



**KARATAŞ TEPE (MEŞELİKÖY-ELAZIĞ) ASİDİK VOLKANİK
KAYAÇLARIN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Pınar ÖZDEMİR AYDIN

**Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM
HAZİRAN-2016**

**T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KARATAŞ TEPE (MEŞELİKÖY-ELAZIĞ) ASİDİK VOLKANİK
KAYAÇLARIN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Pınar ÖZDEMİR AYDIN
(121116104)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 10 Mayıs 2016
Tezin Savunulduğu Tarih: 03 Haziran 2016**

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM (F.Ü)

Diğer Jüri Üyeleri: Prof. Dr. Ahmet Feyzi BİNGÖL (F.Ü)

Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM (T.Ü)



HAZİRAN-2016

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Bu çalışmada **‘Karataş tepe (Meşeliköy-Elazığ) asidik volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri’** incelenmiştir.

Öncelikle çalışmalarım boyunca bilimsel katkı ve eleştirileriyle beni yönlendiren danışman hocam Sayın Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM’e teşekkürlerimi borç bilirim.

Bu çalışmayı MF.13.09 numaralı proje ile maddi olarak destekleyen, arazi çalışmalarının jeokimya analizlerinin ve mineral kimyası analizlerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı, Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında katkılarından dolayı Arş. Gör. Mustafa Eren RİZELİ’ye ve Arş. Gör. Abdullah SAR’a içtenlikle teşekkür ederim.

Hayatım boyunca maddi, manevi her zaman yanımda olan, hiçbir zaman desteklerini esirgemeyen aileme çok teşekkür ederim.

Pınar ÖZDEMİR
ELAZIĞ-2016

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖZET	IV
SUMMARY	V
ŞEKİLLER LİSTESİ	VI
TABLolar LİSTESİ VE EKLER.....	IX
KISALTMALAR	X
1. GİRİŞ	1
1.1. Önceki Çalışmalar.....	3
1.2. Çalışma Yöntemi.....	6
2. DOĞU ANADOLU BÖLGESİNDE NEOJEN MAGMATİK AKTİVİTE.....	8
3. STRATİGRAFİ.....	12
3.1. Elazığ Magmatitleri (Üst Kretase)	12
3.2. Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen–Ü. Oligosen, Özkul (1988))	13
3.3. Karabakır Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen, Naz (1979))	14
4. PETROGRAFİ.....	19
5. MİNERAL KİMYASI	35
5.1. Giriş.....	35
5.2. Plajiyoklas	35
5.3. Biyotit.....	37
5.4. Amfibol	39
6. JEOKİMYA	41
6.1. Ana ve İz Element Jeokimyası.....	41
6.2. Çoklu Element Diyagramları	54
6.3. Tektonik Sınıflama Diyagramları	57
7. PETROJENEZ.....	58
7.1. Kısmi Ergime	58
7.2. Ayrışma (Fraksiyonel Kristalleşme)	61
7.3. Kaynak Magma – Zenginleşme / Kabuksal Kirlenme	62
SONUÇLAR	66
KAYNAKLAR	68
EKLER	77
ÖZGEÇMİŞ	99

ÖZET

Çalışma konusu olarak seçilen birim, Elazığ'ın kuzeyinde, Elazığ-Pertek feribot iskelesi yakınında bulunan Karataş tepe ve Keban Barajı göl alanı içerisindeki üç küçük adayı oluşturan Neojen yaşlı asidik volkanik kayalardır. Bu volkanik kayalar, çalışma alanının güneybatısında (Toraman köyü çevresi) ve kuzeyinde (Pertek tarafı) geniş yayımlı olan ve bazik-ortaç bileşimli Neojen volkanitlerinden coğrafik olarak bağlantısız ve farklı bir morfoloji oluşturacak şekilde dar bir alanda yüzeyleme göstermektedir.

Bölgede, Senomaniyen yaşlı Elazığ magmatitleri, Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu ve Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik kayalar bulunmaktadır.

Volkanitlerde yapılan petrografik çalışma sonucunda önemli oranda alterasyon gösteren örneklerin andezit ve dasit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Genellikle porfirik dokulu, plajiyoklas-sanidin fenokristalli ve fenokristal oranı oldukça yüksektir (%25-75). Magma karışımını gösteren dengesizlik dokularının gözlemlendiği bu kayalarda mafik mineral bileşimini oluşturan hornblend ve biyotit az oranda bulunmaktadır. Örneklerin tüm kaya kimyasal analiz verilerine göre, SiO₂ oranları birbirine çok yakın ve %62-65 arasında değişmektedir. Kalkalkalen özellikli bu volkanitlerin, litosferik bir mantodan kısmi ergime ile oluştukları ve önemli bir kıta içi - yitim zonu zenginleşme etkisi göstermedikleri jeotektonik sınıflama diyagramları kullanılarak ortaya çıkarılmıştır. Jeokimyasal sonuçlara göre bu volkanitler bölgenin kuzeyindeki Karabakır formasyonu/Tunceli volkanitleri (Çemişgezek-Pertek arası volkanitler) ile uyumluluk göstermektedir. Doğu Anadolu sıkışma bölgesi içerisinde yer alan bu volkanitler, litosferik bileşimli bazik magmanın alt kabukla etkileşimi ile asidik özellik kazanmıştır. Asidik erigiyiklerin bölgede gelişen kırık-çatlak hatlarını kullanarak yüzeye ulaştıkları ve fiziko-kimyasal özelliklerinden dolayı tıkaç/dom şekilli olarak oluştukları düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Neojen asidik volkanitler, petrografi, jeokimya, Elazığ-Pertek

SUMMARY

PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF KARATAS HILL (MEŞELİKOY-ELAZIG) ACIDIC VOLCANIC ROCKS.

Located in the North of Elazig, the unit (area) selected for the study contains volcanic rocks of Neocene acidic era that form small three islands near Karataş hill close to the Elazig-Pertek ferry port and within the Keban Dam Lake. Geographically in disconformity with the medium basic composition of Neocene volcanic quite widespread in the Southwest of the study (surrounding the Toraman village) and in the North (around Pertek), these volcanic rocks outcrop in a narrow area to create a different morphology.

In the study area, Cenomanion Elazig Magmatics, Middle Eocene-Late Oligocene Kırkgeçit Formation and Late Miocene-Pliocene Volcanic rocks outcrop.

As a result of petrographic study carried out on the volcanics, it is determined that samples exhibiting significantly alteration have andezitic and dacitic compositions. The rate of porphyritic, plagioclase-sanidine phenocrystalline and phenocrystalline is quite high (%25-75). Amount of Hornblende and Biotite that make up the mafic mineral composition of these rocks exhibiting the texture of disproportional magma mixture is very low. According to all chemical analyzes of the rock samples (specimens) performed, the rate of SiO₂ was found to be very close to each other and varied between (%62-65) . Geotechnical classification diagrams used showed that these vulcanite bearing calc-alkaline characteristics were formed as a result of partial melting of lithospheric mantle and lacked a significant inland - subduction zone effect. Based on the geochemical data, these volcanic were determined to be in conformity with Karabakır formation / Tunceli volcanic (volcanic between Çemişgezek and Pertek) located in the North of the region. Located in the pressured (compressed, squeezed vs.) region of Eastern Anatolia, this vulcanite acquired acidic characteristics thanks to the interaction of the basic magma with the lower mantle. It is estimated that the acidic solutions reach the surface via the fault-crack lines developed in the region and formed of gag/dome shape due to their physico-chemical properties.

Keywords: Neocene acidic volcanic rocks, petrography, geochemistry, Elazig-Pertek

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru ve jeolojik haritasının (Akgül ve Şaşmaz, 1996) uydu (Google Earth) görüntüsü ile karşılaştırılması.....	2
Şekil 2.1. Bölgede yüzeyleyen Neojen volkanitlerin 1/500 000 ölçeğinde yayılımı (MTA, 2002'den hazırlanmıştır).....	10
Şekil 3.1. Karataş tepenin alt kısmındaki kumtaşlarının yakından görünümü.	14
Şekil 3.2. Karataş tepede soğuma çatlaklı asidik lavlar ve kumtaşlarının görünümü (bakış KB'ya).....	14
Şekil 3.3. Karataş tepede breşik yapılı, gri renkli piroklastiklerle bu piroklastiklerde alterasyonlanmanın görünümü.....	17
Şekil 3.4. Pertek kalesi adasında, soğuma çatlaklı dasitik lavlar.....	18
Şekil 3.5. Karataş tepenin alt kısımlarında yuvarlaklaşmış ve parçalanma sonucu düşmelere bağlı oluşan blokların görünümü.....	18
Şekil 3.6. Pertek kalesi adasında kayaçlardaki alterasyonlanmanın görünümü.	18
Şekil 4.1. Plajiyoklaslarda görülen erime-çözünme yapıları (Plj: Plajiyoklas, Çift Nikol).20	
Şekil 4.2. Sanidin kristalinde zirkonun görünümü (Zr: Zirkon. Çift Nikol).....	21
Şekil 4.3. Dasitlerde görülen psödomorf amfibol ve porfirik doku (a) Çift Nikol, b) Tek Nikol).....	21
Şekil 4.4. Dasit örneğinde özşekilli amfibol kristali ve kayacın genel görünümü (Amf: Amfibol., Çift Nikol-Tek Nikol).....	23
Şekil 4.5. Dasit örneğinde yer yer opaklaşmış biyotit ve amfibol psödomorf kristalleri (Bi: Biyotit. Ç.N.)	24
Şekil 4.6. Kayaçta özşekilsiz ve kemirilmiş olarak bulunan kuvars minerali (Q: Kuvars. Ç.N.).....	25
Şekil 4.7. Kayaçta opaklaşmış amfibol ve mikritik hamurun görünümü.	25
Şekil 4.8. Mikrokristalin dokulu dasit örneğinde kuvars, zonlu plajiyoklas ve biyotitin görünümü (Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas, Bi: Biyotit. Ç.N.).....	26
Şekil 4.9. Özşekilli plajiyoklas fenokristallerindeki ikizlenme ve kenarlarındaki Erime - Çözünme dokusunun görünümü (Plj: Plajiyoklas, Ç.N.).....	27
Şekil 4.10. Plajiyoklas mineralinde zonlu yapı ve ikizlenme (Plj: Plajiyoklas, Ç.N.) ...	28
Şekil 4.11. Okside olmuş hornblend ve biyotit mineralleri ((a) Ç.N. b) T.N.).....	29

Şekil 4.12. Özşekilli hornblend ve erime-çözünme yapısının görünümü (Hb: Hornblend, Ç.N.).....	29
Şekil 4.13. Porfirik doku içerisinde kloritleşmiş biyotit fenokristali ile mikrolitik biyotitlerin görünümü (Bi: Biyotit, Ç.N.).....	30
Şekil 4.14. Zonlu yapı gösteren plajiyoklas ve kuvars fenokristalinin görünümü (Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas, Ç.N.).....	31
Şekil 4.15. Felsik hamur malzeme gösteren kayada mafik mineral olarak gözlenen biyotit minerali (Bi: Biyotit, Ç.N.)	33
Şekil 5.1. Çalışma konusu Karabakır Formasyonu asidik volkanik kayalara ait plajiyoklasların Ab-An-Or üçgen diyagramı	37
Şekil 5.2. Çalışma konusu kayalardaki biyotitlerin sınıflandırılması (Speer, 1987). (a) MgO-FeO(t)-Al ₂ O ₃ mineral birlikteliği ayırtma diyagramı, (b) MgO FeO(t)-Al ₂ O ₃ orojenik bölge ayırtma diyagramı.	38
Şekil 5.3. Örneklerin amfibol mineral sınıflama diyagramındaki dağılımları (Leake et al., 1997).	40
Şekil 6.1. Örneklerin Q-P diyagramı (Debon ve Le Fort 1983).	42
Şekil 6.2. Çalışma bölgesine ait örneklerin toplam Alkali-SiO ₂ diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986).	42
Şekil 6.3. Örneklerin Alkali-Silis diyagramında dağılımı (Irvine ve Baragar, 1971). ...	44
Şekil 6.4. Örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki dağılımları (A=Na ₂ O+K ₂ O, F=FeO, M=MgO).	45
Şekil 6.5. Karabakır Formasyonu'na ait kayaların SiO ₂ 'e karşı K ₂ O değişim diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).	46
Şekil 6.6. Çalışma bölgesi örneklerin Co-Th diyagramındaki (Hastie et al. 2007) dağılımları.	46
Şekil 6.7. Ana oksitlerin SiO ₂ 'e göre değişimini gösteren Harker diyagramları (Harker, 1909).	48
Şekil 6.8. İz element-SiO ₂ değişim diyagramları (Harker, 1909).	51
Şekil 6.9. Örneklerin Rb-Sr, Rb-Ba, Rb-Cs değişim diyagramlarında dağılımları.	53
Şekil 6.10. Çalışma konusu kayalar örneklerinin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılımı diyagramı (McDonough vd., 1992).	55

Şekil 6.11. Çalışma konusu kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Sun ve McDonough,1989).	56
Şekil 6.12. Nb-Y (a) ve Rb-(Y+Nb) (b) diyagramındaki dağılımları (Pearce ve diğ., 1984) (ORG: Okyanus Ortası Sırtı Granitoidleri, VAG: Volkanik Yay Granitoidleri, WPG: Levha İçi Granitoidleri, COLG: Çarpışma Ürünü Granitoidleri).	57
Şekil 7.1. Çalışma bölgesine ait örneklerinin Zr (ppm)'a karşı Co (ppm) ve Ni (ppm) değişimleri	59
Şekil 7.2. Çalışma konusu volkanitlerin ana oksit ve iz element değişim diyagramları (a) MgO (%) -Zr (ppm), (b) SiO ₂ (%) -Zr (ppm), (c) Rb(ppm)-Ni(ppm) , (d) Y(ppm)-Zr(ppm), (e) Ce(ppm)-Zr(ppm), (f) La(ppm)-Zr(ppm) (AFC: Özümleme+Ayrımlaşma (Fraksiyonel Kristalleşme); FC: Ayrımlaşma (Fraksiyonel Kristalleşme); Vektörler, minerallerin ayrımlaşma yönlerini göstermektedir.	62
Şekil 7.3. Çalışma bölgesine ait örneklerin Nb/La - La/Yb diyagramındaki dağılımı (Kaygusuz et al., 2011). HIMU: Yüksek μ değerine (yüksek U/Pb oranına) sahip manto, OIB: Okyanus ada bazaltları.	63
Şekil 7.4. Örneklerin Nb/Y-Th/Y ikili değişim diyagramındaki dağılımları (Görmüş, 2009).	64
Şekil 7.5. İnceleme alanındaki kayaçların Hf/3 – Th – Nb/16 diyagramına göre dağılımları (Wood 1980) A: N tipi MORB, B: E tipi MORB ve toleyitik levha içi bazalt, C: Alkalın levha içi bazalt, D: Volkanik-yay bazaltları.	65

TABLolar LİSTESİ VE EKLER

Tablo 5.1. Seçilmiş plajiyoklas mineralleri üzerinde analiz edilen kristallerin ortalama bileşimleri (ort.) ve standart sapma (σ) değerleri (n: analiz sayısı).	36
Tablo 5.2. Seçilmiş biyotit mineralleri üzerinde analiz edilen kristallerin ortalama bileşimleri (ort.) ve standart sapma (σ) değerleri (n: analiz sayısı).	38
Tablo 5.3. Seçilmiş amfibol mineralleri üzerinde analiz edilen kristallerin ortalama bileşimleri (ort.) ve standart sapma (σ) değerleri (n: analiz sayısı).	39
Tablo 6.1. Kayaç örneklerinin ana oksit (%ağırlık) ve iz element (ppm) tablosu	43
Tablo 6.2. Karabakır Formasyonu 'na ait örneklerin nadir toprak element (REE, ppm) tablosu.....	52
Tablo 7.1. Karabakır Formasyonuna ait örneklerin bazı element oranları	60
Ek 5.1. Seçilmiş plajiyoklas mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mineral kimyası analiz sonuçları (İyon sayıları 32O bazına göre hesaplanmıştır).	77
Ek 5.2. Seçilmiş biyotit mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mineral kimyası analiz sonuçları (İyon sayıları 32O bazına göre hesaplanmıştır).	87
Ek 5.3. Seçilmiş amfibol mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mineral kimyası analiz sonuçları (İyon sayıları 32O bazına göre hesaplanmıştır).	95

