütunu elips şekilli olup, yan kayaçlarla keskin ve uyumsuz dokanaklara sahiptir. Yan kayaçlarla dokanaklarında masif, porfiritik dokular ile kabukta sığ derinliklerde ve hızlı soğuma sonucu katılaştıran grafik, granofirik ve mikrogranüler porfirik dokular gözlenmiş olup, önemli bir kısmı yan kayaç ksenolitleri içerir. Tüm bu özellikler, incelenen plütönik kayaçın kabukta sığ derinliklere (epizonal) yerleşmiş olduklarını göstermektedir. Hornblend mineral termometresi değerleri dikkate alındığında (1 kbar = 3.7 km derinlik kıtasal kabukta, Tulloch and Challis 2000), Göloba plütununun yerleşim derinliğinin 0.37-3.33 arasında olduğu söylenebilir.

6. JEOKİMYA

6.1 Göloba Plütonunun Jeokimyasal Özellikleri

6.1.1 Giriş

Göloba plütonuna ait örneklerin tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element analizlerinin sonuçları bu bölümde değerlendirilmiştir. Plütone ait kayaçlar jeokimyasal olarak adlandırılmış, iz element ve nadir toprak element analiz değişim diyagramları oluşturulmuştur.

6.1.2 Ana ve İz Element Jeokimyası

Göloba plütonuna ait 18 adet örnekten yapılan ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları Tablo 6.1' de verilmiştir.

Göloba plütonunun; SiO₂ değerleri %66.5-78.1, Al₂O₃ değerleri %11.34-15.46, MgO değerleri %0.10-1.21, Fe₂O₃ değerleri %1.22-6.1, CaO değerleri %0.84-3.05 ve K₂O değerleri %3.98-5.66 arasında olup değişkenlik alanları yüksektir. K₂O/Na₂O oranı ise %1.08-1.88 arasında değişmektedir. Plütone çevresinde bulunun porfiri damar kayaçlarının; SiO₂ değerleri %62.3-63.2, Al₂O₃ değerleri % 15.06-15.25, MgO değerleri %1.81-2.3, Fe₂O₃ değerleri %7.22-8.33, CaO değerleri %3.64-3.89 ve K₂O değerleri %4.10-4.81'dir. K₂O/Na₂O oranı ise %1.26-1.46'dır. Göloba plütonuna ait aplit damarının; SiO₂ değeri %82.7, Al₂O₃ değeri %6.14, MgO değeri %0.03, Fe₂O₃ değeri %0.8, CaO değeri %0.52 ve K₂O değeri %4.65'dir. K₂O/Na₂O oranı ise %1.28'dir.

Tablo 6.1: Göloba plütonundan alınan örneklere ait ana (% ağı.) ve iz (ppm) element analiz değerleri

	GRANİT					KUVARS MONZONİT				
	HA1	HA4	HA8(aplit)	HA9	HA15	HA6	HA10	HA18	HA24	HA29
SiO ₂	77,64	76,1	82,7	78,1	74,3	68,05	68,8	69,5	67,5	67,2
Al ₂ O ₃	11,34	12,74	6,14	11,38	12,61	14,51	13,99	14,06	14,78	14,78
Fe ₂ O ₃	1,22	1,8	0,8	1,5	2,25	5,73	4,7	4,4	5,02	5,7
MgO	0,12	0,29	0,03	0,10	0,29	1,13	0,93	0,96	0,96	1,19
CaO	0,84	0,98	0,52	0,69	1,09	2,69	2,60	2,71	2,55	2,56
Na ₂ O	3,48	3,21	3,64	3,02	4,00	3,68	3,46	3,48	3,69	3,46
K ₂ O	5,38	5,07	4,65	5,66	4,96	3,98	4,46	4,36	4,71	4,88
TiO ₂	0,1	0,13	0,09	0,08	0,15	0,4	0,3	0,29	0,32	0,35
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0,1	0,07		0,09
MnO	0,22	0,032	0,03	0,152	0,024	0,08	0,06	0,052	0,06	0,06
LOI	0,11	0,1	0,8	0,12	0,14	0,11	0,14	0,12	0,13	0,12
TOPLAM	100,5	100,45	99,40	100,80	99,81	100,35	99,54	100,01	99,72	100,40
Ba	95	14,2	22,8	113	36	87	66	66	118	152
Co	0,92	1,45		0,82	1,73	6,83	5,82	5,55	5,47	5,9
Cs	9,17	12	4,31	5,93	6,04	5,75	6,62	6,81	3,81	3,17
Ga	15,8	15,1	13,6	16,4	15,6	19,4	17,4	16,9	17,7	17
Hf	2,04	2,67	1,73	1,78	2,52	1,31	0,87	1,71	2,43	1,2
Nb	12,1	16	13,6	9,39	15,3	16,4	14,1	15,2	16,4	14,9
Rb	339	312	312	293	288	196	199	201	176	187
Sr	72	106	12,9	78	141	44	36	39	39	45
Ta	1,3	1,52	0,82	0,81	1,5	1,22	1,29	1,4	1,38	1,32
Th	27,1	34,1	9,28	17,2	41,4	44,9	46	36,7	25,8	37,2
U	15,8	9,6	4,2	10,1	11,2	8,07	10,1	13,9	9,21	8,38
V	12,4	16,4	6,97	15	19,8	58	53	49,3	51	61
Zr	38	52	27,9	26,4	54	32,3	18,9	36,9	58	22,9
Y	4,76	7,37	1,26	3,23	4,78	15	13,9	13,7	14,6	15,7
La	13,4	29,3	8,47	15,1	30,8	70	46,2	41,9	35	40,1
Ce	22,9	40,4	13,2	20	50	106	77,9	71	64	70
Pr	2,11	3,68	0,86	1,69	3,82	9,46	7,54	6,87	6,76	7,11
Nd	6,76	10,1	2	4,76	10,8	28,9	24,5	22,6	23,1	23,6
Sm	1,39	1,42	0,22	0,67	1,58	4,6	4,1	3,99	4,37	4,52
Eu	0,21	0,3	0	0,21	0,37	1,04	0,95	0,92	1,06	1,19
Gd	1,15	1,19	0,19	0,58	1,15	3,68	3,35	3,19	3,47	3,49
Tb	0,16	0,18	0,031	0,084	0,17	0,54	0,48	0,48	0,51	0,51
Dy	0,85	1,03	0,159	0,44	0,94	2,92	2,66	2,59	2,79	2,79
Ho	0,15	0,2	0,036	0,091	0,17	0,49	0,47	0,45	0,5	0,51
Er	0,52	0,74	0,13	0,33	0,58	1,6	1,48	1,46	1,58	1,66
Tm	0,081	0,13	0,027	0,06	0,1	0,22	0,2	0,21	0,22	0,22
Yb	0,62	1,01	0,23	0,47	0,85	1,45	1,38	1,48	1,48	1,63
Lu	0,11	0,18	0,047	0,118	0,14	0,22	0,22	0,25	0,24	0,24

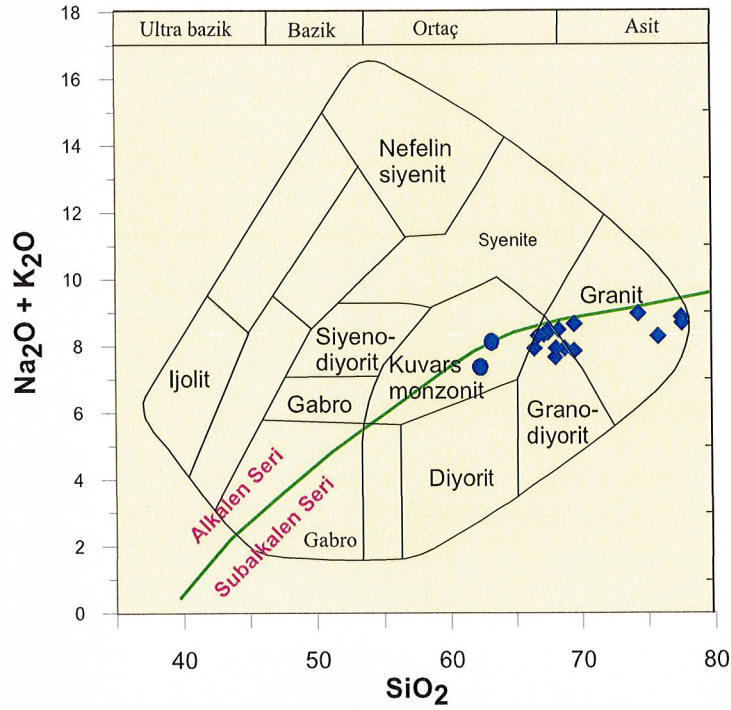
Tablo 6.1 (devamı)

