

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



**ŞAROLUK (GÖNEN-BALIKESİR) GRANİTOYİDİNİN
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İSMAİL ALTIN

BALIKESİR, HAZİRAN-2019

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



**ŞAROLUK (GÖNEN-BALIKESİR) GRANİTOYİDİNİN
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İSMAİL ALTIN

JÜRİ ÜYELERİ: PROF. DR. ZAFER ASLAN (DANIŞMAN)

DR. ÖĞR. ÜYESİ M. SELMAN AYDOĞAN

DR. ÖĞR. ÜYESİ HÜSEYİN SENDİR

BALIKESİR, HAZİRAN-2019

KABUL VE ONAY SAYFASI

İsmail ALTIN tarafından hazırlanan "ŞAROLUK (GÖNEN-BALIKESİR) GRANİTOYİDİNİN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ" adlı tez çalışmasının savunma sınavı 17.06.2019 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Danışman
Prof. Dr. Zafer ASLAN


.....

Üye
Dr. Öğr. Üyesi M.Selman AYDOĞAN


.....

Üye
Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin SENDİR


.....

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

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Prof. Dr. Necati ÖZDEMİR

.....

Bu tez çalışması TÜBİTAK tarafından 114Y527 nolu proje ile desteklenmiştir.

ÖZET

**ŞAROLUK (GÖNEN-BALIKESİR) GRANİTOYİDİNİN PETROGRAFİK,
JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
İSMAİL ALTIN
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI: PROF. DR. ZAFER ASLAN)
BALIKESİR, HAZİRAN-2019**

Çalışma sahası, Balıkesir İlinin yaklaşık 80 km kuzeybatısında bulunan Gönen İlçesi'ne bağlı Şaroluk Köyü ve civarını olup yaklaşık 80 km² lik bir alanı kapsamaktadır.

Çalışma alanının temelini Paleozoyik yaşlı Torasan Formasyonu oluşturmaktadır. Bu birim üzerine uyumlu olarak, Permiyen yaşlı kireçtaşı olistolitleri içeren Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu gelmektedir. Karakaya Formasyonunu uyumsuz olarak Jura-Kretase yaşlı Bilecik Formasyonu örtmektedir. Erken Miyosen yaşlı Hallaçlar Volkaniti uyumsuz olarak bu birimleri üzerlemektedir. Şaroluk Plütunu bu birimleri keserek yerleşmiştir. Tüm birimleri uyumsuz Kuvaterner yaşlı alüvyon örtmektedir.

Erken Miyosen yaşlı Şaroluk Plütunu granodiyorit ve kuvarslı monzodiyorittenit oluşmaktadır. Petrografik olarak, holokristalin, yer yer pertitik, mirmekitik ve poikilitik doku sunmaktadır. Ana mineral olarak plajiyoklas, ortoklas, kuvars, biyotit, amfibol, piroksen ve opak oksit bulunmaktadır. Jeokimyasal olarak kalk-alkalen ve yüksek potasyumlu olup I-tipi özelliğindedir. Ana ve iz elementler SiO₂'ye göre düzenli değişim trendleri sunmakta ve fraksiyonel kristallenmeyi işaret etmektedir. Düşük Çekim Alanlı Elementlerce (DÇAE) zenginleşme gösterip tipik kalk-alkalen özelliktedir. Tektonik olarak, Şaroluk plütunu çarpışma sonrası oluşmuş volkanik yay granitlerinin özelliklerini göstermektedir. Şaroluk Plütununun ana magması, alt kıtasal kabuktaki amfibolit ve metabazalt gibi kayaçların kısmi ergimesi ile litosferik mantoda oluşan magmanın karışması sonucu oluşmuştur.

ANAHTAR KELİMELER: Şaroluk Plütunu, kalk-alkalen magma, I-tipi granit, litosferik manto, Batı Anadolu.

ABSTRACT

**PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL
CHARACTERISTICS OF ŞAROLUK GRANİTOİD (GÖNEN-BALIKESİR)
MSC THESIS
İSMAİL ALTIN
BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE
GEOLOGICAL ENGINEERING
(SUPERVISOR: PROF. DR. ZAFER ASLAN)
BALIKESİR, JUNE 2019**

The study area is approximately 80 km northwest of Balıkesir. The study area covers an area of approximately 80 km² and is located in the vicinity of the villages of Şaroluk (Gönen-Balıkesir).

The basement rocks of the study area is the Paleozoic aged Torasan Formation. This unit is conformably overlain by the Triassic Karakaya Formation including the Permian aged limestone olistoliths. Karakaya Formation is unconformably overlain by the Jurassic-Cretaceous aged Bilecik Formation. Early Miocene aged Hallaçlar Volcanite unconformably overlies these units. The Şaroluk Pluton was settlement by cutting these units. All units are unconformably overlain by Quaternary alluvium.

The Early Miocene Şaroluk Pluton is composed of granodiorite and quartz monzodiorite. Petrographically, it has holocrystalline, occasionally perthitic, mycititic and poikilitic texture. The main minerals are plagioclase, orthoclase, quartz, biotite, amphibole, pyroxene and opaque oxide. Geochemically, It shows calc-alkaline, high- potassium and I-type properties. The main and trace elements show regular change trends according to SiO₂, indicating fractional crystallization. It is observed that the enrichment of low field strength elements (HFSE) and it is typical calc-alkaline. Tectonically, the Şaroluk Pluton shows the characteristics of the volcanic arc granites and formed after the collision. The main magma of the Şaroluk Pluton may have been formed by the partial melting of the rocks such as amphibolite and metabasalt in the lower continental crust and by the mixing of magma formed in the lithospheric mantle.

KEYWORDS: Şaroluk Pluton, calc-alkaline magma, I-type granite, lithospheric mantle, west Anatolia.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
TABLO LİSTESİ	vi
SEMBOL LİSTESİ	vii
ÖNSÖZ	x
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı	1
1.2 Konum	1
1.2.1 Ulaşım.....	2
1.2.2 İklim ve Bitki Örtüsü	3
1.3 Önceki Çalışmalar	3
1.4 Materyal ve Yöntem	14
1.4.1 Saha Çalışmaları	14
1.4.2 Laboratuvar Çalışmaları	15
1.4.3 Büro Çalışmaları	15
2. GENEL JEOLJİ	16
2.1 Bölgesel Jeoloji	16
2.2 Batı Anadolu Magmatizması.....	17
2.3 Stratigrafi.....	19
2.3.1 Torasan Formasyonu.....	22
2.3.2 Karakaya Formasyonu	24
2.3.3 Bilecik Formasyonu	26
2.3.4 Hallaçlar Formasyonu.....	29
2.3.5 Şaroluk Granitoyidi.....	33
2.3.6 Alüvyon	37
2.4 Yapısal Jeoloji	37
3. MİNERALJİ-PETROGRAFİ	38
3.1 Modal Analiz Yöntemi	38
3.2 Şaroluk Granitoyidi'nin Petrografik Özellikleri.....	40
4. JEOKİMYA	44
4.1 Ana Element ve Eser Element Jeokimyası	44
4.2 Ana Element ve Eser Element Değişimleri	48
4.3 Uyumsuz Element ve Nadir Toprak Element Dağılımları	51
5. PETROJENEZ	53
5.1 Tektonik Konumu.....	53
5.2 Kökeninin Yorumlanması	56
6. SONUÇLAR	60
7. KAYNAKLAR	62

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: Çalışma sahasının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2.1: Türkiye ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).	17
Şekil 2.2: Batı ve Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nin Jeolojik Haritası (Bingöl,1989'dan değiştirilerek).	18
Şekil 2.3: Çalışma alanının genelleştirilmiş statigrafik kesiti.	20
Şekil 2.4: Torasan Formasyonu içerisinde gelişen kıvrımlar.	22
Şekil 2.5: Torasan Formasyonu'na ait ince kesit fotoğrafları.....	23
Şekil 2.6: Torasan formasyonu ile Şaroluk Granitoyidi arasında gelişen hornfels zonu.	24
Şekil 2.7: Karakaya Formasyonu içerisinde gözlenen olistolit karakterli Permiyen yaşlı kireçtaşı.	25
Şekil 2.8: Karakaya Formasyonu ile Şaroluk Granitoyidi arasındaki gelişen dokanak.	26
Şekil 2.9: Bilecik Formasyonu'na ait mostra görünümü.	27
Şekil 2.10: Bilecik Formasyonu olarak tanımlanan kireçtaşları içerisindeki karstik boşluklar.	28
Şekil 2.11: Bilecik Formasyonu ile Hallaçlar Formasyonu arasında gelişen dokanak.	28
Şekil 2.12: Bilecik Formasyonu'na ait ince kesit fotoğrafları (Kal:Kalsit).....	29
Şekil 2.13: Hallaçlar Formasyonu içerisinde yer alan altere volkanitlerin mostra görünümü.	30
Şekil 2.14: Hallaçlar Formasyonu'nun mostra görünümü.....	30
Şekil 2.15: Beyoluk yolu üzerinde Hallaçlar volkanitlerine ait altere kesim.	31
Şekil 2.16: Hallaçlar volkanitlerine ait ince kesit fotoğrafları.....	32
Şekil 2.17: Bıçkıtarla Mevkii'nde yer alan Şaroluk Granitoyidi'ne ait mostra görünümü.	34
Şekil 2.18: Bıçkıtarla batısında arenalaşmış olarak yüzlek veren Şaroluk Granitoyidi.	35
Şekil 2.19: Şaroluk Granitoyidi içerisinde makaslama çatlaklarına bağlı olarak gelişen küresel alterasyon yapısı.	35
Şekil 2.20: Şaroluk Granitoyidi'ne ait blok içerisinde gelişen makaslama çatlakları.	36
Şekil 2.21: Çilingir Tepe batısında Şaroluk Granitoyidi içerisinde gözlenen mafik mikrogranüler anklav.	36
Şekil 2.22: İnceleme alanı yakınlarında hasar yapıcı ve yıkıcı depremlerin episentir ve düzlemi çözümleri (Selim vd., 2006).	37
Şekil 3.1: Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin modal analiz sonuçlarına bağlı QAP diyagramındaki dağılımları (Streckeisen, 1976).	38
Şekil 3.2: Şaroluk Granitoyidi'ne ait ince kesit fotoğrafları.....	42
Şekil 3.3: Şaroluk Granitoyidi'ne ait ince kesit fotoğrafları.....	43
Şekil 4.1: Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin SiO ₂ (%)'ye karşı Na ₂ O+K ₂ O (%) (TAS) sınıflama diyagramı (Middlemost, 1994) (Alkali- subalkali ayrımı Miyashiro (1978)).	46
Şekil 4.2: Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin A-F-M Diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).	46

Şekil 4.3: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Co'ya karşı Th diyagramı (Hastie vd., 2007).	47
Şekil 4.4: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Ta/Yb'ye karşı Ce/Yb diyagramı (Pierce, 1982).	47
Şekil 4.5: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin A/CNK' ya karşı A/NK diyagramı (Shand, 1927).	48
Şekil 4.6: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin SiO ₂ 'ye karşı ana oksit ve eser element değişim (Harker) diyagramları.	50
Şekil 4.7: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin ilksel (primitif) manto ve kondrit değerlerine göre normalize edilmiş eser ve nadir toprak element dağılımları (Sun ve McDonough, 1989 değerleri esas alınmıştır.)	52
Şekil 5.1: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Yb'ye karşı Ta diyagramı (Pearce vd., 1984). (VAG: Volkanik yay granitleri, WPG: Levha içi granitleri, ORG: Okyanus ortası sırtı granitleri, Syn COLG: Çarpışmayla eş zamanlı granitler).....	54
Şekil 5.2: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Y'ye karşı Nb diyagramı (Pearce vd., 1984). (VAG: Volkanik yay granitleri, WPG: Levha içi granitleri, ORG: Okyanus ortası sırtı granitleri, Syn COLG: Çarpışmayla eş zamanlı granitler).....	54
Şekil 5.3: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Rb/30-Hf-Ta*3 diyagramı (Harris vd., 1986).	55
Şekil 5.4: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin R1-R2 diyagramındaki dağılımı (Batchelor ve Bowden, 1985).	55
Şekil 5.5: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Y'ye karşı Sr/Y diyagramı (Brown vd., 1984).....	57
Şekil 5.6: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Th/Yb'ye karşı La/Yb diyagramı (Brown vd., 1984).	57
Şekil 5.7: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin SiO ₂ 'ye karşı Mg# diyagramı (Eby, 1992).....	58
Şekil 5.8: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin ana oksitlerin moleküler ağırlık diyagramı (Eby, 1992).	58
Şekil 5.9: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Th'ye karşı Th/U diyagramı (Eby, 1992).....	59
Şekil 5.10: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Nb-Y-Ga*3 diyagramı (Eby, 1992).....	59

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1: Şaroluk Granodiyoriti'ne ait örneklerden yapılan nokta sayım yöntemi sonuçları.	39
Tablo 3.2: Şaroluk Granodiyoriti'ne ait örneklerden yapılan nokta sayım yöntemi sonuçları (%).	39
Tablo 4.1: Ana oksit elementlerine ait analiz sonuçları (% ağı.).	45
Tablo 4.2: Eser elementlere ait analiz sonuçları.	49
Tablo 4.3: Nadir toprak elementlerine ait analiz sonuçları.	49

SEMBOL LİSTESİ

%	: Yüzde
(t)	: Toplam
°C	: Celsius
A	: Alkali feldispat
A/CNK	: Moleküller ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$)
A/NK	: Moleküller (Al_2O_3/Na_2O+K_2O)
ab (alb)	: Albit
Act	: Aktinolit
Ağ	: Ağırlık
AIT	: Toplam Alüminyum
Al	: Alüminyum
Al_2O_3	: Alüminyum oksit
amf	: Amfibol
AMP	: Amfibolit
an	: Anortit
ap	: Apatit
B	: Batı
Ba	: Baryum
BIYE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
bi	: Biyotit
Ca	: Kalsiyum
CALK	: Kalk-alkalen
CaO	: Kalsiyum oksit
Ce	: Seryum
cm	: Santimetre
Co	: Kobalt
CO_2	: Karbon dioksit
COLG	: Çarpışma ürünü granitoidler
Cr_2O_3	: Krom oksit
Cs	: Sezyum
DM	: Tüketilmiş manto
Dy	: Disprosyum
ep	: Epidot
EPMA	: Mineral kimyası analizleri
Er	: Erbiyum
Eu	: Evropiyum
FC	: Fraksiyonel Kristallenme
Fe	: Demir
Fe_2O_3	: Didemir Trioksit
$Fe_2O_3^*$: Fe_2O_3 cinsinden toplam demir
Fe_2O_4	: Didemir tetraoksit
FeO	: Demir oksit
Ga	: Galyum
GB	: Güney batı
Gd	: Gadolinyum
gr	: Gram

H₂O	: Dihidrojen oksit, su
Ha	: Ferro ve magnezyo hastingsit
Hb	: Hormnblend
Hbl	: Hornblend
Hf	: Hafniyum
HNTE	: Hafif nadir toprak elementler
Ho	: Holmiyum
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer
İAESZ	: İzmir Ankara Erzincan Sütur Zonu
K	: Potasyum
K₂O	: Potasyum oksit
KB	: Kuzeybatı
kbar	: Kilobar
KD	: Kuzey doğu
klor	: Klorit
km	: Kilometre
km²	: Kilometrekare
ku	: Kuvars
La	: Lantan
LCC	: Alt kıtasal kabuk
Li	: Lityum
LOI	: Ateş kaybı
Lu	: Lütesyum
m	: Metre
MA	: Metaandezit
Mah	: Mahalle
max	: Maksimum
MB	: metabazik
MCC	: Orta kıtasal kabuk
Mg	: Magnezyum
Mg#	: $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{+2})$
MgO	: Magnezyum oksit
MGW	: Metagrovak
Min	: Minimum
mm	: Milimetre
Mn	: Mangan
MnO	: Mangan oksit
mol	: mol sayısı
MORB	: Okyanus ortası sırt bazaltı
MP	: Metapelit
my	: Milyon yıl
Na	: Sodyum
Na₂O	: Sodyum oksit
Nb	: Niyobyum
Nd	: Neodimyum
NTE	: Nadir Toprak Elementleri
O	: Oksijen
OIB	: Okyanus adası bazaltları (OIB)
op	: Opak mineral
Or	: Ortoklas

ORG	: Okyanus sırtı granitoidleri
ort	: Ortalama
P	: Basınç
P₂O₅	: Difosfor pentaoksit
plj	: Plajiyoklas
post-COLG	: Çarpışma sonrası granitleri
ppm	: Milyonda bir
Pr	: Praseodim
Q	: Kuvars
Rb	: Rubidyum
ser	: Serizit
Si	: Silisyum
SiO₂	: Silisyum di oksit
SK	: Sakarya Kıtası
Sm	: Samaryum
Sr	: Stronsiyum
syn-COLG	: Çarpışma ile eş yaşlı granitler
T	: Sıcaklık
Ta	: Tantal
TAS	: Toplam alkali-silis
Tb	: Terbiyum
Th	: Toryum
Ti	: Titanyum
Ti₂O₅	: Dititanyum pentaoksit
TiO₂	: Titanyum dioksit
Tm	: Tulyum
Ts	: Taşhermakit
U	: Uranyum
V	: Vanadyum
VAG	: Volkanik yay granitoidleri
vd	: ve diğerleri
WPG	: Levha içi granitoidleri
Y	: İtiryum
Yb	: İterbiyum
YCAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
zf	: Sfen
Zr	: Zirkon

ÖNSÖZ

Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim Dalı'na yüksek lisans tezi olarak sunulan bu çalışma Prof. Dr. Zafer ASLAN tarafından yönetilmiş ve yönlendirilmiştir.

Bu çalışma için gerekli olanakları sağlayan, çalışmanın tamamlanması sırasında gerek arazi çalışmalarında gerekse ince kesitlerin incelenmesi, fotoğraf çekimi ve yorumlanmasında çalışmayı sabırla yönetip, beni olumlu sonuca ulaştıran ve değerli yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Zafer ASLAN' a ve Dr. Gökhan BÜYÜKKAHRAMAN' a teşekkürlerimi içtenlikle sunarım.

Materyal ve yöntemlerin kullanılması hususunda teknik ve akademik yardımlarını esirgemeyen, araştırmanın her aşamasında katkıda bulunan Sayın Dr. M. Selman AYDOĞAN' a teşekkürlerimi iletirim.

Ayrıca tezin hazırlanmasında her konuda emeği geçen Ece Simay SAATCI' ya Allaha rahmet dilerim.

Desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen aileme en derin sevgi, minnet ve şükranlarımı sunarım.

1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı

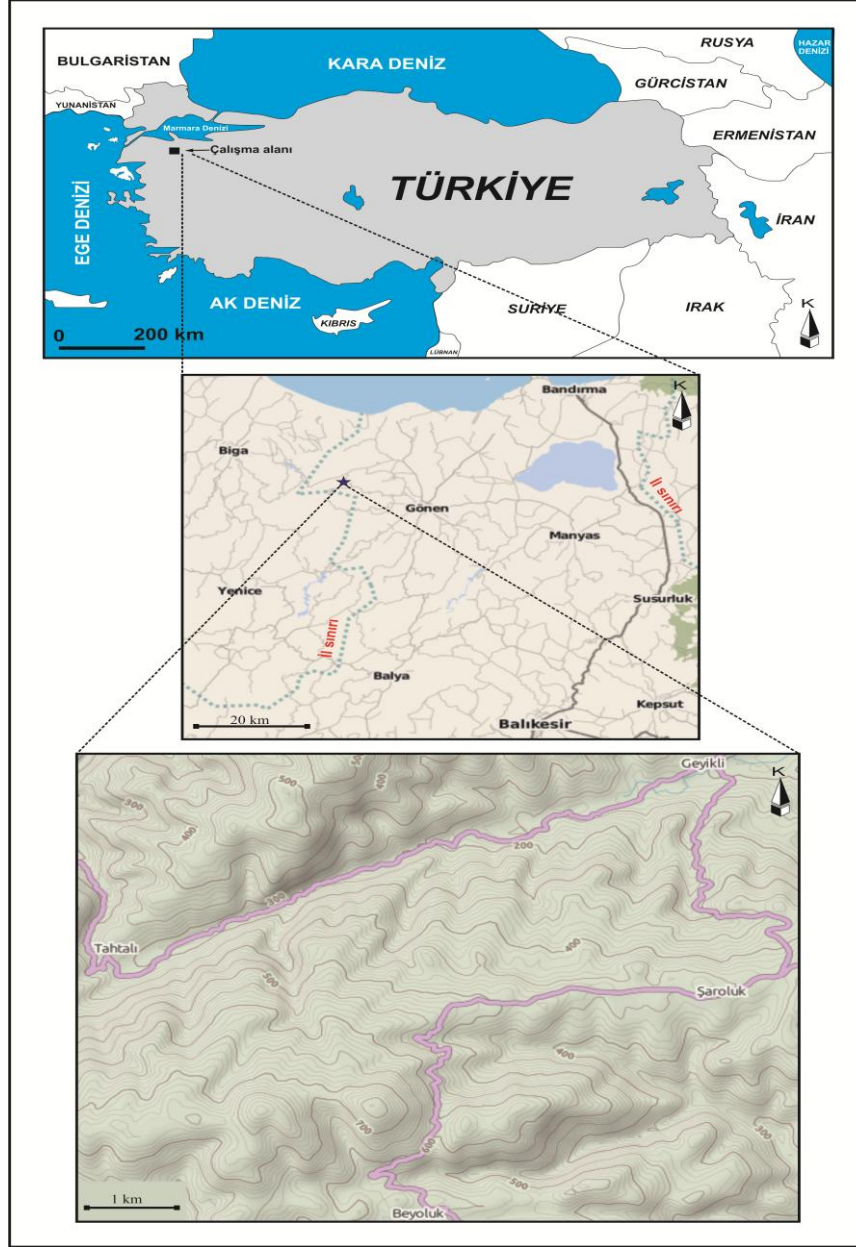
Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak hazırlanmış olan bu çalışma, Şaroluk Köyü (Gönen) civarında mostra veren Şaroluk Granotoyidi' nin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin ortaya konması amacıyla yapılmıştır. Bölgede mostra veren Şaroluk Granotoyidi' nin jeolojik özelliklerini ve yan birimlerle olan ilişkilerini belirlemek amacıyla 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır. Çalışma alanı içerisinde bulunan birimlerden sistematik olarak derlenen örneklerin petrografik özellikleri ortaya konularak, elde edilen veriler sonucunda jeokimyasal çalışmalar için uygun olan örnekler üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Bütün çalışmalar sonucunda ise oluşum mekanizması ve kökeni hakkında fikirler elde edilmiştir.