KISALTMALAR

MTA	: Maden Tetkik Arama
Acme	: Analytical Laboratories LTD.
T.N.	: Tek Nikol
Ç.N.	: Çift Nikol
%wt	: Yüzde Ağırlık
GD	: Güney Doğu
B-KB	: Batı-Kuzeybatı
KD	: Kuzey Doğu
DAYK	: Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı
Plj	: Plajiyoklas
Zr	: Zirkon
Bi	: Biyotit
Amf	: Amfibol
An	: Anortit
Ab	: Albit
Or	: Ortoklas
NTE	: Nadir Toprak Element
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Element
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Element
LILE	: Büyük İyon Litofil Elementler
HFSE	: Yüksek Değerlikli Elementler
ORG	: Okyanus Ortası Sırtı Granitoidleri
VAG	: Volkanik Yay Granitoidleri
WPG	: Levha İçi Granitoidleri
COLG	: Çarpışma Ürünü Granitoidleri
Syn	: Çarpışmayla eş zamanlı
MORB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları
AFC	: Özümleme+Ayrışma
FC	: Ayrışma
HIMU	: Yüksek μ değerine (yüksek U/Pb oranına) sahip manto
OIB	: Okyanus Ada Bazaltları

1. GİRİŞ

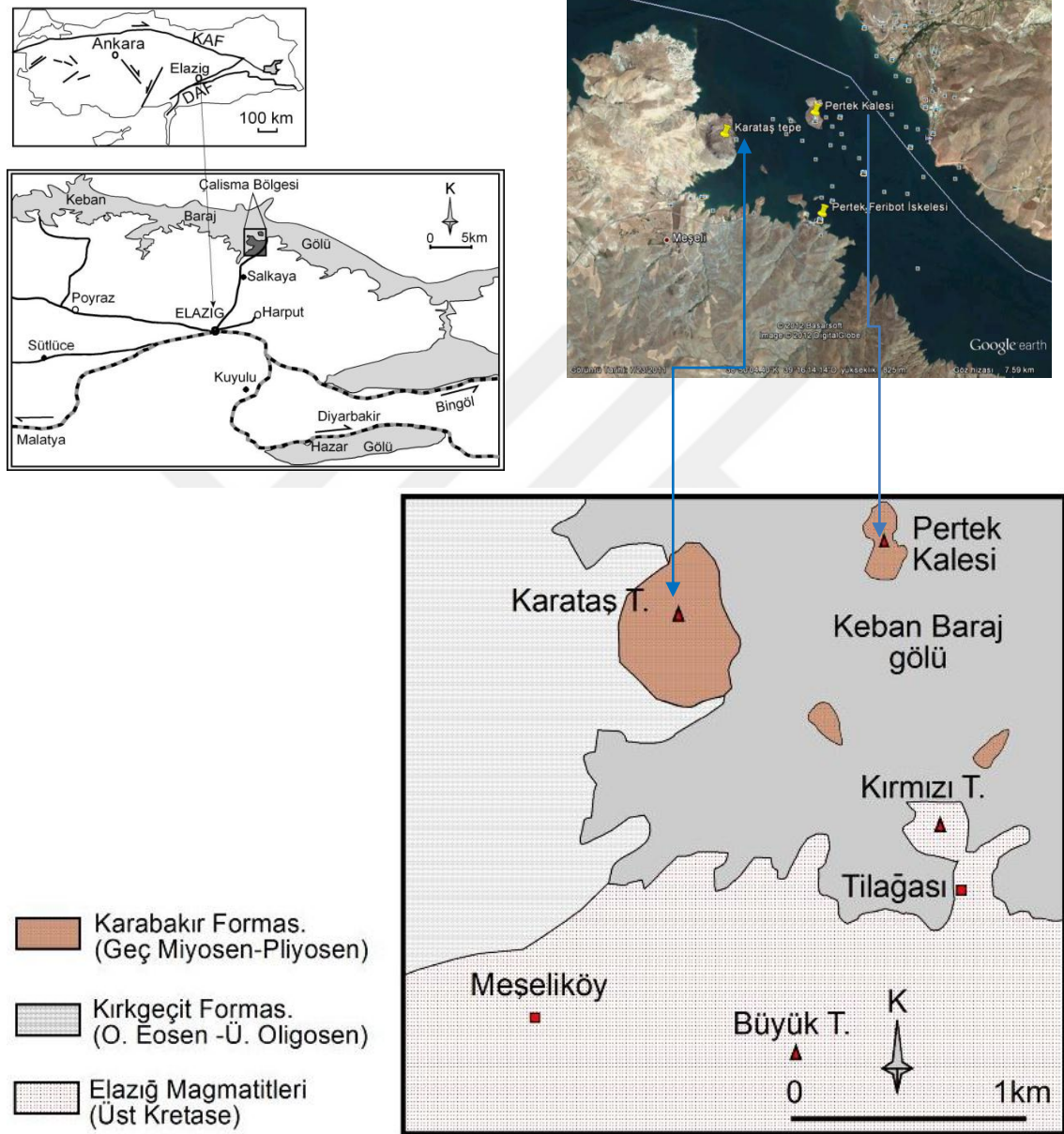
Çalışma konusu olarak seçilen bu asidik volkanik kayaçlar, çok dar bir alanda ve biri büyük olmak üzere diğerleri Keban Barajı göl alanı içerisinde üç küçük ada şeklinde yüzeyleme vermektedir (Şekil 1.1). Bu volkanitler, çalışma bölgesinin kuzeyinde Pertek-Çemişgezek arasında yayılım gösteren Karabakır formasyonu/Tunceli volkanitleri olarak tanımlanan volkanitlerin asidik bileşenlerini oluşturmaktadır. Bu volkanitlerde bu şekildeki asidik bileşimli yüzeyleme yalnız bu bölgede görülmüştür. Ancak Mazgirt (Tunceli GD'su) çevresinde çok kalın bir istif oluşturan piroklastitlerle birlikte çok daha büyük çıkış merkezli ve geniş yayılımlı yüzeylemeleri de bulunmaktadır (Savaşın ve diğ., 2015). Genel anlamda, bölgede yüzeyleyen Neojen volkanitlerde pek çok çalışma (Naz, 1979; Kürüm, 1994; Akgül ve diğ., 2001; Kürüm et al., 2006; Kürüm ve diğ., 2007; Aktağ, 2014) yapılmasına karşın, bu asidik volkanik kayalarda bir çalışma yapılmamıştır.

Çalışma konusu olarak seçilen asidik volkanik kayaçlar, hem litolojik olarak hem de morfolojik olarak çevresindeki kayaçlardan oldukça farklı bir görünümündedir. Bilindiği gibi asidik volkanik kayaçlar bazik olanlara kıyasla daha viskoz olduğundan, lavın akarak yayılmasından çok, çıkış merkezi ve çevresinde yüksek tepeler oluşturmaları söz konusudur. Bölgenin 1977 yılından itibaren su tutulmaya başlayan Keban Barajı göl alanı içerisinde veya kenarında olmasından dolayı, gölalanı içerisinde yayılımının olup olmadığı konusunda veriler bulunmamaktadır (Şekil 1.1). Bu nedenle çalışma konusu olarak seçilen bu volkanitler, Çemişgezek-Pertek arasında geniş yüzeylemeler oluşturan volkanitlerin, asidik bileşimli lavlarının çıkış merkezleri şeklinde yorumlanmıştır.

Bu tez çalışması kapsamında, Elazığ kuzeyinde, Pertek feribot iskelesi B-KB'sında bulunan Neojen asidik volkanik kayaçların mineral kimyasıyla beraber petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Çalışma konusunu oluşturan bu birim, bölgenin kuzeyinde (Pertek tarafı) ve güneyinde geniş yayılımlı olan ve bazik-ortaç bileşimli Neojen volkanitlerinden bağlantısız bir şekilde ve dar bir alanda yüzeyleme gösterdiğinden bugüne kadar jeolojik anlamda çalışılmamıştır. Bu nedenle bu yönde bir eksikliği tamamlaması açısından oldukça önemli olacaktır.

Bu çalışmada, Şekil 1.1'de görüldüğü gibi Karataş tepe ve Keban Barajı göl alanı içerisinde kalan üç adadan olmak üzere bölgeyi temsil edecek şekilde örnekler

alınmıştır. Alınan örneklerdeki petrografik incelemeler sonucunda belirlenen toplam 14 örnekte jeokimya (ana element, iz element, nadir toprak element) analizi, 6 örnekte ise mineral kimyası analizi yaptırılmıştır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru ve jeolojik haritasının (Akgül ve Şaşmaz, 1996) uydu (Google Earth) görüntüsü ile karşılaştırılması.

1.1.Önceki Çalışmalar

Bölgede, çalışma konusunu oluşturan volkanitlerle beraber tabanda Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri ve O. Eosen-Ü. Oligosen yaşlı Kırgeçit formasyonu (Şekil 1.1) yüzeylemektedir. Çalışma konusunu oluşturan Neojen yaşlı bu volkanitler, önceki çalışmalarda Karabakır formasyonu (Naz, 1979; Bingöl ve diğ., 1982, 1984) Tunceli volkanitleri (Kürüm, 1994) ve Elazığ volkanitleri (Akgül ve diğ., 2001; Kürüm et al., 2006; Kürüm ve diğ., 2007) gibi farklı şekillerde isimlendirilmiştir.

İnceleme alanının hemen güneydoğusunda bulunan ve geniş yayılımlı olan Elazığ magmatitlerinde, Sağiroğlu (1986, 1992); Sağiroğlu ve Preston (1987); Şaşmaz (1988); Şaşmaz ve Sağiroğlu (1990) tarafından çalışmalar yapılmıştır

Elazığ Magmatitleri ilk defa Perinçek (1979a) tarafından Hakkâri civarında okyanus içi yay birimleri için tanımlanan Yüksekova Karmaşığı, yine Perinçek (1979b) tarafından, Elazığ civarındaki Üst Kretase yaşlı kırmızı-yeşil kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, volkanik kumtaşı, tuf, aglomera, bazalt, diyabaz, gabro, serpantinit, granit ve granodiyorit olarak ayırtlanan litolojiler için kullanılmıştır. Daha sonra Elazığ çevresinde yapılan çalışmalarda birçok araştırmacı, aynı ismi benimsemiştir (Naz, 1979; Perinçek ve Özkaya, 1981; Perinçek ve Kozlu, 1984; Özkul, 1982; Turan, 1984; Sungurlu vd., 1985; Tatar, 1987; B.Akgül., 1987, 1993; Aksoy ve Tatar, 1990; Turan ve Bingöl, 1991; Aksoy ve Çelik, 1995). Buna karşın Bingöl (1982), Yüksekova Karmaşığı tanımını Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı volkanosedimanter birimlerle beraberindeki ofiyolitler ve granitik kayalar için kullanmıştır. Bingöl (1984, 1988) ve Turan (1984) ise bu tanımları, amfibolitler, granitik kayalar, diyabazlar, yastık lavlar, andezitler, andezitik piroklastik kayalar, dasitler ve mikritik kireçtaşlarından oluşan magmatik kompleks için kullanmışlar ve bu magmatik kompleksin aplitik, mikrogranitik ve dasitik dayklar tarafından kesildiğini ifade etmişlerdir. Daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalarda bazı araştırmacılar (Turan ve Bingöl, 1991; Turan vd., 1993; Bingöl ve Beyarslan, 1996; Beyarslan ve Bingöl 2000; Beyarslan, 2005) Yüksekova Kompleksi tanımı için, Yüksekova civarında tanımlanan birimlerin litolojik ve yapısal özellikleri ile Elazığ çevresindekilerin özelliklerinin farklı olduğunu belirtmektedirler. Yine bu araştırmacılar, Hakkari civarından farklı olarak Elazığ'daki birimlerin tabandan tavana düzenli bir istif oluşturduğunu bu nedenle bir karmaşıklık özelliği göstermediğini vurgulayarak, birime “Elazığ Mağmatitleri” ismini vermişlerdir. Bu araştırmacılara göre

Elazığ Magmatitleri, tabanda gabro-diyorit bileşimli derinlik kayaları, bunların üzerinde bazaltik, andezitik volkanik kayalar, volkanoklastitler ile tüm bunları kesen granodiyorit-tonalit bileşimli derinlik kayaları ve dasit dayklarından oluşmuştur. Araştırmacılardan bazıları, nötr ve felsik dayklarca kesilen yastık yapılı bazik volkanitler ve bunları üzerleyen piroklastik-volkanoklastik sediment stratigrafisine dayanarak hem plütonik hem volkanik kayalardan ibaret birimi ada yayı topluluğu olarak kabul etmişlerdir (Beyarslan ve, Bingöl 1996; Akgül ve Bingöl, 1997; Beyarslan ve Bingöl, 2000).

Birimin yaşı ile ilgili olarak yapılan radyometrik (Yazgan ve Chessex, 1991; Herece vd., 1992; Önal, 2008; Rızaoğlu vd., 2009; Önal ve diğ., 2010; Kürüm, 2011), stratigrafik (Hempton, 1985) ve paleontolojik çalışmalarda (Tuna, 1979; Naz, 1979; Perinçek, 1979b; Perinçek, 1980a; Ural, 2012), Üst Kretase/Senoniyen yaşı kabul görmektedir.

Karabakır formasyonu, ilk kez Naz (1979) tarafından Tunceli ili Pertek ilçesine bağlı Karabakır köyü çevresindeki yüzeylemeler için kullanılmıştır. Daha sonra yapılan bir çok çalışmada (Perinçek, 1979; Bingöl, 1984; Sungurlu ve diğ., 1985; Turan ve Bingöl, 1991; Kürüm ve Altunbey, 2001), Karabakır formasyonu adı kullanılmıştır. Yazgan ve diğ., (1987) ise, Palu (KD Elazığ) civarında yaptığı çalışmada gölsel kireçtaşları ve olivinli bazaltlardan oluşan birimi, Karadağ bazaltları olarak adlandırmışlardır.

Turan ve Bingöl (1991), Karabakır Formasyonu'nun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik ve volkano-tortul malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbirleriyle yanar ve düşey yönde geçişli olduklarını belirtmektedirler. Aynı araştırmacılara göre, volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera, lapilliston, tuf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntıları ile son bulmaktadır. Göl ve nehir tortularının egemen olduğu sahalarda ise, çakıltası, kumtaşı-çamurtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli seviyeler (linyit) katılır. Ercan ve Asutay (1993), Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yaptıkları jeokimyasal çalışmalara dayanarak, bunların çoğunlukla alkali çok azının da subalkali özellikle olduğunu belirtmektedirler. Bu kayaların genellikle simatik kökenli olduklarını, ancak

sialik bulaşmadan da etkilendiklerini vurgulamaktadırlar. Araştırmacılar, Malatya-Elazığ-Tunceli ve Bingöl volkanitlerinin gelişmesini Arap plakası ile Anadolu plakalarının çarpışması sonucu oluşan kıta kabuğu kalınlaşması ve buna karşılık litosfer incelmesinin yarattığı genleşme kuvvetlerinin etkisiyle oluşan tansiyon çatlaklarına bağlamaktadırlar. Bu olaylar sonucu gerçekleşen basınç serbestleşmesi sıg mantodaki bölümsel ergimelerin kıta kabuğu içinde yükselmesine ve ergiyen kıtasal kabuk malzemesiyle karışarak kirlenmesine neden olmuştur.

Kürüm (1994), Pertek-Çemişgezek arasında yüzeyleyen volkanitlerde yaptığı çalışmada, birimin volkanoklastitler, lav akıntıları, piroklastikler ve gölsel karakterli kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Piroklastiklerin istifin tabanını oluşturduğunu ve çok geniş yayımlı olduğunu belirten araştırmacı, lav akıntılarının esas olarak kalkalkalen daha az olarak da toleyitik ve alkali özellikli olduğunu belirtir. Araştırmacı, lav akıntılarının bazalt-andezit dasit farklılaşması gösterdiğini ve birimin kıta içi volkanizma ürünleri olduğunu belirtmiştir.