	KUVARS MONZONİT			TONALİT				MONZONİT
	HA34	HA36	HA44(damar)	HA14	HA16	HA20	HA25	HA41(damar)
SiO2	66,78	66,5	63,2	68,1	67,5	68,3	69,6	62,3
Al2O3	15,46	14,33	15,25	14,31	14,40	15,19	14,78	15,06
Fe2O3*	5,3	6,1	7,22	5,53	5,26	4,4	4,07	8,33
MgO	1,03	1,18	1,81	1,21	1,09	0,88	0,73	2,30
CaO	2,98	2,64	3,64	2,34	3,05	2,49	2,22	3,89
Na2O	3,87	3,68	3,30	3,41	3,73	3,90	3,79	3,26
K2O	4,43	4,24	4,81	4,51	4,72	4,58	4,85	4,10
TiO2	0,32	0,38	0,42	0,4	0,37	0,29	0,26	0,45
P2O5		0,12	0,01	0,11	0,11	0,07		0,13
MnO	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,06	0,054	0,07
LOI	0,13	0,14	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
TOPLAM	100,37	99,38	99,83	100,09	100,40	100,26	100,46	99,99
Ba	111	87	156	76	58	88	105	95
Co		6,68	7,66	8,14	4,38	5,26	3,96	11,7
Cs	3,41	3	2,09	6,05	5	3,96	4,94	1,66
Ga	6,61	17,9	17,2	18,4	17	18,1	18	17,9
Hf	1,56	1,68	2,5	1,39	1,85	0,97	0,87	2,67
Nb	14,2	17,6	13,5	17,7	21,4	14,5	16,7	13,7
Rb	183	189	152	216	208	193	205	118
Sr	46	36	60	35	39	39	38	53
Ta	1,19	1,35	1,13	1,62	1,81	1,32	1,51	1,08
Th	37,8	36,2	31,9	42,6	45,6	31,9	34,4	37,7
U	9,15	10,4	10,1	11,1	13,8	5,4	7,8	7,91
V	57	59	80	60	63	48,7	38,6	95
Zr	32	38,3	60	33,5	35,1	18	15,5	66
Y	14,1	15,6	18	17,9	16,1	13,1	17,4	19,4
La	43,6	46,2	40,5	55	49,3	48,7	51	44,7
Ce	72	76	75	93	91	75	83	81
Pr	7,09	7,45	8,05	9,14	8,85	6,95	8,26	8,53
Nd	23,4	24,6	28,4	29,6	28,4	22,4	27,3	30,2
Sm	4,33	4,36	5,75	5,05	4,7	3,95	4,95	5,72
Eu	1,11	1	1,39	1,06	1,02	0,93	1,06	1,29
Gd	3,93	3,7	4,53	4,25	3,94	3,31	4,19	4,79
Tb	0,51	0,53	0,65	0,63	0,54	0,47	0,61	0,68
Dy	2,72	2,9	3,69	3,35	3,01	2,67	3,45	3,79
Ho	0,46	0,53	0,65	0,59	0,53	0,44	0,62	0,68
Er	0,22	1,6	2,02	1,93	1,71	1,4	1,82	2,17
Tm	0,22	0,24	0,29	0,26	0,26	0,19	0,26	0,29
Yb	1,53	1,54	1,9	1,85	1,78	1,31	1,63	1,94
Lu	0,24	0,26	0,28	0,27	0,29	0,2	0,22	0,3

İncelenen plütönu oluşturan kayaların kimyasal sınıflandırması ve adlandırmasında plütönik kayalar için birçok araştırmacı tarafından değişik parametrelere bağlı olarak önerilen sınıflama diyagramları kullanılmıştır.

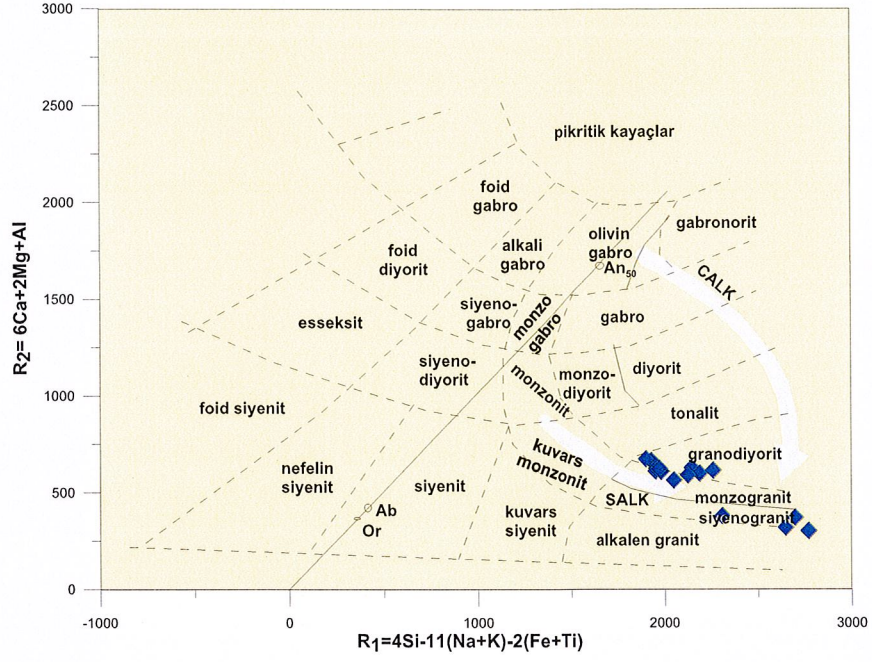
İncelenen plütönik kayalar örnekleri, Middlemost, (1994)'ün ana oksitlere dayanan TAS (Toplam alkali-silis) sınıflama diyagramına aktarıldığında, örneklerin granodiyorit ve granite alanlarda, porfirik kayaların ise kuvars monzonit yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.1).

Ayrıca, yine bu diyagram üzerinde Miyashiro, (1978)'nin alkali-subalkali ayırımına göre; incelenen plütönik kayalar subalkali karaktere sahiptir.



Şekil 6.1: İncelenen plütönu oluşturan kayaların Na_2O+K_2O (%) karşı SiO_2 (%) (TAS) sınıflama diyagramı (Cox vd., 1979). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

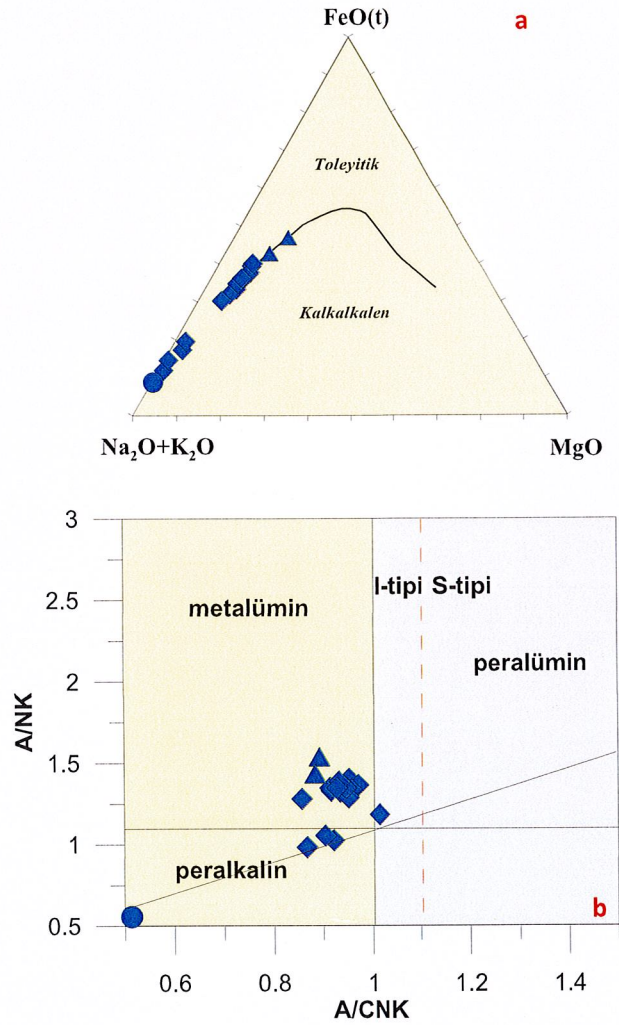
İncelenen plütönik kayalar örnekleri, De La Roche, vd., (1980)'nin R1 ve R2 parametrelerine dayalı sınıflama diyagramına aktarıldığında, granodiyorit, monzogranit ve siyenogranit alanlarında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.2).



Şekil 6.2: İncelenen plütönu oluşturan kayaların R1'e karşı R2 sınıflama diyagramı (De La Roche vd., 1980) (R1 ve R2 parametreleri milikaton cinsinden hesaplanmıştır). SALK: Sodyum-alkali yönemesi ve CALK: Kalk-alkalen yönemesi. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

İncelenen plütönik kayaç örnekleri; Irvine ve Baragar, (1971)'e göre toleyitik-kalkalkali ayırım eğrisinin kullanıldığı FeO(t)-(Na₂O+K₂O)-MgO üçgen diyagramına aktarıldığında, kalkalkalen karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 6.3a).