1.2 Konum

Çalışma sahası Balıkesir İl merkezinin yaklaşık 80 km Kuzeybatısındaki Gönen İlçesi'ne bağlı Şaroluk Köyü civarını kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Bandırma H18-C2 1/25.000 ölçekli topoğrafik paftasında yaklaşık 80 km² lik bir alanı kapsayan inceleme alanı Geyikli, Tahtalı, Beyoluk ve Şaroluk Köyleri arasında yer almaktadır.

Morfolojik özelliklerine bakıldığında ise yükseklik 781 m ile 127 m arasında değişmektedir. İnceleme alanı içerisinde gözlenen başlıca yükseltiler İhlamur Tepe (450 m), Dibek Tepe (338 m), Kara Tepe (226 m), Çilingir Tepe (490 m), Kocataş Tepe (494 m), Sada Tepe (664 m), Yongalık Tepe (644 m), Koca Tepe (768 m), Porta Tepe (781 m), Bayırganlık Tepe (752 m) ve Makina Tepe (738m)' dir (Ek-1). Çalışma sahasında bulunan en büyük akarsu ise Değirmen Dere'dir.



Şekil 1.1: Çalışma sahasının yer buldu haritası.

1.2.1 Ulaşım

Balıkesir ili ve Gönen ilçesi arasındaki ulaşım asfalt yol ile sağlanabilmektedir. Gönen İlçesi' nden Şaroluk Köyü' ne ulaşım için iki farklı güzergâh bulunmaktadır. Birinci güzergâh Hasanbey-Gündoğan-Sarıköy-Armutlu-Geyikli Köyü ve ikinci güzergâh Akçapınar-Dumanalan Köyü üzerinden geçmektedir. Birinci güzergâh üzerinde iklimsel değişikliklerde ulaşım aksama oluşmamasına karşın, ikinci güzergâhta aksamlar olabilmektedir.

1.2.2 İklim ve Bitki Örtüsü

Marmara Bölgesi'nin Balıkesir iline bağlı olan Gönen İlçesi; doğuda Manyas ilçesi, batıda Biga ve Yenice ilçeleri, kuzeyde Marmara Denizi ve Erdek Körfezi, güneyde ise Balya ilçesi ile çevrilidir. İlçe merkezinin deniz seviyesinden yüksekliği 33 metre ve toplam alanı 1152 km² olup 40°06' kuzey enlemleri ile 27° 38' doğu boylamlarında yer almaktadır. Kaz dağlarından doğan Gönen çayı şehrin içinden geçerek Marmara Denizi'ne dökülmektedir. İlçenin merkezi ve kuzey doğu bölümü ovalarla, batı ve güney doğu bölümü ise tepelik ve dağlık alanlarla kaplıdır. Orta bölümünde ise Gönen ovası yer almaktadır.

Gönen ve çevresi Akdeniz ile Karadeniz iklimlerinin etkisi altındadır. Kuzeyde doğal engel olmadığı için Marmara denizinin etkisi görülür. Geçiş iklim özelliklerinin hâkim olduğu sahada yazlar sıcak, kışlar ise yağışlıdır. Çevredeki yüksek sahalarda iklim biraz daha karasal etkiler taşır. Gönen'de yıllık sıcaklık ortalaması 13.9 °C dir. Yağış ortalaması 657 milimetredir. Bitki örtüsü iklim şartlarına göre gelişmiş olup, Batı ve güneyde ormanlık alanlar geniş yer kaplamaktadır. Ayrıca ilçe jeotermal kaynak açısından zengin bir bölgedir.

1.3 Önceki Çalışmalar

Biga Yarımadası ve çevresi karmaşık bir jeoloji sunmasından dolayı birçok araştırmacı tarafından değişik amaçlarla incelenmiştir. Bölgedeki önemli araştırmalar kronolojik olarak şöyle sıralanmıştır;

Gümüş (1964); Kalabak çevresinde yüzlek veren siyah renkli mermerli fillit ve şistleri Silüryen-Devoniyen, serpantinleşmiş spilitleri Üst Devoniyen, Tepeoba civarındaki mermerli fillitleri Karbonifer olarak yaşlandırmıştır. Eybek granodiyoritinin bu birimleri kesen Hersiniyen orojenezine bağlı sıkışma sonucu oluşan sin-tektonik bir granit olarak tanımlamıştır. Çamlık bölgesindeki metagranodiyorit mostrası ise Eybek granodiyoritinin deformasyona uğramış kısımları olarak belirtmiştir. Belirtilen tüm birimlerin üzerine uyumsuz olarak örten arkoz, kumtaşı ve şeylerin Triyas-Orta Jurasik yaşlı uyumlu birim olarak belirten

Gümüş (1964), taban konglomerası ile başlayan Jurasik yaşlı kireçtaşı birimi ile sedimanter birimler arasında bir uyumsuzluğun olduğunu belirtmiştir.

Aslaner (1965); Kalabak köyünden batıya doğru Kazdağ-Zeytinli civarında yaptığı çalışmasında Karakaya Karmaşığında ait metamorfik kayaların tamamını Kazdağ Masifi birimleri içerisine dâhil etmiş, amfibolit ve gnaysları serinin alt kesimlerine, yeşilist fasiyesinde ki mermer, spilit, fillit ve metakumtaşlarını ise üst kesimler koymuştur. Eybek granodiyoritini ve Çamlık metagranodiyoritini tek bir birim altında toplamış ve Hersiniyen orojenezi sonrası Permiyen yaşlı, sıkışmanın ürünü olarak oluşan bugünkü Kazdağ Masifi ve Karakaya kompleksi olarak adlandırılan birimleri kestiğini belirtmiştir.

Bingöl (1969); Kazdağ Masifini anlatan çalışmasında kayaç birimlerini iki ana grupta sınıflandırmıştır. İlki; genç volkanizmaya ait olan kuvarslı bazaltlar ve piroklastikleri, riolitler ve ignimbiritik kayalar olarak tanımlamıştır. İkinci birim ise metamorfik kayaçlardan meydana gelmektedir. Bu kayaçları da kendi içerisinde iki kısma ayırarak, metaofiyolit, amfibolit, gnays ve mermerleri kata-mezosomatik birimler olarak ayırmıştır. Spilitlerden alınan örneklerden 304 ± 31 My yerleşme yaşı, Kazdağ Masifi gnayslarından aldığı örneklerden 233 ± 24 My metamorfizma yaşı, Karakaya birimlerinden aldığı örneklerden 174 ± 18 My diyajenez yaşı ve 25 ± 3 My Alpin metamorfizmasına karşılık gelen yaşları saptamıştır. Araştırmacı; Kazdağ Masifi'nin doğuda 5 km den daha kalın, şiddetli deforme olmuş Permo-Triyas bazik volkanik ve kırıntılı kayaçlar tarafından tektonik olarak üzerlendiğini belirtirler. Buna karşın batı kesimde ise Geç Kretase-Paleosen yaşlı okyanusal melanaj Kazdağ metamorfik kayaçlarının üzerinde bulunur. Ayrıca Kazdağ Masifi'nin Geç Oligosen Plütonları tarafından sokuluma uğradığını belirtmiştir.

Bingöl vd., (1973); Kazdağ Masifi'ni Permiyen öncesine ait amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış metamorfik birimler olduklarını, İçerdiği Geç Permiyen olistolitleri ve üstüne uyumsuzlukla geldiği düşünülen Orta Triyas kireçtaşlarından dolayı Karakaya Kompleksine yaşını Erken Triyas olarak tanımlamıştır. (Bingöl, 1968).

Bingöl vd., (1975); Biga Yarımadası'nda yapılan çalışma sonucunda içerisinde Permo-Karbonifer ve Alt Triyas yaşlı rekristalize kireçtaşı bloklarını barındıran, spilit ve grovakça baskın kayaç birimini Karakaya Kompleksi adı altında

ilk kez adlandırmışlardır. Birimin Pontidler'de ki geniş dağılımına önem vermiş ve kompleksin Biga Yarımadası'ndan başlayarak Ankara'ya civarlarına kadar uzandığını belirtmişlerdir.

Ercan (1979); Batı Anadolu'da gelişen Tersiyer Volkanizması'nın dalma batma ile ilişkili geliştiğini ve sokulum kayaçları haricinde Erken – Orta Miyosen 'de yoğun şekilde riyoit, andezit, dasit ve asidik piroklastiklerin Biga Yarımadası ve çevresinde geniş yayılım sunduklarını ortaya koymuştur.

Şengör ve Yılmaz (1981); Şarköy'ün kuzeyinde yer alan ofiyolitik melanjin Intra- Pontid sutureunun yerini işaret ettiğini belirterek bununla birlikte ofiyolitik melanjinlerin oluştuğu yerlerden daha uzak bölgelere taşındıklarını söylemişlerdir.

Tekeli (1981); Karakaya Kompleksinin dağılımını Ankara'dan Doğu Pontidlerde yer alan Tokat Masifi'ne uzatmıştır ve Karakaya Kompleksini alt metamorfik istif ve üst bloklu seri olmak üzere ikiye ayırmıştır. Araştırmacı bu iki seriyi Kuzey Anadolu melanji olarak adlandırmıştır.

Şentürk ve Okay, (1984); Çetmi melanjinin; Serpantinit, metadolerit, metaçört, fillit, mavi şist, diyorit, spilit, rekristalize kireçtaşı gibi farklı kayaç türlerinden oluşması en tipik özelliği olup; klasik melanjlerde görülenden farklı olarak birimi oluşturan kayaç bloklarının bir bağlayıcıdan yoksun olarak beraber bulunmasıdır. Birim içerisinde yer alan blokların dokanaklarında faylanmalar göstermesi dalma batma kuşağında meydana gelmiş bir karmaşık olduğunun göstergesidir ve Çetmi Melanjı'nın bölgeye yerleşme yaşının Geç Kretase olarak belirtilmiştir.

Okay, (1986); Karakaya Orojenezi diye nitelendirilen Triyas tektonik hareketlerine ait veriler Ezine kuzeyinde mevcuttur. Sakarya kuşağı, kuzey ve kuzeybatı Anadolu'da geniş alanlar kaplamakta, Permo-Triyas yaşlı bir temelden ve bunları örten Mesozoyik-Tersiyer yaşlı volkano-sedimanter kayalardan oluşan topluluktur ve Doğu Karadeniz bölgesinden Kuzeybatı Anadolu'ya kadar uzanmakta olduğunu belirtmiştir.

Okay (1987); özellikle Bayramiç güneyinde Çetmi ofiyolitik melanjinine ait kayaların, Miyosen kayaları tarafından uyumsuzlukla örtülmesinden dolayı melanjin yerleşme yaşının Geç Kretase-Miyosen aralığında olabileceğini belirtmiştir.

Siyako vd., (1989); Balıkesir bölgesinde Edremit Körfezi ve çevresini de yapılan çalışmalarında, bölgede görülen Tersiyer serisinin Biga Yarımadası birimleri ile benzerliğinin karşılaştırmasını yapmıştır. Araştırmacılar bölgede Erken-Orta Miyosen döneminde kalkalkalen karakterli volkanizmanın yoğun aktivitesini belirtmiş ve bu volkanizmayla eş zaman aralığında oluşan havzalar içerisinde bitümlü şeyllerin çökeldiğini belirtmiştir. Kuzey Anadolu Fayı uzanımının bir parçası olan Biga Yarımadası'ndaki bulgularla Erken Miyosen yaşlı olarak ifade etmiştir. Kazdağlarının oluşumun mekanizmasının bölgedeki doğrultu atımlı faylara bağlı olarak basınçla bağlantılı yükselme şeklinde sırt oluşumu ile açıklamaktadırlar. Ayrıca araştırmacılar Kazdağ grubu metamorfik kayaçlarının yaşının Triyas olduğunu belirtir.

Yılmaz (1989); Çalışmasında tüm Batı Anadolu'yu kapsayacak şekilde volkanikler ile ilgili yaptığı çalışmalarla, Batı Anadolu'daki Geç Miyosen başına kadar devam eden genç volkanizmanın, dalma-batma ile uyumlu A tipi yoğun tektonik etkilere bağlı geliştiğini belirtmiştir.

Okay vd., (1990); Gelibolu ve Biga Yarımada'nda gözlenen kuzeydoğu-güneybatı yönünde yayılım gösteren Tersiyer öncesi oluşan dört farklı tektonik kuşağa ayırmışlardır. Batıdan itibaren ayırtılan kuşaklar; Gelibolu, Sakarya, Ayvacık ve Ezine kuşaklarıdır. Ezine kuşağının batısında yüzlek veren Permo-Karbonifer yaşlı sedimanter bir istifin, yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği, doğuya doğru gidildikçe ise metamorfizma derecesinin arttığını ve ayrıca bu istif Permo-Triyas'ta üzerlemiş bir ofiyolit biriminin olduğunu belirterek; Karakaya Kompleksi içerisindeki ilişkilerini gözlemekte zorluk çekildiği ve birlikte yakın yaşta olup farklı değişik havzalarda ve tektonik ortamların özelliklerini yansıtan dört farklı birime ayırmışlardır. Bu istif içerisindeki birimler alttan üste doğru Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar birimi ve Çal birimi olarak adlanmıştır.

Okay vd., (1991); Çetmi melanji Biga Yarımadası'nda Karabiga bölgesinde, Kazdağı'nın batısında ve Marmara Adası'nın kuzeyinde yüzlek vermektedir. Melanj içindeki kireçtaşı bloklarının yaşı Geç Triyas'dan Kretase'ye kadar değişmektedir. Genç bloklar Karabiga'nın batısında Senomaniyen-Turoniyen yaşındayken Kazdağ Masifi'nin batısında Turoniyen-Koniasiyen yaşında olduğunu belirtmişlerdir.

Ercan vd., (1995); Biga Yarımadası'nda yayılım gösteren Oligosen – Erken/Orta Miyosen yaşlı volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri ile Sr-Nd izotop verileri bunların tümünün karma (hibrid) karakterli olduklarını belirtmiştir. Orta Miyosen' den itibaren bölgede yeni bir tektonik sürecin etkin olduğu ve K-G yönlü açılma tektoniğinin gelişmesiyle beraber kıtasal kabuk kalınlığı azalmıştır. Öncesinde kıtasal kabuktan kirlenmeyle hibrid volkanikleri meydana getiren magma, açılma tektoniği sistemiyle kıtasal kabuğun normal kalınlığına ulaşırken bu özelliğini kaybederek incelen kabuk içinde kirlenmemiş bir şekilde yüzeye ulaşmış ve Geç Miyosen yaşlı alkali karakterli bazaltik lavları oluşturmuştur.

Genç ve Yılmaz, (1995); Noriye'de gerçekleşen Karakaya dağ oluşumu sonrasında Triyas – Erken Liyas'da Biga yarımadası'nda yükselmiş, aşınmış ve Liyas'da moloz tipi parçalı klastikler ile belirtilen bir transgresyona uğramıştır. Geç Jurasik – Kretase döneminde Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Pontid iç okyanusuna, güneyde ise İzmir-Ankara okyanusu tarafında bir kıtasal kenarında şelf ortamı oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Karacık, (1995); Tersiyer magmatizmasının ürünü olan Kestanbol, Etili, Karaköy ve Evciler plütonlarını ve Biga Yarımadası'nda Alt Miyosen yaşlı volkanizma ile oluşan sığ sokulumlar şeklinde tanımlamışlardır. Tersiyer magmatizmasının ürünleri olan plütonlar KD-GB eksenli elipsoidal magmatik birimlerdir ve bunlar aynı bileşimli, ince-orta taneli volkanik kayalarla etrafi çevrilidir. Bu evrenin magmatik kayaları potasyumlu kalkalkalen ve kısmi olarak şoşonitik karakterdedir. Bu magmatik intrüzyonlardan elde edilen jeokimyasal veriler magmatizmanın melez kökenli olduğunu göstermektedir.

Okay vd., (1997); yaptıkları çalışmaya göre Karakaya kompleksi içerisindeki metamorfik kayaların Biga Yarımadası'nın temel birimini oluşturduğunu bildirmişler ve çalışma alanı çevresindeki düşük dereceli metamorfik karbonat istifinin Geç Permiyen-Erken Triyas zamanlarında Gondvana'nın kenar kısımlarında oluşabileceğini öne sürmüştür. Ezine çevresinde yüzlek veren ofiyolitik kayaların taban kısımlarında derlenen örneklerde Ar40-Ar39 yöntemi ile yapılan yaş verilerinde ofiyolit bölgeye yerleşiminin, Erken Kretase'de (118 My-Aptian) olduğunu saptamışlardır.

Picket ve Robertson, (1995); tarafından adlandırılan Kazdağ grubu temeli Permiyen öncesinde metaofiyolitler, amfibolit, gnays, mermer ve şistlerden oluşmaktadır. Bu yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşan Kazdağ Masifi KD yönelimli yapısal bir kubbe oluşturmakta olduğunu belirtmişlerdir.

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

Karacık ve Yılmaz, (2008); Bölgedeki magmatizmanın önceki yıllarda birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve genel olarak "Genç volkanikler – Tersiyer volkanikleri" adı altında tüm Batı Anadolu genelinde topluca değerlendirilmişlerdir.

Lips (1998); Pelagoniyen deformasyonunu da içine alan doktora tezinde Rodop, Kazdağ ve Menderes Masifleri'nin kinematik analizlerini yaparak bu masifler birbirleriyle karşılaştırmıştır. Kazdağ Masifi'nin batı kesiminde Lips (1998) Paleosen'de Kazdağ çekirdek kompleksinin milonitizasyonunun 50-55 My, granitizasyonun ise 20-25 My önce başladığını belirtmiştir. Kazdağ'ı yükselten sıyrılmaya fayı Erken Miyosen yaşlı olduğunu ve Edremit grabeninin ise bu olaylardan bağımsız Kuzey Anadolu Fayı denetiminde geliştiğini belirtmiştir.

Barr vd., (1999); Rodop Masifi baskın olarak kuvars-mika şist, gnays ile kalk-şist, mermer ve amfibolit düzeylerinden oluşmakta olup, masifin ilk olarak eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğramış daha sonra amfibolit fasiyesi metamorfizması gelişmiş ve bu metamorfizmayı düşük basınç yeşilist fasiyesi metamorfizmasının izlediğini belirtmişlerdir.

Aldanmaz vd., (2000); Batı Anadolu bölgesinin Eosen çarpışmasını izleyen dönemde kalınlaşmaya uğradığını ve orojenik olarak çökmeye başladığını belirtmektedir. Bununla birlikte çarpışmayla ilişkili olarak meydana gelen volkanizmanın ilk evrelerinde (Erken Miyosen < 21 My) bazaltik andezitten riyolit bileşimine değişen lavlar ve piroklastik çökeller meydana gelmiştir. Araştırmacılar, Orta Miyosen'deki volkanizmanın açılma havzalarıyla ilişkili olarak meydana geldiği gibi lav akıntıları ve bazalt – andezit bileşimli dayklar içerdiğini

vurgulamaktadır. Bunun yanında Erken – Orta Miyosen kayaçları kalk-alkalin ve şaşonitik karakter gösterir. Geç Miyosen volkanizması (<11My) açılma zonları boyunca yüzeye çıkan alkali bazaltlar ve bazanitlerle karakterize olmaktadır. Volkanik kayaçları yaşlarına, ana – iz element ve izotopik karakteristiklerine göre iki ana gruba ayırmıştır. Bunlar; Alt – Orta Miyosen kalk-alkalin ve şaşonitik kayaçlar (21.3–15.2 My), Üst Miyosen alkali kayaçlar (11.4– 8.3 My) olarak tanımlamışlardır.

Okay, (2000); Pontid-içi okyanusunun kapanması (Orta Paleosen – Orta Eosen) ile oluşan Erken Tersiyer – Alpin bindirmelerin Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olmakta olduğunu, sonuçta Geç Tersiyer zamanında gerçekleşen kısmi ergime ve yoğun olarak Geç Oligosen – Erken Miyosen kalk-alkalen magmatizması geliştiğini ortaya koymuştur.

Okay ve Satır (2000a) ; Çamlıca metamorfitlelerinde bazı metabazit kayaçlarda granat + omfasit + glokofan + rutil ± paragonitten oluşan eklojit fasiyesi birliktelikleri içermeleri ve metabazik kayaçlarda kuvars-mika şistlerin sık sık ardalı olarak bulunmaları nedeniyle Çamlıca metamorfitlelerinin eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini ifade ederler. Yine aynı araştırmacılar kuvars şist ve mika şistlerden derlenen örneklerden elde edilen fengit Rb/Sr izotop yaşların 64-69 My arasında olduğunu ve eklojit fasiyesinde ki metamorfizmanın yaşının Maestrihtiyen'e karşılık geldiğini belirtirler. Sonuçta Çamlıca metamorfiklerinin eş litolojik ve metamorfik özellikler sunan Rodop metamorfik kayaçlarını oluşturan kompleksinin bir parçası olduğunu işaret ederler.

Okay vd., (2001); Batı Anadolu bölgesinin Geç Kretase-Erken Eosen dönemi içerisinde dört farklı tektonik süreçten etkilendiği ve bu dört tektonik sürecin dalma-batma, ofiyolitlerin yerleşmesi, yüksek P - düşük T metamorfizması ve kıta-kıta çarpışması olarak belirtilmiştir. Geç Kretase'de Türkiye'nin batı kısmı kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki kıtadan oluşmaktadır.

Yılmaz vd., (2001); Biga Yarımadası'nda iki magmatik grup ayırt etmişlerdir. Oligosen – Erken Miyosen sırasında oluşan ortaç – felsik kalkalkalen topluluk birinci grubu oluşturur. Diğer magmatik grup ise Geç Miyosen – Pliyosen sırasında oluşmuştur. Bu evre boyunca alkali bazaltlar meydana gelmiştir. Bunların jeokimyasal verilerde rift tipi bazaltlar ile benzer özellik gösterdiklerini belirterek, bu süreçte Batı Anadolu'da Kuzey-Güney yönlü açılma rejimi etkisinde Doğu-Batı

yönlü horst ve grabenler gelişmiştir. Oligosen – Orta Miyosen zamanında Sakarya Kıtası ve Torid/Anatolid kıtası arasında yaygın olarak gelişen çarpışma sonrasında magmatizma ile meydana gelmiştir.

Yıkılmaz vd., (2002); Biga Yarımadasının Tersiyer evrimi ile ilgili yaptıkları çalışmalarında, Orta Eosen yaşlı sığ denizel kireçtaşı birimi üzerine uyumlu olarak andezit ve andezitik tuf ara katkılı Üst Eosen yaşlı türbiditlerle başladığı ancak Biga batı kesimlerinde bazalt, pelajik kireçtaşı, grovak, moloz akıntıları ve olistolit karakterli kireçtaşı bloklarından meydana gelen ve Ballıkaya Fm. olarak adlandırılmış olan pelajik bir Paleosen istifinin de var olduğu belirtilmektedir. Biga Yarımadası'nda Erken Eosen – Geç Miyosen sonlarına kadar volkanizmanın etkili olduğunu belirtmişlerdir.