Inceöz (1994), Karabakır formasyonu'nun litolojik özelliklerini dikkate alarak birimin tamamen karasal bir ortamda çökeldiğini ve bazalt üyelerinin ise tamamen kıta içi volkanizma ürünleri olduğunu belirtmiştir.

Kürüm ve Altunbey (2001), Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı olarak tanımladıkları bu volkanitlerin kalkalkalen özellikli, orta-yüksek K'lu, levha içi volkanizma özellikli ve kıtasal kabuk bileşimli bir magmadan kaynaklandığını belirtirler. Araştırmacılar, bu volkanitlerin D.Anadolu'da geniş yayılım gösteren Miyosen yaşlı volkanitlerin eşdeğeri olduğunu belirtirler.

Aktaş (2014), Pertek KD'sunda (Tunceli G'yi) yüzeyleyen volkanitlerde yaptığı çalışmada, yayılım sunan volkanitleri Solhan volkanitleri olarak tanımlamıştır. Araştırmacı, volkanizmanın Çaybağı formasyonu içerisinde yer alan tuf ile başlayıp, Solhan volkanitlerine ait lav akıntıları ve sınırlı alanda görülen aglomeralardan oluştuğunu belirtmektedir. Bu çalışmada lav akıntılarının yanı sıra, bölgedeki volkanizmanın sahasal, petrografik ve jeokimyasal karakterinin anlaşılması amacı ile yer yer lav akıntılarının altında, Çaybağı formasyonuna ait tuf seviyelerinin de petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenmiştir. Yapılan petrografik ve jeokimyasal çalışmalar neticesinde, tuf seviyelerinin tümü ile andezitik bileşimli olduğu belirlenmiştir. Araştırmacı, ana oksit ve iz element parametreleri ile oluşturulan ikili

diyagramlar aracılığı ile andezitik tüflerin oluşumunda, magmatik farklılaşma süreçlerinin etkin olduğunu belirtmektedir. Ayrıca fraksiyonel kristalleşmede, plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve manyetit mineral faz fraksiyonlaşmalarının rol oynadığını ek olarak apatit birikmesinin de meydana geldiğini belirtip, andezitik tüflerin jeotektonik ortamlarının oluşumlarında dalma-batma süreçlerinin etkin olduğu ve yay magmatizması özellikleri taşıdıklarını belirtmektedir.

Yazgan (1981, 1984), Pütürge–Malatya–Elazığ–Baskil ve Keban dolaylarında yaptığı araştırmalarda, bölgenin jeotektonik evrimini levha tektoniği kuramı çerçevesinde açıklamaya çalışmıştır. Yazar, bu çalışmalarında Kırkgeçit formasyonunu Geç Eosen–Oligosen yaşlı iç basen çökelleri olarak yorumlamıştır.

Kırkgeçit formasyonu ile ilgili yapılan çalışmalarda birimin yaşı, çalışma yapılan bölgelere göre dar alanda değişiklikler göstermektedir. Turan (1984); Özkul (1988); Kürüm (1994); Turan ve Türkmen (1996); Türkmen ve Esen (1996) birim için Orta Eosen–Üst Oligosen yaşını kullanmışlardır. Avşar (1988); Özkul ve Üşenmez (1986); İnceöz (1994) ise birim için Orta–Üst Eosen yaşını kullanmışlardır. Aksoy ve Tatar (1990), Van civarında, Aksoy (1996), Arapkir civarında yaptıkları çalışmalarında birimin yaşını Orta Eosen–Alt Miyosen olarak belirlemişlerdir. Görüldüğü gibi farklı çalışmalarda verilen yaşlar da birbirinden farklı olabilmektedir. Ancak, tüm bu araştırmacılar Kırkgeçit formasyonunun Orta Eosen’de çökelmeye başladığı fikrinde birleşmişlerdir.

Kırkgeçit formasyonunun sedimantolojik özelliklerini ayrıntılı biçimde inceleyen Özkul (1988), bu çökellerin shelf ortamından derin deniz ortamı çökellerine kadar değişik tip te çökeller sunduğunu vurgulamıştır. Çökelme havzası tabanının düzensizliği ve buna bağlı olarak deniz dibi sırtları nedeniyle havza değişik fasiyes sunan bölümlere ayrılmıştır. Bu nedenle de formasyon içinde çok sayıda farklı litofasiyesler ve litofasiyes toplulukları oluşmuştur.

1.2. Çalışma Yöntemi

Yüksek lisans tezi kapsamında yapılan arazi çalışmaları 2013 yaz aylarında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, GPS (Magellan Sportrak Color), jeolog çekici, lup, şeritmetre ve benzeri araçlardan yararlanılmıştır. Bu tez çalışması kapsamında tüm yüzeylemelerden birimi olabildiğince

temsil edebilecek nitelikte örnekleme yapılmaya çalışılmıştır. Ancak, özellikle alterasyon ve ayrışmanın yer yer yoğunluğu ve bazı alanlarda istenen kalite ve nitelikte yüzeylemelerin bulunmayışı kaliteli örnek alımını zorlaştırmıştır.

Laboratuvar çalışmaları aşamasında öncelikle petrografik çalışmaları yürütmek üzere araziden derlenen el örneklerinden Fırat Üniv. Jeoloji Müh. Böl. incekesit laboratuvarlarında ince kesitler yaptırılmış, hazırlanan ince kesitler içerisindeki mineral bileşimi, doku tayinleri ve isimlendirme ile alterasyon durumları Polarizan mikroskoplar yardımıyla saptanmıştır. Bu örneklerden fotoğraflar çekilmiştir. Petrografik incelemeler sonunda altere olmamış toplam 14 adet örneğin Kanada ACME laboratuvarında ana oksit ve eser element analizleri yaptırılmıştır.

Büro çalışmaları, arazi çalışmaları öncesinde literatür derlemesi şeklinde başlamıştır. Arazi ve laboratuvarında yapılan çalışmalar neticesinde kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlarda değerlendirilerek rapor yazımına başlanmıştır.

2. DOĞU ANADOLU BÖLGESİNDE NEOJEN MAGMATİK AKTİVİTE

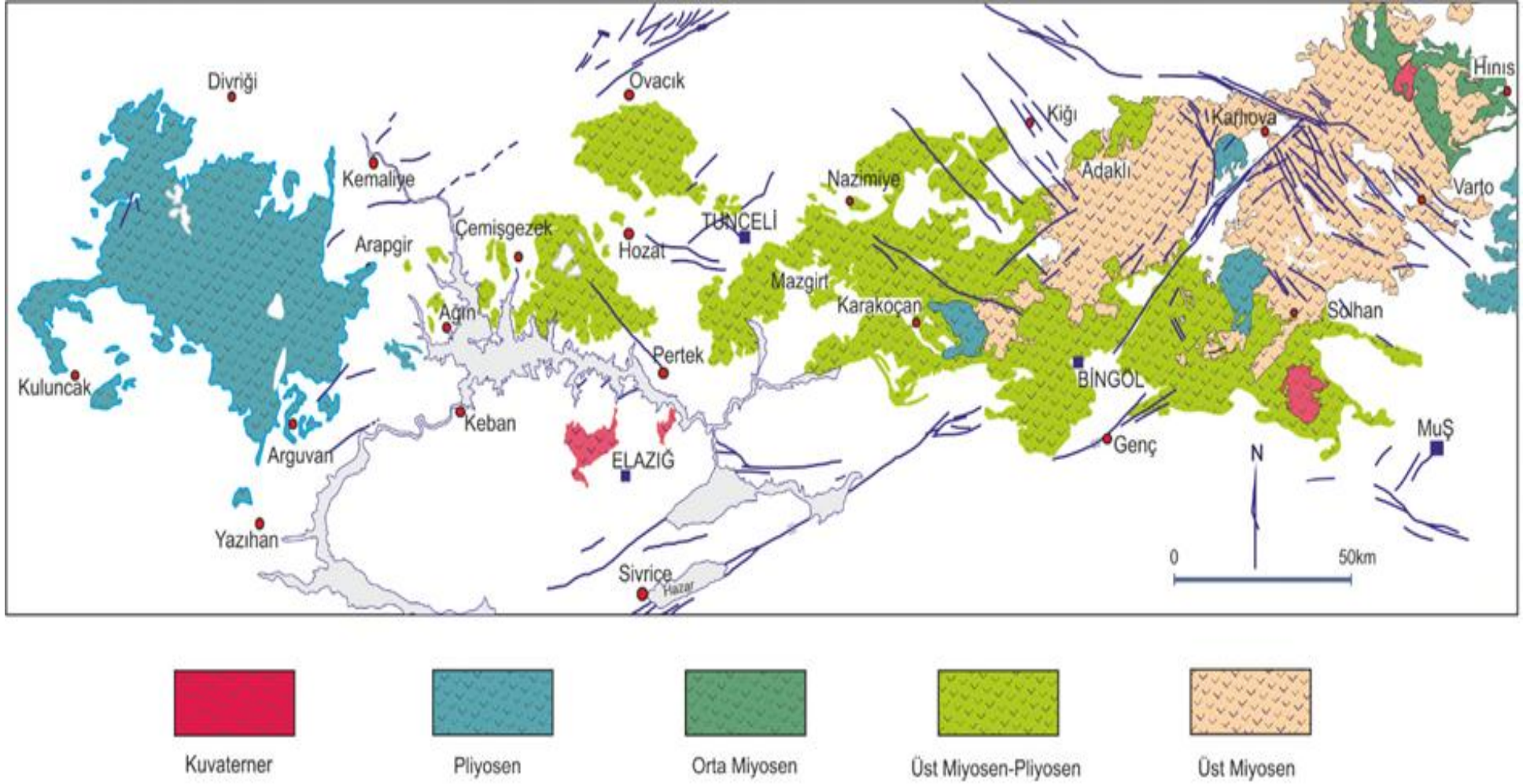
Neo-Tetis okyanusunun Erken Miyosen’de Arabistan-Avrasya levhalarının çarpışması ile tüketilmesi Türkiye’de Neo-tektonik dönemin başlangıcı olarak kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Neo-tektonik rejim ülkemizde Kuzey Anadolu-Batı Anadolu “Gerilme”, Orta Anadolu "Ova" ve Doğu Anadolu “Sıkışma” bölgesi olmak üzere dört farklı tektonik bölge oluşturmuştur.

Çarpışmadan sonra devam eden sıkışma/yakınlaşma sonucunda kısalıp kalınlaşan Doğu Anadolu Bölgesi’nde, D-B yönlü kıvrım-bindirme kuşakları ve transform doğrultu atımlı faylar gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Anadolu sıkışma bölgesinin jeolojisine bakıldığında volkanik kayaçların önemli bir yer kapladığını görmekteyiz (Şekil 2.1). Bölgede Neo-tektonik dönemde etken olan volkanik aktivite için Yılmaz (1987), üç aşamalı bir gelişme öne sürmüştür. Gülen (1982) çarpışmanın hemen sonrasında başlayan birinci evrede Solhan volkanitleri gibi zayıf alkali volkanizma, Geç Miyosen-Erken Pliyosen’de başlayan ikinci evrede, K ve Ca bakımından zengin volkanizma, Pleistosen - Kuvaterner’de başlayan üçüncü evrede ise alkali bazaltik ürünler üreten volkanizma geliştiğini belirtmektedir (Şekil 2.1). Keskin (2003) ise Geç Miyosen’den Kuvaterner’e kadar Doğu Anadolu magmatizmasının muhtemelen astenosferin pasif yükselimi, adiyabatik ergimeyi ve üzerleyen kabuğun sıcaklığını arttırmasını yansıtabilecek şekilde andezitik-riyolitik kabuksal ergiyikten sodik-alkali olivin bazalta kadar değişen kompozisyonları meydana getirdiğini belirtmektedir.

Doğu Anadolu sıkışma bölgesinin kabuk yapısının sonradan yapılan çalışmalar ile, ~45 km kalınlığında yığılma karmaşığında olduğu ve manto litosferinin çok ince veya olmadığı ileri sürülmüş (Al-Lazki ve diğ., 2003; Gök ve diğ., 2003; Şengör ve diğ., 2003) ve bu bölge Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (DAYK) olarak tanımlanmıştır. DAYK üzerindeki volkanik kayaçların jeolojik konumları, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri dikkate alınarak, farklı jeodinamik evrim modelleri ileri sürülmüştür. Bu modellerden bazıları (Pearce ve diğ., 1990; Yılmaz ve diğ., 1998) bölgedeki volkanizmayı tek bir tektonik olay ile açıklarken başka araştırmacılar ise, bir kaç tektonik olay ile açıklamaya çalışmıştır (Innocenti ve diğ., 1976; Innocenti ve diğ.,

1982b; Keskin, 2003). DAYK üzerinde oluşan volkanizmanın değişik evrelerinin, bölgenin jeodinamik evrimi içerisindeki yeri hala tartişmalıdır.

Çalışma konusu yakın çevresindeki volkanitleri oluşturan Harput-Beydalı, Cip-Gümüşbağlar (Elazığ) ile Çemişgezek-Pertek-Mazgirt (Tunceli merkez ve çevresi) volkanitlerinin farklı fiziksel ve jeokimyasal özellikler sunduğu bilinmektedir (Naz, 1979; Kürüm ve Bingöl, 1997; Akgöl ve diğ., 1989; Özbulut ve Kürüm, 2000; Aktağ, 2014; Savaşın ve diğ., 2015). Tunceli bölgesinde volkanizmanın Miyosen dönemi ile birlikte yoğun bir magmatik aktivite şeklinde başladığı ve ilk ürünlerin kalkalkali özellikte olduğu belirtilir (Savaşın et al., 2015). Araştırmacılar bu dönemde bölgenin hala sulu ortam özelliğinde olduğunu ve bölgenin muhtemelen Orta Miyosen’de tamamen kara haline dönüşmüş olabileceğini belirtmektedirler.



Şekil 2.1. Bölgede yüzeyleyen Neojen volkanitlerin 1/500 000 ölçeğinde yayılımı (MTA, 2002'den hazırlanmıştır).

Geç Miyosen-Pliyosen döneminde ise kalkalken magmatik aktivitenin giderek etkinliğini kaybetmiş ve alkaline geçiş özelliği gösteren lav akıntılarına dönüştüğü belirtilmektedir. Araştırmacılar, bu dönemde bölgenin sıkışma tektoniğinden daha ziyade gerilme tektoniğinin etkisine girmiş ve Harput ve Gümüşbağlarla beraber Tunceli çevresinde gerilme tektoniği sonucu oluşan açılma çatlakları boyunca manto kökenli alkalin volkanizmanın etken olduğunu ileri sürmektedirler. Oldukça akıcı olan bu bazaltik magma paleotopoğrafya denetiminde Elazığ-Harput, Gümüşbağlar civarında geniş alanlara yayılmıştır.



3. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında yüzeyleyen litolojik birimler, yaşlıdan gence doğru;

- Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri,
- Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu,
- Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Karabakır Formasyonu şeklinde sıralanır.

3.1. Elazığ Magmatitleri (Üst Kretase)

Çalışma bölgesinin hemen güneydoğusunda bulunan (Şekil 1.1) ve geniş yayımlı olan Elazığ magmatitleri önceki çalışmalar kısmında da belirtildiği gibi birçok araştırmacı tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bölgede çalışma konusu volkanitler ile sınır ilişkisi göstermez, ancak yakın çevrede çok geniş yayımlıdır. Genellikle granitik ve diyoritik özellikli plütonik, daha az mikrodiyorit veya masif bazaltların bulunduğu ve yer yer plütonik kayalara sokulum yapmış çeşitli boyutlarda asidik ve ortaç dayklar şeklinde yüzeylemektedir. Bölgede egemen olan küçük ölçekli faylarla parçalanmış olan birimde bu kırılanmalara ve hidrotermal sıvılara bağlı olarak alterasyonlanma yaygındır. Bu nedenle bölge genelinde yumuşak topoğrafya oluşturmaktadır. Yaygın olmamakla beraber, yer yer mafik migrogranüler anklavlar bulunmaktadır. Ayrıca, özellikle Elazığ-Salkaya (bölgenin güneyi) yol yarması boyunca düzensiz şekilli-sinplütonik dayk görünümlü diyoritik anklavlar, granitler içerisinde bulunmaktadır.