İncelenen plütönik kayaç örneklerinin tümü, Peccerillo and Taylor, (1976)'un A/CNK karşı A/NK diyagramına göre; çoğunluk metalümin diğer kısmı da peralkalin karakterlidir. Ayrıca I tipi granitik kayaçlardır (Şekil 6.3b).

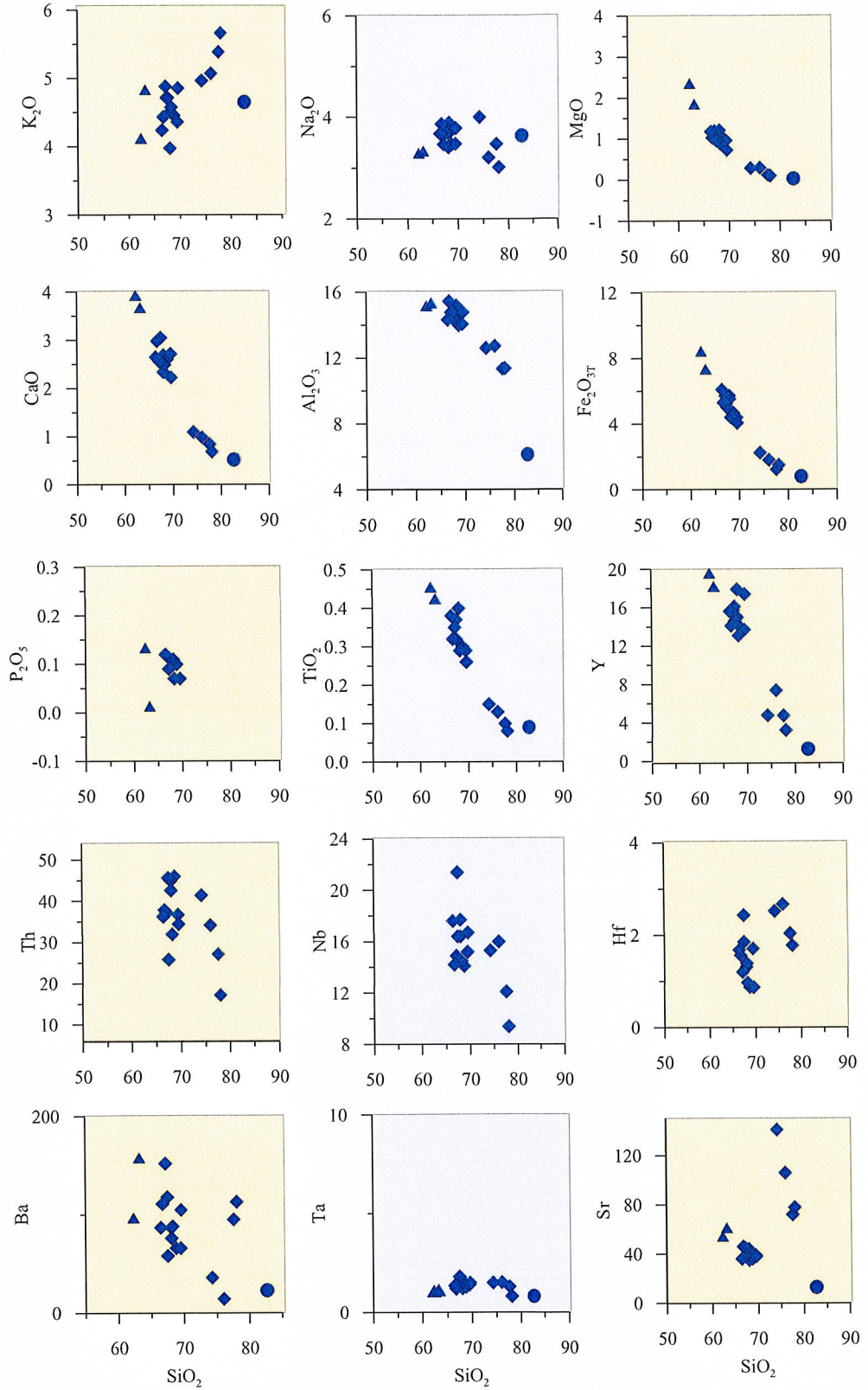


Şekil 6.3: İncelenen plütonlara ait kayaların ve anklavların; (a) AFM diyagramı (toleyitik-kalkalkalieğrisi, Irvine ve Baragar, 1971'e göre), (b) (A/CNK) karşı (A/NK) diyagramı (Peccerillo and Taylor, 1976). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

6.1.3 Ana Oksit ve İz Element Değişimleri

İncelenen plütonik kayaç örneklerinin SiO_2 (%)'ye karşı çizilen ana oksit ve iz elementlerde görülen düzgün değişimler, genel olarak plütonların kendine özgü ana mineral fazlarının kristallenmeleriyle ilişkilidir. Ana oksit ve iz element Harker diyagramlarında iyi pozitif ve negatif yönsemeler gözlenmektedir. SiO_2 'ye karşı MgO, CaO, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Y ve Sr değerlerinde kuvvetli negatif, P_2O_5 , Nb, Hf, Ba ve Ta değerlerinde ise hafif negatif ilişki görülürken yalnızca K_2O değerinde pozitif ilişki görülmektedir (Şekil 6.4). 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.

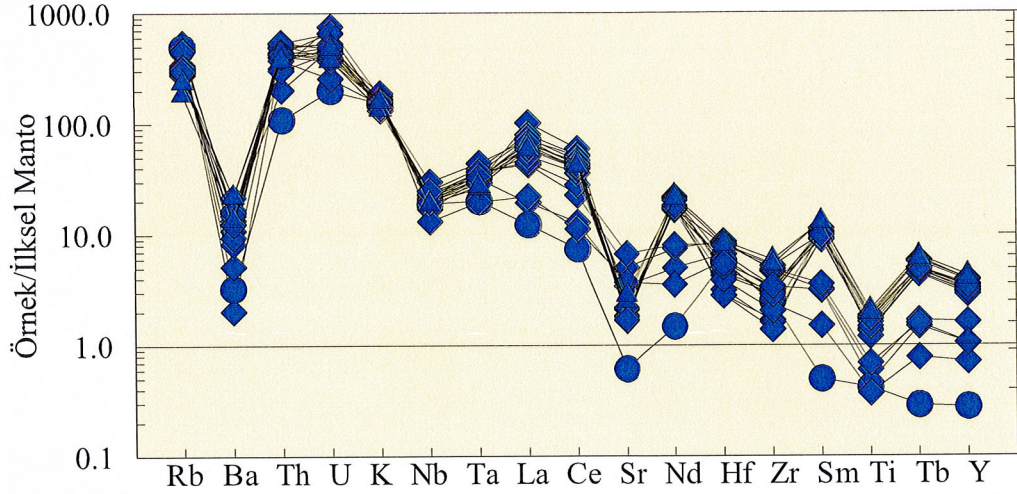
Magmadaki kristal fraksiyonlaşmasının belirlenebilmesi, SiO_2 'ye karşı ana ve iz elementlerinin diyagramlarındaki negatif veya pozitif eğilimlere bağlıdır . SiO_2 'ye karşı Na_2O , Al_2O_3 , CaO değerlerindeki değişikliklere bakılarak özellikle plajiyoklazların kristallenmesine katıldığı söylenebilir. SiO_2 'ye karşı Fe_2O_3 diyagramı Fe-Ti oksitlerin ve hornblendin kristalleşmesinde, SiO_2 'ye karşı MgO arasındaki ilişki ise mafik mineral fazının özellikle hornblendin ayrılaşmasında, etkin rol oynadıklarını belirtmektedir. Uyumsuz elementlerden Sr'nin diyagramdaki değişimi plajiyoklazın kristallenmesi ve Rb'nin diyagramdaki değişimi hornblend ile ilişkili olabilir. Benzer şekilde Y, hornblendin kristalleşmesinin göstergesi olabilir. Diyagramlara bakılarak plütonların gelişiminde plajiyoklaz, hornblend ve biyotit ayrılaşmasının etkili olduğu belirtilebilir (Thirlwall vd., 1994). P_2O_5 ve TiO_2 'nin SiO_2 'ye karşı diyagramındaki azalma sırasıyla, apatit ve titanomanyetit kristallenmesi ile ilişkilidir.