Beccaletto ve Jenny (2004); tarafından serpantinleşmiş peridotitlerden yapılmış Denizgören ofiyoliti birimi, metabazit ara katkılı tektonik dilimleri olmasından dolayı, Ezine grubunun üzerinde yer aldığı ve bu iki birim arasındaki metabazik katkılı tektonik dilimlerinin Denizgören ofiyolit olarak adlandırılan birim kıtaya yerleşmesi sırasında oluşmuş ofiyolit tabanı metamorfite olarak yorumlamışlardır. Ayrıca Ezine grubunun, Permo-Triyas riftleşmesiyle oluşmuş Maliak/ Meliata okyanusunun kuzeyindeki Rodop pasif kıta kenarının bir parçası olduğunu önermektedir. Aynı araştırmacılar Denizgören ofiyolitinin Ezine grubunu üzerlemesi, tüm Rodop'u etkileyen ve Jurasik-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesiyle tanımlanan Balkan orojenezinin bir parçasını oluşturduğunu belirtmektedirler.

Duru vd., (2004); Kazdağı grubunu meydana getiren yüksek dereceli metamorfik kayaların, Kuzeybatı Anadolu'da Karakaya Karmaşığı altından bir tektonik pencere şeklinde yüzelediğini söylemişlerdir. Araştırmacılar amfibolit fasiyesi etkisinde metamorfizmaya uğramış Kazdağ Grubu metamorfitelerini; Fındıklı ve Tozlu formasyonları olarak ayırtlanmıştır. Kazdağ metamorfiteleri çevrelerinde yüzlek veren Permiyen-Miyosen yaşlı kayalarla tektonik dokanaklı ve Oligosen-Miyosen yaşlı granitlerle kesilmiştir. Kazdağ metamorfiteleri üzerinde yer alan en yaşlı birim Pliosen yaşlıdır.

Okay ve Göncüoğlu (2004); Çalışmalarında Karakaya karmaşığını iki ana bölümde ayırmışlardır. Bunlar: Alt Karakaya Karmaşığı ve Üst Karakaya

karmaşığdır. Karakaya Kompleksi'nin sedimantasyonu ve tektonik sürecini açıklayan iki model ön görülmüştür. İlk olarak Rift modelinde, Karakaya Karmaşığı kayaçları Geç Permiyen yaşlı bir riftte oluşmuştur, bu rift oluşumu daha sonra okyanusal bir kenar denizine dönüşmüştür. Geç Triyas'ta kapanmıştır.

Yaltırak ve Okay (2004); Kazdağlarının ana yapısını oluşturan amfibolit-granulit fasiyesinde ki metamorfik birimleri Kazdağ Grubu olarak anlatmaktadır. Kazdağ birimleri, bir faylanma ile metamorfik birimlerden oluşmuştur ve Karakaya Kompleksinden ayrılmaktadır. Araştırmacılar amfibolit-granulit fasiyesinde ki metamorfik birimleri kendi içerisinde dört stratigrafik birime ayırmışlardır.

Beccaletto ve Steiner (2005); Çetmi melanjının içerisinde sıyrılma fayı çevresinde küçük eliptik granitoidlerin bulunduğunu ve stratigrafik ilişkilerin bu granitoid kütlelerinin (29.94 ± 0.37 My, U-Pb zirkon) faylanma öncesi geliştiğini ifade etmektedirler. Araştırmacılar Küçükkuşu formasyonunun üst üyesinde yer alan detritik tüflerdeki biyotit tanelerini yaşlandırmışlar ve 34.4 ± 1.2 My yaş elde etmişlerdir. Bu yaş Küçükkuşu Formasyonunun çökeltme yaşı olarak yorumlamamışlar fakat üst üste oldukları için detritik materyali sağlayan kaynağın yaşı şeklinde yorumlamışlardır. Geç Eosen-Erken Oligosen tüfleri Biga Yarımadası'nın kuzey bölümünde yaygın olarak bulunmaktadır. Bunların yanında Kazdağ Masifi'nin güney kesiminde bulunan Şelale sıyrılma fayı taban bloğunda bulunan Kazdağ metamorfik kayalarını tavan bloğundaki Çetmi melanjından ve sedimanter Küçükkuşu Formasyonundan ayırmaktadır. Şelale sıyrılma fayı düşük açılı (<200), güneye eğimli ve sıyrılma yüzeyinde fay yapılarına sahiptir

Beccaletto vd., (2007); orta dereceli Kemer mikaşistleri Paleojen sırasında sünümlü, kırılğan-sünümlü makaslama ile ilişkili KD yönelimli genişlemenin izlerini taşımaktadır. Bu kayaç birimlerinin yüzeylemesi için alt sınırı Çamlıca metamorfikleri içerisinde yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizma yaşı olan Geç Kretase olarak verilmektedir. Üst sınırı ise Karabiga granitoidinin intrüzyon yaşı Erken Eosen'dir. Ayrıca Kemer mikaşistlerinin Tersiyer'in başlangıcında kuzey Ege bölgesinde sin-orojenik genişlemeye uğrayan yeni bir bölge olduğu belirtilmektedir. U-Pb yaşları genişlemeli deformasyonun Erken Eosen zamanında sonlandığını göstermektedir. Kemer mikaşistlerinin yüzeylemeyle ilişkili genişlemeli makaslama deformasyonunun yaşı Paleosen ve Erken Eosen'dir.

Bonev vd., (2009); Alakeçi milonit zonunu ana genişlemeli sünümlü kırılğan zon olarak yorumlamakta ve Kazdağ Masifi'nin KB kesiminin yüzeylemesinden sorumlu olduğunu belirtmektedirler. Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Kemer mikaşistlerindeki makaslama hareket yönü verileri KD tektonik taşınma yönünü vermektedir ve bu da uzama lineasyonlarıyla uyumlu olduğunu göstermektedir.

Şengün ve Çalık (2007); Biga Yarımadası'nın batısında yer alan Çamlıca metamorfik topluluğun alttan üste doğru sırasıyla; metalav, metatüf ve metapelitten oluşan ve arazide kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil renkte gözlenen Andıktaş formasyonu; muskovit-kuvars şist, granat şist, mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkşist, mermer, amfibolit ve eklojitten meydana gelen Dedetepe formasyonu ve en üstte ise fillit, mermer ve kalkşist ardalanmasından oluşan Salihler formasyonu içerisinde oluştuğunu belirtmektedirler. Petrografik çalışmalar sonucunda üç formasyon da gözlenen albit-epidot granat-klorit parajenezi Çamlıca metamorfik topluluğunun yeşilşist fasiyesinde metamorfizmayı temsil etmektedir. Ayrıca Çamlıca metamorfik topluluğunun içinde eklojit diliminin bulunduğunu ve eklojitlerde yüksek basınç metamorfizmasını gösteren yaygın granat + omfasit + glokofan + zoisit + amfibol ± sfen mineral topluluğu saptandığını ifade etmektedirler. Bu mineral topluluğu daha sonra gelişen amfibolit fasiyesinde ve en son olarak yeşilşist fasiyesinde retrograd bir metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfik kayalar bölgesel olarak bakıldığında Çamlıca metamorfik topluluğu litolojik ve stratigrafik nitelikleri ile metamorfizma özellikleri bakımından Sakarya Zonu içerisinde yüzlek veren İznik metamorfik topluluğunun eşleniği olabilecek özellikler içerdiğini belirtmişlerdir.

Altunkaynak ve Genç (2008); Biga Yarımadası'nda bölgesinde çarpışma sonrası Senezoyik magmatik hareketliklerin Orta Eosen' de (45.3 ± 0.9 My) başlayıp Miyosen sonlarında (8.32 ± 0.19 My) sona erdiğini belirtmektedir. Biga Yarımadası'ndaki Senezoyik volkanizma kalkalkalen, yüksek K'lu kalk-alkalen, şoşonitik, kısmen alkalen-alkalen volkanik serilerle karakterize olmaktadır. Bu volkanizmanın yaşının Orta Eosen'den Geç Miyosen'e kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Genel olarak Orta Eosen-Alt Miyosen volkanik kayaları subalkalen kökenli olmasına karşın Orta-Üst Miyosen volkanikleri alkalen karakterlidir. Araştırmacılar sınırlı izotopik verileri jeolojik bilgilerle değerlendirdiğinde yüksek dereceli metamorfizmaya neden olan termal olayın muhtemelen kısmi kıtasal

ergimeye neden olmuş olabileceğine bağlamaktadırlar. Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası gerilmenin başlangıcı muhtemelen Geç Oligosen'den (~ 24 My) önce olmuştur ve bu da Kazdağ çekirdek kompleksinin yüzeylemesiyle çakışmaktadır (Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004). Bölgede kıta-kıta çarpışmasının sonucunda litosferin ısıyı iletcek kadar incilmesi veya kıta altı litosferik mantonun kısmen tabakalar şeklinde dizilmesinin bir sonucu olarak Kazdağ Masifi'nin yüzeylemesi ve yükselmesi Astenosferik mantonun yükselmesiyle olmuş olabileceği ifade edilmektedir. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında bulunan astenosferin yükselmesi muhtemelen daha ince manto litosferinde ve kabukta jeotermal dereceyi arttırmıştır. Bu da ergimeye ve manto-kabuk eriyiklerinin karışmasına neden olmuştur. Sonuçta Erken Miyosen (24-18 My) lavların oluşumuna neden olmuştur. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında devam eden astenosferik yükselme bölgedeki tektonik gerilme ve bazaltik volkanizmada etkin rol oynadığını söylemişlerdir.

Karacık vd., (2008); Marmara'nın güneyinde bulunan Geç Kretase ve Miyosen arasında değişen yaşlara sahip granitoidleri iki gruba ayırmışlardır. Kuzeydekiler Eosen yaşlı (Karabiga, Kapıdağ, Avşa, Marmara) ve güneydekiler ise Miyosen yaşlıdır (Eybek, Kozak, Ilıca, Çataldağ, Eğrigöz). Araştırmacılara göre Eosen ve Miyosen magmaları farklı magmatik evrime sahiptir. Bütün Eosen granitoidleri çarpışmayla yaşıt alana düşmektedir. Buna karşın Miyosen granitoidleri ise geç ve çarpışma sonrası granit alanına düşmektedir. Marmara'nın güneyinde yer alan granitoidlerin jeokimyası ve jeodinamik özellikleri bunların kıtasal çarpışmanın sonucu olarak oluştuğunu göstermektedir. Bu bölgenin altında bulunan manto litosferi jeokimyasal olarak önceki dalma-batma olayından dolayı değiştiğini belirtmişlerdir.

Topuz vd., (2008); Ganos fayının güneyinde yer alan temel Geç Kretase yaşlı mavişist içeren ofiyolitik melanjdan oluştuğunu ve melanj içindeki Üst Kretase sedimentlerinden oluşan blokların yapısının arazideki konumları, gerekse mavişistlerden elde edilen jeokronolojik yaşlar Santoniyen sırasında aktif bir yitimi göstermekte olduğunu belirtmişlerdir.

Bonev vd., (2009); Kazdağ Masifi'nin kuzeybatısında bulunan Alakeçi milonit zonunun oluşumunda etkili olan metamorfizma ve milonit zonunun yaşının

elde edilmesi yönünde çalışmada bulunmuşlardır. Alakeçi milonit zonunun içerisinde yer alan milonitlerin bölgenin taban bloğunda yer alan Kazdağ metamorfik kayalarından ve Çetmi melanji içerisindeki farklı litolojilerinde türediği bulgusu elde edilmiştir. Milonitik zon içerisinde yer alan kayaların egemen mineral parajenezleri kuvars+feldspat+ muskovit+biyotit+granat±staurolit olduğu ve biyotit-granat minerallerinden kloritmesi sonucu oluşmuş ikincil klorit minerallerinden oluşmaktadır. Bu çalışma neticesinde; Alakeçi milonit zonunda ki yer alan kayalardan 6.9-5.7 kbar basınç ve 706-587 °C sıcaklık altında oluştuğuna dair veriler elde edilmiştir. Elde edilen bu veriler sonucunda milonitik zonun oluşmasında yüksek meamorfizma koşullarını etkili olduğu görülmektedir. Milonitik kayalardan derlenen örnekler üzerinden yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analizlerinde mika yaşları 26.97 ve 24.19 My arasında olduğu görülmüştür.

1.4 Materyal ve Yöntem

İnceleme alanında bulunan Şaroluk Granitoyidi ve yan kayaların özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yapılan çalışmalar saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak üç safhada gerçekleşmiştir.

1.4.1 Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları, Bandırma H18-c2 paftasında yer alan yaklaşık 80 km² lik alanda gerçekleşmiştir. Çalışmalar sırasında birimlerin özellikleri, dokanak ilişkileri ve tektonik unsurları göz önünde bulundurularak bölgenin 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuştur. İnceleme alanındaki birimlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerin belirlenmesi amacıyla farklı lokasyonlardan sistematik örnekler derlenmiştir. Derlenen örneklere ait lokasyonlar, Garmin marka GPS yardımıyla belirlenerek harita üzerine işlenmiştir. Ayrıca tektonik unsurlara ait ölçümler Brunton tip pusula ile yapılmıştır. Lokasyonlarda yapılan incelemeler sonrasında, birimi en iyi temsil eden kesimlerden fotoğraflama yapılmıştır.

1.4.2 Laboratuvar alışmaları

Laboratuvar alışmaları; mineralojik-petrografik incelemeler ve kimyasal analizlere ait çalışmaları kapsamaktadır. Araziden derlenen örnekler, kayaç türlerine göre sınıflandırılmıştır. Sınıflandırılan örneklerin mineralojik- petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında 25 adet ince kesiti hazırlanmıştır.

İnce kesitler üzerinde mineralojik-petrografik çalışmalar (modal, bileşim, doku, adlama) Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrografi Laboratuvarında bulunan OLYMPUS CX31P-OC-1 model polarize ışık mikroskobu ile yapılmıştır. Belirlenen mineralojik- petrografik özellikler yine aynı laboratuvarında bulunan OLYMPUS E-330 model fotoğraf makinesi ile kayıt altına alınmıştır.

Polarizen mikroskop incelemeleri sonucunda kimyasal analizlerde kullanabilir özellik taşıyan kayaç örnekleri belirlenmiştir. Belirlenen 16 adet kayaç örneğine ait ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri ODTÜ (Orta Doğu Teknik Üniversitesi) Kimyasal Analiz Laboratuvarında ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemiyle yapılmıştır.

1.4.3 Büro alışmaları

Büro alışmaları, arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen bulguların kimyasal analizlerle birlikte değerlendirilmesini içermektedir. Elde edilen tüm bulgular MİNPET ve GRAPHER gibi paket programlar yardımıyla değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır. Ayrıca alışma sahasına ait 1:25.000 ölçekli jeoloji haritasının hazırlanmasında, genelleştirilmiş stratigrafik kesitin oluşturulmasında ve diğer çizimlerde CorelDraw Graphics Suite programından yararlanılmıştır.

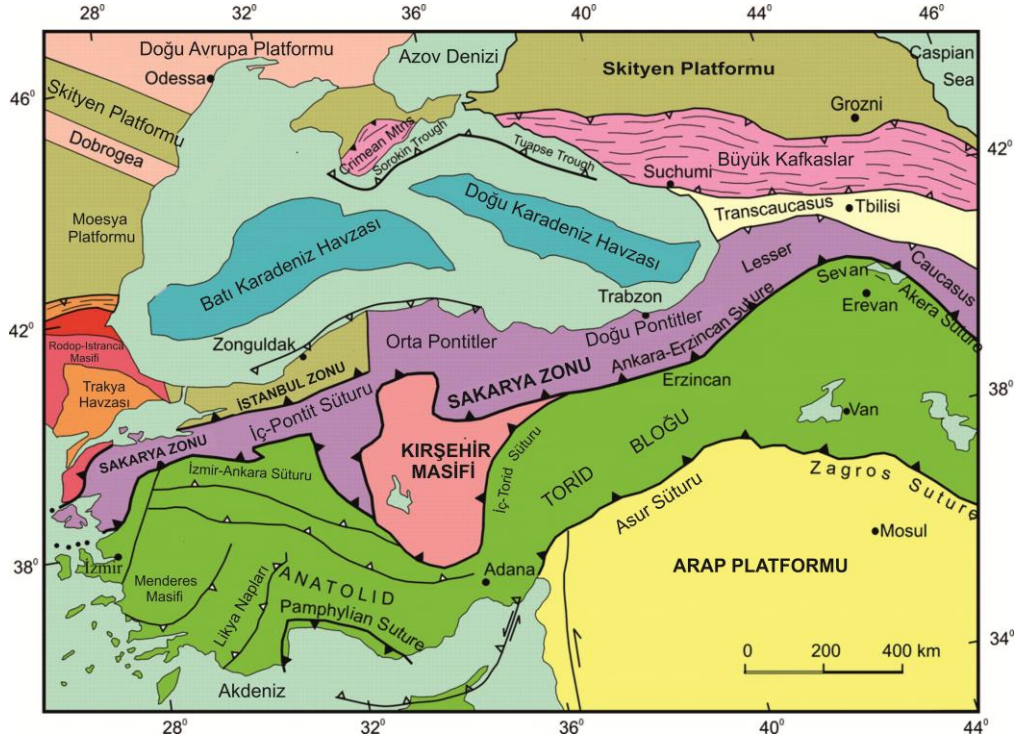
2. GENEL JEOLojİ

2.1 Bölgesel Jeoloji

Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) Geç Kretase' de başlayıp Tersiyer'e kadar zaman aralığında devam eden Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun, Sakarya kıtası altına doğru dalması sonucu tükenmesiyle, güneydeki Torid-Anatolid ve kuzeydeki Sakarya kıtası ile Erken Eosen' de çarpışmışlardır (Dilek ve Altunkaynak, 2007). Bu kıta-kıta çarpışması Anadolu Levhasının şekillenmesinde önemli bir rol oynamıştır. Anadolu Levhası suture zonlarına göre Sakarya Zonu, İstanbul Zonu, Rodop-Istranca Zonu, Torid-Anatolid Bloğu ve Arap Platformu olmak üzere beş ana tektonik birlikten oluşmaktadır (Okay ve Tüysüz,1999) (Şekil 2.1).

Kuzeybatı Anadolu'da, Pontidleri Anatolidlerden ayıran İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zonu (İAESZ)' nun kuzeyinde yer alan Sakarya Zonu, Permo-Triyas yaşlı, metamorfizma ve deformasyona uğramış kayaların üzerine Liyas'tan itibaren transgresif olarak kalın sedimanter istifin yerleştiği şekilde tanımlanmıştır (Okay, 1984). Sakarya Zonu, Okay vd., (1990) tarafından karmaşık bir şekilde deformasyona uğramış ve metamorfizma maruz kalmış Jura öncesi temel birimleri ile az oranda deformasyona uğramış ve metamorfizma geçirmemiş Jura-Tersiyer örtü olarak ayrılmıştır. Jura öncesi temel birimleri yine aynı araştırmacılar tarafından Karakaya Kompleksi, Kazdağ Metamorfitleri şeklinde ikiye ayrılmıştır.

Ayrıca Sakarya Zonu'nda, kıta-kıta çarpışması sonrası Tersiyer boyunca birçok magmatik faaliyetler sonucu oluşan derinlik ve yüzey kayaçları yer almaktadır.



Şekil 2.1: Türkiye ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

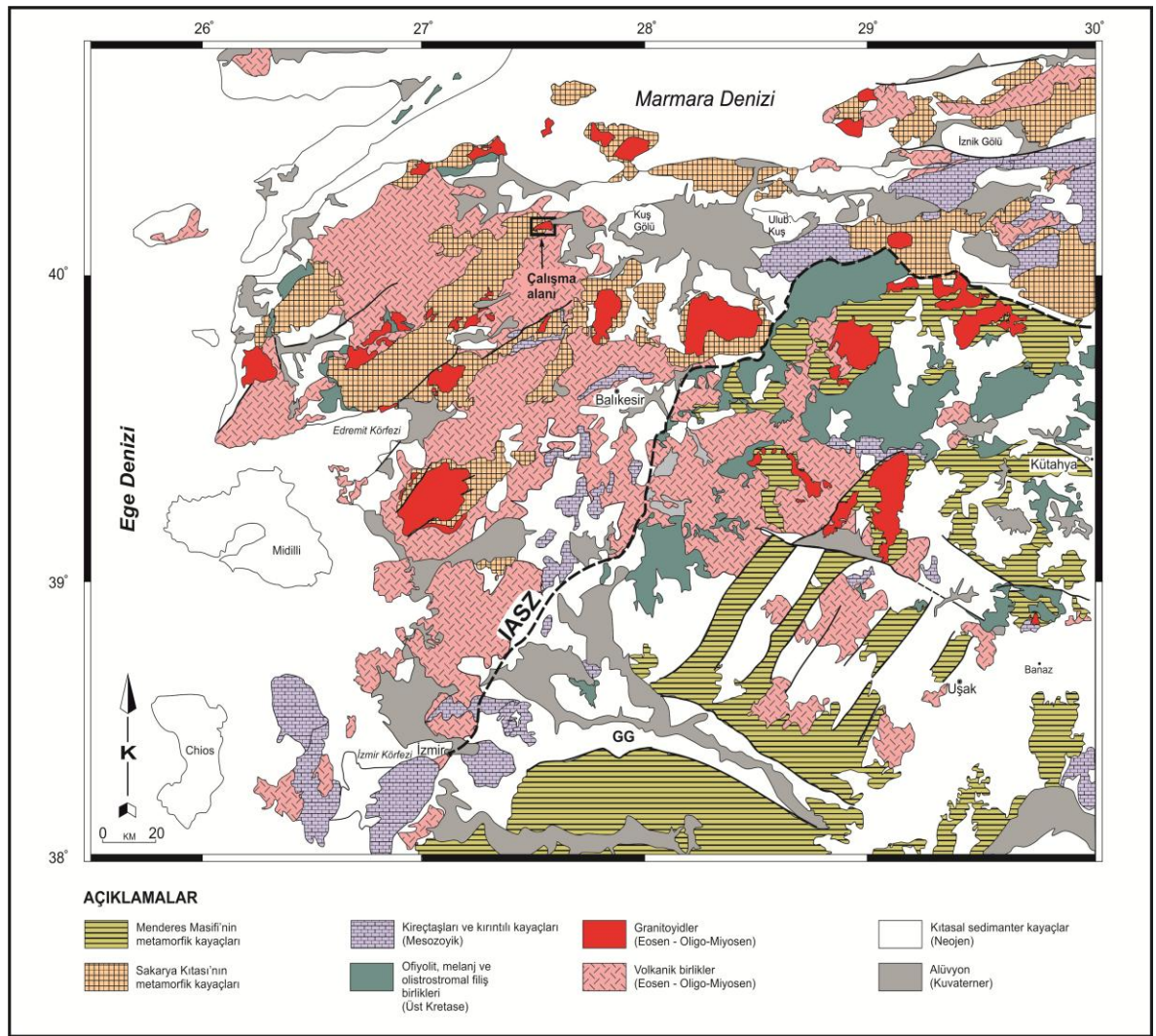
2.2 Batı Anadolu Magmatizması

Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtasının çarpışması Erken Eosen zamanında gerçekleşmiştir. Bu çarpışma sonrası kesikli olarak üç farklı mekanizmaya bağlı magmatizma meydana gelmiştir (Dilek ve Altunkaynak, 2007). İlk evre Erken Eosen- Erken Miyosen boyunca sürmüştür. Bu evrede oluşan magmatik kayalar dalma-batma ile ilişkilidir. Genellikle Orta-Yüksek K'lu ve kalkalkalen karakterlidir. Magmatizmanın oluşumunda; devam eden bölgesel basınç, orojenik kabuk kalınlığındaki gelişim, litosferik dalan kabuğun kırılma mekanizması önemli rol oynamıştır. Kıtasal kirlenme çok fazla görülmektedir.