Şaşmaz ve Sağıroğlu (1990) çalışma bölgesinin yakın GD'sunda yaptıkları çalışmada, Elazığ Magmatitleri içerisindeki cevherleşmelerin diyoritik kayalar içerisinde, kırık zonlarına yerleşmiş damarlar halinde geliştiğini belirtmektedirler. Cevherli örneklerin kimyasal analiz sonuçları buradaki cevherleşmelerin Pb, Ag, Zn ve Sb açısından önemli olabileceğini göstermiştir. Araştırmacılar, Çolaklı cevherleşmelerinin, diyoritik kayaların tektonizmaya uğrayıp kırılmasından daha sonra gelişen ve bölgedeki magmatizmanın son evreleri olarak kabul edilen granitik sokulumlardan kaynaklanan hidrotermal çözeltilerle oluştuğunu ileri sürmektedirler. Ayrıca, cevherli damarların doldurduğu kırık sisteminde bazı kırıkların aplitik damar kayaları ve kuvarsla doldurulmuş olması da bu görüşü destekleyen veri olarak yorumlanmıştır.

Kürüm vd., (2011), Pertek çevresindeki plütonik kayalarda yaptıkları incelemelerde, Pertek granotoidinin, aynı tektonik ortamda oluşan diyoritler, kuvars diyoritler, kuvars monzodiyoritler, tonalitler ve bunları kesen aplit ve monzonitik bileşimdeki daykları içerdiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, tüm bu kayaların (siyenitlerden alınan bir örnek dışında), sub-alkalen karakterde olduğunu, diyorit ve kuvars diyoritlerin toleyitik, diğerlerinin ise kalkalkelen özellikte olduğunu belirtip bu kayaların normal bir kristalizasyon sürecinde tek bir magma fazında oluştuğunu belirtmişlerdir.

Arslan, G., (2014), Çolaklı (Elazığ) çevresindeki plütonik kayaların mineralojik, petrografik, ve jeokimyasal özellikleri konulu çalışmasında, Çolaklı çevresi plütonik kayalarının Üst Kretase sonlarına doğru gelişmeye başlayan bir ada yayını veren subalkalen karakterli yitim ile ilişkili bir magmanın ürünü olduğunu ve Alt Miyosen sonrası tektonik hareketlerle bugün kü konumlarını aldıklarını belirtmiştir.

3.2. Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen–Ü. Oligosen, Özkul (1988))

Çalışma bölgesinde volkanitler, bu formasyonun üzerinde bulunmaktadır (Şekil 1.1). Bölge ve yakın çevresinde marn, kıltaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, tabakalı ve masif kireçtaşlarından oluşan bir litoloji göstermektedir. Birim, kireçtaşı litolojisinin dışında yumuşak topoğrafya oluşturmaktadır.

Çalışma bölgesinde volkanitlerle dokanak oluşturduğu Karataş tepede iri taneli kumtaşı litolojisinde olup (Şekil 3.1, 3.2), düşük açılı tabakalanmalı ve yer yer merceğimsi görünümlü ve yumuşak bir topoğrafya oluşturmaktadır.



Şekil 3.1. Karataş tepenin alt kısmındaki kumtaşlarının yakından görünümü.



Şekil 3.2. Karataş tepede soğuma çatlaklı asidik lavlar ve kumtaşlarının görünümü (bakış KB'ya).

3.3. Karabakır Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen, Naz (1979))

Elazığ yakın kuzeyi ve doğusunda Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik ve kırıntılı kayalar, bazı araştırmalarda (İnceöz, 1994; Çelik, 2013 vs.) Karabakır formasyonunun eşleniği olarak ele alınmış ve incelenmiştir. Elazığ -Harput, Gümüşbağlar ve Pertek-Çemişgezek civarındaki volkanik kayalar, söz konusu bu alanlarda Kırkgeçit formasyonuna ait sedimanter kayalar ve Elazığ magmatitlerine ait

derinlik kayaları üzerinde yer almaktadır. Ancak özellikle Çemişgezek ve yakın GD köylerinde Alibonca formasyonu (Alt Miyosen) üzerinde yer alırlar.

Çalışma bölgesi yakın çevresindeki volkanik ürünlerden olan, Gümüşbağlar civarındaki volkanizma, bazaltik lav akıntıları ile temsil edilir. Bu volkanizmanın genel karakteri patlamalı değildir ve topoğrafyada belirgin bir krater yapısı oluşturmaz. Oysa Harput civarındaki volkanizma, hem patlamalı karakterli hem de bazaltik akışkan bir lav özelliği göstermektedir. Harput ve Gümüşbağlarda bulunan volkanizma ürünleri daha çok viskozitesi düşük, akıcılığı fazla olduğundan, düşey kalınlığı azdır. Gümüşbağlar civarında yer yer çok ince örtü oluşturan lavlar hızlı soğuma sonucu bloklu yapı gösterirken, bazı alanlarda ise, bol gaz boşluklu veziküler bir doku hâkimdir. Viskozitenin nispeten arttığı ve lav çıkış merkezlerine yakın olan alanlarda, lav düzeylerinin kalınlığının arttığı (Harput civarı-Erbildi köyü) ve halat (ropy) tipi pahoehoe ve aa lav yüzeyinin birlikte geliştiği birleşik lav akıntıları ve piroklastik kayalar (tüfler) da görülmektedir. Bölgedeki bu volkanizmadan farklı olarak Obuz köyünde (çalışma bölgesinin yakın güneyi) Karataş tepesi oluşturan, yayvan kubbemsi ve yaklaşık 250-300 m. kalınlıkta patlamalı volkanizma ürünü bazik bileşimli, siyah ve koyu gri renkli çok yoğun gaz boşluklu piroklastik ürün olan bazaltik curuf (scoria) yağış çökelleri bulunmaktadır. Bu volkanitlerin morfolojik görünimleri itibarıyla monojenik bir volkan özelliğinde olduğu kabul edilebilir. Karataş tepenin, hemen batısında bulunan Gümüşbağlar civarındaki lav akıntılarıyla yaklaşık aynı topoğrafik yüksekliğe sahip olmasına karşın, litolojik olarak birbirinden farklı bir volkanizma ürünü olduğu düşünülmektedir. Özellikle Cıpköy ve Gümüşbağlar civarında volkanik kayaların düşük viskoziteli oluşu piroklastik malzeme miktarının azlığını ve volkanizmanın geniş lav örtüsü oluşturmamasını denetlemiştir. Harput civarındaki bu volkanitlerin sahasal özellikleri, İnceöz (1994) tarafından petrografik ve jeokimyasal özellikleri ise, Özbülüt (2006) tarafından çalışılmıştır. Söz konusu volkanitler, Elazığ magmatitleri ve Kırkgeçit formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir Çaybağı formasyonuna ait litolojiler ile de yanal ve düşey geçişler göstermektedir. Özbülüt (2006) tarafından, Harput civarındaki piroklastikler ve lav akıntılarının Alt Pliyosen yaşta olduğu, kıtasal levha içi ortamda geliştiği ve alkali karakterde olduğu açıklanmıştır. Kılirik tepe, Beşoluk ve Beydalı köyleri çevresinde yayılım gösteren lav akıntıları bazanit ve bazalt bileşimli, genellikle siyah ve koyu gri renkli, cm

mertebesinde elipsoidal gaz boşlukludur. Gümüşbağlar civarında mücearitik (mügearite) ve havaitik (havaite) bileşimli lav akıntıları egemen olup hem masif hem de küçük (mm) gaz boşlukludur. Masif yapıli örneklerde olivin fenokristalleri makroskopik ölçekte tanımlanabilmektedir.

Bilindiğı gibi Ekstrüzif volkanizma ürünü olan riyolit-dasit-trakitik lavların oluşturduğu yüzey şekilleri ve lavların mostralari sınırlıdır.

Bu lavlar şekillerine göre;

- a. Domlar (veya tholoidler); daireseldirler.
- b. Mesa lavlar yaklaşık olarak dairesel planlı bisküvi şekilli kütlelerdir.
- c. Couleé, bacanın bir tarafında toplanmış asimetrik ve uzamış görünümüleri vardır.

Bu terimler dasitler hatta andezitler için bile kullanılabilir.

Genel olarak riyolitik lavların kalınlığı 50m'den 500m'ye kadar değışiklikler sergiler ancak ortalama kalınlık 100m olarak kabul edilir. İnce riyolit lavlarının bazıları afirik (aphyric) olarak bilinir ve düşük viskozitelidir. Afirik koşullar magmanın püskürdüğü anda aşırı derecede sıcak olması ve akıcılığının artması sonucudur. Bu teorik bilgilerin ışığında, çalışma konusunu oluşturan asidik lavlara bakıldığında, çalışma bölgesinde en iyi yüzeylemesini Karataş tepede vermektedir. Karataş tepe diğeryüzeylemelerden hem büyüklük hem de yükseklik bakımından farklı olarak yaklaşık yuvarlağımsı dom/tıkaç şeklinde bulunmasıyla bu bölgedeki volkanizmanın ana volkanik çıkış kaynağı yani volkan bacası olarak yorumlanmıştır. Bu çıkış bacasına en son gelen asidik magmanın bu bacayı tıkamasının ardından şu anki yapı oluşmuştur. Ayrıca diğeryüzeylemelerden farklı olarak yarım ada şeklinde bulunduğundan lavların altında sınırlı bir alanda gözlenen piroklastiklerin varlığı (Şekil 3.2), piroklastik patlamalar sonrasında bacayı dolduran dasidik-andezitik bileşimli daha viskoz bir magmanın soğuyarak bu çıkış merkezini tıkadığını düşündürmektedir.

Piroklastikler, akma çökelleri şeklinde, gri renkli matriks içerisinde breşik yapı kazanmış lav parçaları içermektedir. Yoğun alterasyon ile hamurda beyazımsı toprağımsı bir görünüm oluşurken, piroklastlarda da grimsi, kırmızımsı renklenmeler görölmektedir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Karataş tepede breşik yapılı, gri renkli piroklastiklerle bu piroklastiklerde alterasyonlanmanın görünümü.

Lav akıntıları, dom şeklindeki morfolojik görünümleri ve soğuma çatlaklarıyla karakteristiktir (Şekil 3.4). Bu özellik lavların bulunduğu tüm yüzeylemelerde görülmektedir. Sütun çatlaklarında, yüzeysel şartlara bağlı olarak lavların yoğun bir şekilde büyük bloklar halinde parçalandığı görülmektedir. Bu bloklar uzun mesafelerde taşınmamış olsalar bile zamana bağlı olarak yer yer yuvarlaklaşmalar göstermektedir. Aynı zamanda tüm yüzeylemelerde olmak üzere yoğun bir şekilde dış yüzeyleri yosunlarla kaplanmış (Şekil 3.5). Bu nedenle lavlar ve bloklar uzaktan bakıldığında koyu renkli görülmektedir. Özellikle, Keban Barajı gölalanı içerisinde bulunan küçük iki adada bu durum çok daha belirgindir. Bu adaların insanların ulaşımına uzak olmasından dolayı, kuşlar tarafından üreme bölgesi olarak kullanılması bu şekildeki yüzeysel alterasyonu artırmıştır. Yoğun çatlaklar yüzeysel alterasyonu da etkilediğinden taze örnek alımı oldukça zor olmuştur (Şekil 3.6).



Şekil 3.4. Pertek kalesi adasında, soğuma çatlaklı dasitik lavlar.



Şekil 3.5. Karataş tepenin alt kısımlarında yuvarlaklaşmış ve parçalanma sonucu düşmelere bağlı oluşan blokların görünümü.



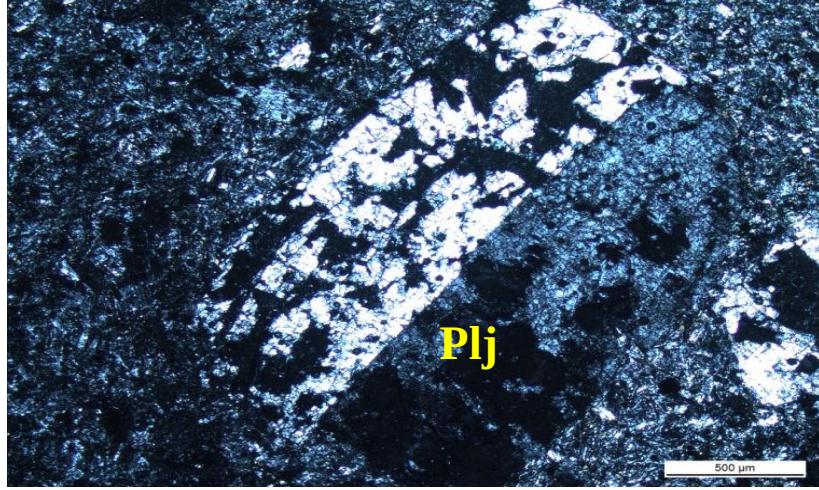
Şekil 3.6. Pertek kalesi adasında kayalardaki alterasyonlanmanın görünümü.

4. PETROGRAFİ

İnceleme alanındaki volkanik kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacı ile, optik mikroskop incelemeleri yapılmıştır. Mikroskop incelemeleri, Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde hazırlanan ince kesitler üzerinde alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta yapılmıştır. Bu incelemelerle kayaçları oluşturan mineraller tanımlanmış, minerallerin birbiriyle olan ilişkileri belirlenerek dokusal özellikleri ortaya konulmuştur ve bu bilgiler sonucunda kayaçların petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Aşağıda petrografik özelliklerini ayrıntılı olarak tanımlayabildiğimiz örnekler verilmiştir.

Örnek P-1: Yüksek fenokristal indeksine sahip ve hamuru mikrolitik kristalindir. Hakim fenokristal fazını plajiyoklas oluşturmaktadır. Fenokristal fazın % 90'a yakını plajiyoklas oluşturur. Plajiyoklas fenokristallerin büyüklükleri oldukça değişken olup, özşekilli ve yarı özşekilli olarak bulunmaktadır. Hemen tüm plajiyoklas fenokristalleri genellikle çok yoğun altereli genellikle dilinimli yer yer zonlanmalı ve ikizlenmelidir. Alterasyondan dolayı sönme açısını dolayısıyla anortit miktarı veya plajiyoklasın türünü tesbit etmek mümkün olmamıştır. Ancak, çift yönde dilinim ve oldukça yüksek rölyefli olması anortit miktarının yüksek olduğunun göstergesi sayılabilir. Fenokristaller çoğu zaman çok çatlaklı ve breşimsi görünümde olduğundan sınır ilişkisi açıkça görülmemektedir. Bazen fenokristalin tamamı altere olmuşken bazen düzensiz parçalar halinde, bazen de çatlak ve dilinimler boyunca alterasyonlanma görülmektedir. Alterasyonlanma killeşme şeklinde gelişmiştir.

Diğer fenokristal fazı sanidin oluşturmaktadır. Düşük rölyefli, gri polarizasyon renkli, öz, yarıöz ve özşekilsiz fenokristalleri değişik boyutta bulunmaktadır. Sanidin miktarı plajiyoklas miktarından çok düşüktür. Plajiyoklaslarda olduğu gibi bazı özşekilli sanidin kristallerinde de erime-çözünme yapıları görülmektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Plajiyoklaslarda görülen erime-çözünme yapıları (Plj: Plajiyoklas. Çift Nikol).

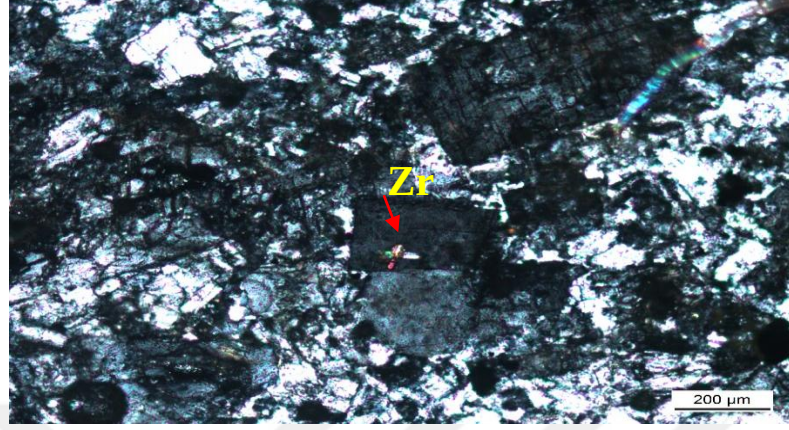
Hamur, esas olarak mikrolitik plajiyoklaslardan oluşmuştur. Kayaç genelinde alterasyonun yoğun olmasından dolayı mikrolitlerde de anortit oranı saptanamamıştır. Bazı sanidin fenokristallerinde plajiyoklasa benzer alterasyonlanma gözlenmektedir. Ancak, bu alterasyonlu zonlar olası olarak sanidin fenokristalleri içerisindeki plajiyoklas kapanımları olabilir. Kayaçta opak mineral az miktarda ve özşekilsiz küçük kristaller halindedir. Örnekte taze mafik mineraller gözlenmemiştir. Ancak olası psödomorfları olabilir. Kayaç, porfirik doku özelliği gösterir.