Şekil 6.4: İncelenen plütonları oluşturan kayaçların SiO_2 (%)'ye karşı ana oksit (%) ve iz element (ppm) değişim diyagramları. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

6.1.4 Uyumsuz Element ve Nadir Toprak Element Dağılımları

İncelenen plütönu oluşturan kayaların iz element içeriklerinin İlksel Manto'ya göre normalize (Sun ve McDonough, 1989) edilerek oluşturulan dağılım diyagramlarıyla bu kayaların ana magma özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 6.5). İncelenen plütönu iz element dağılım diyagramına bakıldığında; Ba, K, Nb, Ce, Sr, Hf, Zr, Ti, Y elementleri bakımından fakirleşme, Rb, Th, U, Ta, La, Nd, Sm, Tb elementleri bakımından zenginleşme görülmektedir. La ve Ce arasındaki eğimin fazla olması ana mağmadaki faklı derecelerdeki zenginleşmenin göstergesidir.

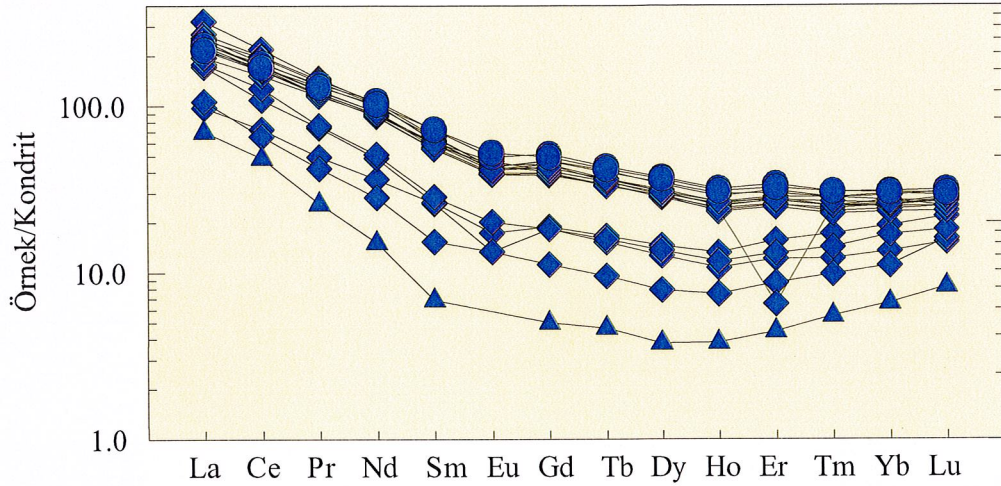


Şekil 6.5: İncelenen plütönu oluşturan kayaların ilksel manto'ya göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

İncelenen plütönu oluşturan kayaların nadir toprak element içeriklerinin Kondridite göre normalize (Sun ve McDonough, 1989) edilerek oluşturulan dağılım diyagramlarıyla bu kayaların ana magma özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 6.6). İncelenen plütönu NTE'nin dağılım diyagramına bakıldığında; La, Pr, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu elementleri bakımından fakirleşme, Ce, Nd, Gd, Dy, Er, Yb elementleri bakımından zenginleşme görülmektedir.

Göloba plütönünü ait örneklerde (La/Lu)_N değerleri 13.06-34.10 arasında değişmektedir. Hafif NTE ağır nadir toprak elementlere göre daha fazla zenginleşmiş olup kalk-alkali özellikte olduğunu göstermektedir. Plütönlardaki dağılım ortalama (La/Lu)_N=11-25 değerleri ile orta derecede zenginleşmiş, kaşık

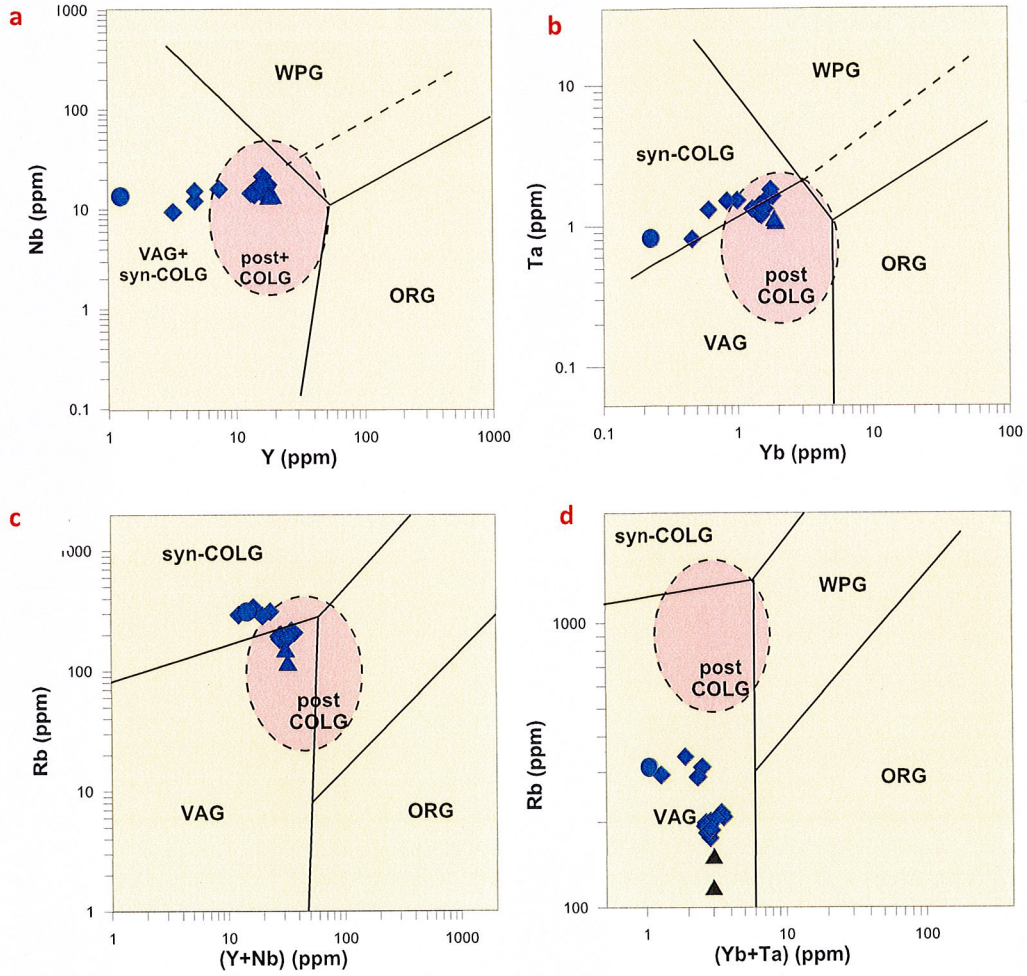
biçimli bir dağılım sunmaktadır (Şekil 6.6). Kondrit'e göre hafif NTE yaklaşık 500 kat zenginleşmiştir. Örneklerin sonuçlarının diyagramda oluşturduğu konkav biçimli NTE dağılımları hornblend ve plajiyoklaz mineral ayrımlaşmasını işaret etmektedir (Thompson vd., 1984; Thirlwall vd., 1994).



Şekil 6.6: Gölöba plütununun Kondritite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım diyagramları. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

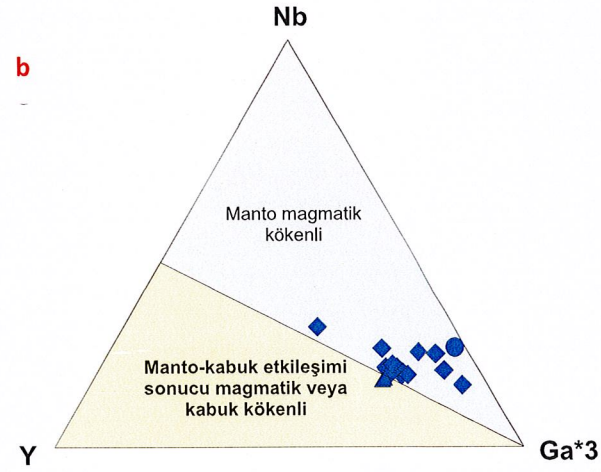
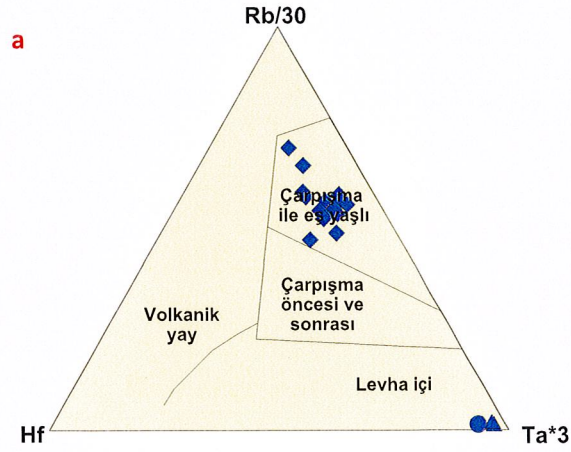
6.1.5 Magma Tektonik Ortam Ayrımı

Gölöba plütununun oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi amacı ile Pearce vd., (1984) tarafından oluşturulan tektonik sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır (Şekil 6.7a-d). İz elementler kullanılarak oluşturulan diyagramlar granitleri oluşum ortamlarına göre 4 gruba ayırmıştır. Bu ana gruplar, Levha içi granitoidleri (WPG), Volkanik yay granitoidleri (VAG), Çarpışma ürünü granitoidler (COLG), Okyanus sırtı granitoidleri (ORG)'dir. Gölöba plütununun oluştuğu tektonik ortamın hangisi olduğunu saptamak amacı ile örnekler sırası ile Y-Nb, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb) ve Rb-(Yb+Ta) diyagramlarında gösterilmiştir. Bu diyagramlarda örnekler VAG+SynCOLG alanlarında ve post+COLG alanlarında yoğunlaşmıştır. Bu alanlardaki kümelenmeler çarpışma sonrası (post collisional) magmatik topluluklarında yaygın olarak izlenen bir özelliktir.