Orta Miyosen'den itibaren bölgesel sıkışma yerini gerilme tektoniğine bırakmıştır. Bunun takibinde Batı Anadolu' da ki orojenik yükselmelerde ilk çöküntüler meydana gelmiştir. Orta Miyosen sonrası oluşan magmatizma deleminasyon ile ilişkilidir. Litosferik mantodan türeyen ergime, alkalin magmatizmanın oluşmasında ana rol oynamıştır. Bu süreçte kabuk kirlenmesi azalmış ve dalma-batma ile ilişkili etkiler görülmemektedir (Dilek ve Altunkaynak, 2007).

Magmatizmanın üçüncü evresi ise Geç Miyosen'de başlamış Geç Kuvaterner'e kadar devam etmiştir. Bu evrede ergime litosferik mantodaki basınç ferahlaması ile gerçekleşmiştir. Ege gerilme bölgesinde, incelmış kıtasal kabuk üzerinde magmatik akıntılar gerçekleşmiştir. Litosferik ölçekli fay sistemleri kontrollü, direk kirlenmemiş alkalen magma ilerleyerek yüzeye çıkmıştır (Dilek ve Altunkaynak, 2007).

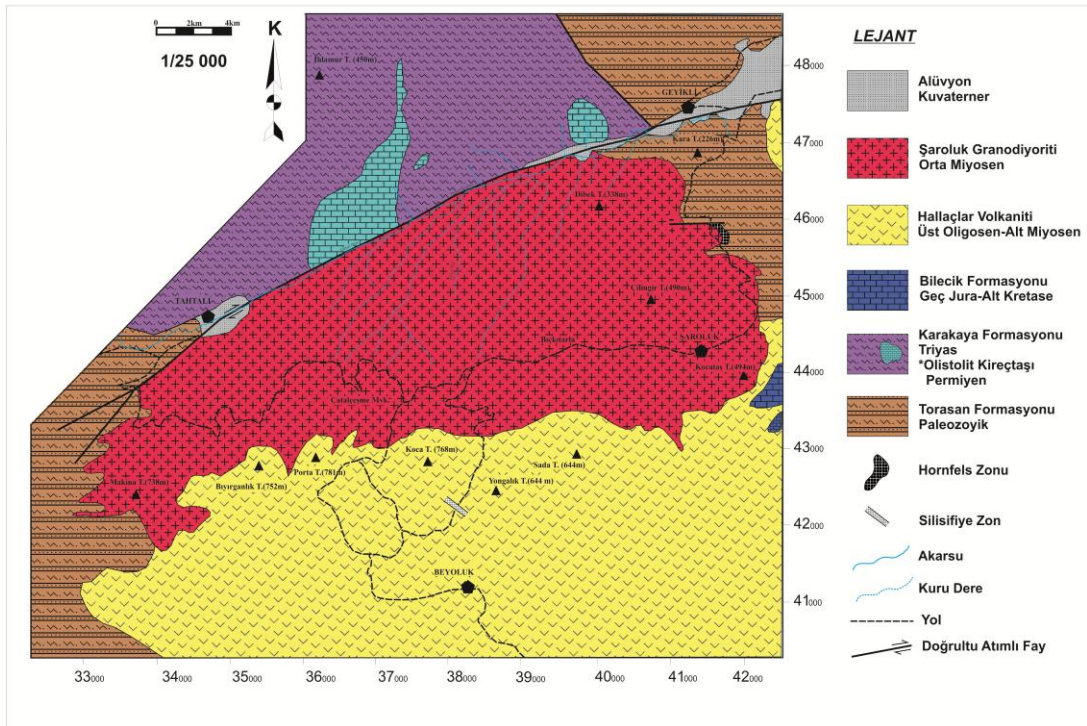
Batı Anadolu'da gözlenen Senozoyik magmatizmasına bakıldığında ise Kuzey'den Güney'e doğru gençleştiği görülmektedir.



Şekil 2.2: Batı ve Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nin Jeolojik Haritası (Bingöl, 1989'dan değiştirilerek).

2.3 Stratigrafi

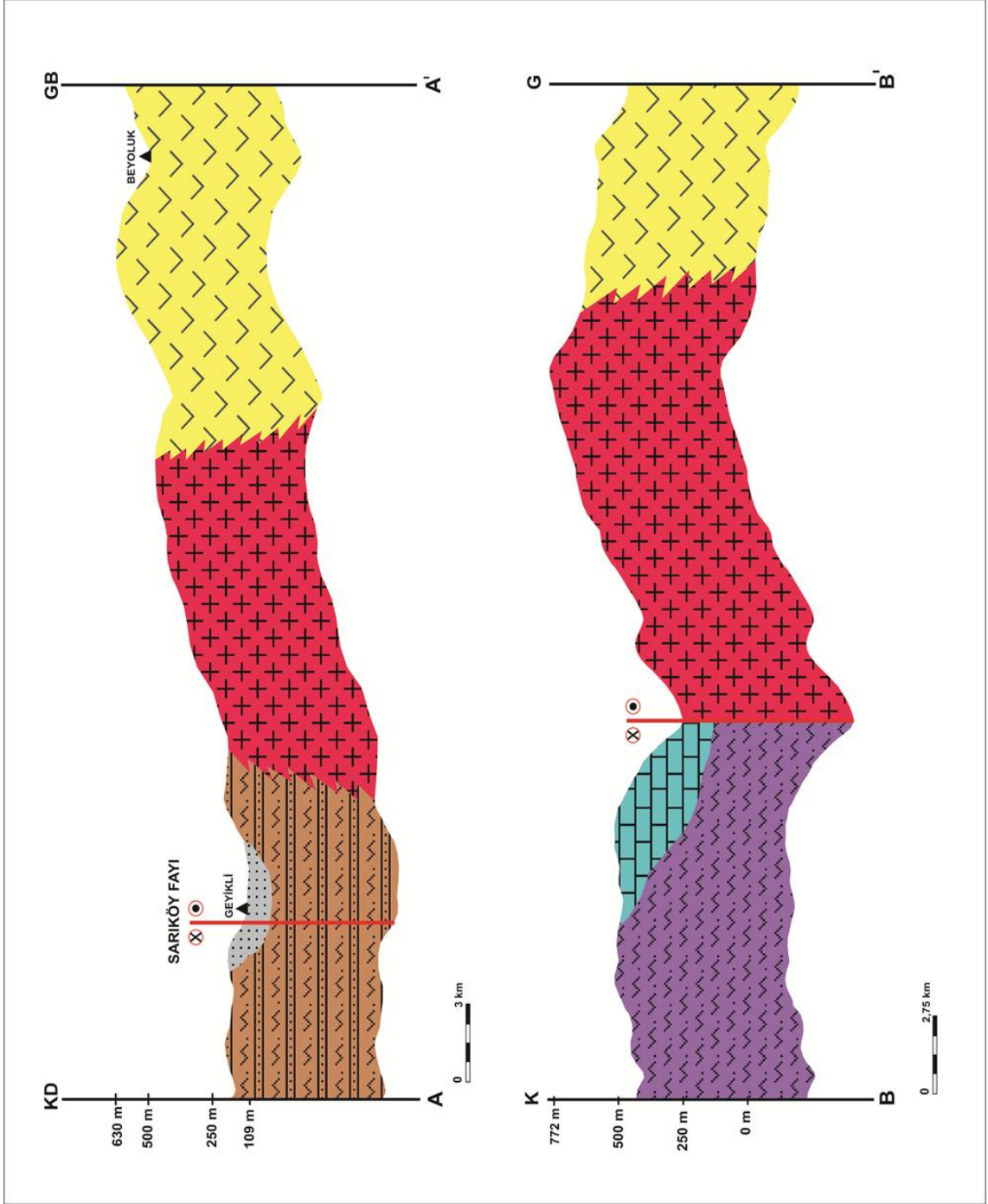
Çalışma alanı, İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu (IAESZ)'nin Kuzey'inde yer alan Şaroluk Granitoyidi çevresi olarak belirlenmiştir. İAESZ' nin kuzeyi ve güneyi iki farklı tektonik birlikle ifade edilmektedir. Çalışma alanı ise Kuzey' inde bulunan Sakarya Zonu içerisinde yer almaktadır. Bölgede temeli Paleozoyik yaşlı Torasan Formasyonu oluşturmaktadır. Torasan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu çalışma alanının Kuzey' inde geniş yayılım sunmaktadır (Şekil 2.3a). Karakaya Formasyonu içerisinde olistolit karakterli Permilen yaşlı Kireçtaşları mostra vermektedir. Karakaya Formasyonu üzerinde ise uyumsuz olarak yerleşen Jura-Kratase yaşlı Bilecik Formasyonu bulunmaktadır. Bilecik Formasyonu çalışma alanının Doğu'sunda az bir yayılım sunmaktadır. Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri keserek bölgeye uyumsuz olarak yerleşen Hallaçlar Formasyonu ise çalışma alanının Güney'inde geniş bir yayılım sunmaktadır. Çalışma konusunu oluşturan Şaroluk Granitoyidi ise tüm birimleri keserek yerleşmiştir. (Şekil 2.3b). Tüm birimleri uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı Alüvyon örtmektedir. Çalışma alanının jeolojik enine kesitleri Şekil 2.3c' de verilmiştir.



Şekil 2.3a: İnceleme alanının jeoloji haritası.

SİSTEM	SERİ	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
KUVATERNER	ORTA MİYOSEN	ŞAROLUK FM.		Alüvyon
				Granodiyorit *K/Ar - 22.6±0.8 My (Karacık vd.,2007)
OLİGO-MİYOSEN	ÜST OLİGOSEN ALT MİYOSEN	HALLAÇLAR FM.		Andezit, Dasit, Piroklastik kayalar *K/Ar - 27.3±0.8 My (Karacık vd., 2007)
				Uyumsuzluk
JURA-KRATASE	ÜST JURA- ALT KRATASE	BİLECİK FM.		Gri,bej renkli, orta/kalın tabakalı, oolit,biyoklast ve intraklast içeren mikritik ve spartik kireçtaşları
				Uyumsuzluk
TRİYAS		KARAKAYA FM.		Metakonglmera Metakumtaşı,tüf, kumtaşı,kumlu kireçtaşı, metavolkanit
				①Permiyen yaşlı olistolit karakterli kireçtaşı
PALEOZOYİK		TORASAN FM.		Fillat,şist,metariyolit, mermer,metaserpantinit vb.
				Hornfels Zonu

Şekil 2.3b: Çalışma alanının geliştirilmiş stratigrafik kesiti.



Şekil 2.3c: İnceleme alanının enine jeolojik kesitleri.

2.3.1 Torasan Formasyonu

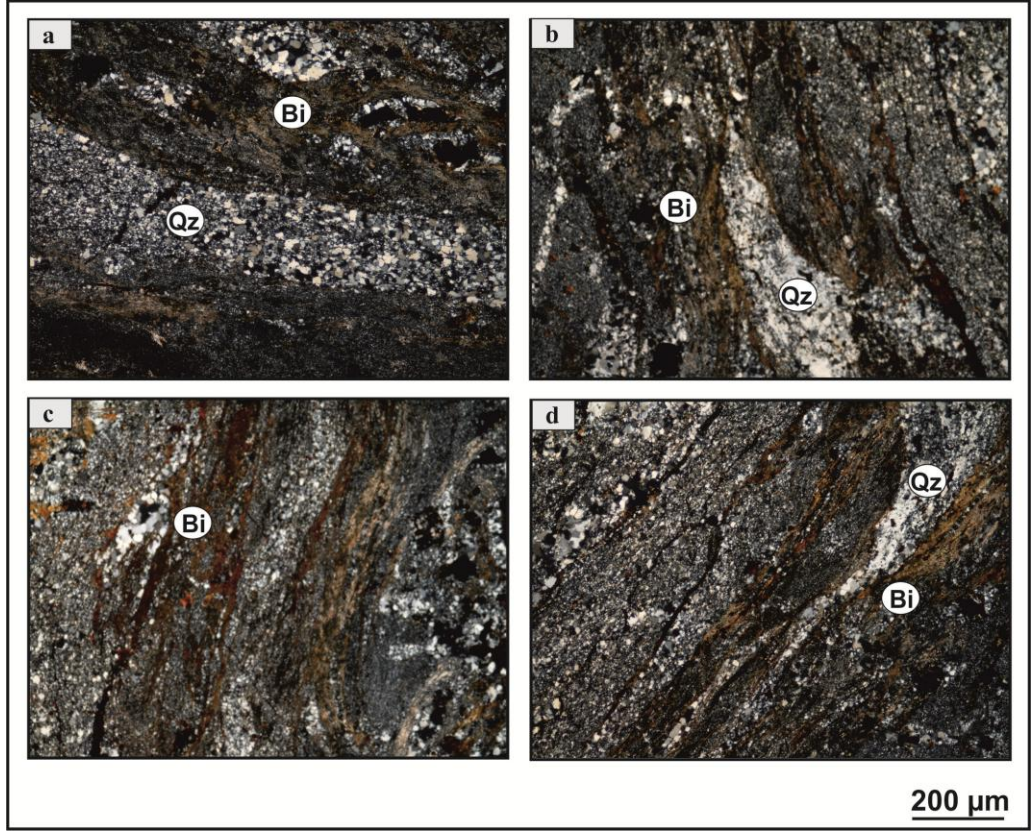
Birim ilk olarak Okay (1988) tarafından Karakaya Karmaşığı içerisinde Torasan Metamorfikleri olarak adlandırılmıştır. Düşük dereceli metamorfizma ürünü olan fillat ve şist türü metamorfik kayalardan oluşmaktadır.

Birim inceleme alanında Geyikli Köyü'nün kuzeyinde ve güneyinde, ayrıca Tahtalıköyü'nün güneybatısında mostra vermektedir. Torasan Formasyonu'nun mostra rengi koyu kahverengi, boz renkte olup taze yüzeyi ise açık yeşilimsi renktedir. Yapılan incelemeler sonucunda birimde iyi gelişmiş foliyasyonlar ve tektonizmaya bağlı yoğun kırıklanmalar gözlenmiştir. Foliyasyonlar boyunca yapılan incelemelerde kıvrımlanmalar dikkat çekmektedir (Şekil 2.4).

Torasan formasyonu, petrografik incelemeler sonucunda mika-klorit-kuvars şist, serizit-kuvars şist ve fillatlardan oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 2.5).



Şekil 2.4: Torasan Formasyonu içerisinde gelişen kıvrımlar.



Şekil 2.5: Torasan Formasyonu' na ait ince kesit fotoğrafları.

a) Mika-Kuvars Şist (Ç.N. 4X) **b)** Mika-Kuvars Şist (Ç.N. 4X) **c)** Mika-Kuvars Şist (Ç.N. 4X) **d)** Mika-Kuvars Şist, lepidogranoblastik doku. (Ç.N. 4X)

Metamorfizmanın etkileri birim içerisinde gelişen kıvrımlardan net olarak anlaşılmaktadır. Ayrıca çatlaklar boyunca yoğun demir oksit getirimleri mevcuttur. Torasan Formasyonu yanal girik olarak grimsi-sarı ve sarımsı-yeşil renkli, şisti doku gösteren foliasyon içeren metatüflere geçiş yapmaktadır. Bu metatüfler içerisinde yer yer metabazikler ve farklı kalınlıklarda karbonat içerikli düzeyleri yer almaktadır. Bu metatüf birimi ayrı birim altında Sazak Formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Sazak Formasyonu inceleme alanında mostra vermemektedir.

İnceleme alanında Torasan Formasyonu ile Şaroluk Granitoyidi arasındaki dokanakta gelişen hornfels zonu tespit edilmiştir (Şekil 2.5). Bu zonda yapılan jeolojik incelemelerde koyu mavi açık kahve renkte mostra rengine sahip olduğu ve oldukça sert özellikte olduğu gözlenmiştir. Ayrıca zon boyunca oluşan birim kendi içerisinde oldukça girift bir yapı sunmaktadır.



Şekil 2.6: Torasan formasyonu ile Şaroluk Granitoyidi arasında gelişen hornfels zonu.

2.3.2 Karakaya Formasyonu

Formasyon ilk olarak Bingöl (1968) tarafından Karakaya serisi, daha sonraki Bingöl ve diğ. (1973) yaptığı çalışmalarda Karakaya Formasyonu olarak adlanmıştır. Karakaya Kompleksi kendi içerisindeki kırıntılı ve volkano-sedimanter kayalar ile Karakaya Kompleksine ait diğer birimlerin ayırtılmamış bölümlerini kapsamaktadır. Birimin tip özellikleri inceleme alanı dışında kalan Ayvalık-İ17 paftası içerisinde Zeytinli köyü kuzeydoğusunda Karakaya mevki civarında gözlenmektedir. İnceleme alanında ise Sarıköy Fayı'nın kuzeyinde Tahtalı Köyü ve Ihlamur tepe civarında mostra vermektedir.

Birim genel olarak koyu kahve renkli yer yer koyu kırmızı renkli metakumtaşı, metakonglomera ve bazik volkanikler meydana gelmektedir. Birim içerisinde olistolit karakterli Permiyen yaşlı değişik boyutlardaki kireçtaşı blokları içermektedir (Şekil 2.7).



Şekil 2.7: Karakaya Formasyonu içerisinde gözlenen olistolit karakterli Permiyen yaşlı kireçtaşı.

Ayrıca birim içerisinde tektonik deformasyona bağlı bloklaşmalar sonucu eğimin yüksek olduğu yerlerde moloz akmaları gelişmiştir. Birim tektonik deformasyonlardan değişken olarak etkilenmiştir. Bazı kısımlarda sedimanter kayaçların ilksel özellikler çok iyi korunurken, tektonik deformasyona yoğun olarak etkilenmiş olan bölgelerde bloklar halindeyken ve ana tektonik hatlara yakın bölümlerde kısmen düşük dereceli metamorfizma etkileri görülmektedir. Birim bölgede Sarıköy Fayı boyunca gelişen tektonik etkenlerden fazlasıyla etkilenmiştir (Şekil 2.8).

Karakaya Formasyonunun yaşını direk belirleyecek olan tek örnek Balıkesir-İ19 paftası Akçal köyü doğusunda yer alan kiltaşları arasında 30-40 cm kalınlığına sahip ve otokton yeşil renkli, silisli çamurtaşları içerisinde saptanmıştır.



Şekil 2.8: Karakaya Formasyonu ile Şaroluk Granitoyidi arasındaki gelişen dokanak.

Karakaya Formasyonu'nun alt kesimlerinde karasal-sığ denizel koşullarda oluşmuş Arkozik kumtaşları ile geçişli olarak başlamakta, üste kısımları ise türbidit fasiyesinin hemen her alt fasiyesini içeren yamaç-havza ortamında çökelmiştir.

2.3.3 Bilecik Formasyonu

Sakarya Zonu içerisinde yaygın olarak yüzek veren, ilk kez Bilecik yöresinde Altınlı (1973) tarafından Bilecik kireçtaşları olarak adlandırılmış Geç Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı birimi birçok çalışmada da aynı adla kullanılmıştır. Biga Yarımadasında Alancık Formasyonu (Bingöl vd., 1973) olarak bilinen birim Okay vd., (1990) tarafından Bilecik kireçtaşı olarak tanımlanmıştır.

Bilecik Formasyonu inceleme alanında Kocataş Tepe'in doğusunda yüzlek vermektedir (Şekil 2.9). Birim genellikle açık pembe, gri renkli, ince taneli spartik kireçtaşlarından oluşur. Birim kendi içerisinde bol miktarda erime boşlukları içermektedir (Şekil 2.10).



Şekil 2.9: Bilecik Formasyonu'na ait mostra görünümü.

İnceleme alanında Bilecik Formasyonu ile Hallaçlar volkanitleri dokanağını tespit edilmiştir. Dokanak boyunca yoğun alterasyon ve killeşmeler gözlenmektedir (Şekil 2.11).

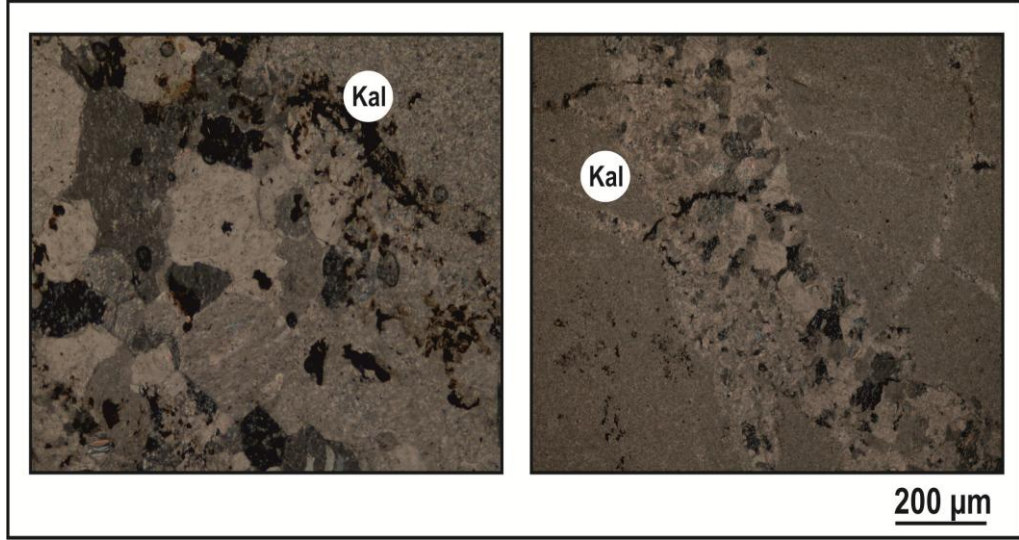
Birimden derlenen örneklerden yapılan ince kesitlerde, kayacın özşekilsiz kalsit minerallerin olduğu ve kalsit minerallerinin dilinim hatları boyunca ikizlenmelerin varlığı tespit edildi (Şekil 2.12).