Kayaç, mineralojik bileşim ve dokusal özellikleri dikkate alınarak “Bazaltik andezit” olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-2: Yüksek fenokristal indekslidir (Fİ >%50). Değişik boyuttaki fenokristalleri, özşekilsiz, mikrolitik hamur içerisinde bulunmaktadır. Plajiyoklaslar en bol bulunan fenokristaldir. Genellikle düşük rölyefli, dilinimli ve yer yer yoğun çatlaklı ve ikizlenmelidirler. Bazı plajiyoklas fenokristalleri 3-5 mm arasındadır. Bazen mineralin kenarları boyunca yoğun alterasyondan (killeşme) dolayı sınır ilişkisi belirgin değildir. Bazı fenokristallerde ise erime çözünme yapıları görülür.

Fenokristal fazın ikinci çoklukta bulunan minerali sanidindir. Toplam fenokristal oranının yaklaşık %10’nu oluşturabilir. Plajiyoklaslara göre çok daha taze ve özşekilli olarak bulunurlar. Yer yer plajiyoklas, opak mineral mikrolitleri ve zirkon içerirler (Şekil 4.2). Sanidinler düşük rölyefli, gri polarizasyon renkli, özşekilli ve yer yer karlsbad ikizlenmelidirler.

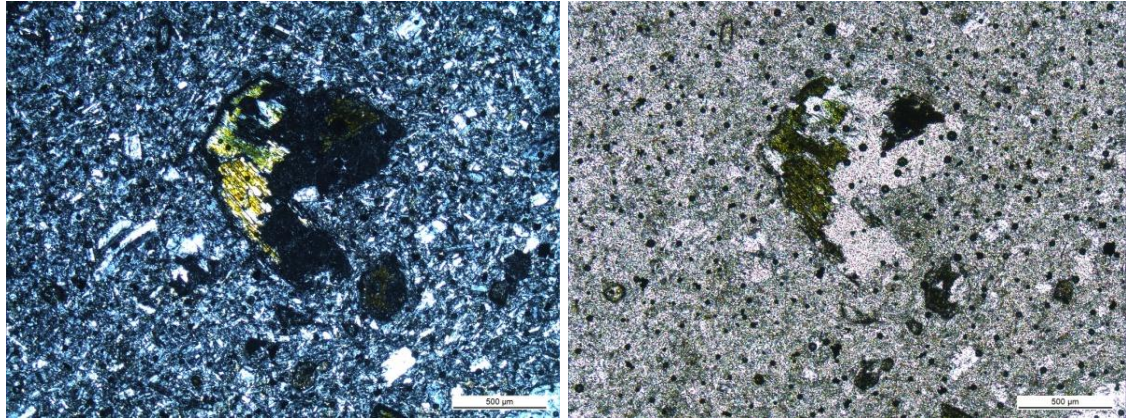
Hamur malzemesi mikrolitik, çoğunlukla kuvars olmak üzere felsik minerallerden oluşmuştur.



Şekil 4.2. Sanidin kristalinde zirkonun görünümü (Zr: Zirkon. Çift Nikol).

Örnekte, mafik mineral yaygın olarak bulunmamaktadır. Ancak yer yer psödomorf halinde kalıntıları özellikle opaklaşmış şekilde görülmektedir (Şekil 4.3). Opak mineraller çok yaygın değil ancak özşekilsiz küçük kristallidirler. Kayaçta aksesuar olarak zirkon ve apatit bulunmaktadır. Kayaçta porfirik doku görülmektedir.

Kayaç, “Dasit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.3. Dasitlerde görülen psödomorf amfibol ve porfirik doku (a) Çift Nikol, b) Tek Nikol).

Örnek P-3: Fenokristal indeks oranı yaklaşık %35-50 arasında porfirik dokuludur. Fenokristallerin %70’ni plajiyoklaslar oluşturmaktadır. Plajiyoklasların boyutları değişken olmakla beraber, 2 mm’nin altındadır. Kayaç genelindeki en belirgin özellikleri çok yoğun alterasyona uğramış olmalarıdır. Yer yer zonlu yapı gösteren

plajiyoklaslar öz ve yarı özşekilli olup ikizlenmelidirler. Çoğunlukla yoğun altereli olduklarından Anortit oranları saptanamamıştır. Minerallerde killeşme ve karbonatlaşma yaygındır.

Sanidin, plajiyoklaslardan sonra ikinci çoklukta bulunan fenokristal fazı oluşturur. Özşekilli ve iri kristaller şeklindedir. Keskin sınır ilişkili ve diğer minerallerle olan ilişkisi yoğun ergiyik fazı sırasında oluştuğunu göstermektedir. Plajiyoklaslara kıyasla daha taze olan sanidinler genellikle özşekilli kristallidir.

Kuars, kayaçta çok az ve özşekilsiz kristaller halindedir. Hamur camı malzeme içermez. Plajiyoklaslardan oluşmuştur ve genellikle karbonatlaşmış / killeşmiştir.

Kayaç bu mineralojik ve dokusal özelliklerle “Andezit” olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-4: Fenokristal indeks oranı %50-60 arasındadır. Hamur holokristalin mikrolitik porfirik dokuludur. Ana fenokristal fazı plajiyoklaslar oluşturmaktadır. Plajiyoklas fenokristallerin boyutları çok değişkendir. Öz, yarıöz şekilli ve özşekilsizdirler. İri fenokristaller tek yönde dilinimli ve genellikle kenarlarında serizitleşmiştir. Bazen mineral içinde kapanım olarak bulunan küçük plajiyoklaslar altere olarak bulunmaktadır. Yer yer ikizlenmeli olan plajiyoklaslarda anortit içeriği saptanamamıştır. Bazı zonlu plajiyoklas fenokristallerinde farklı zonlarda çok belirgin serizitleşmeler gözlenmektedir.

Sanidin diğer fenokristal fazını oluşturmaktadır. Bulunma çokluğu %5'i geçmez. Genellikle özşekilli, belirgin sınır ilişkisinin olmadığı, karlsbad ikizlidir. Kenarlarında alterasyon gelişmiştir.

Kuars kristalleri özşekilsizdir. Hamur felsik minerallerden oluşmuştur. Mafik mineralin bulunmadığı bu kayaçta az oranda bulunan opak mineraller küçük, özşekilsizdirler.

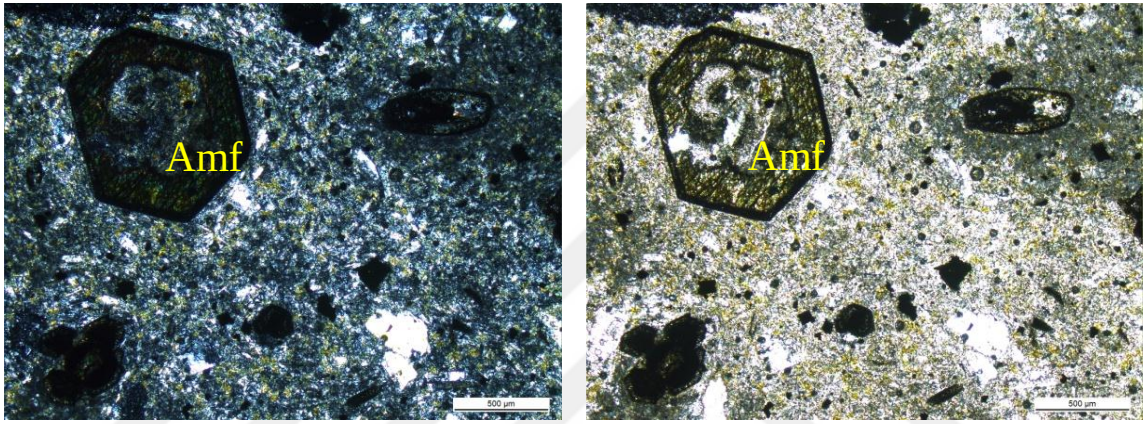
Örnek “Dasit” olarak sınıflandırılmıştır.

Örnek P-5: Fenokristal indeks oranı %50'ye yakındır. Mikrokristalin seri halinde porfirik dokuludur. Plajiyoklas fenokristalleri farklı boyut ve şekilli, özşekilli, çift dilinimli, genellikle ikizlenmeli ve küçük plajiyoklas kapanımları içerirler. Plajiyoklaslarda yaygın olan serizitleşme bazen tamamen (mineral psödomorf halde) bazen de mineralde gelişigüzel şekilde gelişmiştir. Yer yer küçük plajiyoklas kristalleri tamamen serizitleştiğinden hamur içinde oluşan alterasyonlanma gibi durmaktadır.

Kuvarslar, bu örnekte diğer örneklerden farklı olarak daha büyük fenokristal oluşturur. Kayaçta hamur malzemesi mikrolitik olduğundan ve altersyon da yaygın olduğundan kuvars minerallerinin sınırları belirsizdir.

Kayaç genelinde özşekilli amfibol kristalleri (Şekil 4.4) ve amfibol psödomorfları bulunmaktadır. Kayaçta serizitleşme yaygındır. Bazen plajiyoklaslarda gelişen serizitleşme ile birlikte silisleşme de görülmektedir. Opak mineraller genellikle küçük kristaller halindedir.

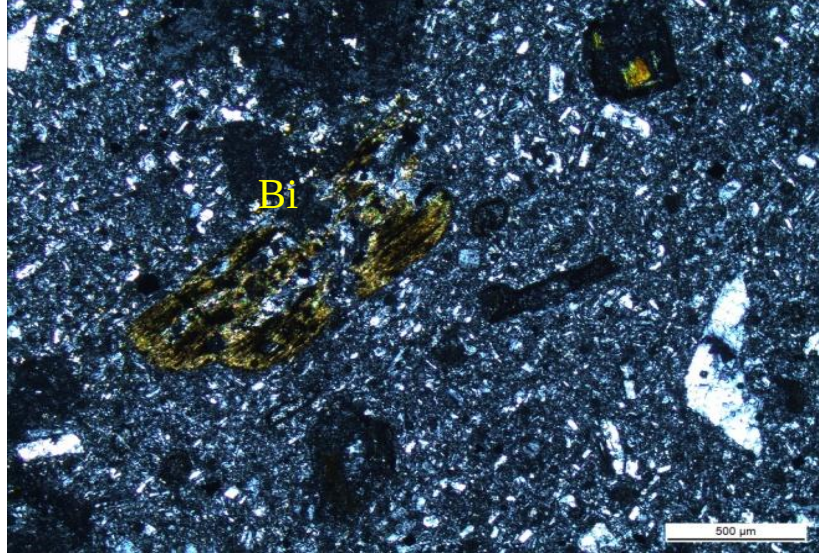
Dokusal ve mineralojik özelliklerine göre kayaç “Dasit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.4. Dasit örneğinde özşekilli amfibol kristali ve kayacın genel görünümü (Amf: Amfibol., Çift Nikol-Tek Nikol).

Örnek P-6: Fenokristal indeks oranı yaklaşık %25’dir. Fenokristal fazını çoğunlukla plajiyoklaslar daha az oranda ise biyotit ve amfibollerden oluşturmaktadır. Mikrokristalin olan hamurda serizitleşme, karbonatlaşma ve silisleşme gözlenmektedir. Plajiyoklas fenokristalleri yoğun alterelidir. Hamur çoğunlukla feldispatlardan oluştuğundan plajiyoklasların sınır ilişkisi belirgin değildir. Biyotitlerde dilinimler boyunca opaklaşma yağın iken amfiboller çoğunlukla tamamen opaklaşmış ve psödomorf olarak bulunmaktadır (Şekil 4.5).

Kayaç dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Dasit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.5. Dasit örneğinde yer yer opaklaşmış biyotit ve amfibol psödomorf kristalleri (Bi: Biyotit. Ç.N.)

Örnek P-7: Fenokristal indeks oranı yaklaşık %75 ile oldukça yüksektir. Mikrokristalin hamurlu, seri porfirik dokuludur. Hamur, felsik mikrolitik özelliklidir ve genellikle karbonatlaşma yaygındır.

Fenokristal fazın en önemli mineralini oluşturan sanidin kristallerinden bazı sanidin fenokristalleri yaklaşık 5 mm boyutundadır. Sanidinler ikizlenmeli ve çoğunlukla plajiyoklas kapanımlıdır. Plajiyoklaslar genellikle öz ve yarı özşekilli çift dilinimli, ikizlenmeli ve bazen zonlanmalı ve erime çözünme yapıları göstermektedir. Plajiyoklaslarda serizitleşme ve karbonatlaşma gözlenmektedir.

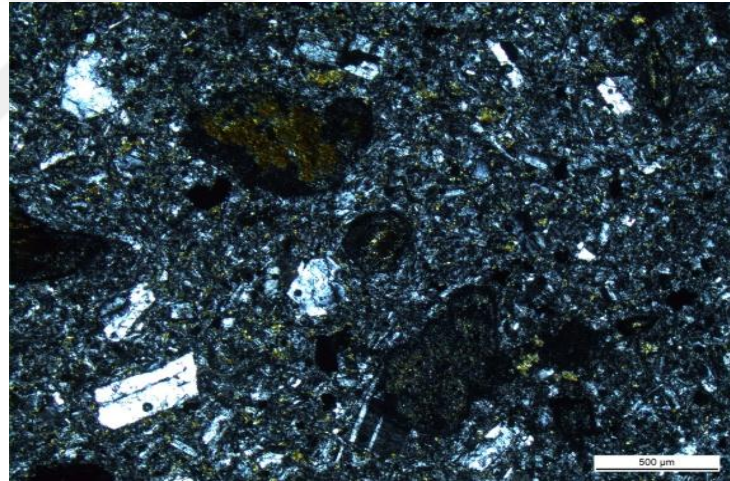
Kayaçta bulunan kuvarslar özşekilsiz, yuvarlaklaşmış ve kemirilmiş şekilde bulunurlar (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Kayaçta özşekilsiz ve kemirilmiş olarak bulunan kuvars minerali (Q: Kuvars. Ç.N.)

Kayaçta, diğer örneklerden farklı olarak daha fazla amfibol fenokristali bulunmaktadır. Ancak amfiboller çoğunlukla opaklaşmış olarak bulunur (Şekil 4.7).

Kayaç, dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Dasit” olarak tanımlanmıştır.



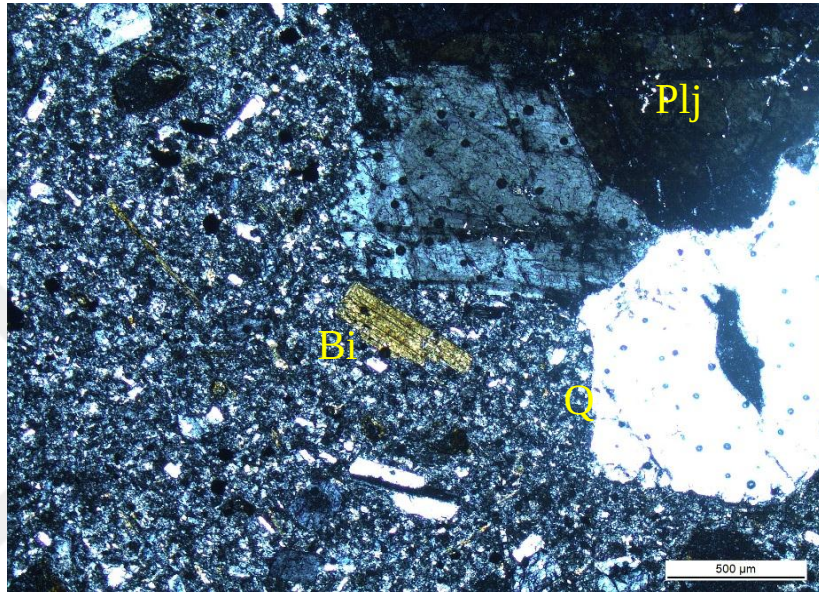
Şekil 4.7. Kayaçta opaklaşmış amfibol ve mikrolitik hamurun görünümü.