Şekil 6.7: İncelenen plütönu oluşturan kayaların ; (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 (Pearce vd., 1984'e göredir). syn-COLG, çarpışma ile eş yaşlı granitler; VAG, volkanik yay granitleri; WPG, levha-içi granitleri; ORG, okyanus sırtı granitleri; post-COLG, çarpışma sonrası granitleri. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

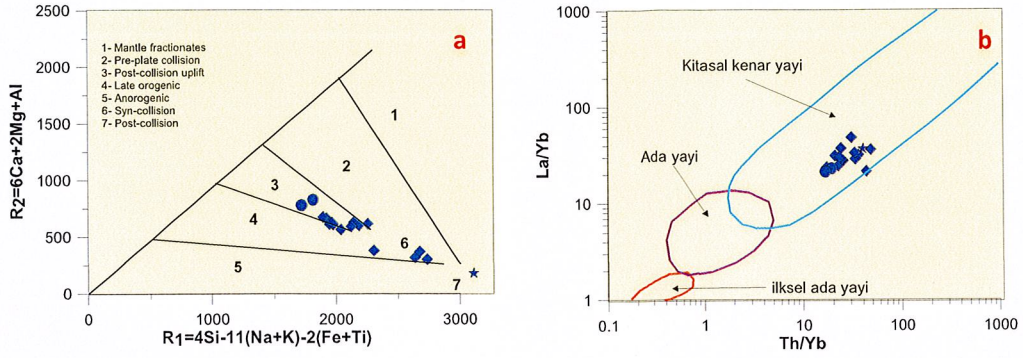
İncelenen plütönik kayalara ait örneklerin; Harris vd. (1986)'nin Rb/30-Hf-Ta*3 üçgen diyagramına göre, plütönik kayaç örnekleri çarpışma ile eş yaşlı ve levha içi granitler alanlarına düşmektedir. Eby, (1992)'nin Nb-Y-Ga*3 diyagramına göre, kayaç örnekleri manto magmatik kökenli alanda yer almaktadırlar (Şekil 6.8).



Şekil 6.8: İncelenen plütonları oluşturan kayaların ve anklavların magma-tektonik ortam ayırım diyagramları; (a) Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986) ve b) Nb-Y-Ga*3 (Eby, 1992) üçgen diyagramları. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

Göloba plütonuna ait örneklerin R1'e karşı R2 diyagramındaki dağılımı incelendiğinde çarpışma sonrası yükselmeye bağlı alanda bulunmaktadır (Şekil 6.9a). Buna rağmen Göloba plütonuna ait birkaç örnek eş zamanlı çarpışma alanında bulunmaktadır. Plütona ait örnekler ayrıca Th/Yb-La/Yb diyagramına düşürüldüğünde tüm örneklerin kıtasal kenar yayında buldukları gözlenmektedir (Şekil 6.9b).

Bütün bu veriler ışında Göloba plütonunun tektonik olarak çarpışma ile eş yaşlı olduğu ve volkanik yay ile ilişkili olduğu söylenebilir.



Şekil 6.9: Göloba plütönüne ait örneklerin a) R1-R2 diyagramındaki, b) Th/Yb' ye karşı La/Yb diyagramındaki dağılımları (Batchelor ve Bowden, 1985). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

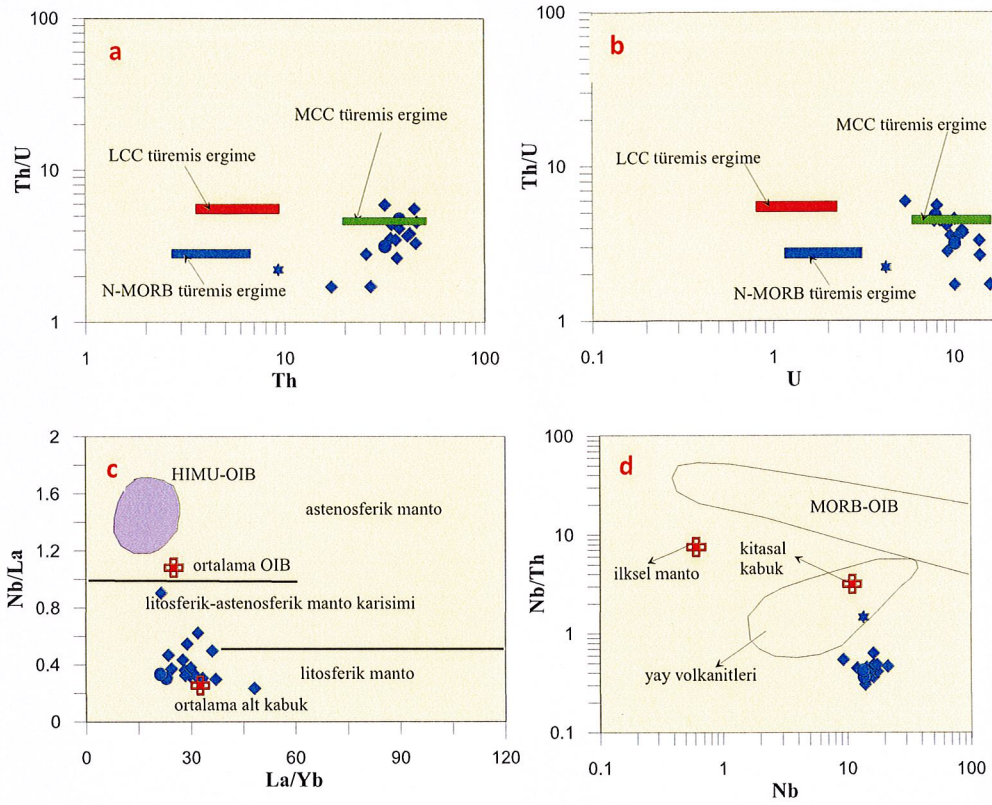
6.1.6 Magma Kökeni

Göloba plütönünü oluşturan magmada yukarıda bahsedilen iki durumda gözlenmiştir. Buna göre Göloba plütönü tektonik olarak volkanik yay granitleri ve çarpışma ile eş yaşlı granitler olarak sınıflandırılmaktadır. Aynı şekilde BİYE elementlerinin zenginleşmesi ve negatif Nb anomalisi de bunu desteklemektedir. Göloba plütönü subalkalen karakterli olup yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri özelliğindedir ve bu tür granitlerin çarpışma sonrası geliştiği bilinmektedir. Granitik magma zaman içinde gelişim göstermektedir. İncelenen Plütön metalümin karakterli olup I tipindedir ve yüksek potasyum ve silis oranları köken olarak kıtasal kabuğa işaret etmektedir. Böylece erken Miyosen yaşlı Göloba plütönünün oluşumunda hem manto kökenli bazik magmaların asimilasyon+fraksiyonel kristallenmesi hem de orta-alt kabuktaki mafik-ortaç bileşimli magmatik kayaçların kısmi ergimesi etkili olmuştur. Bu verilere göre magma gelişiminde tekdüze ve/veya homojen bir kaynaktan çok, manto ve kabuk karışımı hibrid bir magmatizmanın varlığına işaret etmektedir.

Göloba plütönünün oluşumunda, metasomatize edilmiş bir manto kaynağının varlığı ile birlikte kabuktan türemiş magmanın birlikte rol oynadığı görülmektedir. Plütönda gözlenen BİYE (büyük iyon yarıçaplı litofil elementler)'deki (örn., Rb, Ba, K) zenginleşme ve Nb, Ta gibi elementlerdeki negatif anomaliler metazomatik mantoyu işaret etmektedir.