Şekil 2.10: Bilecik Formasyonu olarak tanımlanan kireçtaşları içerisindeki karstik boşluklar.



Şekil 2.11: Bilecik Formasyonu ile Hallaçlar Formasyonu arasında gelişen dokanak.



Şekil 2.12: Bilecik Formasyonu'na ait ince kesit fotoğrafları (Kal:Kalsit).

2.3.4 Hallaçlar Formasyonu

Hallaçlar Formasyonu ilk olarak Krushensky (1976) tarafından adlandırılmıştır. Dönmez vd., (2005) tarafından andezit, bazaltik andezit ve piroklastik kayalardan oluşan volkanik birimler Hallaçlar Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim Ercan vd., (1995)'nin çalışmalarında Kirazlı ve Çan volkanitleri olarak adlandırdığı birim ile eş değerdir.

Birim inceleme alanının kuzey ve kuzeydoğusunda Beyoluk köyü civarında ve Bayırganlık Tepe, Porta Tepe, Koca Tepe, Yongalık Tepe, Sada Tepe civarında geniş bir alanda yüzlekler vermektedir. Hallaçlar Formasyonu'nun mostra rengi sarı, kahverengi, kırmızı olup altere olan kesimlerinde gri, açık sarı renkler dikkat çekmektedir. Birim içerisinde bol miktarda süreksizlikler içermektedir. Süreksizlik zonları boyunca birim kaolenleşmiştir. Ayrıca süreksizlik zonlarında hematitleşme ve limonitleşmeler bulunmaktadır (Şekil 2.13).



Şekil 2.13: Hallaçlar Formasyonu içerisinde yer alan altere volkanitlerin mostra görünümü.



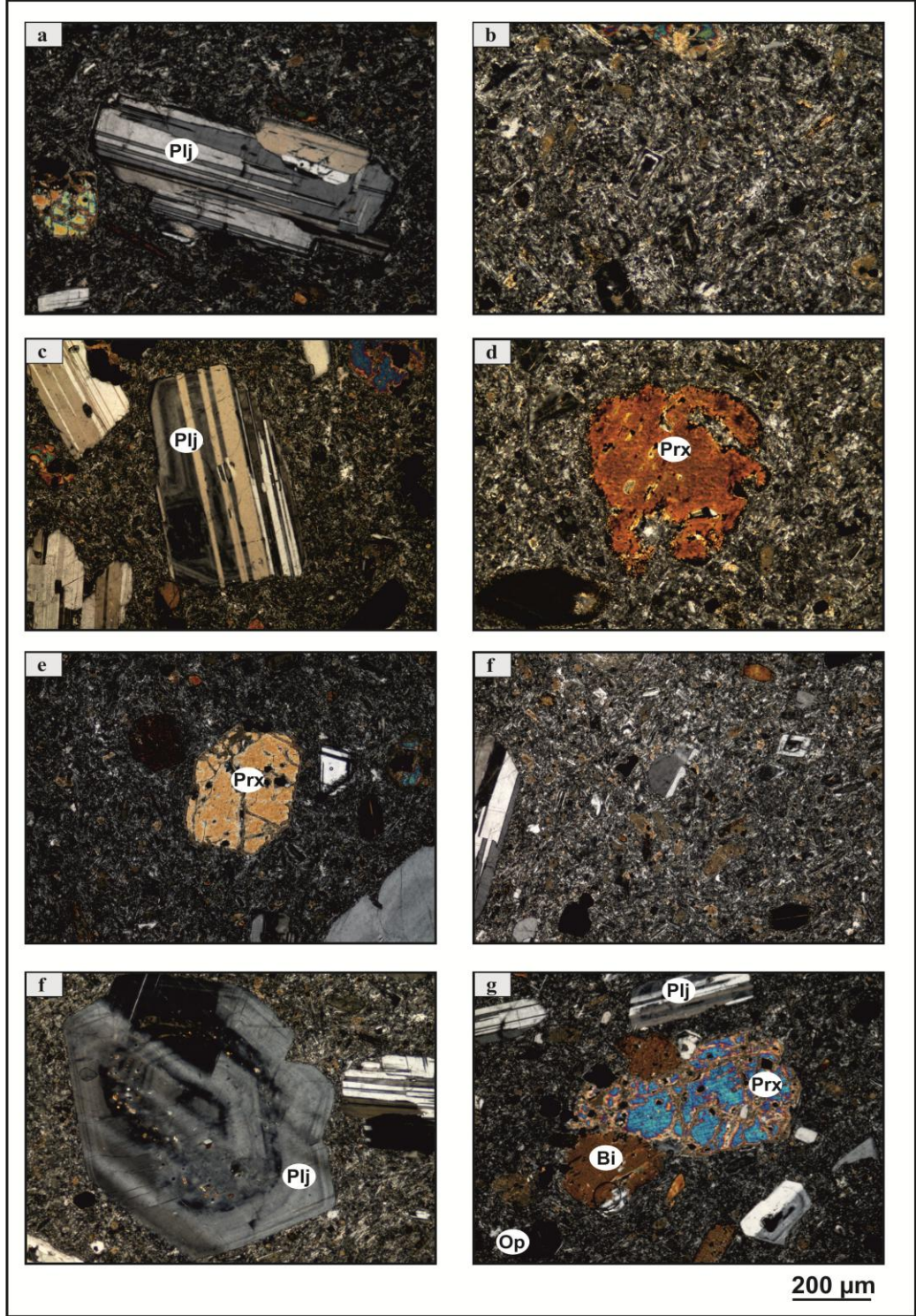
Şekil 2.14: Hallaçlar Formasyonu'nun mostra görünümü.

Porta Tepe güneydoğusunda yapılan incelemelerde volkanitler bol kırık-çatlaklı, yoğun silisifiye olmuş ve demir oksit-mangan getirimlerinin olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.15). Birim içerisindeki çatlaklar birbirine paralel olup ölçüleri KD doğrultulu ve KB yönünde eğimli oldukları belirlenmiştir.



Şekil 2.15: Beyoluk yolu üzerinde Hallaçlar volkanitlerine ait altere kesim.

Birimden derlenen örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskobik incelemelerinde andezit ve bazaltik andezit olarak isimlendirmeleri yapılmış, volkanik kayalar hipokristalin porfirik dokulu olduğu belirlenmiştir. Plajiyoklas, biyotit, klinopiroksen, alkali feldispat, apatit, opak mineraller başlıca fenokristalleri oluşturmaktadır. İkincil mineral olarak kalsit ve klorite rastlanılmıştır. Plajiyoklaslar iri-orta taneli, öz şekilli mineraller şeklindedir. Plajiyoklaslarda zonlanmalar gözlenmektedir. Biyotitlerde opaklaşma ve kloritleşmeler gözlenirken, klinopiroksenlerde karbonatlaşmalar ve kloritleşmeler gözlenmektedir. Hamur, volkan camı ve mineral mikroklitlerinden oluşmaktadır (Şekil 2.16).



Şekil 2.16: Hallaçlar volkanitlerine ait ince kesit fotoğrafları.

a) Albit ikizi gösteren plajiyoklas (Ç.N.10X) **b)** Hamur ve mikrolitler (Ç.N. 10X) **c)** Albit ikizi gösteren plajiyoklas (Ç.N.10X) **d)** Piroksen minerali(Ç.N.10X) **e)** Piroksen minerali (Ç.N.10X) **f)** Zonlanma gösteren plajiyoklas minerali (T.N. 10X) **g)** Plajiyoklas-Biyotit-Piroksen birlikteliği (Ç.N.4X).

Birimden elde edilen verilere göre; Krushensky (1976) tarafından 23.6 milyon yıl, Dönmez ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmalarda ise 26.5 ± 1.1 milyon yıllık jeokronolojik yaşlar elde edilmiştir. Karacık vd.,(2007) yılında yaptığı çalışmalarda birimin yaşını 22.6 ± 0.8 yıl olarak tespit etmişlerdir. Dolayısı ile Geç Oligosen’de aktif olmaya başlayan volkanizma, Erken Miyosen’e kadar etkinliğini sürdürmüştür.

2.3.5 Şaroluk Granitoyidi

Çalışma konusunu oluşturan Şaroluk Granitoyidi daha önceki çalışmalarda “Sarıloluk Granitoyidi” olarak adlanmıştır (Karacık vd., 2008; Altunkaynak vd., 2012). Bu çalışmada ise Şaroluk Köyü civarında geniş yüzlekler verdiği ve bileşimsel farklılıkların olduğundan dolayı Şaroluk Granitoyidi olarak adlanmıştır.

Şaroluk Granitoyidi, Şaroluk Köyü civarında ve Sarıköy Fayı’nın Güney’inde oldukça geniş bir kesimde mostra vermektedir (Şekil 2.17). Petrografik çalışmalar sonucunda birimin granodiyorit ve kuvars monzonit bileşiminden oluştuğu tespit edilmiştir. Karacık vd., (2008)’nin yaptığı çalışmada Hornblend mineralinden yapılan K/Ar yaş tayininde 22.6 ± 0.8 milyon yıl olduğunu saptamışlardır. Bu yaş verisi Alt Miyosen (Aquitanian) zamana karşılık gelmektedir.

Şaroluk Granitoyidi’nden derlenen örneklerle ait ince kesitlerde yapılan petrografik incelemelerde ana mineral bileşimini plajioklas, ortoklaz, kuvars, biyotit, amfibol ve az miktarda piroksen oluşturmaktadır.

Şaroluk Granitoyidi yaklaşık 25 km^2 alanda yüzlek vermekte olup, güneyinde Hallaçlar Formasyonu, doğusunda ve batısında Torasan Formasyonu’nu keserek dokanak oluşturmuştur. Sarıköy Fayı boyunca ise Karakaya Formasyonu’yla faylı dokanak halindedir. Torasan Formasyonu’nu kestiği Geyikli-Şaroluk Köyü yolu üzerinde hornfels zonu gelişmiştir. Ayrıca Şaroluk Granitoyidi’ni kesen genç yaşlı traki-andezit bileşimli dayklar bulunmaktadır.



Şekil 2.17: Bıçkıtarla Mevkii'nde yer alan Şaroluk Granitoyidi'ne ait mostra görünümü.

Şaroluk Granitoyidi masif bir görünüm sunmaktadır. Çilingir Tepe, Bıçkıtarla Mevkii, Çatalçeşme Mevkii ve Geyikli-Şaroluk Köyü yolu üzerinde genellikle taze ve sağlam bloklar halinde yüzlek vermektedir (Şekil 2.17). Bazı kesimlerinde çatlak sistemleri gelişmiş ve bu çatlak sistemlerinin kontrolünde gelişen küresel alterasyon (eksfoliyasyon) yapıları bulunmaktadır (Şekil 2.18).

Bıçkıtarla Mevkii'nin yaklaşık 100 m batısında ise yine çatlak sistemlerine bağlı alterasyonlar gelişmiş ve birim arenalaşmıştır (Şekil 2.19). Çatlak sistemleri boyunca ise demiroksit getirimleri mevcuttur.

Çatlak sistemlerinden yapılan ölçümlerde doğrultularının genellikle KB ve KD yönlü olduğu, yani birbirine dik makaslama çatlakları niteliğinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.20).

Ayrıca birim içerisinde mafik mikrogranüler anklav ve yan kayalara ait ksenolitler tespit edilmiştir (Şekil 2.21). Anklavlar genellikle daha ince taneli ve koyu renktedir.



Şekil 2.18: Bıçkıtarla batısında arenalaşmış olarak yüzlek veren Şaroluk Granitoyidi.



Şekil 2.19: Şaroluk Granitoyidi içerisinde makaslama çatlaklarına bağlı olarak gelişen küresel alterasyon yapısı.

Boyutları ise genellikle 3-6 cm arasında değişmekte ve oval şekilde gözlenmektedirler. Birimi kesen apolit damaları da bulunmaktadır.



Şekil 2.20: Şaroluk Granitoyidi'ne ait blok içerisinde gelişen makaslama çatlakları.



Şekil 2.21: Çilingir Tepe batısında Şaroluk Granitoyidi içerisinde gözlenen mafik mikrogranüler anklav.

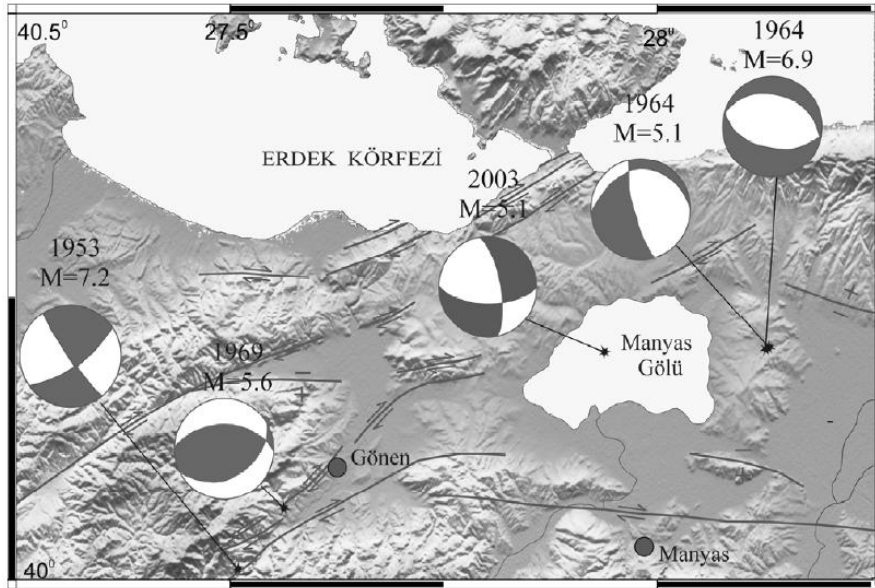
2.3.6 Alüvyon

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar, çalışma alanında, topografik olarak alçak olan alanlarda ve akarsu yatakları boyunca mostra veren en genç birim, pekişmemiş ve kötü boylanmış sedimentlerden oluşmaktadır.

2.4 Yapısal Jeoloji

Çalışma alanının da içerisinde bulunduğu Gönen Havzası, neotektonik hareketler sonucu oluşan faylanmaların kontrolü altında gelişmiştir. Havzayı kontrol eden tektonik olarak aktif faylar; Yenice-Gönen Fayı ve Sarıköy Fayı'dır. Bu faylar GB-KD doğrultulu olarak gelişmiş sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterlidir.

Yenice-Gönen Fayı'nın 1972 yılında hareketlenmesi sonucu 7,2 magnitütünde, Sarıköy Fayı da 1969 yılında hareketlenmesi sonucu 5,6 magnitütünde deprem üretmiştir. Günümüzde de deprem yaratabilecek aktif faylardır. Bu iki ana fay arasında kalan çalışma alanında ise yoğun olarak makaslama zonları gelişmiştir. İnceleme alanının da içerisinde bulunduğu bu zonda gelişen makaslama zonlarının etkisi Şaroluk Granitoyidi'nde de gözlenmektedir. Birimin kendi içerisinde de küçük ölçekli eğim atımlı normal faylar gözlenmektedir (Şekil 2.22).



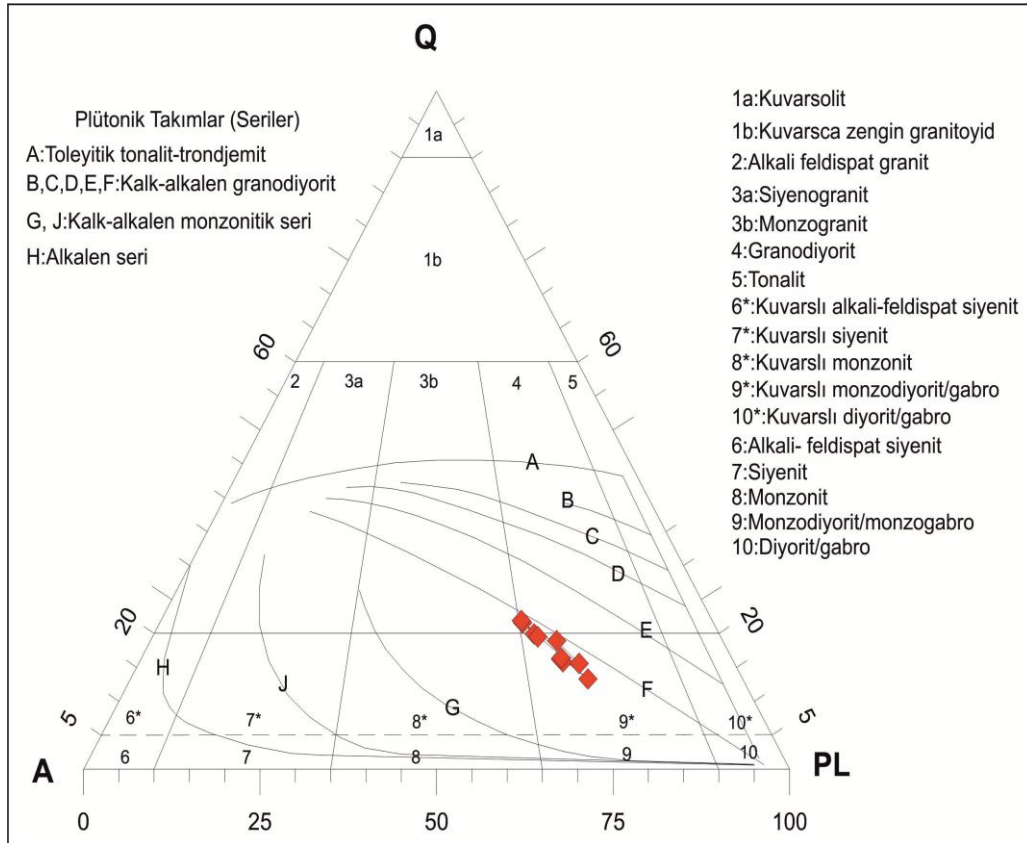
Şekil 2.22: İnceleme alanı yakınlarında hasar yapıcı ve yıkıcı depremlerin epicentri ve düzlemi çözümleri (Selim vd., 2006).

3. MİNERALOJİ-PETROGRAFİ

3.1 Modal Analiz Yöntemi

Şaroluk Granitoyidi'nden sistematik olarak derlenen 10 adet örnekten yapılan ince kesitlerin modal analiz sayımları ve hesaplanan modal analiz değerleri Tablo 3.1 ve Tablo 3.2' de verilmiştir.

Şaroluk Granitoyidi' ne ait kayaç örneklerinin modal analiz verilerine bağlı QAP diyagramı (Streckeisen, 1976) üzerinde dağılımlarına bakıldığında (Şekil 3.1) granodiyorit ve kuvarslı monzodiyorit bileşimli oldukları görülmektedir.



Şekil 3.1: Şaroluk Granitoyidi' ne ait örneklerin modal analiz sonuçlarına bağlı QAP diyagramındaki dağılımları (Streckeisen, 1976).

Tablo 3.1: Şaroluk Granodiyoriti'ne ait örneklerden yapılan nokta sayım yöntemi sonuçları.

	Qz	Plj	Or	Pir	Bi	Amf	Ap	Zir	Sf	Toplam
İŞG-1	98	311	197	30	46	27	14	17	17	757
İŞG-2	102	333	210	46	57	13	24	11	26	822
İŞG-3	98	309	191	50	61	8	5	9	17	748
İŞG-4	57	241	131	44	32	3	11	7	9	535
İŞG-6	112	239	169	79	29	9	3	7	25	672
İŞG-7	77	277	141	67	63	27	16	8	5	681
İŞG-7A	90	252	134	72	54	22	24	10	15	673
İŞG-13	118	282	193	77	46	11	17	19	7	770
İŞG-14	123	258	181	58	14	9	7	5	8	663
İŞG-22	108	267	179	85	46	17	25	19	20	766
Qz: Kuvars, Plj: Plajiolklas, Or: Ortoklaz, Pir: Piroksen, Bi: Biyotit, Amf: Amfibol, Ap: Apatit, Zir: Zirkon, Sf: Sfen										

Tablo 3.2: Şaroluk Granodiyoriti'ne ait örneklerden yapılan nokta sayım yöntemi sonuçları (%).

(%)	Qz	Plj	Or	Mafik	Ap	Zir	Sf	Kayaç Adı
İŞG-1	12.95	41.08	26.02	13.61	1.85	2.25	2.25	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-2	12.41	40.51	25.55	14.11	2.92	1.34	3.16	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-3	13.10	41.31	25.53	15.91	0.67	1.20	2.27	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-4	10.65	45.05	24.49	14.77	2.06	1.31	1.68	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-6	21.67	35.57	25.15	17.41	0.45	1.04	3.72	Granodiyorit
İŞG-7	11.31	40.68	20.70	23.05	2.35	1.17	0.73	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-7A	13.37	37.44	19.91	21.99	3.57	1.49	2.23	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-13	15.32	36.62	25.06	17.40	2.21	2.47	0.91	Kuvarşlı Monzodiyorit
İŞG-14	20.55	38.91	27.30	12.22	1.06	0.75	1.21	Granodiyorit
İŞG-22	14.10	34.86	23.37	19.32	3.26	2.48	2.61	Kuvarşlı Monzodiyorit
Qz: Kuvars, Plj: Plajiolklas, Or: Ortoklaz, Ap: Apatit, Zir: Zirkon, Sf: Sfen								

Modal analiz sonuçlarına bakıldığında Granodiyorit karakterli kayaçların; plajiolklas oranları % 35.57-38.91 arasında, ortoklaz oranları %25.15-27.30 arasında ve kuvars miktarları %20.55-21.67 arasında değişmektedir. Kuvarşlı Monzodiyorit karakterli kayaçların; plajiolklas oranları % 34.89-45.05 arasında, ortoklaz oranları %19.91-26.02 arasında ve kuvars miktarları %10.65-15.32 arasında değişmektedir.

3.2 Şaroluk Granitoyidi'nin Petrografik Özellikleri

Şaroluk Granitoyidi'nden derlenen örneklerden hazırlanan ince kesitler üzerinde, kayacın mineralojik-petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla mikroskobik incelemeler yapılmıştır. Yapılan petrografik incelemelerde kayaçların granodiyorit ve kuvars monzonit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir.

Şaroluk Granitoyidi'nin yüzlek verdiği kesimlerde yapılan incelemelerde; faneritik dokuda ve taze yüzeyinin gri-bej renkli olduğu gözlemlenmiştir. Ayrıca kayacı oluşturan ana minerallerden kuvars, alkali feldispat, plajiyoklas, biyotit ve amfibol kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

İncelenen kesitlerde kayaçlarda genel olarak holokristalin hipidiyomorf tanesal dokulu, yer yer de pertitik, mirmekitik ve poikilitik dokular gözlenmektedir. Petrografik incelemelerle tanımlanan ana mineraller kuvars, plajiyoklas, ortoklas, biyotit, amfibol ve piroksen mineralleri olup, tali mineral olarak apatit, zirkon ve opak mineraller de bulunmaktadır.