Örnek P-8: Fenokristal indeks oranı $>50\%$ dir. Mikrolitik porfirik dokuludur. Ana fenokristal fazını sanidin oluşturmaktadır. Sanidinler 8-9 mm büyüklüğüne kadar değişmektedir. Genellikle dilinimsiz, karlsbad ikizli ve çoğunlukla diğer mineral kapanımları içermektedir. Bazen bu kapanım mineraller tamamen altere olmuş şekilde bulunmaktadır. Hamur çoğunlukla mikritik ve camsı olduğundan sanidinlerin sınır ilişkileri belirgindir. Ancak plajiyoklas fenokristalleri genellikle çok daha altereli

olduklarından sınır ilişkileri belirgin değildir. Sanidin fenokristalleri genellikle özşekillidir ve kristallerin kenarları boyunca alterasyonlanma çok daha yoğundur.

Kayaçta fenokristal fazın yaklaşık % 5 'ni oluşturan kuvarslar tipik erime yapıları gösterirler (Şekil 4.8). Ayrıca kayaçta az oranda küçük, ince kristaller halinde biyotit minerali bulunmaktadır.

Kayaç, dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Dasit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.8. Mikrokristalin dokulu dasit örneğinde kuvars, zonlu plajiyoklas ve biyotitin görünümü (Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas, Bi: Biyotit. Ç.N.)

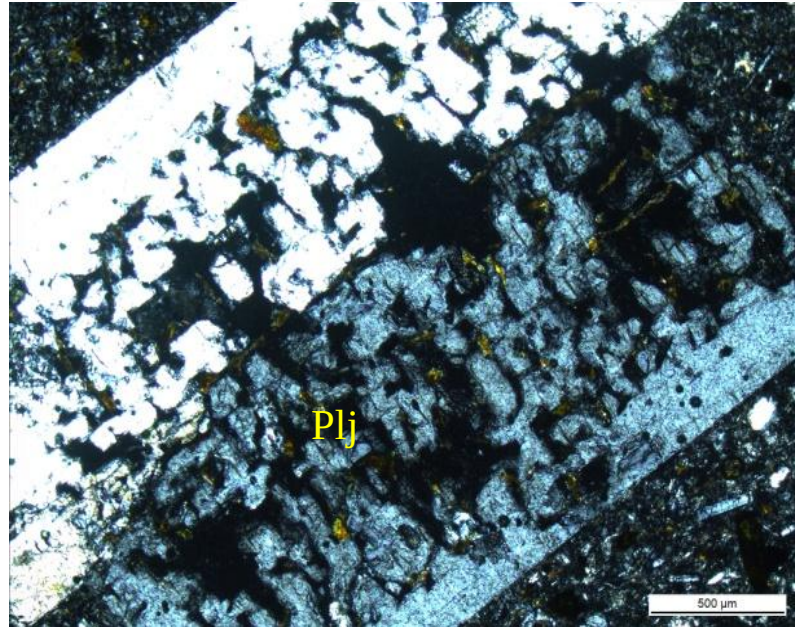
Örnek P-9: Kayaç porfirik dokuludur. Hamur mikrolitik olup, felsik minerallerden oluşturmuştur. Ana fenokristal fazını sanidin oluşturmaktadır. Kayaçta bulunan ve diğer fenokristali oluşturan plajiyoklas ile kıyaslandığında farklı boyutludurlar. Sanidin fenokristalleri 3-4 mm'ye kadar değişmektedir. Sanidinler bazen çift yönde dilinimli, yer yer çok yoğun altereli, genellikle plajiyoklas kapanımlı ve kapanımlar çoğunlukla altereli olarak bulunmaktadır. Daha küçük sanidin fenokristallerinde tipik karlsbad ikizlenmesi gözlenmektedir. Kayaç genelinde hem hamurda hem de minerallerde alterasyon yaygındır. Özellikle hamurdaki alterasyondan dolayı minerallerin sınırı belirgin değildir. Alterasyon ürünü olarak karbonatlaşma yaygındır ancak az oranda silisleşme de gözlenir. Çok az oranda (<%3) psödomorf amfibol fenokristalleri vardır.

Dokusal ve mineralojik özelliklerine göre kayaç “Dasit/Riyolit” olarak tanımlanmıştır.

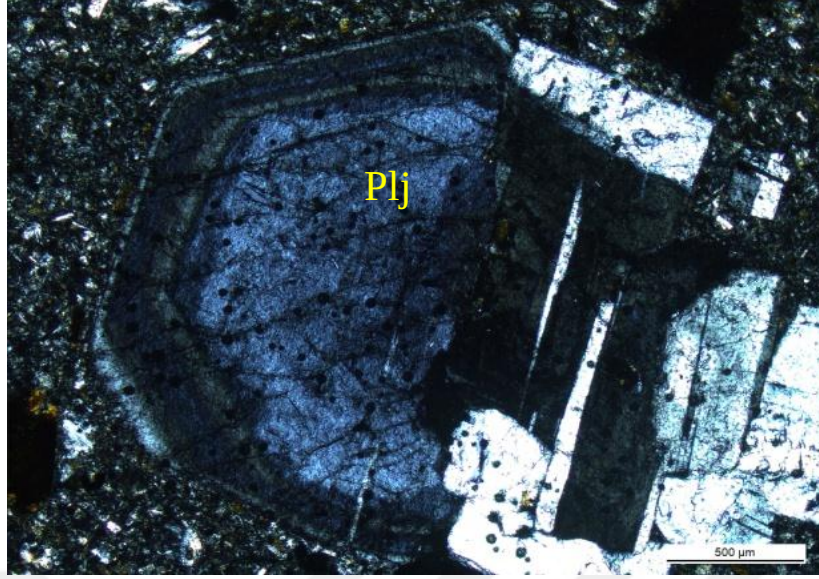
Örnek P-10: Fenokristal indeks oranı % 35-50 arasındadır. Vesiküler porfirik dokuludur. Fenokristaller feldispat + hornblend + biyotitden oluşmuştur. Kayaç genelinde yoğun alterasyon vardır. Feldispatlarda ise serizitleşme yaygındır. Bu nedenle mineraller çift nikolde polarizasyon rengi ve çok zayıf olarak görülebilen ikizlenmesinden tanınmaktadır. Ancak tek nikolde toprağımsı görünümüyle hamurdan ayırt edilmesi çok güç olup sınırı görülmemektedir. Kayaçta çok az bulunan taze feldispat fenokristallerinde erime-çözünme yapıları gibi magma karışım dokuları (Şekil 4. 9) ve zonlanmalar (Şekil 4.10) görülür. Hornblendler, özşekli kristalli ve çift yönde dilinimlidirler. Biyotitler ise genellikle uzamış özşekilsiz kristalli ve dilinimlidirler. Bazen fenokristaller biraraya toplanarak glomeroporfirik dokuyu oluştururlar.

Hamur felsik minerallerden oluşmuştur. Hamurda karbonatlaşma çok yoğundur.

Kayaç, dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Andezit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.9. Özşekli plajiyoklas fenokristallerindeki ikizlenme ve kenarlarındaki Erime - Çözünme dokusunun görünümü (Plj: Plajiyoklas, Ç.N.)

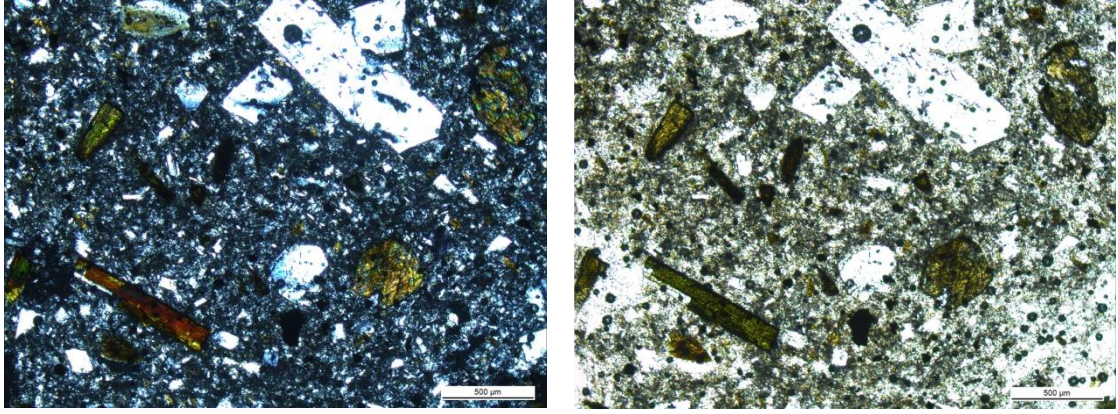


Şekil 4.10. Plajiyoklas mineralinde zonlu yapı ve ikizlenme (Plj: Plajiyoklas, Ç.N.)

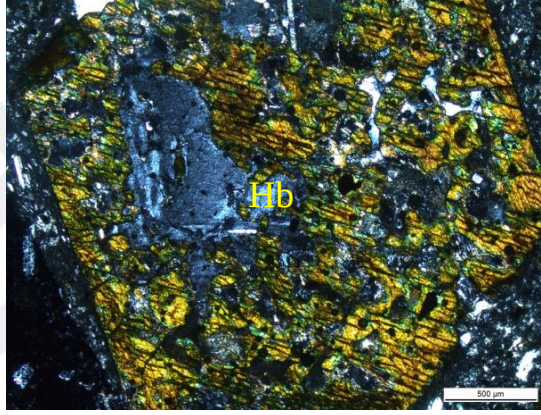
Örnek P-11: Fenokristal indeks oranı yaklaşık %50 ‘dir. Mikrolitik hamurlu porfirik dokuludur. Fenokristallerin hemen tamamını sanidin oluşturmaktadır. Sanidin kristallerinin boyutu değişkendir, bazı kristaller 5-6 mm’ye kadar büyüklüklere sahiptir. Fenokristaller genellikle özşekli ve çok belirgin sınır ilişkilidir. Ancak tek nikelde sınırının gözlenmediği kristaller de vardır. Bu kristallerde genellikle kenarları boyunca yer yer çatlaklanma ve buna bağlı olarak alterasyonlanma yaygındır. Fenokristaller genellikle çok az kapanım içerirler. Bazı kristallerde mineral çerçeve şeklinde kalmış ve iç kısmı altere olmuştur. Fenokristallerde genellikle dilinimlenme görülür. Dilinimlenme yönünde çok belirgin paralel sönme gösterirler. Dilinimsiz ve alteresiz örneklerde optik işaret (Ç.O.E (-)) çok belirgindir.

Kayaçta, genellikle küçük kristaller halinde, az oranda (%5 >) hornblend ve biyotit kristalleri bulunmaktadır (Şekil 4.11). Bu mineraller yer yer tamamen okside olmuştur. Yine kayaçta az oranda bulunan özşekli hornblend fenokristalinde erime-çözünme yapıları ve mineral içerisinde gelişen plajiyoklas ve kuvarslar reaksiyon dokusu olarak tanımlanabilir (Şekil 4.12). Hamurda genelde oksitlenme yaygındır ve az oranda mikrolitik feldispat ve ikincil silis oluşumları bulunmaktadır.

Dokusal ve mineralojik özelliklerine göre kayaç “Dasit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.11. Okside olmuş hornblend ve biyotit mineralleri (a) Ç.N. b) T.N.)



Şekil 4.12. Özşekli hornblend ve erime-çözünme yapısının görünümü (Hb: Hornblend, Ç.N.)

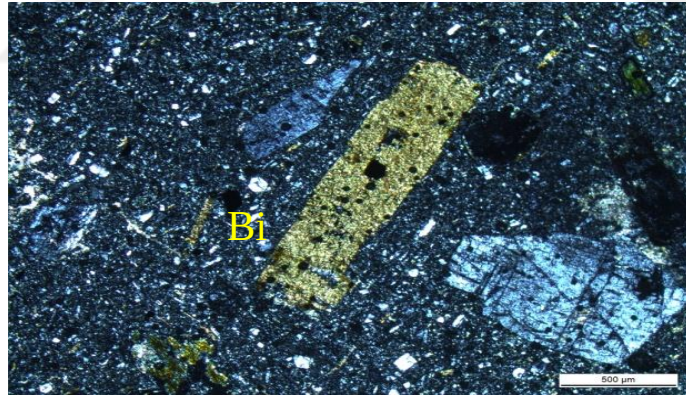
Örnek P-12: Fenokristal indeks oranı oldukça yüksek olup % 50-75 arasındadır. Felsik mikrolitik hamur porfirik dokuludur. Ana fenokristal fazı plajiyoklas ve sanidinden oluşmuştur. Mineral oranları yaklaşık eşit miktardadır. Ancak sanidin fenokristalleri levhamsı ve yaklaşık 1 cm büyüklüğe sahipken plajiyoklaslar genellikle prizmatik ve daha küçük boyutludur. Bazı plajiyoklas fenokristalleri 3-4 mm boyutuna kadar olabilmektedir. Plajiyoklaslar ikizlenmeli ve bazen zonlu olarak bulunurlar. Sanidinlerin en baskın özellikleri yer yer fenokristal büyüklüğünde plajiyoklas minerallerini kapanım olarak içermesidir. Özellikle bazı kapanımlar ana mineralin kenarlarında ve mineralin uzanımına paralel olarak bulunmaktadır. Bu minerallerde ölçülen sönme açısı ($13-15^0$) ile mineralin anortit oranı % 10-20 arasında olan oligoklas bileşimini vermektedir. Kayaçta aksesuar mineral olarak sfen bulunmaktadır.

Dokusal ve mineralojik özelliklerine göre kayaç “Dasit/Riyolit” olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-13: Fenokristal indeks oranı %50 civarındadır. Felsik mikrolitik hamurlu porfirik dokuludur. Fenokristal fazı genellikle plajiyoklaslar oluşturmaktadır. Yaklaşık %10 oranında da sanidin bulunmaktadır. Plajiyoklaslar ikizlenmeli ve çift yönde dilinimli genellikle öz ve yarı özşekillidirler. Bazı plajiyoklaslarda mineralin orta kısımlarında erime-çözünme yapıları gözlenmektedir.

Diğer kayaç örneklerinden farklı olarak, bu kayaçta mafik mineral bileşimini sadece biyotit oluşturmaktadır. Kayaçta toplam % 2-3 oranda fenokristal olarak bulunan biyotitler genellikle özşekilli prizmatik kristaller, küçük ince prizmatik latalar ya da bıçağımsı biyotitler şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.13). Ancak fenokristallerin tamamı kloritleşmişken, mikrolitlerin bir kısmı kloritleşmiştir (Şekil 4.13). Kayaçta sfen aksesuar mineral olarak bulunmaktadır.

Kayaç, dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Andezit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.13. Porfirik doku içerisinde kloritleşmiş biyotit fenokristali ile mikrolitik biyotitlerin görünümü (Bi: Biyotit, Ç.N.)