Göloba plütununun bazı jeokimyasal özellikleri ise bu kayaçların kökeninin kıtasal kabuğun kısmi ergimesinden geliştiğini göstermektedir. Buna göre; Göloba plütouna ait kayaçlar orta-yüksek potasyumlu ve kalk-alkalen karakterli kayaçlardır. Mg# değerleri küçük olup Göloba plütounu'nda 6-18 arasında değişmektedir. Bu özellikler ise incelenen plütönik kayaçların, kıtasal kabuğun ergimesi ile oluşan granitoidler için uygun olduğunun göstermektedir. Ayrıca yüksek K₂O oranı (%3.9-5.6) ve SiO₂ içerikleri (%66-77) bu kayaçların, meta-magmatik kabuksal kaynak kayaçlardan türemiş olabileceklerini göstermektedir (Van de Fliedrt vd., 2003; Jung vd., 2009).

Th/U'ya karşı Th ve Th/U'ya karşı U diyagramlarında (Şekil 6.10 a,b) plütouna ait örneklerinin orta kıtasal kabuktan türemiş ergimenin ürünleri olarak tespit edilmiştir. Nb/La'ya karşı La/Yb diyagramında (Şekil 6.10 c) örneklerin ortalama alt kabuk bileşimine benzer olduğu görülmektedir. Nb/Th'a karşı Nb diyagramında (Şekil 6.10 d) ise yay volkanitleri sınırının dışında yer almaktadır. Bu veriler plütounu oluşturan magmanın orta-alt kıta kabuk etkileşimli oluştuğunu göstermektedir. Batı Anadolu'da oluşan diğer plütounlar incelendiğinde de tümünün çarpışma sonrası ve orta kıtasal kabuk etkileşimli oluştukları tespit edilmiştir (Altunkaynak ve Yılmaz 1998; Özgenç ve İlbeyli, 2008; Altunkaynak vd., 2012).

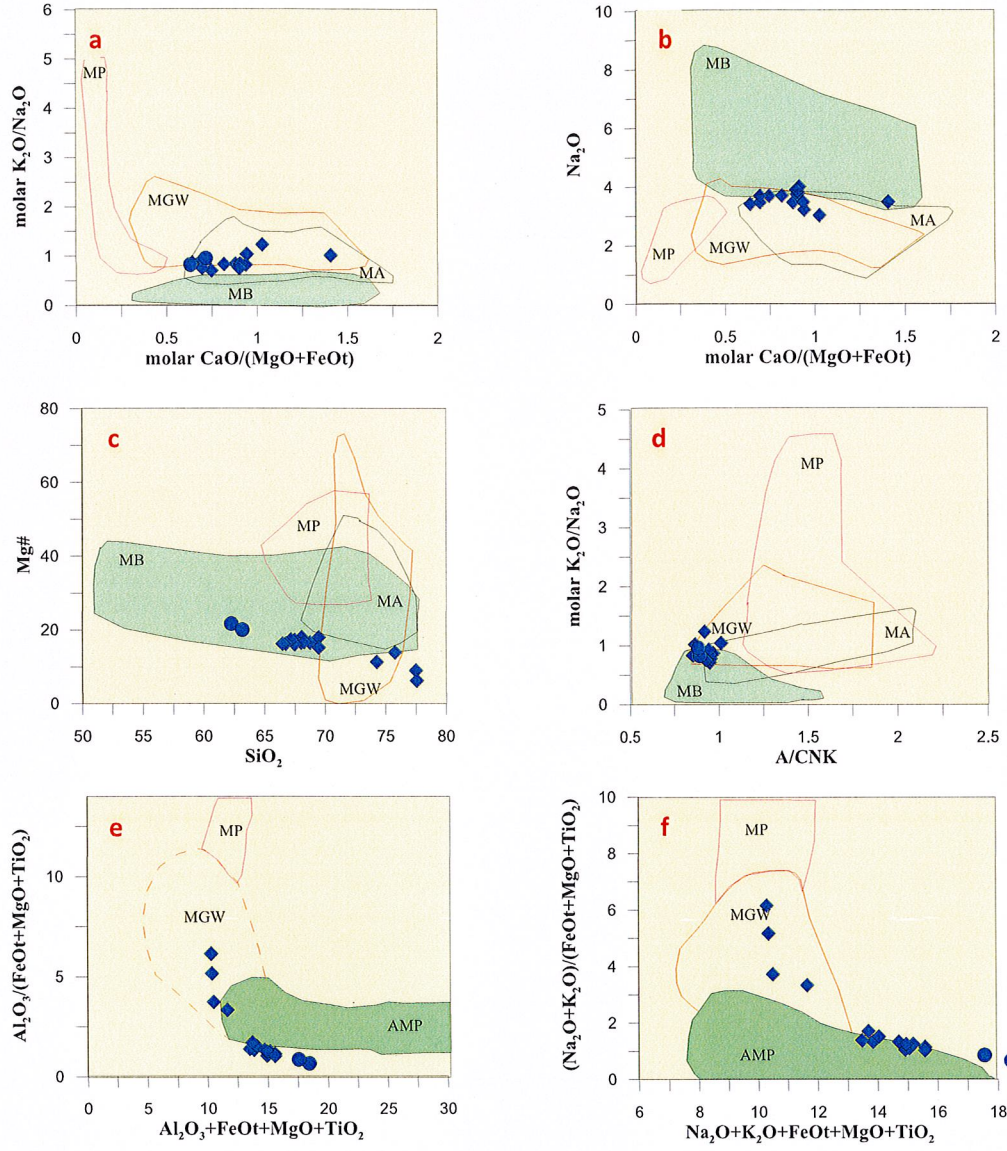


Şekil 6.10: (a) Th/U'ye karşı Th, (b) Th/U'ye karşı U, (c) Nb/La'ye karşı La/Yb, (d) Nb/Th'ye karşı Nb diyagramları. LCC, alt kıtasal kabuk; MCC, orta kıtasal kabuk. Alt ve orta kıtasal kabuk değerleri Rudnick ve Gao (2004), MORB değerleri Sun ve McDouglt 2008, üst kabuk değerleri Taylor ve McLennan (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 Harms ve diğ., (1997), DM (tüketilmiş manto), N-MORB, E-MORB, OIB değerleri Sun ve McDonough (1989), ortalama OIB değerleri Fitton vd. (1991) ve ortalama alt kabuk değerleri Chen ve Arculus (1995)'den alınmıştır. Astenosferik, litosferik ve mixed manto arasındaki sınırlar Smith vd. (1999) ve HIMU-OIB alanı Weaver vd. (1987)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

İncelenen Plütunun magmasının kökeninde hangi tür kıtasal kayaların kısmi ergimeye uğradığı tespit edilmeye çalışılmıştır. Granitoidleri oluşturan ana magmalar, genellikle alt kıta kabuğunda metamagmatik ve/veya metasedimanter kayaların dehidrasyonu ile kısmi ergimesi sonucu oluşmaktadır (Patino Douce ve Johnston, 1991; Atherton ve Petford, 1993; Rapp, 1995; Gardien vd., 1995; Patino Douce ve Beard, 1996; Stevens vd., 1997). Yüksek K'lu, kalk-alkalen karakterli Göloba plütunu negatif Nb, Ba, Sr ve Ti anomalileri ile karakteristik olup potasyumca zenginleşmiştir.

Plütona ait jeokimyasal özellikler kayaçların kıtasal kabuğun ergimeleri ile oluşan granitoyidlere benzer olduğunu göstermektedir. Kıtasal kabukta, amfibolitler, gnayslar, metagrovaklar ve metapelitler farklı türdeki kayaçlarının kısmi ergimeleri ile oluşan magmaların bileşimsel farklılıkları ana oksit ya da molar oranları baz alınarak açıklanabilmektedir (Patino Douce, 1999). Örneğin; kökensel olarak mafik kayaçların kısmi ergimesiyle oluşan magmalar, metapelitlerin kısmi ergimesinden oluşan magmalardan daha düşük $Al_2O_3/(FeO_t+MgO+TiO_2)$, $(Na_2O+K_2O)/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ ve molar K_2O/Na_2O içeriklerine, daha yüksek molar Na_2O içeriklerine sahip olacaktır. Alt Miyosen yaşlı Göloba plütönuna ait kayaçların molar K_2O/Na_2O ile $Al_2O_3/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ ve $(Na_2O+K_2O)/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ oranları düşük değerlere sahipken molar Na_2O oranları ise daha yüksek değerlere sahiptir. $CaO/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ oranları ise ortalama bir değere sahiptir (Şekil 6.11 a-f). Ana oksit ve molar oran diyagramları (Şekil 6.11 a-f), incelenen granitik kayaçların ana magmalarının, felsik pelitlerden veya metagrovaklardan türemediğini göstermektedir. Şekil 6.11 a-d'de plütona ait örneklerin büyük bir kısmı metabazik alanında veya yakınında bulunmaktadır. Yine Şekil 6.11 e-f de ise örnekler amfibolit alanında yer almaktadır. Bununla birlikte örneklerin Mg# (ortalama 16-34) değerlerinin de yüksek olmaması köken kayaç olarak metabaziklere işaret etmektedir. Tüm bu veriler incelenen Göloba plütönik kayaçlarının ana magmasının, alt kıtasal kabukta meta-magmatik kayaçların kısmi ergimesiyle oluşmuş magma etkileşimi ile olabileceği sonucuna varılmıştır.