Kayaç içerisinde bulunan mafik mikrogranüler anklavlardan yapılan kesitlerde ise kayaç ana mineral bileşimiyle aynı olduğu saptanmıştır.

Mikroskobik incelemeler sonucunda saptanan minerallerin genel özellikleri şöyledir;

Plajiyoklas mineralleri, yarı özşekilli-özşekilli, orta-küçük kristaller şeklinde gelişmiştir. Yaygın olarak zonlu doku göstermekte ve albit kanununa göre polisitetik ikizlenme gelişmiştir (Şekil 3.2d). Sönme açılarının tayininde andezin ve oligoklas (An_{23-40}) karakterli olduğu belirlenmiştir. yer yer de serisitleşme tipi bozunmalar görülür (Şekil 3.2g).

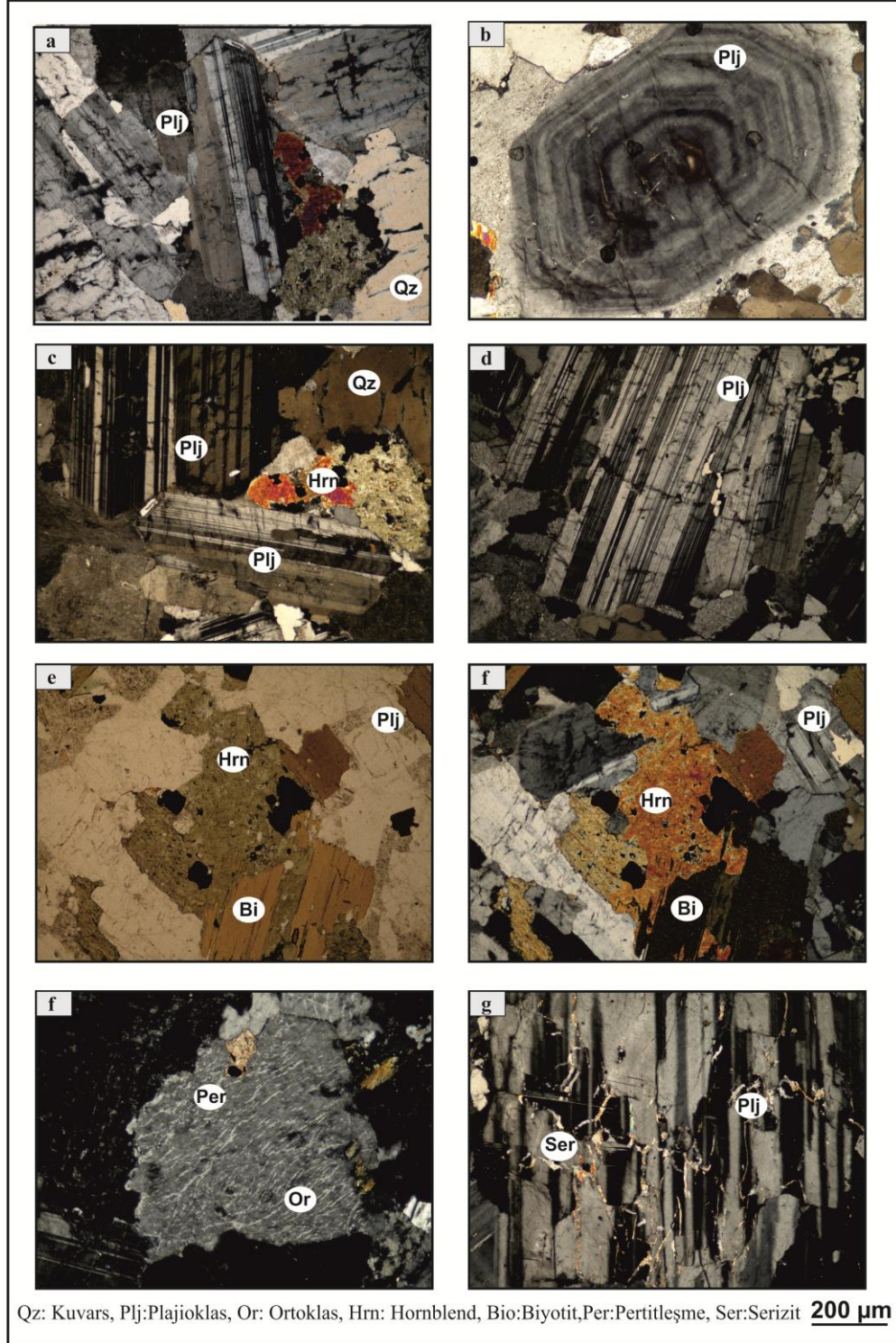
Ortoklaslar, yarı öz şekilli-öz şekilli, kirli yüzeyli, çoğunlukla fenokristalli olup, killeşmiş, pertitleşmiş ve serisitleşmiş olarak bulunur (Şekil 3.2f).

Kuvarslar, öz şekilsiz mineraller olup diğer minerallerin aralarında oluşan boşlukları doldurmuş şekilde gelişmiştir (Şekil 3.2a). Dalgalı sönme gösteren, temiz yüzeyle, her hangi alterasyonun gelişmediği görülmüştür.

Biyotitler genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde olup, yer yer kloritleşmiştir. (001) yüzeyine paralel dilinime göre dik sönme göstermektedir.

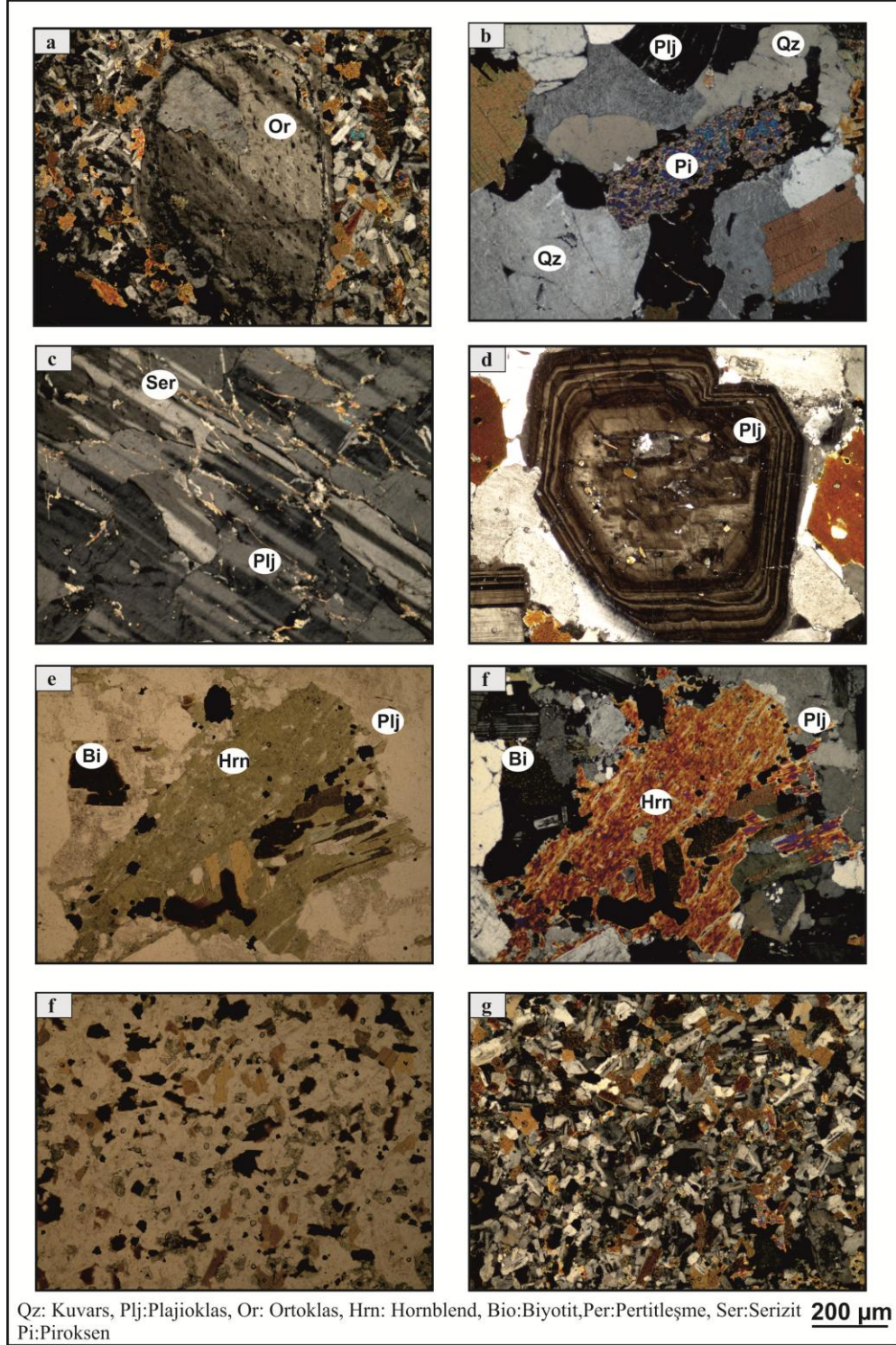
Hornblendler ise genellikle yarı öz şekilli levhamsı prizmatik kristaller halinde bulunmaktadır. Açık yeşilden yeşile doğru giden pleokroizma renkleri görülmektedir. Genellikle tek yönde dilinimler, az olarak birbirleriyle yaklaşık 15-23⁰ açılar yapan dilinimler görülür.

Apatitler, az miktarda ignemsi mineraller halinde bulunmaktadır. Zirkonlar az miktarda, tali bileşenler olarak bulunur.



Şekil 3.2: Şaroluk Granitoidi'ne ait ince kesit fotoğrafları.

a) Albit ikizi gösteren plajoklas (Ç.N.10X) **b)** Zonlanma gösteren plajoklas minerali (Ç.N. 10X) **c)** Kuvars-Hornblend-Plajoklas birlikteliği (Ç.N.10X) **d)** Hornblend-Biyotit mineralinde beraber büyüme dokusu (T.N.10X) **e)** Hornblend-Biyotit mineralinde beraber büyüme dokusu (Ç.N.10X) **f)** Ortoklas mineralinde gelişen ipliksi pertitleşme (T.N. 10X) **g)** Plajoklas mineralinde gözlenen serizitleşme (Ç.N.4X).



Şekil 3.3: Şaroluk Granitoyidi'ne ait ince kesit fotoğrafları.

a) MMA içerisinde gelişmiş ortoklas minerali (Ç.N.10X) **b)** Kesitin genel görünümü (Ç.N. 10X) **c)** Plajioklas içerisinde gelişen serizitleşme. (Ç.N.10X) **d)** Plajioklas mineralinde gelişen zonlanma (Ç.N.10X) **e)** Hornblend-Biyotit mineralinde beraber büyüme dokusu. (T.N.10X) **f)** MMA'nın genel kesit görünümü. (T.N. 10X) **g)** MMA'nın genel kesit görünümü. (Ç.N.4X).

4. JEOKİMYA

Çalışma alanında yer alan Şaroluk Granitoyidi'nin mostra verdiği noktalardan sistematik olarak derlenen numuneler içerisinde 10 adet taze örnek seçilmiş ve kimyasal analizleri yaptırılmıştır. Şaroluk Granitoyidi'ne ait toplam 10 adet örneğin ana oksit, eser element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Kayaçların ana oksit analiz sonuçları Tablo 4.1' de, eser element analizi sonuçları Tablo 4.2'de ve nadir toprak elementlerine ait analiz sonuçları Tablo 4.3'de sunulmuştur. Kimyasal analiz sonucu elde edilen ana element sonuçları % oksit olarak, eser element ve nadir toprak element analiz sonuçları ise ppm olarak belirlenmiştir.

Derlenen örneklerden yapılan kimyasal analiz sonuçları ve bu değerlerden hesaplanan bazı parametreler yardımıyla, Şaroluk Granitoyidi'nin petrolojik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi yapılmıştır.

4.1 Ana Element ve Eser Element Jeokimyası

Şaroluk Granitoyidi'nden sistematik olarak derlenen örneklerden yapılan jeokimya analizi sonuçlarına göre; SiO₂ değerleri % 62.24-64.38, MgO değerleri %1.99-2.70, Al₂O₃ değerleri %14.77-16.17, Fe₂O₃ değerleri %3.88-5.91, K₂O değerleri %3.88-5.66, CaO değerleri %4.10-4.67, Na₂O değerleri %3.44-3.83, TiO₂ değerleri %0.50-0.63, P₂O₅ değerleri %0.14-0.32, MnO değerleri %0.07-0.12 ve LOI (Ateş Kaybı) değerleri %1.00-1.20 arasında değişkenlik göstermektedir. Örneklere ait K₂O/Na₂O değerleri ise %1.06-1.12 arasında değişiklik göstermektedir.

Tablo 4.1: Ana oksit elementlerine ait analiz sonuçları (% ağ.).

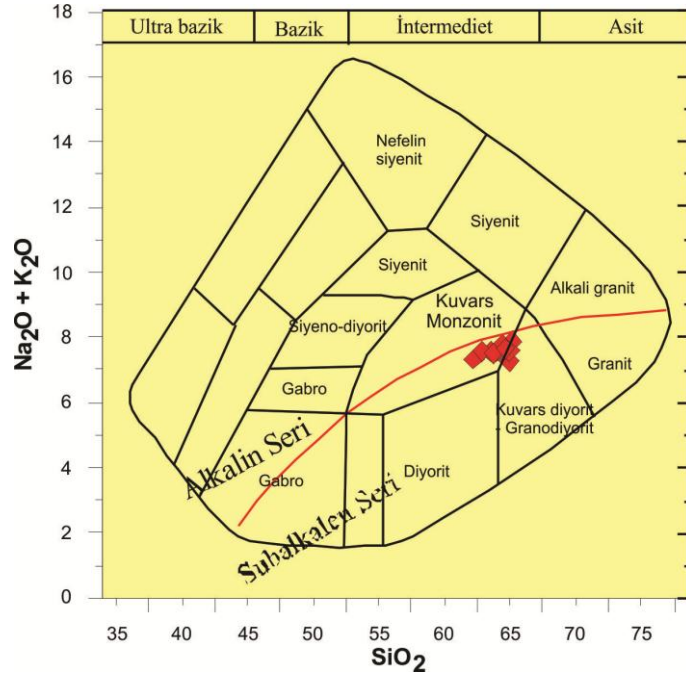
	İŞG-1	İŞG-2	İŞG-3	İŞG-4	İŞG-6	İŞG-7	İŞG-13	İŞG-14	İŞG-22	İŞG-26
SiO ₂	63.31	63.53	62.24	63.96	63.53	62.89	64.38	63.74	63.10	62.89
Al ₂ O ₃	14.98	15.07	14.77	15.62	15.13	15.60	15.75	15.07	16.17	15.91
Fe ₂ O ₃	5.39	5.28	5.91	4.75	5.02	4.90	3.88	5.08	4.66	5.05
MgO	2.52	2.34	2.70	2.04	2.29	2.21	1.99	2.21	2.01	2.17
CaO	4.16	4.10	4.67	4.14	4.31	4.53	4.29	4.27	4.31	4.20
Na ₂ O	3.45	3.61	3.44	3.65	3.56	3.69	3.83	3.52	3.72	3.71
K ₂ O	3.98	4.05	3.88	3.88	4.01	3.89	3.95	4.00	4.07	3.94
TiO ₂	0.63	0.60	0.63	0.56	0.55	0.55	0.50	0.56	0.56	0.63
P ₂ O ₅	0.16	0.14	0.20	0.16	0.15	0.17	0.15	0.16	0.14	0.32
MnO	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10	0.08	0.07	0.09	0.07	0.12
LOI	1.10	1.10	1.20	1.10	1.10	1.20	1.10	1.00	1.10	1.00
Toplam	99.78	99.91	99.75	99.96	99.75	99.72	99.90	99.70	99.91	99.93

Şaroluk Granotoyidi'ni oluşturan kayaçların adlanması ve kimyasal sınıflarının belirlenmesi amacıyla birçok araştırmacı tarafından plütonik kayaçlar için önerilen sınıflama diyagramları kullanılmıştır.

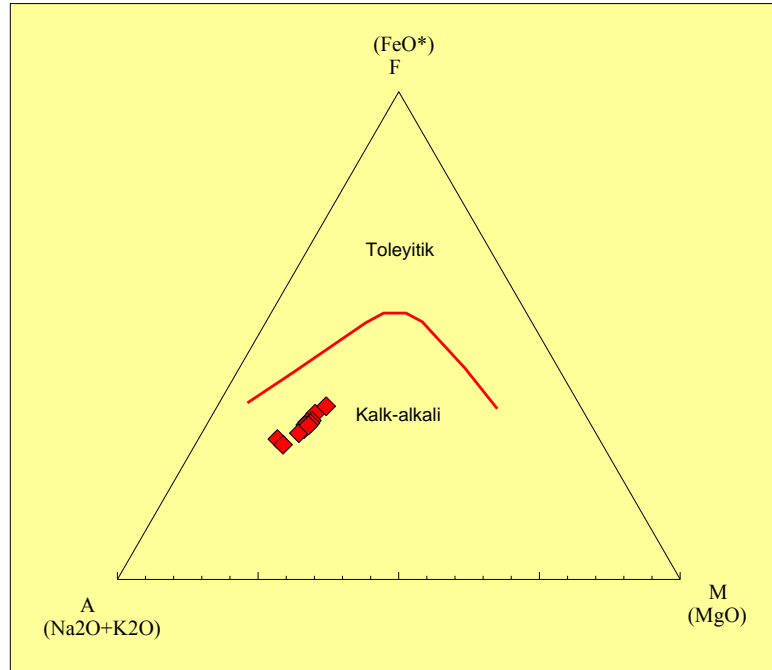
Şaroluk Granotoyidi'ne ait kayaçlardan elde edilen Na₂O, K₂O ve SiO₂ değerlerinin, Middlemost (1994) tarafından oluşturulan TAS (Toplam alkali-silis) diyagramına aktarıldığında, örneklerin Kuvars Monzonit ve Granodiyorit alanında kaldığı görülmektedir (Şekil 4.2).

Middlemost (1994) tarafından oluşturulan TAS diyagramı üzerinde Miyashiro (1978) tarafından yapılan alkali-subalkali ayırımına göre; kayaçlar subalkali seri içerisinde kalmaktadır (Şekil 4.2).

Şaroluk Granotoyidi'ne ait kayaçlardan elde edilen değerlerin; Irvine ve Baragar (1971)'a tarafından oluşturulan kalkalkali-toleyitik karakterlerinin belirlendiği A(Na₂O+K₂O)-F(FeOt)-M(MgO) diyagramı üzerine aktarıldığında tüm örneklerin kalkalkali karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 4.3)

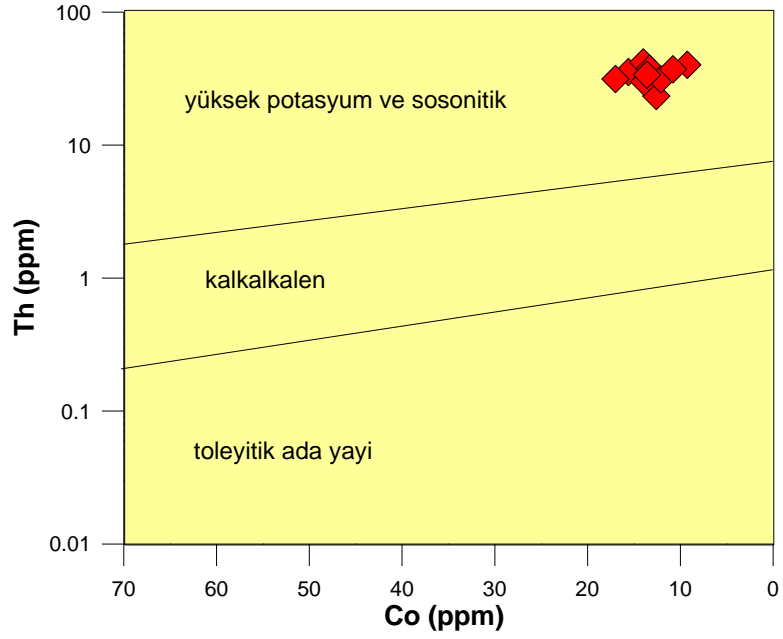


Şekil 4.1: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin SiO₂(%)' ye karşı Na₂O+K₂O (%) (TAS) sınıflama diyagramı (Middlemost, 1994) (Alkali-subalkali ayrımı Miyashiro (1978)).

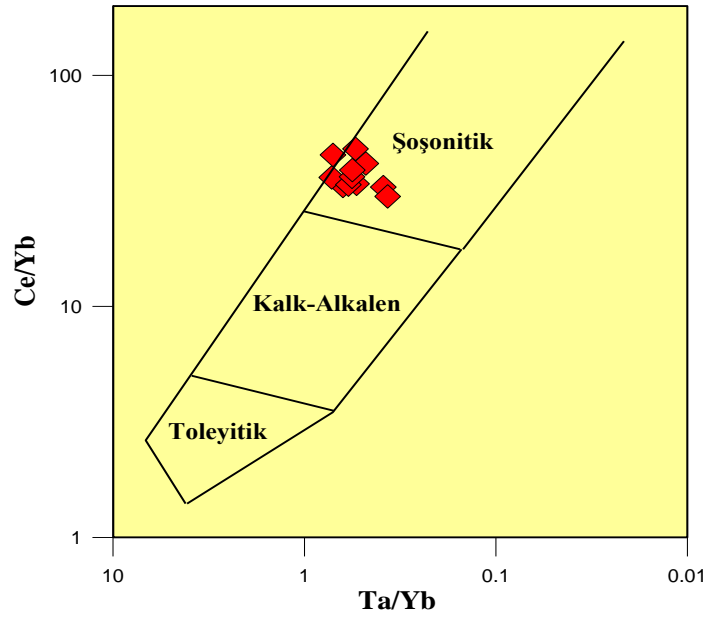


Şekil 4.2: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin A-F-M Diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Şaroluk Granotoyidi'ne ait kayalardan elde edilen Co ve Th değerlerin; Hastie vd., (2007) tarafından oluşturulan Co-Th diyagramı üzerine aktarıldığında tüm örneklerin yüksek potasyum ve şoşonitik karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 4.4)

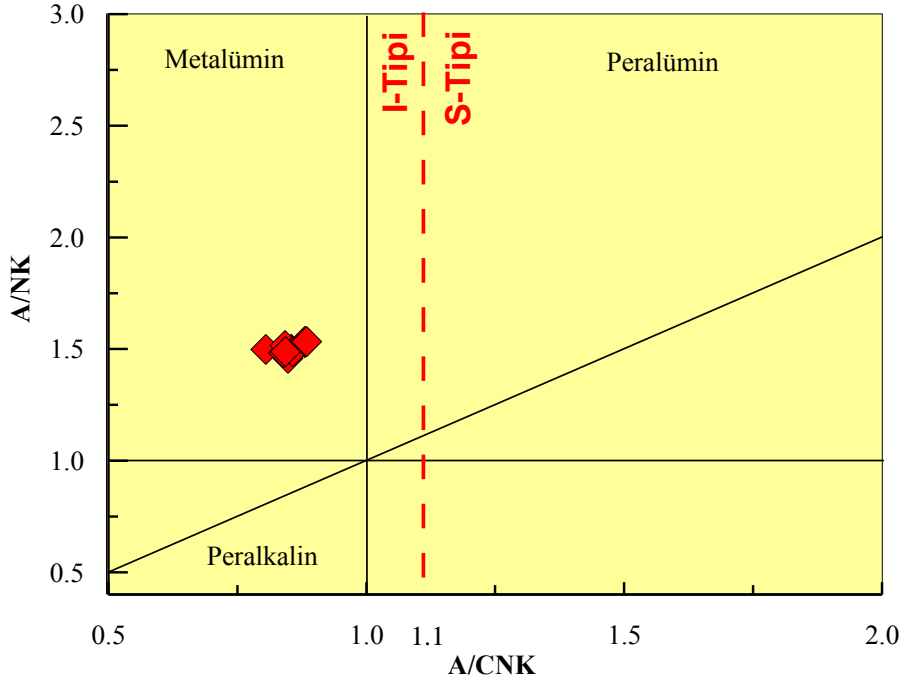


Şekil 4.3: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Co'ya karşı Th diyagramı (Hastie vd., 2007).