Örnek P-14: Hamur mikrolitik porfirik ve vesiküler dokulu olup, kuvars ve feldispat mikrolitlerinden oluşmuştur. Diğer örneklerden farklı olarak hamuru oluşturan mineraller daha iri kristallidir. Kayacın fenokristal fazını oluşturan sanidin ve plajiyoklas oldukça iri kristallidirler. Ancak sanidin fenokristalleri çok büyük / megakristal (?) boyutlu olarak bulunurlar. Sanidin fenokristalleri çok belirgin bir şekilde

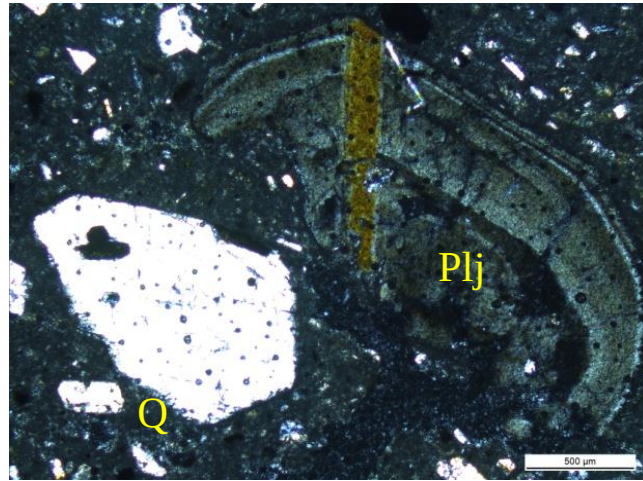
kenarlara paralel biçimde mineral kapanımları içermektedir. Bu kapanımlar özellikle de plajiyoklas fenokristallerinden oluşmuştur. Kayaçta opak mineral de bulunmaktadır.

Kayaç, dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Riyolit” olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-15: Fenokristal indeks oranı %50-75 arasındadır. Mikroporfirik vesiküler dokuludur. Hamur felsik mikrolitik mineralden oluşmuştur. Fenokristallerde plajiyoklaslar ana fazı (%85-90) oluşturur. Sanidin yaklaşık %10, kuvars ise yaklaşık %5 civarındadır. Plajiyoklaslar genellikle iri kristalli, öz-yarı özşekilli, ikizlenmeli ve zonlu yapıdadırlar (Şekil 4.14). Fenokristaller genellikle taze olup çok yoğun çatlak ve dilinimlidirler. Yer yer kapanımlı, erime-çözünme yapıları ve serizitleşmeler görülmektedir.

Sanidin fenokristalleri, plajiyoklasalardan daha iri kristalli, özşekilsiz ve genellikle plajiyoklas kapanımlıdır. Kuvarslar ise genellikle özşekilsiz, yuvarlaklaşmış kristaller halinde ve diğer fenokristallerden daha küçük boyutludurlar (Şekil 4.14). Hamurda ikincil olarak oluşmuş kalsit kristalleri bulunur. Kesitte ayrıca sfen minerali vardır.

Kayaç dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Riyolit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.14. Zonlu yapı gösteren plajiyoklas ve kuvars fenokristalinin görünümü (Q: Kuvars, Plj:Plajiyoklas, Ç.N.)

Örnek P-16: Kayacın fenokristal indeksi >75 'tir. Felsik mikrolitik hamurlu, porfirik dokuludur. Kayaçta plajiyoklas ve sanidin ile birlikte yaklaşık %5 oranında kuvars fenokristalleri bulunmaktadır. Plajiyoklaslar ikizlenmeli, dilinimli ve yoğun kırıklıdır.

Kayaç genelinde karbonatlaşma görülür.

Kayaç dokusal ve mineralojik özelliklerine göre "Riyolit" olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-17: Kayaçta fenokristal indeks oranı yaklaşık >75 'tir. Mikrolitik porfirik dokulu olan kayacın fenokristalleri plajiyoklas+sanidin bileşimlidir. Fenokristal mineral oranı yaklaşık %60 sanidin, %40 plajiyoklas şeklindedir. Hamur felsik minerallerden oluşmuştur. Genellikle mikrolitiktir. Ancak küçük kristaller de bulunmaktadır. Fenokristallerde bazen özellikle çatlaklı olanlarda sınır ilişkisi kesinlikle gözlenmemektedir. Ancak polarize ışıktaki sönme, ikizlenme gibi benzer özellikler nedeniyle gözlenebilir. Kayaçta opak mineral ve %3-5 oranında küçük kristalli sfen bulunmaktadır.

Örnek P-18: Kayaçta fenokristal indeks oranı %75 civarındadır. Mikrolitik porfirik dokuludur. Fenokristal fazını sanidin ve plajiyoklaslar oluşturmaktadır.

Sanidinler çok iri kristalli (yaklaşık 4-7 mm), özşekilli plajiyoklas kapanımlı ve kenarları boyunca hamur ile dokanağında yer yer sıvı kapanım, mikritik mineral ve opak mineral bulunması ile hamurla belirgin sınır ilişkisi gösterir.

Plajiyoklaslar prizmatik ve dilinimli olup çoğunlukla da kırık ve çatlaklıdır. Plajiyoklaslar bu özelliklerinden dolayı hamur ile sınırları belirgin değildir. Feldispat ve kuvars mikrolitlerinden oluşan hamurda karbonatlaşma da yaygındır. Kayaçta yaklaşık %2-3 oranında küçük, prizmatik sfen minerali, %5 oranında ise opak mineral bulunur.

Kayaç dokusal ve mineralojik özelliklerine göre "Riyolit" olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-20: Fenokristal indeks oranı oldukça yüksek olup %70-75 arasındadır. Çok ince taneli mikrolitik hamurlu porfirik dokuludur. Esas olarak ana fenokristal fazını oluşturan plajiyoklas ve sanidin yaklaşık eşit oranda bulunmaktadır.

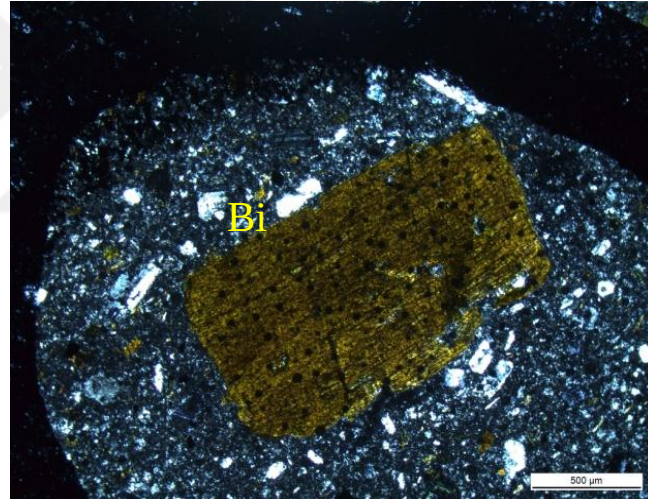
Sanidinler yarı özşekilli ve özşekilsiz olup genellikle değişik boyutlu plajiyoklas mikrokristalleri kapanım olarak bulundurlar. Sanidinler plajiyoklasla kıyasla çok daha az alterelidir. Bundan dolayı hamur ile sınır ilişkileri çok belirgindir.

Plajiyoklaslar yarı özşekilli ve özşekilsiz bol kırık, çatlaklı ve yer yer yoğun alterelidirler. Fenokristaller sanidinlerden daha küçük boyutludur.

Biyotitler, birkaç fenokristal hariç genellikle küçük, uzun, bıçağımsı, kuvvetli pleokroizmalı latalar halinde bulunurlar. Fenokristal şeklindeki biyotit ise yer yer ayrılmış ve tamamen kloritleşmiştir. Amfibol kristalleri genellikle özşekilli, küçük kristaller halinde çift dilinimli ve yeşil pleokroizmalıdırlar. Kayaçta opak mineral yok denecek kadar az, sfen ise yaklaşık % 1-2 oranında bulunmaktadır.

Hamur, yer yer mikrolitik feldispat kristalleri içermesine rağmen çok küçük (mikritik) kristallerden oluşmuş felsik bir hamurdur. Kayacın en belirgin özelliği, ince hamur malzemeli olması ve yaklaşık % 10 kadar mafik minerallerden amfibol ve biyotit içermesidir (Şekil 4.15).

Dokusal ve mineralojik özelliklerine göre kayaç “Riyolit” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.15. Felsik hamur malzeme gösteren kayaçta mafik mineral olarak gözlenen biyotit minerali (Bi:Biyotit, Ç.N.)

Örnek P-22: Kayaç, kuvars ve feldispat mikrolitlerinden oluşmuş hamur malzemeli, plajiyoklas ve sanidin fenokristalli, porfirik dokuludur. Hamur ile fenokristallerin sınır ilişkileri belirgin değildir. Kayaçta az oranda (%5) özşekilsiz kuvars fenokristalleri de vardır. Sanidin fenokristalleri özşekilli ve 5-6 mm büyüklüğe kadar değişebilmektedir. Bu fenokristaller, plajiyoklas kapanımlı, genelde karlsbad ikizlenmeli ve plajiyoklaslardan farklı olarak daha taze ve dilinimsiz, çatlaksız olarak bulunmaktadır. Oysa plajiyoklaslar yoğun çatlaklı, ikizlenmeli, yer yer erime-çözünme

yapılı ve bu özelliklerinden dolayı daha alterelidir. Bu nedenle tek nikolde hamur ile plajiyoklas fenokristallerinin sınırları ayırt edilememektedir. Kayaçta % 3 civarında opak mineral, % 1 civarında da sfen bulunmaktadır.

Örnek P-24: Fenokristal indeks oranı %50 civarındadır. Mikrolitik felsik mineralli, porfirik dokulu kayaçtır. Ana fenokristal fazı plajiyoklas ve sanidinlerden oluşmuştur.

Plajiyoklaslar değişik boyut ve şekilli olup, ikizlenmeli ve yer yer zonlanmalıdır. Albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklasın düşük sönme açılı (yaklaşık 10-12) ve düşük anortit içerikli olduğu saptanmıştır. Bazı fenokristallerde özellikle kenarlar boyunca alterasyon daha yoğundur. Bu özelliğinden dolayı bu minerallerin hamur ile sınır ilişkileri çok zayıftır.

Sanidin fenokristalleri yer yer 15 mm'ye kadar olmaktadır. Fenokristal fazın %30'unu sanidinler oluşturur. Sanidin fenokristallerin en baskın özelliği genellikle özşekli, taze olmaları ve farklı büyüklüklü ve genellikle yönelimli plajiyoklas kapanımları içermesidir. Hamur ile sınır ilişkileri daha belirgindir. Sanidinler genellikle ikizlenme göstermezler.

Hamur, felsik mineral (feldispat + kuvars) mikrolitlerinden oluşmuştur.

Kayaçta gaz boşluklarında karbonatlaşmalar gelişmiştir. Opak mineral ve bıçağımsı şeklinde sfen minerali bulunmaktadır.

Kayaç dokusal ve mineralojik özelliklerine göre “Dasit/Riyolit” olarak tanımlanmıştır.

Örnek P-26: Diğer örneklerden farklı olarak, camsı, çok daha mikrolitik hamur malzemeli porfirik dokuludur. Hamurda felsik mikrokristaller de bulunmaktadır. Alterasyon yoğundur. Feldispatlar polarize ışıktaki toprağımsı görünümlü ve sınır ilişkisi çok zayıftır. Fenokristal oranı %25-35 oranında olup, %70 oranında plajiyoklaslardan oluşmuştur. Diğer fenokristal fazı ise sanidin oluşturmaktadır. Kayaçta %5 oranında bulunan opak mineraller homojen dağılımlı değildir. Kloritleşmiş mafik minerallerle beraber yoğunluk gösterirler. Sanidinler plajiyoklaslara göre daha az alterelidir.

Dokusal ve mineralojik özelliklerine göre kayaç, “Andezit” olarak tanımlanmıştır.

5. MİNERAL KİMYASI

5.1. Giriş

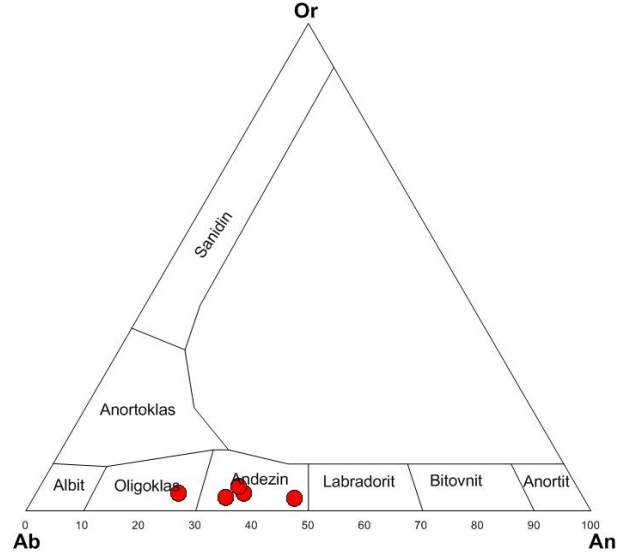
Minerallerin kimyasal bileşimlerinin saptanması ve oluşumlarında etkin olan süreçlerin belirlenmesi amacıyla, 6 adet örnekte (P2, P6, P9, P11, P19, P20) amfibol, plajiyoklaz ve biyotit mineralleri üzerinde mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla, bu kayaç örneklerinin incekesitleri hazırlanmış, daha sonraki aşamada, bu ince kesitler parlatılmış ve karbonla kaplanmış olup, tüm örnekler Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Zeiss Evo 50 marka taramalı elektron mikroskopunda analiz edilmiştir. Mineral kimyası çalışmaları esnasında kayaç örnekleri içerisindeki fenokristal ve mikrolitler üzerinde ölçümler yapılmıştır. Fenokristaller üzerinde yapılan ölçümler kenar ve merkez kesimlerinden, mikrolitler üzerinde yapılan ölçümler ise merkez kesiminden itibaren alınmıştır. Bu çalışmalar sonrasında elde edilen sonuçlar, mineral sınıflama diyagramlarına yerleştirilerek adlandırılmış, aynı mineral içerisindeki kimyasal değişimler belirlenerek kayacın oluşumunda etkili olan süreçler irdelenmeye çalışılmıştır.

5.2. Plajiyoklas

Karabakır Formasyonu'na ait asidik bileşimli volkanik kayaçlarda mikrofeno-kristaller olarak bulunan plajiyoklaslar çoğunlukla andezin, nadiren de oligoklasdır. Kimyasal analizi yapılan beş örnekte (P2, P6, P9, P11, P19) plajiyoklas minerallerinin bileşimi An: % 22.06 - 41.90, Ab: % 46.10 - 60.86, Or: % 2.49 - 4.45 arasında değiştiği saptanmıştır. Genel olarak alterasyon göstermektedirler. Bu volkanik kayaçlara ait her bir örnekteki ortalama ve standart sapma değerleri Tablo 5.1'de, tüm analiz verileri ise Ek 5.1'de verilmiştir.

Tablo 5.1. Seçilmiş plajiyoklas mineralleri üzerinde analiz edilen kristallerin ortalama bileşimleri (ort.) ve standart sapma (σ) değerleri (n: analiz sayısı).