Böylece Göloba plütönunun magmasının kökeni; manto kökenli magmaların kıtasal kökenli magmalar ile karışması veya manto kökenli magmanın kıta kabuğunda kirletilmesi ve hibridleşmesi şeklinde olabilir.



Şekil 6.11 a-f: İncelenen erken Miyosen yaşlı plütonik kayaların bazı ana oksit ve molar oranlarına göre kökensel ayırım diyagramları. MB, metabazik; MA, metaandezit; MGW, metagrovak; MP, metapelit; AMP, amfibolit. Veri kaynakları: Vielzeuf ve Holloway, (1988), Patiño Douce ve Johnston, (1991), Rapp vd. (1991), Gardien vd. (1995), Rapp (1995), Rapp, Watson ve Miller, (1995), Patiño Douce ve Beard, (1996), Stevens, Clemens ve Droop, (1997), Skjerlie ve Johnston, (1996), Patiño Douce, (1997), Patiño Douce ve McCarthy, (1998), Patiño Douce, (1999). Simgeler Şekil 4.1 ile aynıdır.

7. SONUÇLAR

1.) Türkiye'nin kuzeybatısındaki Biga ilçesi'nin güney-güneydoğusunda yer alan ve Oligo-Miyosen dönemindeki plütonik faaliyetin ürünlerinden olan Göloba plütonu incelenmiştir. Çalışma sahasının yaklaşık olarak yüz ölçümü 63 km²'dir. Bu alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır. Göloba plütonu Orhanlar Grovağı'nı ve Hallaçlar volkanitini kesmekte olup Balya formasyonu, Bayırköy Formasyonu ve Bilecik Formasyonu ile tektonik dokanaklıdır. Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru Orhanlar Grovağı (Triyas), Balya formasyonu (üst Triyas), Bayırköy formasyonu (Liyas), Bilecik formasyonu (üst Jura-alt Kretase), Hallaçlar volkaniti (üst Oligosen- alt Miyosen), Göloba plütonu (üst Oligosen- alt Miyosen) ve Alüvyon (Holosen) olmak üzere toplamda yedi birim ayırt edilmiştir. Göloba plütonundan alınan örneklerin ince kesitleri laboratuvarında incelenmiş ve modal analizleri yapılmıştır. Birimi oluşturan kayada ana mineraller olarak; plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit, amfibol ve opak mineral; tali mineral olarak; zirkon, apatit (iğne şekilli), sfen; İkincil mineral olarak; kalsit, ve ayrışma ürünü mineraller olarak; klorit, serizit, kil ve epidot tespit edilmiştir. Modal analiz sonuçlarına göre kayaç; monzogranit, siyenogranit ve bir örnekte alkali feldispat granit olarak adlandırılmıştır. Göloba plütonuna ait kayaç örneklerindeki bazı mineraller üzerinde mineral kimyası analizleri (EPMA) gerçekleştirilmiştir. Plajiyoklazlar oligoklas ve andezin cinsindedir. Göloba plütonuna ait granitik karakterli kayaçların içerdiği hornblendlerin Leake vd., (1997) göre kalsik hornblend, Giret, Bonin ve Leger, 1980 göre aktinolitik hornblend ve Leake vd., (1997)'nin yaptığı diğer sınıflamaya göre de magnezyohornblend olarak adlandırılmıştır. Biyotitler ise Tischendorf vd., (1997) ve Foster, (1960) göre Mg-biyotit olarak, Nachit vd., (2005) göre yeniden dengelenmiş birincil biyotit olarak bulunmuştur. Göloba plütonunu oluşturan kayaçlar içerisindeki Fe-Ti oksitler; magnetit, ilmenit olarak adlandırılmıştır.

2.) Göloba plütonu için jeotermobarometrik hesaplamalar yapılmıştır. Bunlardan hornblend minerali dikkate alındığında Göloba plütonunda basınç 0.1-0.9 kbar ve sıcaklık 793-808 °C olarak tespit edilmiştir. Plüton sığ sokulumlu epizon granitlerinden olup sokulum derinliği 0.37-3.33 km arasındadır.

3.) Göloba plütonundan alınan örneklere ait ana (% ağı.) ve iz (ppm) element analizi yaptırılmıştır. Kimyasal analizlere göre örnekler granodiyorit ve granit alanında, porfirik kayaçların ise kuvars monzonit alanında yer aldıkları görülmektedir. Göloba plütonundan alınan örneklerinin tümü metalümin kuvars monzonit porfir ise peralkalin karakterlidir. Ayrıca I tipi granitik kayaçlar özelliği sunmaktadırlar.

4.) Göloba plütonunu oluşturan magma tektonik ortam olarak çarpışma sonrası (post collisional) ve çarpışma ile eş yaşlı oluşmuştur. İncelenen plütonik kayaçlar volkanik yay ve levha içi granitleri özelliğini sunmaktadır. Göloba plütonunun magmasının kökeni; manto kökenli magmaların kıtasal kökenli magmalar ile karışması veya manto kökenli magmanın kıta kabuğunda kirletilmesi ve hibridleşmesi şeklinde olabilir.

KAYNAKLAR

Abdel-Rahman, A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.

Akgündüz, S., Duru, O. ve Elmas, A. (2013). KB Anadolu'da Eosen-Oligosen çarpışma sonrası magmatizma: Biga Yarımadası'ndaki Asartepe granitik ve Sarıkaya volkanik kayalarından jeokimyasal ve jeokronolojik veriler: *İstanbul Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi*. 33-56.

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.

Altıner, D., Koçyiğit, A., Farrinacci, A., Nicosia, U. ve Conti, M. A. (1991). Jurassic- Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of North-Western Anatolia (Turkey), Geology and Paluontology of Western Pontides, Turkey: (Eds. A. Farrinacci, D. V. Ager, U. Nicosia), *Geologica Romana*. 27, 13-80.

Altınlı, İ. E. (1973). Bilecik Jurasığı. *50. Yıl Yerbilimleri kongresi: Tebliğler dergisi MTA Yay.*, 112-113.

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.

Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y. (1998). The Kozak magmatic complex; western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85(1–4), 211–231.

Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO_2 Al-in-hornblende barometer: *American Mineralogist*, 80, 549–559.

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

Aslaner, M. (1965). Etude geologique et petrographique de la region d'Edremit-Havran: *MTA Yay.*, 119.

Atherton, M. P. and Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362,144-6.

Aygen, T. (1956). Balya bölgesi jeolojisinin incelenmesi: *MTA Enst. Yay.*, Seri D, No:11, Ankara.

Batchelor, 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.

Beccaletto, I. (2006). Geology, correlations and geodynamic evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey). *Faculte des Sciences de l'Universite de Lausanne*, These de doctorat.

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.

Beccaletto, L. and Jenny, C. (2004). Geology and Correlation of the Ezine Zone: a Rhodope Fragment in NW Turkey ? Accepted for publication in the *Turkish Journal of Earth Sciences*.

Beccaletto, L., Bonev, N., Bosch, D. ve Bruguier, O. (2007). Record of a Paleogene syn-collisional extension in the North Aegean region: evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine* 144, 393-400.

Bingöl, E. (1968). Contribution a l' etude geologique de laportie centrale et sud. Est du Masif de Kazdağ (Turquie). These *Fac. Sci. Univ.*, 189, Nancy (Fransa).

Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. (1973). Biga Yarımadasının jeolojisi ve karakaya formasyonunun bazı özellikleri: *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri kongresi tebliğler dergisi*, MTA yayınları, 70-77, Ankara.

Black, K. N., Catlos, E. J., Oyman, T. ve Demirbilek M. (2013). Timing Aegean extension: Evidence from in situ U-Pb geochronology cathodoluminescence imaging of granitoids from NW Turkey: *Lithos*, 180-181: 92-108.

Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208– 224.

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.

Brinkmann, R. (1966). Geotektonische Gliederung von Westanatolian. Neu. Jahr. Geol. und Paleon: *Monat.*, 10,603-618.

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.

De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992). An introduction to the Rock Forming Minerals (second edition): London, Longman, 696.

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

Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş.C. and Acar, Ş. (2005). Biga Yarımadasında orta-üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbritler: Ankara, *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 131, 49–61. (In Turkish with English abstract).

Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.

Ekinci, L. E. and Yiğitbaş, E. (2013). A geophysical approach to the igneous rocks in the Biga Peninsula (NW Turkey) based on airborne magnetic anomalies: geological implications: *Geodinamica Acta*, 267-285.

Elmas, A. (2012). Basement types of the Thrace Basin and new approach to the pre-Eocene tectonic evolution of the northeastern Aegean and Northwestern Anatolia: a review of data and concepts. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, (101), 1895-1911.