Şekil 4.4: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Ta/Yb'ye karşı Ce/Yb diyagramı (Pierce, 1982).

Şaroluk Granotoyidi'ne ait kayalardan elde edilen Ta/Yb ve Ce/Yb değerlerin; Pierce (1982) tarafından oluşturulan Ta/Yb- Ce/Yb diyagramı üzerine aktarıldığında tüm örneklerin Şekil 4.4'de olduğu gibi şoşonitik karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 4.5)



Şekil 4.5: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin A/CNK' ya karşı A/NK diyagramı (Shand, 1927).

Şaroluk Granotoyidi'ne ait kayalardan elde edilen Al_2O_3 , CaO, Na_2O ve K_2O değerlerin molekül ağırlıklarının; Shand (1927) tarafından oluşturulan A/CNK-CNK diyagramı üzerine aktarıldığında tüm örneklerin metaalümin karakterli I-tipi granitler olduğu görülmektedir (Şekil 4.5)

4.2 Ana Element ve Eser Element Değişimleri

Şaroluk Granitoyidi'nden derlenen örneklerde ait eser element ve nadir toprak elementlerinin analiz sonuçları Tablo 4.2 ve Tablo 4.3'de verilmiştir.

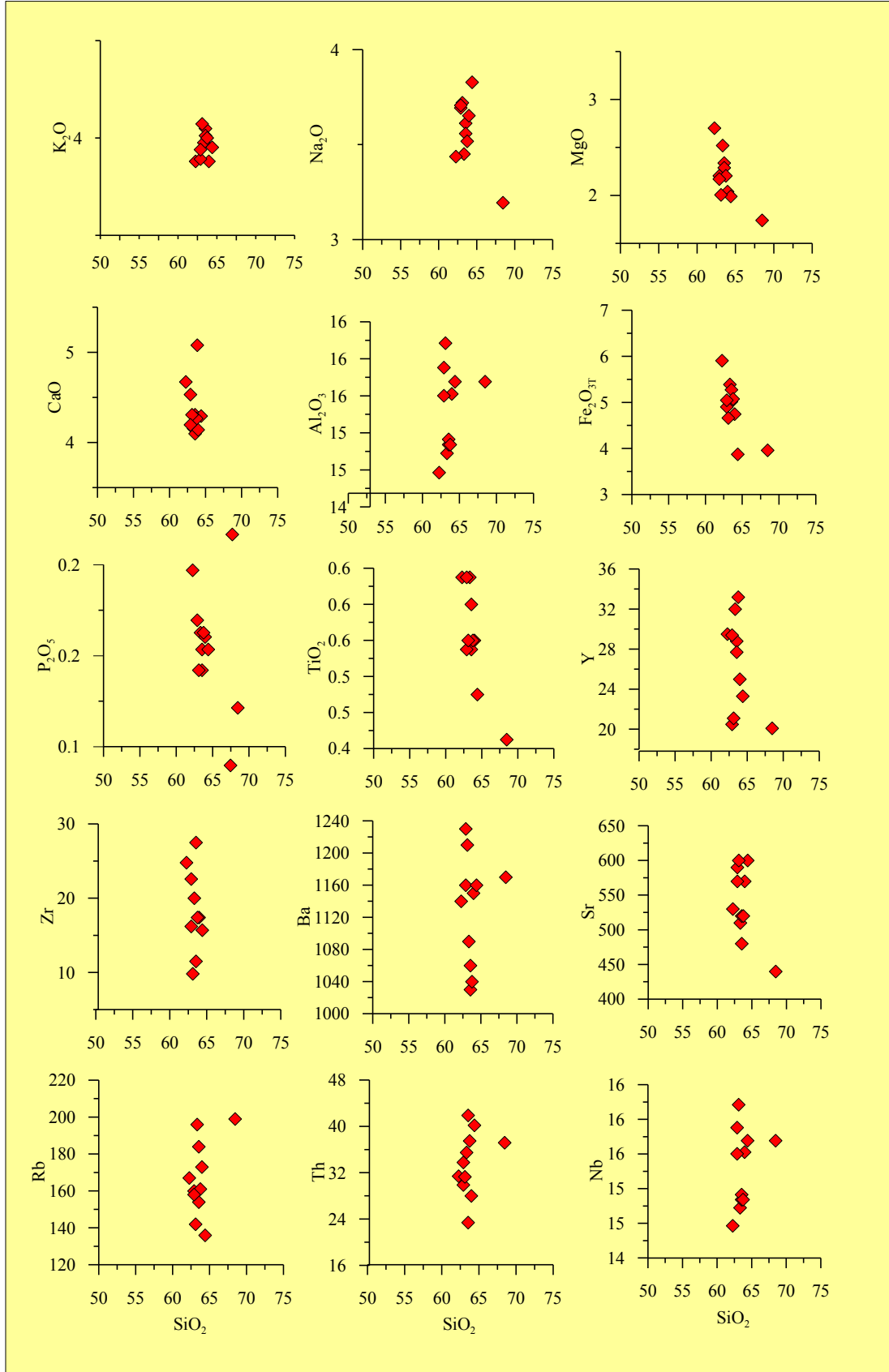
Tüm kayaç analizinden elde edilen sonuçların SiO_2 değerine bağlı olarak değişimlerini Harker diyagramları yardımıyla yorumlanmıştır. Kayaçları oluşturan ana mineral fazlarının fraksiyonel kristallenmeleriyle ilişkili pozitif, negatif ve düzensiz yönsemeler gözlenmektedir. SiO_2 değeri baz alındığında; MgO, CaO, Fe_2O_3 , TiO_2 , Y, Sr, ve P_2O_5 değerlerinden kuvvetli negatif yönsemeler, Al_2O_3 değerinde pozitif yönseme ve diğer elementler için ise düzensiz dağılımlar gözlenmektedir.

Tablo 4.2: Eser elementlere ait analiz sonuçları.

	İŞG-1	İŞG-2	İŞG-3	İŞG-4	İŞG-6	İŞG-7	İŞG-13	İŞG-14	İŞG-22	İŞG-26
Ba	1090	1060	1140	1150	1030	1160	1160	1040	1210	1230
Co	15.6	14	17	13.1	12.6	13.9	9.25	13.3	12.1	13.6
Cs	7.45	6.85	7.92	7.49	5.78	5.92	3.47	5.22	5.96	6.12
Ga	20.20	19.50	19.70	19.50	17.50	19.40	18.50	19.50	19.20	19.90
Hf	1.14	1.28	1.17	1.05	0.82	0.86	0.93	1.02	0.62	1.12
Nb	21.50	18.40	15.90	18.70	18.00	14.30	13.40	16.20	13.90	17.20
Rb	196	184	167	173	154	160	136	161	142	158
Sr	510	520	530	570	480	590	600	520	600	570
Ta	1.82	1.48	1.05	1.55	1.48	1.00	0.99	1.18	1.08	1.51
Th	35.50	41.90	31.40	28.00	23.40	29.90	40.20	37.50	31.30	33.80
U	9.33	11.40	7.76	8.39	9.30	7.42	8.05	8.23	8.58	7.40
V	145	137	155	123	116	126	109	132	117	131
Zr	20.00	27.50	24.80	17.40	11.50	16.20	15.70	17.40	9.82	22.60
Y	32.00	28.80	29.50	25.00	27.70	20.50	23.30	33.20	21.10	29.40

Tablo 4.3: Nadir toprak elementlerine ait analiz sonuçları.

	İŞG-1	İŞG-2	İŞG-3	İŞG-4	İŞG-6	İŞG-7	İŞG-13	İŞG-14	İŞG-22	İŞG-26
La	50.00	48.10	47.80	41.70	44.10	32.10	44.10	52.00	40.10	72.00
Ce	96.00	94.00	89.00	77.70	84.40	64.40	86.00	96.00	74.70	134.00
Pr	11.40	10.80	9.91	8.61	9.57	7.49	10.00	10.90	8.27	14.60
Nd	41.40	38.30	35.70	31.00	34.20	27.40	35.80	39.00	30.10	52.00
Sm	7.83	7.22	7.12	6.14	6.75	5.49	6.67	7.54	5.89	9.48
Eu	1.60	1.52	1.44	1.43	1.33	1.43	1.56	1.54	1.49	1.67
Gd	6.72	6.18	6.11	5.13	5.77	4.62	5.69	6.99	5.06	7.8
Tb	0.95	0.89	0.91	0.75	0.83	0.67	0.79	1.04	0.71	1.08
Dy	5.41	5.01	5.08	4.22	4.73	3.66	4.31	5.91	3.94	5.88
Ho	0.99	0.90	0.94	0.76	0.85	0.64	0.74	1.10	0.70	1.00
Er	3.06	2.82	2.92	2.33	2.65	1.99	2.25	3.44	2.13	3.19
Tm	0.41	0.40	0.40	0.34	0.38	0.28	0.31	0.49	0.29	0.41
Yb	2.89	2.77	2.71	2.15	2.51	1.77	2.07	3.21	1.92	2.79
Lu	0.45	0.43	0.42	0.34	0.37	0.27	0.31	0.49	0.28	0.41



Şekil 4.6: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin SiO_2 'ye karşı ana oksit ve eser element değişim (Harker) diyagramları.

Harker diyagramlarında SiO_2 ' ye karşı elde edilen negatif ve pozitif yönsemeler, magmadaki fraksiyonel kristallenmenin belirlenmesinde önem taşımaktadır. Harker diyagramları yardımı ile gözlenen negatif yönsemeler, kayaç oluşum esnasında plajiyoklas, K-feldispat, amfibol, biyotit, apatit ve Fe-Ti oksit minerallerin fraksiyonel kristallenmelerinin etkin rol oynadığını göstermektedir. Harker diyagramlarına bakıldığında; Na_2O , Al_2O_3 ve CaO değerlerindeki değişimler Plajiyoklas minerallerinin kristallenmesinde rol oynadığı göstermektedir. Aynı şekilde Fe_2O_3 değerlerindeki değişimler Fe-Ti oksit minerallerinin ve hornblend mineralinin kristallenmesinde, MgO değerlerindeki değişimler, mafik minerallerin oluşumunda etkin rol oynadığını göstermektedir. TiO_2 ve P_2O_5 ' deki negatif yönsemeler apatit ve titanomanyetit'in kristallenmesi ile ilişkilendirilmektedir.

Uyumsuz elementlerin SiO_2 değerlerine bağlı değişimlerine bakıldığında; Sr elementindeki değişimlerin plajiyoklas minerallerinin kristallenmesi ve Rb elementindeki değişimlerin ise hornblend mineralinin kristallenmesi ile ilişkili olduğu belirlenmiştir. Y elementindeki değişime bakıldığında ise yine hornblend mineralinin fraksiyonel kristallenmesinde etkin rol oynadığı görülmektedir. Sonuç olarak; Harker diyagramları yardımı ile Şaroluk Granitoyidi'nin gelişiminde plajiyoklas, ortoklas, hornblend ve biyotit ayrışmalarının etkin rol oynadığı saptanmıştır.

4.3 Uyumsuz Element ve Nadir Toprak Element Dağılımları

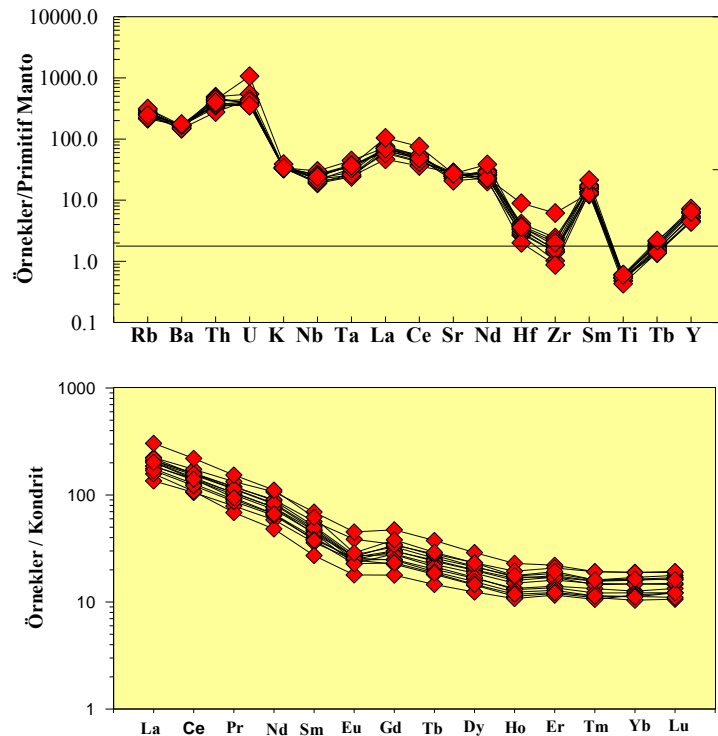
Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerden yapılan eser element analiz sonuçlarının; primitif (ilksel) manto ve kondrit değerlerine karşı değişimleri incelenmiştir. Primitif (ilksel) manto değerleri için Sun ve McDonough, 1989 tarafından belirlenen değerler baz alınarak örneklerdeki değişimleri örümcek diyagramları yardımıyla yorumlanmıştır.

Şaroluk Granitoyidi'ne ait eser element değerlerinin, Primitif (ilksel) manto değerlerine karşı dağılımına bakıldığında; Ba, K, Nb, Ce, Hf, Zr, Ti, Sr, Y elementleri bakımından fakirleşme, Rb, U, Ta, La, Th, Nd, Sm, Tb elementleri bakımından zenginleşme görülmektedir. La ve Ce arasındaki eğimin fazla olması ana magmadaki farklı derecelerdeki zenginleşmenin göstergesidir.

Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin nadir toprak element içeriklerinin Kondrit değerleri için Sun ve McDonough, 1989 tarafından belirlenen değerler baz alınarak örümcek diyagramları yardımıyla ana magma özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 4.7).

Nadir toprak elementlerinin dağılım diyagramına bakıldığında; La, Pr, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu elementleri bakımından fakirleşme, Ce, Nd, Gd, Dy, Er, Yb elementleri bakımından zenginleşme görülmektedir.

Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerde hafif nadir toprak elementlerinin, ağır nadir toprak elementlere oranla daha fazla zenginleştiği, bu zenginleşmenin sonucunda Şaroluk Granitoyidi'nin kalk-alkali özellikte olduğunu göstermektedir. Kondrit'e göre normalize edilen hafif nadir toprak elementleri yaklaşık 500 kat zenginleşmiştir. Diyagramda nadir toprak element oluşturduğu konkav desenli dağılımları hornblend ve plajiyoklas mineral ayrımlaşmasını işaret etmektedir (Thompson vd., 1984; Thirlwall vd., 1994).



Şekil 4.7: Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin ilksel (primitif) manto ve kondrit değerlerine göre normalize edilmiş eser ve nadir toprak element dağılımları (Sun ve McDonough, 1989 değerleri esas alınmıştır.)

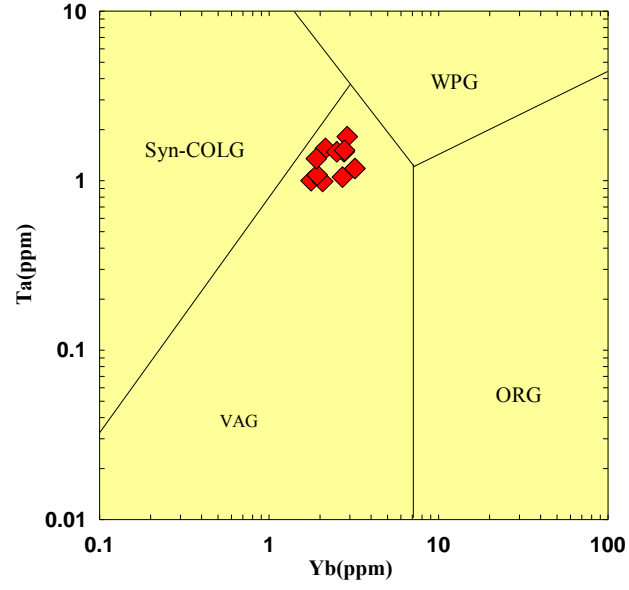
5. PETROJENEZ

5.1 Tektonik Konumu

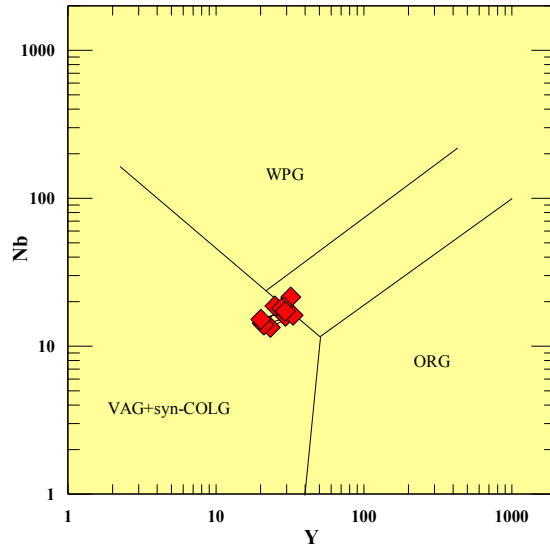
Pearce ve Harris (1984) tarafından oluşturulan tektonik sınıflandırma diyagramları, Şaroluk Granitoyidi'nin oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi amacı ile kullanılmıştır. Eser elementlerin baz alınarak Pearce ve Harris (1984) tarafından oluşturulan tektonik sınıflandırma diyagramlarında, granitleri oluşum ortamlarına göre dört farklı gruba ayrılmıştır. Bu ana gruplar, Okyanus sırtı granitoidleri (ORG), Levha içi granitoidleri (WPG), Çarpışma ürünü granitoidler (COLG), Volkanik yay granitoidleri (VAG)'dir.

Şaroluk Granitoyidi'nin oluştuğu tektonik ortamı ile ilgili özelliklerinin belirlenmesi amacıyla örnekler sırası ile Rb-(Yb+Ta), Ta- Yb, Rb-(Y+Nb) ve Y-Nb diyagramlarında gösterilmiştir. Pearce ve Harris (1984) tarafından oluşturulan bu diyagramlarda örnekler alanlarında post+COLG ve VAG+SynCOLG alanlarında kalmaktadır. Bu alanlardaki örnek gruplaşmaları genellikle çarpışma sonrası (post collisional) magmatik topluluklarında gözlenen bir özelliktir.

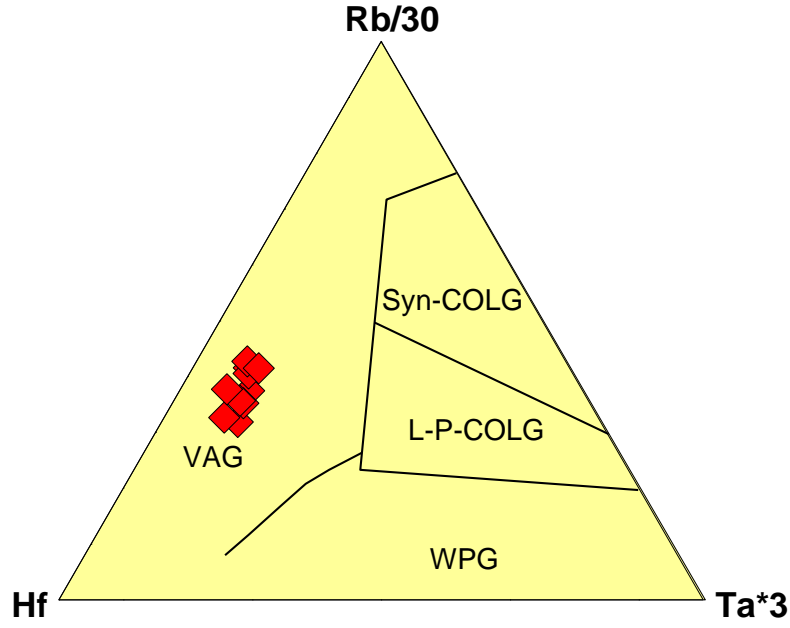
Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin; Harris vd. (1986) tarafından oluşturulan Rb/30-Hf-Ta*3 üçgen diyagramına göre, kayaçlar volkanik yay granitleri (VAG) alanında kalmaktadır (Şekil 5.3).



Şekil 5.1: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Yb'ye karşı Ta diyagramı (Pearce vd., 1984). (VAG: Volkanik yay granitleri, WPG: Levha içi granitleri, ORG: Okyanus ortası sırtı granitleri, Syn COLG: Çarpışmayla eş zamanlı granitler)

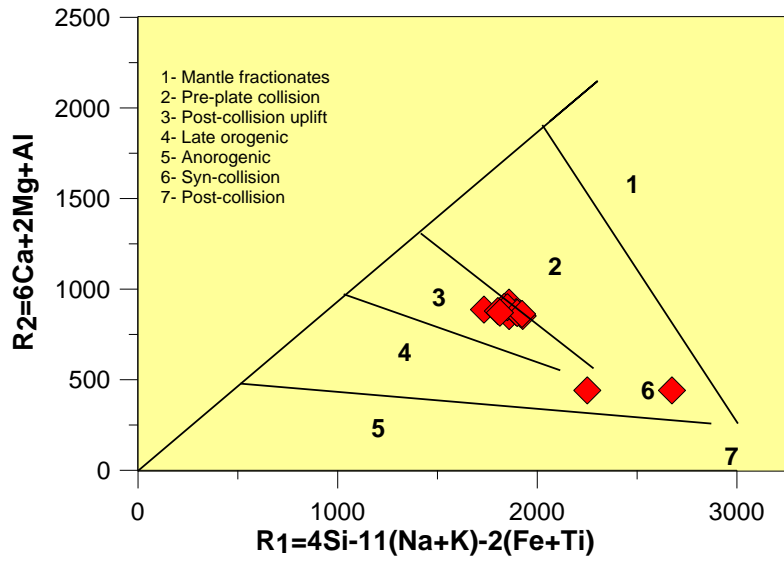


Şekil 5.2: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Y'ye karşı Nb diyagramı (Pearce vd., 1984). (VAG: Volkanik yay granitleri, WPG: Levha içi granitleri, ORG: Okyanus ortası sırtı granitleri, Syn COLG: Çarpışmayla eş zamanlı granitler)



Şekil 5.3: Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin Rb/30-Hf-Ta*3 diyagramı (Harris vd., 1986).

Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin R1'e karşı R2 diyagramı üzerindeki dağılımları incelendiğinde çarpışma sonrası yükselmeye bağlı oluştuğu görülmektedir. (Şekil 5.4). Ayrıca Şaroluk Granitoyidi'ne ait iki örnek eş zamanlı çarpışma alanında kalmaktadır.

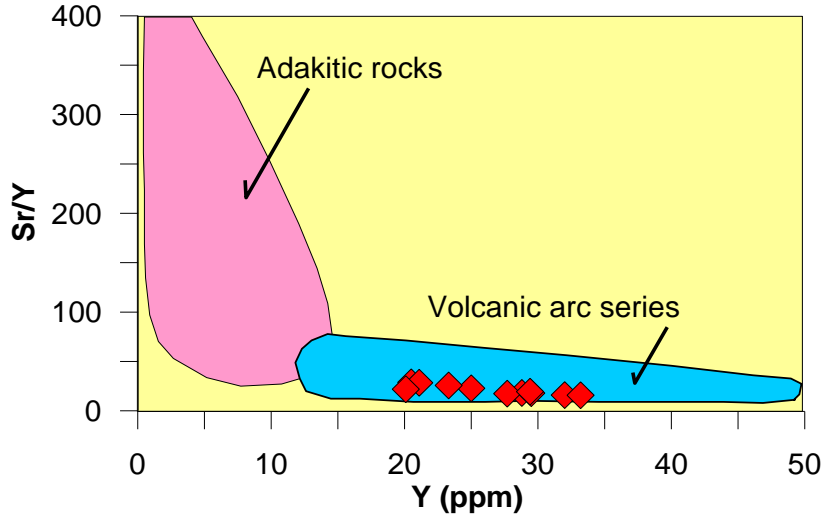


Şekil 5.4: Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerin R1-R2 diyagramındaki dağılımı (Batchelor ve Bowden, 1985).

5.2 Kökeninin Yorumlanması

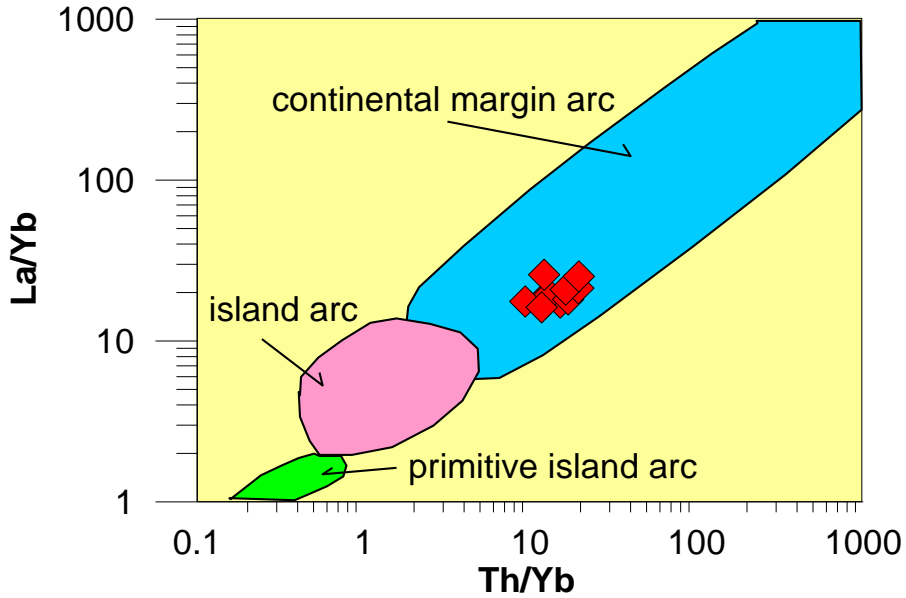
Şaroluk Granitoyidi'nin tektonik oluşum ortamlarına bakıldığında volkanik yay granitleri ve çarpışma ile eş yaşlı granitler olarak olarak belirlenmiştir (Şekil 5.5). Örneklere ait büyük iyon çaplı elementlerinin zenginleşmesi ve negatif Nb anomalisi de dalma-batma ile ilişkisini ortaya koymaktadır. Şaroluk Granitoyidi yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri özelliğinde olup subalkalen karakterli ve bu özellikteki granitlerin çarpışma sonrası geliştiği birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir. Çarpışma sonrası granitik magmayı oluşturan magma zaman içinde gelişim göstermektedir. Şaroluk Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların I tipi granitler sınıfında metalümin karakterli oldukları görülmektedir. Örneklere ait yüksek potasyum ve silis oranları kökenlerinin kıtasal kabukla ilişkili (Şekil5.6) olduğunu göstermektedir. Şaroluk Granitoyidi'nin oluşumun evresinde manto kökenli bazik magmanın asimilasyon+fraksiyonel kristallenmesi hem de orta-alt kabuktaki mafik-ortaç bileşimli magmatik kayaçların kısmi ergimesi etkin rol oynamıştır. Bu veriler ışığında magma gelişim evresinde tekdüze ve/veya homojen bir kaynaktan çok, manto ve kabuk karışımı hibrid bir magmatizmanın varlığı görülmektedir.

Şaroluk Granitoyidi'nin oluşum evresinde, metasomatize edilmiş bir manto kaynağının varlığı ile birlikte kabuktan türemiş magma birlikte rol oynamıştır. Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerde gözlenen büyük iyon yarıçaplı elementlerdeki (örn., Rb, Ba, K) zenginleşme ve Nb, Ta gibi elementlerdeki negatif anomaliler metazomatik mantoyu işaret etmektedir.



Şekil 5.5: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Y'ye karşı Sr/Y diyagramı (Brown vd., 1984).

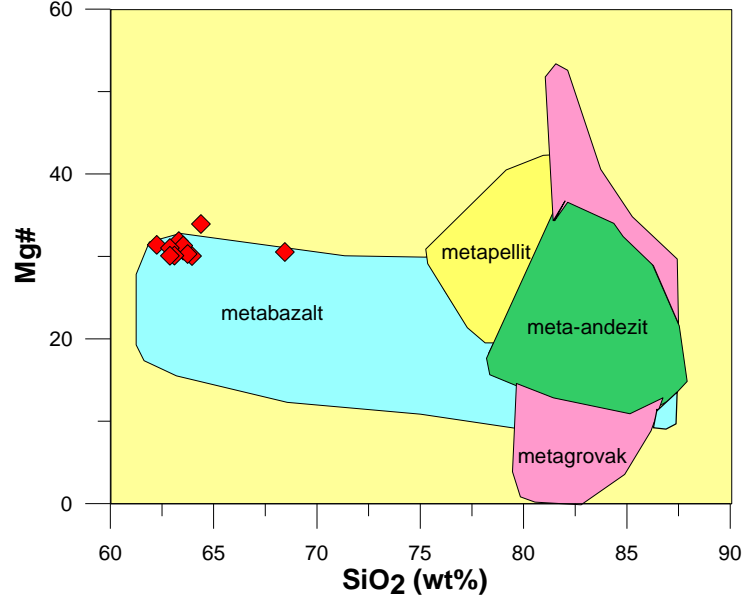
Brown vd., (1984) tarafından oluşturulan Y-Sr/Y diyagramında kayaçların ana volkanik yay serisi ürünleri olduğu göstermektedir (Şekil 5.5). Adakitik kayaçlar ve volkanik yay serileri alanları Drummond ve Defant (1990) 'dan uyarlanmıştır (Şekil 5.5).



Şekil 5.6: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Th/Yb'ye karşı La/Yb diyagramı (Brown vd., 1984).

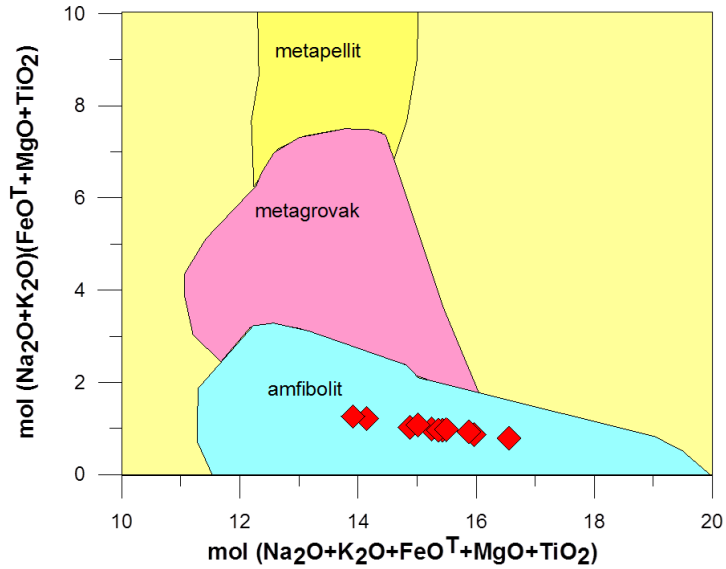
(**island arc:** Ada yayı, **continental margin arc:** kıtasal marjin yayı, **primitive island arc:** ilksel ada yayı)

Eby (1992) tarafından oluşturulan SiO_2 -Mg# diyagramında kayaçların ana magmalarının metabazaltlarından türediği yani felsik pelitlerden veya metagrovaklardan türemediği görülmektedir (Şekil 5.7).



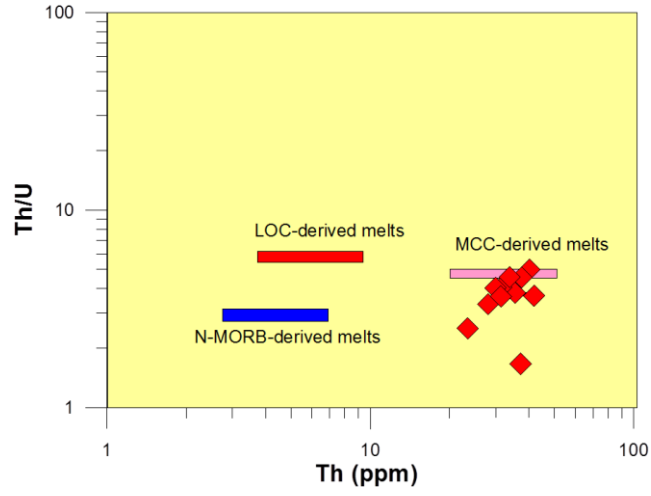
Şekil 5.7: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin SiO_2 'ye karşı Mg# diyagramı (Eby, 1992).

Eby (1992) tarafından oluşturulan $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}_T+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})(\text{FeO}_T+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ diyagramında kayaçların ana magmalarının amfibolit kökenli olduğu görülmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin ana oksitlerin moleküler ağırlık diyagramı (Eby, 1992).

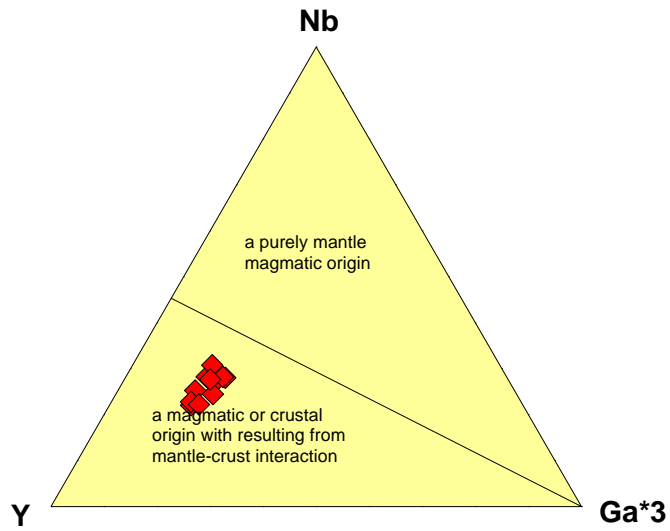
Eby (1992) tarafından oluşturulan Th- Th/U diyagramında kayaçların ana magmalarının orta ktasal kabuğun ergimesine bağlı olduğu görülmektedir (Şekil 5.9).



Şekil 5.9: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Th'ye karşı Th/U diyagramı (Eby, 1992).

(Baz alınan değerler Rudnick ve Gao (2003)- MMC-LOC değerleri, Sun vd., (2008)- MORB değerleridir.)

Eby (1992)'nin Nb-Y-Ga*3 diyagramı, kayaç örnekleri manto manto-kabuk etkileşimine bağlı magmatik ya da kabuk kökenli magmadan türediği görülmektedir (Şekil 5.10).



Şekil 5.10: Şaroluk Granotoyidi'ne ait örneklerin Nb-Y-Ga*3 diyagramı (Eby, 1992).

6. SONUÇLAR

1. Biga Yarımadası'nda (Kuzeybatı Anadolu) bulunan alt Miyosen yaşlı Şaroluk Granitoyidi petrografik ve jeokimyasal olarak incelenmiştir. Yaklaşık 80 km² olan çalışma sahasının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır. Çalışma alanının temelini Paleozoyik yaşlı Torasan Formasyonu oluşturmaktadır. Bunun üzerine uyumlu olarak, Permilen yaşlı kireçtaşı olistolitleri içeren Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu gelmektedir. Karakaya Formasyonunu uyumsuz olarak Jura-Kretase yaşlı Bilecik Formasyonu örtmektedir. Erken Miyosen yaşlı Hallaçlar Volkaniti uyumsuz olarak bu birimleri üzerlemektedir. Şaroluk Plütonu bu birimleri keserek yerleşmiştir. Tüm birimleri uyumsuz Kuvaterner yaşlı alüvyon örtmektedir.

2. Şaroluk Granitoyidi'nden alınan örneklerin ince kesitlerinde modal analiz yapılarak laboratuvarında petrografik olarak incelenmiştir. Buna göre, Erken Miyosen yaşlı Şaroluk Granitoyidi; granodiyorit ve kuvarslı monzodiyoritten oluşmaktadır. Petrografik olarak, holokristalin, yer yer pertitik, mirmekitik ve poikilitik dokuya sunmaktadır. Ana mineral olarak plajiyoklas, ortoklas, kuvars, biyotit, amfibol, piroksen ve opak oksit bulunmaktadır.

3. Şaroluk Granitoyidi'ne ait örneklerden ana (% ağı.) ve iz (ppm) element analizleri yaptırılmıştır. Kimyasal analiz sonuçlarına göre örnekler granodiyorit ve diyorit alanında yer almaktadır. Bu sonuç petrografik incelemeler ile uyumludur.

4. Jeokimyasal olarak örnekler kalk-alkalen ve yüksek potasyumlu özellik göstermektedir.

5. I-tipi ve metalümin olan Şaroluk Granitoyidi volkanik yay granitlerinin karakteristiklerine sahiptir.

6. İncelenen plütonik kayaç örneklerinin SiO₂ (%)'ye karşı ana ve iz elementlerin değişimleri düzenlidir. Bu fraksiyonel kristallenmeye işaret etmektedir.

7. Düşük Çekim Alanlı Elementlerce (DÇAE) zenginleşme gösterip tipik kalk-alkalen özelliktedir.

8. Tektonik olarak, Şaroluk plütönu çarpışma sonrası oluşmuş volkanik yay granitlerinin özelliklerini göstermektedir.

9. Şaroluk Granitoyidi'nin ana magması, alt kıtasal kabuktaki amfibolit ve metabazalt gibi kayaçların kısmi ergimesi ile litosferik mantoda oluşan magmanın karışması sonucu oluşmuş olabilir.

7. KAYNAKLAR

Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F. ve Mitchell J.G. (2000). Petrogenetic Evolution of late Cenozoic, Post-collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

Altınlı, İ. E. (1973). Bilecik Jurasîği. *50. Yıl Yerbilimleri kongresi: Tebliğler dergisi* MTA Yayınları, 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.

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

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

Beccaletto L., Jeny C. (2004). Geology, Correlations and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. PhD Thesis, University of Lousanne.

Beccaletto L. ve Steiner C. (2005). Evidence of Two-stage Extensional Tectonics from the Northern Edge of the Edremit Graben, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 283-297.

Beccaletto L., Bonev N., Bosch D. ve Bruguier O. (2007). Record of a Palaeogene Syn- collisional Extension in the North Aegean Sea: Evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, 1-8.

Batchelor, R. A., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical geology*, 48 (1-4), 43-55.

Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141.

Barr S.R., Temperley S. ve Tarney J. (1999). Lateral Growth of the Continental Crust Through Deep Level Subduction-accretion: A Re-evaluation of Central Greek Rhodope. *Lithos*, 46, 69-94.

Bingöl, E. (1968). Contribution à l'étude géologique de la partie centrale et sud-est du massif de Kazdağ (Turquie) (Doctoral dissertation).

Bingöl E. (1969). Kazdağ Masifi'nin Merkezi ve GD Kesiminin Jeolojisi. *MTA Dergisi*, 72, 110-123.

Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B. (1973). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun Bazı Özellikleri, MTA 50. *Anniversary Proceedings*, 71-77.

Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B. (1975). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun Bazı Özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler*, MTA, Ankara, 70-76.

Bingöl, E. (1989). Geological map of Turkey. MTA, Ankara.

Bonev N., Beccaletto L., Robyr M. ve Monie P. (2009). Metamorphic and Age Constraints on the Alakeçi Shear Zone: Implications for the Extensional History of the Northern Kazdağ Masif, NW Turkey. *Lithos*, 113, 331-345.

Defant, M. J., Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *nature*, 347 (6294), 662.

Dilek, Y., Altunkaynak, Ş. (2007). Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49(5), 431-453.

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

Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş.C. and Acar, Ş. (2005). Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler: Ankara, *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, v. 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.

Ercan T. (1979). Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik Volkanizması. *Jeo. Müh. Dergisi*, 9: 23-46.

Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakıoğlu E., Adis C., Walter H-J. ve Yıldırım T. (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki (Kuzeybatı Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi* (in Turkish with English abstract) 117, 55-86.

Genç Ş.C. ve Yılmaz Y. (1995). Post Collisional Eocene Magmatic Activity of NW Anatolia. *EUG VIII Terra Abstracts, Terra Nova*, 7, 181.

Gümüş A. (1964). Contribution a l'étude Geologique de Secteur Serpentrional de Kalabak Köy - Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, *MTA Ens. Yayını*, 117, 1-109.

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.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F. (2007), Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2341-2357.

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.

Karacık, Z. (1995). Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütönizma ilişkileri. Doktora Tezi, Tech. Univ. of Istanbul, Ins. of Science, Turkey.

Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. (2007). The Dikili-Çandarlı volcanics, Western Turkey: magmatic interactions as recorded by petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(4), 493-522.

Karacık Z., Yılmaz Y., Pearce J.A. ve Ece I.Ö. (2008). Petrochemistry of the South Marmara Granitoids, Northwest Anatolia. Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 1181-1200.

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

Lips A.L.W. (1998). Temporal Constraints on the Kinematics of the Destabilization of an Orogen - Syn- to Post-Orogenic Extensional Collapse of the Northern Aegean Region, PhD Thesis (Doktora Tezi), Vrije University, Netherlands, Amsterdam.

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.

Okay, A. I. (1984). Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschists. Geological Society, London, Special Publications, 17(1), 455-466.

Okay A.İ. (1986). High pressure / low temperature metamorphic rocks of Turkey. Ewans, B.W. ve Brown, E.H., (editörler), *Blueschists and eclogites*, Geological Society of America, Memoir., 164, 333-347.

Okay A.İ. (1987). Ophiolite Obduction on a Permian Carbonate Platform in Northwest Turkey. *Fourth Meeting of the European Union of Geoscience (EUG 4)*, *Terra Cognita*, 7, 100.

Okay A.İ., Siyako M. ve Bürkan K.A. (1990). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, 2 (1), 83-121.

Okay A. İ., Siyako M. ve Bürkan K. A. (1991). Geology and Tectonic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44, 191-255.

Okay, A. I., Sahinturk, O. (1997). AAPG Memoir 68: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Chapter 15: Geology of the Eastern Pontides.

Okay, A. I., Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 156(1), 475-515.

Okay, A. İ., Kaşlılar-Özcan, A., Imren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321(2), 189-218.

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

Okay A. İ. ve Satır M. (2000b). Coeval Plutonism and Metamorphism in a latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.

Okay, A. I., Tansel, I., Tuysuz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138(2), 117-142.

Okay A.İ. ve Göncüoğlu M.C. (2004). The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77-95.

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.

Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavaş from destructive plate margins. Thorpe, R.S., (ed) *Andasites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, New York, pp. 525- 548.

Pickett E.A., Robertson A.H.F. ve Dixon J.E. (1995). The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex, *Geology of the Black Sea Region*, 11-23.

Shand, S. J. (1927). On the relations between silica, alumina, and the bases in eruptive rocks, considered as a means of classification. *Geological Magazine*, 64(10), 446-449.

Siyako M., Bürkan K.A. ve Okay A.İ. (1989). Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türk. Petr. Jeolog. Der. Bült.*, 1(3), 183-200.

Şengör A.M.C. ve Yılmaz Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Şengün F. ve Çalık A. (2007). Çamlıca Metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 50, 1-16.

Streckeisen, A. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt.

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.

Thirlwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J. P., & Arculus, R. J. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas: source or process?. *Journal of Petrology*, 35(3), 819-838.

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

Topuz G., Okay A.I., Altherr R., Satır M. ve Schwarz H. (2008). Late Cretaceous Blueschist Metamorphism in Southern Thrace (Turkey) and Its Geodynamic Implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 895-913.

Yaltırak C. ve Okay A.İ. (2004). Edremit Körfezi Kuzeyinde Paleotetis Birimlerinin Jeolojisi. *İTÜ Dergisi*, 3 (1), 67-79.

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, Nato ASI*. Kluwer, The Hague, 259, 159-189.

Yılmaz Y., Karacık Z. (2001). Geology of the Northern Side of the Gulf of Edremit and Its Tectonic Significance for the Development of the Aegean Grabens, in., *Neotectonics of Turkey, Geodinamica Acta*, 14, 31-43.

Yıkılmaz M. B., Okay İ. A. ve Özkar L. (2002). Biga Yarımadasında Pelajik bir Paleosen İstifi. *MTA Dergisi*, 123-124, 21-26.