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.

Féménias, O., Mercier, J. C. C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., et al. (2006). Calcic-amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru dike swarm (Southern Carpathians, Romania): *American Mineralogist*, (91), 73–81.

Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991). Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, (96), 13693-13711.

Foster, M. D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US Geological Survey Professional Paper, 354(B), 11-49.

Fuhrman, M. L. and Lindsley, D. H. (1988). Ternary feldspar modeling and thermometry: *American Mineralogist*, 73, 201–215.

Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. and Ulmer, P. (1995). Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting: *JGR Solid Earth*, Cited by, 159.

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

Genç, Ş. C. and Yılmaz, Y. (1997). An example of postcollisional magmatism in Northwestern Anatolia: the Kizderbent Volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 33–42.

Giret, A., Bonin, B. and Léger, J. M. (1980). Amphibole compositional trend in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complex: *Canadian Mineralogist*, 18, 481-495.

Granit, Y. and Tintant, H. (1960). Observation préliminaires sur le jurassien de la région de Bilecik (Turquie): *Comptes Rendus Acad. Science*, Paris, 251, 1801-1803.

Güleç, N. (1991). Crust–mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 23, 417–435.

Gülmez, F., Genç, S. C., Keskin, M. and Tüysüz, O. (2013). A postcollision slab-breakoff model for the origin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu–Almacık belt, NW Turkey and its regional implications, in Robertson, 55 A.H.F., Parlak, O., and Ünlügenç, U.C., eds., *Geological development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean region: Geological Society, London, Special Publications*, 372. First published online November 1, 2012.

Gümüş, A. (1964). Contribution à l'étude géologique de secteur serpentrional de Kalabal köy- Eymür köy region D'Edremit, Turquie, *MTA Enst.* 117.

Hammarson, J. M. and Zen, E. (1986). Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer: *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.

Harms, U., Camerob, K. L., Simon, K. and Bratz, H. (1997). Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. *Geologische Rundschau*, 86, 155–166.

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.

Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomsin, J. A. (2005). The Tisaturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism: *American Mineralogist*, 90, 316–328.

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.

Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline: *American Mineralogist*, 72, 213–239.

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

Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks: *Geology*, 17, 837–841.

Jung, S., Masberg, P., Mihm, D., Hoernes, S. (2009). Partial melting of diverse crustal sources constraints from Sr–Nd–O isotope compositions of quartz diorite–granodiorite–leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia). *Lithos*, 111, 236-251.

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.

Krushensky, R., Akçay, Y. ve Karaege, E. (1980). Geology of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey: *Bull, USA Geol. Survey*, 1461.

Leake, E. B., Wooley, A.R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., et al. (1997). Nomenclature of amphiboles report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names, *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.

Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E. and Varekamp, J. C. (1984). The 1982 eruptions of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 69-108.

Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system: *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224.

Miyashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rock series: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104.

Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. A. and Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites: *Comptes Rendus Geoscience*, 337.

Okay, A. I. and Satır, M. (2006). Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey: evidence for a possible magmatic arc. *Geodinamica Acta*, 19 (5), 251-266.

Okay, A. I. and Satır, M. (2000). Upper Cretaceous Eclogite-Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9, 47-56.

Okay, A. I., Özcan, E., Cavazza, W., Okay, N. and Less, G. (2010). Basement types, Lower Eocene series, Upper Eocene olistostromes and the initiation of the southern Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 1-25.

Okay, A. İ. and Göncüoğlu, M. C. (2004). The Karakaya Complex: A Review of data and concepts, *Turkish Journal of Earth Science*, *TUBİTAK*, 13/2, 77-96.

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. İ., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1991). Geology ve Tectonic Evolution of the Biga Peninsula, Northwestern Turkey, *İTÜ Bülteni*, 44, 191-256.

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

Özgenç, İ., İlbeyli, N. (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Eğrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: implications for magma genesis and crustal processes: *International Geology Review*, 50, 375-391.

Patino Douce, A. E. (1997). Generation of Metaluminous A-type Granites by Low-Pressure Melting of Calc-Alkaline Granitoids. *Geology*, 25, 743-746.

Patino Douce, A. E. (1999). What do Experiments Tell Us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas?. In: Understanding Granites: Intergrating New and Classical Techniques, (eds.): Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L., *Geological Society of London*. Special Publication, 168, 55- 75.

Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996). Effects of P, f (O₂) and Mg/Fe Ratio on Dehydration Melting of Model Metagreywackes. *Journal of Petrology*, 37, 999-1024.

Patino Douce, A. E. And Johnston, A. D. (1991). Phase Equilibria and Melt Productivity in the Pelitic System: Implications for the Origin of Peraluminous Granitoids and Aluminous Granulites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.

Patino Douce, A. E. and McCarthy, T. C. (1998). Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: When continents collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultra-high Pressure Rocks, edited by Hacker, B. R., Liou, J. G., Kluwer Academic Publishers, *Dordrecht*, 27-55.

Pearce, J. A., Haris, 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.

Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.

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 40 Ankara.

Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C .F. (1991). Partial Melting of Amphibolite Eclogite and the Origin of Archean Trondhjemites and Tonalites. *Precambrian Research*, 51, 1-25.

Rapp, R. P. 1995. Amphibole-out Phase Boundary in Partially Melted Metabasalt, its Control over Liquid Fraction and Composition, and Source Permeability. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15601-15610.

Rapp, R. P., Watson, E. B. 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.

Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M. and Toulkeridis, T. (2008). The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by textures, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 94–106.

Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45–66.

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

Saatçi, E. S. ve Aslan, Z. (2018). Yürekli (Balıkesir) volkanitinin petroğrafisi ve petrolojisi: Biga Yarımadasında (KB Türkiye) çarpışma sonrası felsik volkanizmaya bir örnek. *MTA Dergisi*, 157, 105-122.

Saner, S. (1980). Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 23, 39-52.

Saner, S. (1977). Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı alanının jeolojisi, eski çökeltme ortamları ve çökeltmenin evrimi, *İ.Ü. Fen Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, Doktora tezi*, 312.

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.

Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Alin-hornblende barometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.

Skjerlie, K. P. and Johnston, A. D. (1996). Vapor-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hyrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, 37, 661-691.

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, C. G., Zhao, Z. D., Mo, X. X., Zhu, D. C., Dong, G. C., Zhou, S. et al. (2008). Enriched mantle source and petrogenesis of Sailipu ultrapotassic rocks in southwestern Tibet Plateau: constraints from zircon U–Pb geochronology and Hf isotopic compositions. *Acta Petrologica Sinica*, 24, 249-264.

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. (1982). Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Batı Anadolu'nun Geç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Ankara, 59-71.

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, 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*, 35, 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, 549–590.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. and Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 809-834.

Tulloch, A. J., Ireland, T. R., Walker, N. W. and Kimbrough, D. L. (2000). U-Pb zircon ages from the Milford Orthogneiss, Milford Sound, northern Fjorland: Paleozoic igneous emplacement and Early Cretaceous metamorphism: *Institute of Geological and Nuclear Sciences Report*, 6, 17.

Uchida, E., Endo, S. and Makino, M. (2007). Relationship between silidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits: *Resource Geology*, 57, 47–56.

Ustaömer, A. P., Ustaömer, T., Collins, A. S. and Reischpeitsch, J. (2009). Lutetian arc-type magmatism along the southern Eurasian margin: new U–Pb LA-ICPMS and whole-rock geochemical data from Marmara Island, NW Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 96, 177–196.

Van de Fliedert, T., Hoernes, S., Jung, S., Masberg, P., Hoffer, E., Schaltegger, U. et al. (2003). Lower crustal melting and the role of open-system processes in the genesis of syn-orogenic quartz diorite-granite-leucogranite associations; constraints from Sr-Nd-O isotopes from the Bandombaai Complex, Namibia. *Lithos*, 67, 205-226.

Vielzeuf, D. and Holloway, J. R. (1988). Experimental Determinations of the Fluid-absent Melting Reactions in the Pelitic System. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257-276.

Weaver, 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.

Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite +magnetite+quartz in granitic rocks: *American Mineralogy*, 74, 744-749.

Yıkılmaz, M. B., Okay, A. I. ve Özkar, I. (2002). Biga Yarımadasında pelajik bir Paleosen istifi. *MTA Dergisi.*, 123-124. 21-26.

Yılmaz, Y. (1990). Comparision 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. (Ed.), Tectonic Evolution of the Tethyan Region: *The Hague. Kluwer Academic*, 159-189.

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

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. and Yılmaz, K. (1995). Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia; *Tectonophysics*, (SCI), 243, 155-171.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A. M. ve Yiğitbaş, E. (1981). Abant (Bolu)-Dokurcan (Sakarya) arasındaki Ku-zey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi: *İst. Yerbilimleri*, 1, 23, 9-261.