Örnek	P2		P6		P9		P11		P19	
Kayaç	Dasit		Trakiandezit		Trakidasit		Trakidasit		Trakidasit	
	Ort.	σ	Ort.	σ	Ort.	σ	Ort.	σ	Ort.	σ
n	25		25		25		25		25	
SiO₂	58.49	3.06	62.75	4.45	64.73	15.55	55.51	2.39	57.48	4.20
TiO₂	0.19	0.22	0.22	0.20	0.05	0.10	0.07	0.11	0.12	0.15
Al₂O₃	22.44	1.17	26.46	3.14	22.53	4.81	25.61	1.20	23.72	1.74
FeO	0.08	0.13	0.19	0.28	0.33	0.79	0.20	0.16	0.13	0.16
MnO	0.08	0.12	0.07	0.10	0.11	0.16	0.04	0.07	0.08	0.15
MgO	0.08	0.10	0.01	0.02	0.11	0.46	0.04	0.10	0.04	0.08
CaO	5.17	0.48	7.10	0.90	6.62	2.00	9.03	0.87	6.36	0.85
Na₂O	8.08	1.19	6.74	1.07	6.27	1.82	5.65	0.58	6.93	1.31
K₂O	0.57	0.11	0.58	0.09	0.75	1.06	0.42	0.08	0.45	0.14
Toplam	95.18	3.96	104.11	5.92	101.51	9.78	96.57	3.11	95.32	5.50
An	22.06	4.48	33.83	5.13	29.60	8.58	41.90	3.99	29.34	5.21
Ab	60.86	5.95	55.74	7.80	51.02	14.67	46.10	3.56	54.38	9.26
Or	3.37	0.65	3.42	0.52	4.45	6.25	2.49	0.45	2.66	0.82



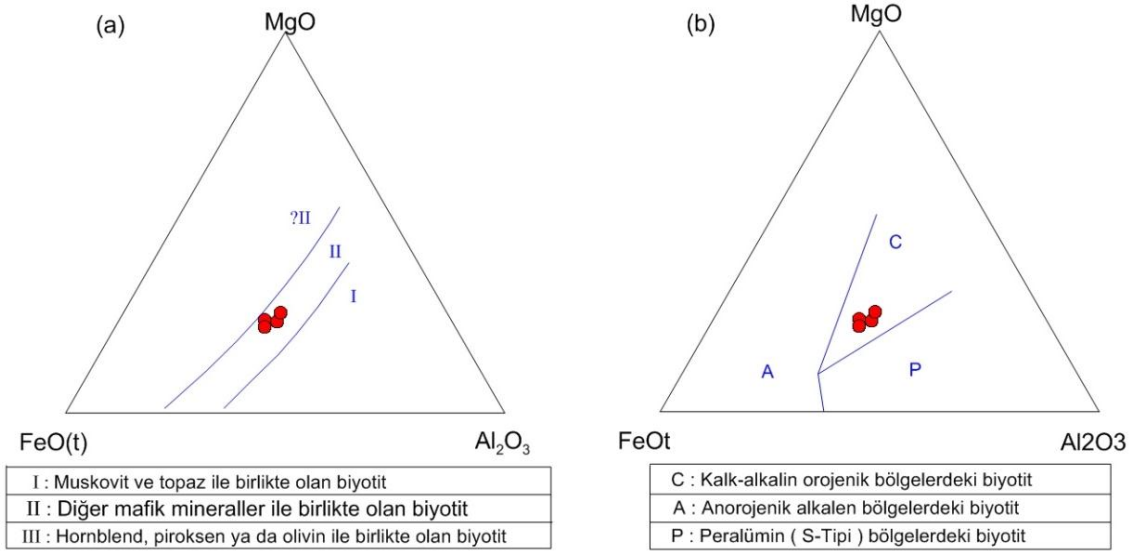
Şekil 5.1. Çalışma konusu Karabakır Formasyonu asidik volkanik kayalara ait plajiyoklasların Ab-An-Or üçgen diyagramı.

5.3. Biyotit

Karabakır formasyonu, çalışma konusu kayalardaki (P9, P11, P19, P20) biyotit minerallerinin analiz sonuçlarına göre ortalama ve standart sapma değerleri Tablo 5.2’de, tüm analiz verileri ise, Ek 5.2’de verilmiştir. Speer (1987)’e göre farklı parametreler baz alınarak biyotitlere ait sınıflama diyagramları çizilmiştir. $MgO-FeO(t)-Al_2O_3$ üçgen diyagramında biyotitlerin bileşimleri II. bölgeye düşmekte ve “diğer mafik mineraller ile birlikte olan biyotit” olarak sınıflandırılmaktadır (Şekil 5.2a). Biyotitler, orojenik bölge ayırtman ($MgO-FeO(t)-Al_2O_3$) üçgen diyagramında ise, C alanına düşmekte olup, “kalkalkalin orojenik bölgelerdeki biyotit” sınıfına dahil edilmektedirler (Şekil 5.2b).

Tablo 5.2. Seçilmiş biyotit mineralleri üzerinde analiz edilen kristallerin ortalama bileşimleri (ort.) ve standart sapma (σ) değerleri (n: analiz sayısı).

Örnek	P9		P11		P19		P20	
Kayaç	Trakidasit		Trakidasit		Trakidasit		Trakidasit	
	Ort.	σ	Ort.	σ	Ort.	σ	Ort.	σ
n	25		24		25		25	
SiO ₂	35.40	2.78	34.97	2.89	34.72	1.57	34.88	1.62
TiO ₂	4.31	0.61	3.95	0.62	3.69	0.69	3.25	0.42
Al ₂ O ₃	14.68	1.67	15.62	1.41	14.84	1.03	13.99	0.75
FeO _(t)	18.80	2.53	19.86	1.92	16.39	1.35	14.85	1.15
MnO	0.13	0.20	0.14	0.15	0.12	0.15	0.12	0.17
MgO	10.79	2.01	10.32	1.47	9.86	1.36	10.27	1.35
CaO	0.91	1.80	0.51	1.08	0.45	0.30	0.41	0.35
Na ₂ O	0.45	0.43	0.55	0.45	0.29	0.23	0.41	0.38
K ₂ O	8.67	1.20	8.32	0.77	7.86	0.49	6.49	0.94
Toplam	94.14	5.73	95.56	4.90	88.22	3.51	84.68	2.58
Mg/(Mg+Fe)	0.50	0.08	0.48	0.06	0.52	0.05	0.55	0.05
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.54	0.08	0.51	0.06	0.55	0.05	0.58	0.05



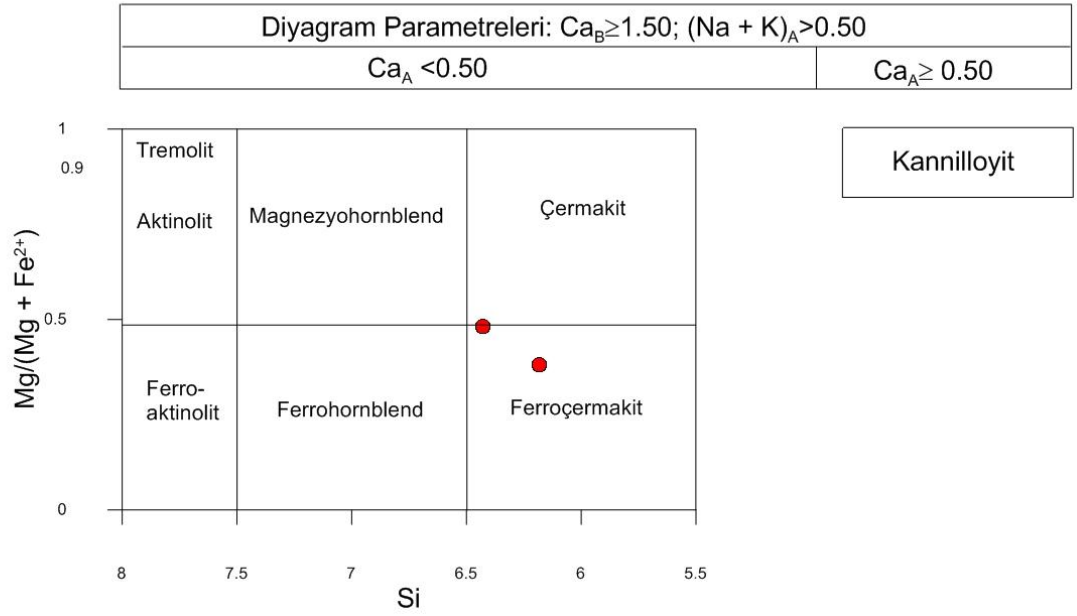
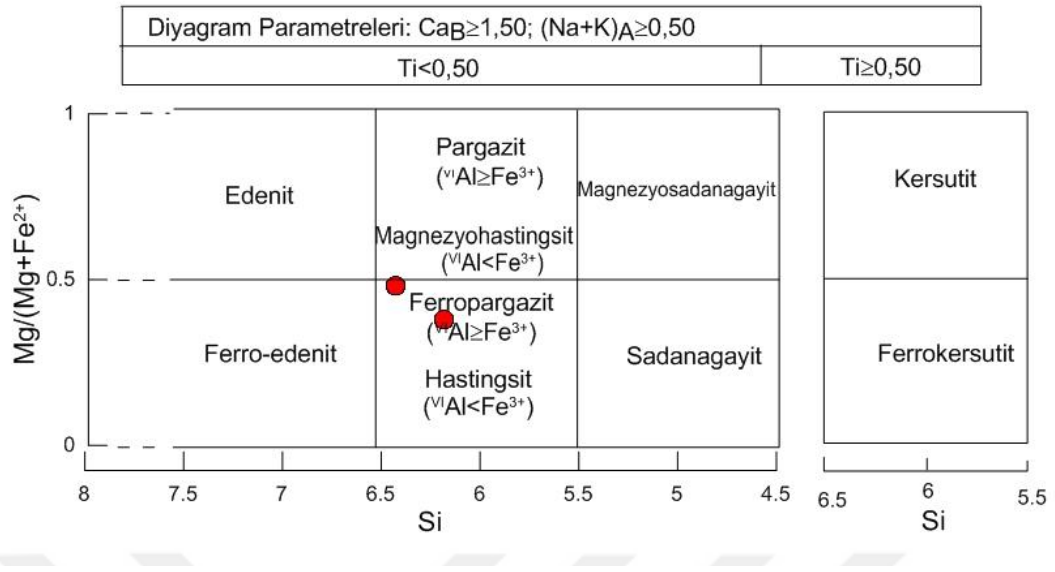
Şekil 5.2. Çalışma konusu kayalardaki biyotitlerin sınıflandırılması (Speer, 1987). (a) MgO-FeO(t)-Al₂O₃ mineral birlikteliği ayırtman diyagramı, (b) MgO FeOt-Al₂O₃ orojenik bölge ayırtman diyagramı.

5.4. Amfibol

Çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen volkanik kayalar, mineralojik olarak amfibol mineralleri içermektedir. Bu kayalardan seçilen iki amfibol örneğinde (P9, P11) yapılan mineral kimyası analiz sonuçlarına göre ortalama ve standart sapma değerleri Tablo 5.3’de, tüm analiz verileri ise Ek 5.3’de verilmiştir. Bu kayalardaki amfibol mineral kimyası analiz sonuçları değerlendirildiğinde, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ değerleri 0.38-0.48 arasında değiştiği gözlenmiştir (Şekil 5.3). Mineral kimyası çalışması yapılan örnekler demirli amfibol mineral grubu içerisinde yer almıştır. Bu amfibol örneklerinden bir kısmı $Ca_B > 1,50$; $(Na+K)_A > 0,50$ ve $Ti < 0,50$ değerlerine sahip olup, ferropargazit tipinde amfibol olduğu; diğer bir sınıflamada ise bu değerler $Ca_B > 1,50$; $(Na+K)_A > 0,50$ ve $Ca_A < 0,50$ olması nedeniyle, ferroçermakit tipinde amfibol oldukları belirlenmiştir (Şekil 5.3).

Tablo 5.3. Seçilmiş amfibol mineralleri üzerinde analiz edilen kristallerin ortalama bileşimleri (ort.) ve standart sapma (σ) değerleri (n: analiz sayısı).

Örnek	P9		P11	
Kayaç	Trakidasit		Trakidasit	
	Ort.	σ	Ort.	σ
n	24		20	
SiO₂	40.61	3.97	44.45	8.85
TiO₂	1.54	0.44	1.74	0.46
Al₂O₃	14.21	2.81	14.25	1.48
FeO	20.46	3.10	17.01	1.91
MnO	0.23	0.16	0.22	0.18
MgO	7.05	1.52	8.84	1.47
CaO	11.22	1.70	10.53	1.31
Na₂O	1.53	1.00	1.43	0.84
K₂O	1.47	0.24	1.00	0.15
Toplam	98.30	5.29	99.47	5.26
Mg/(Mg+Fe)	0.38	0.08	0.48	0.05
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.41	0.08	0.51	0.05



Şekil 5.3. Örneklerin amfibol mineral sınıflama diyagramındaki dağılımları (Leake et al., 1997).

6. JEOKİMYA

Çalışma alanında yüzeyleyen, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu asidik kayaçlarına ait örneklerde yapılan petrografik incelemeler sonucunda 14 adet örneğin ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd'de (Kanada) ücret karşılığı yaptırılmıştır. Ana element içerikleri ICP (Inductively Coupled Plasma) ile iz element içerikleri ise, ICP MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi ile yapılmıştır. Magmatik kayaçların majör ve iz element içeriklerini belirleyen temel etken magmanın türediği kaynağın bileşimi ve oluşumu sırasında geçirdiği süreçlerdir. Bu amaçla Tablo 6.1'de verilen kimyasal analiz sonuçları ve bu değerlerden hesaplanan bazı parametreler yardımıyla, çalışma konusu kayaçların petrokimyasal özelliklerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

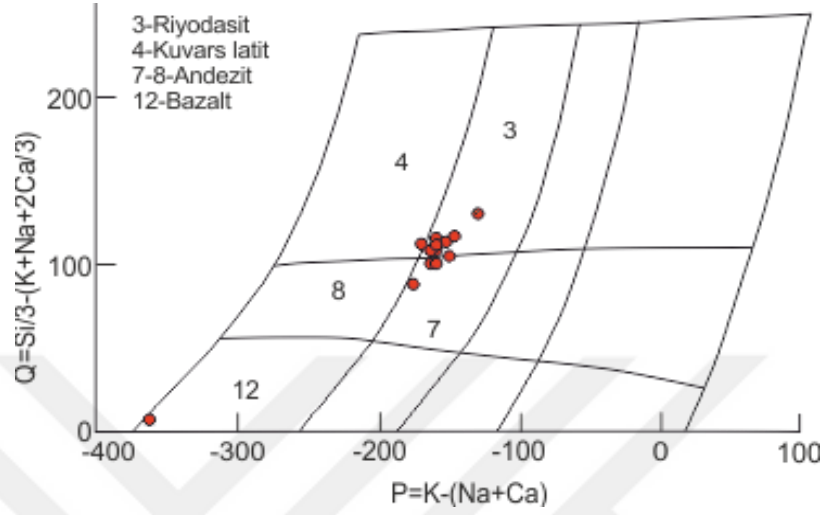
6.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

Çalışma konusu kayalarda yapılan 14 örneğin kimyasal analiz sonuçları Tablo 6.1 ve 6.2'de, verilmiştir. Örneklerden P1 nolu örneğin analiz sonuçları, özellikle SiO_2 (%45.41) değerine bağlı olarak pek çok ana element değerlerinde farklılık göstermektedir. Bu örneğin ateşte kayıp (LOI) oranı da %12.8 ile diğer örneklerden çok farklıdır. Bu nedenle bu örnek isimlendirme ve bazı diyagramların dışında, Harker diyagramları ve element oranları diyagramlarında değerlendirilmemiştir.

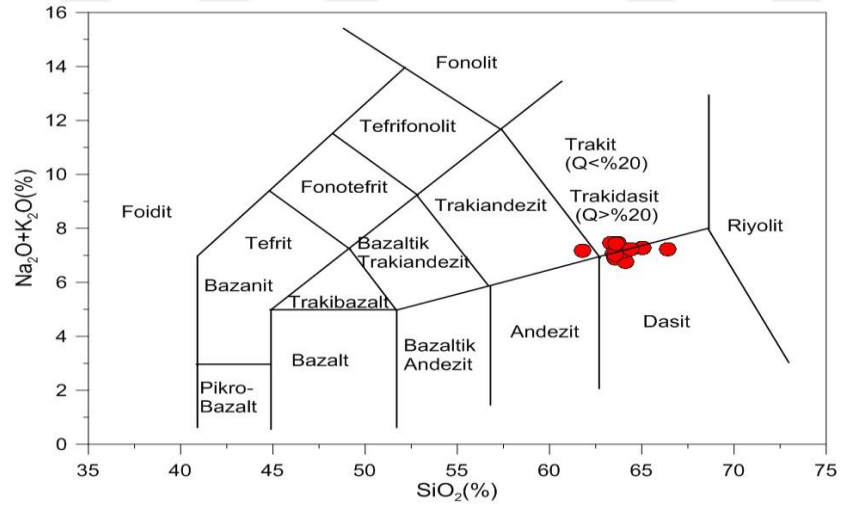
Kayaçların ana element dağılımlarına genel olarak bakıldığında % SiO_2 değerleri %66.40-63.30, % Al_2O_3 değerleri % 17.94-16.19, Fe_2O_3 %3.79-2.79, MgO % 1.56-0.93 ve CaO % 4.98-3.35 arasındadır. Na_2O (% 4.63-4.05) ve K_2O (% 3.05-2.66) değerleri gibi diğer ana elementler (TiO_2 , MnO , P_2O_5) de kendi aralarında birbirine çok yakın değerlerde değişim göstermektedir.

Çalışma konusu kayalarda yapılan mikroskobik incelemeler sonucunda andezit ve dasit ve/riyolit bileşiminde olduğu belirlenen kayaçların, kimyasal verilere göre isimlendirilmelerini saptamak için, ana element ve iz element diyagramları kullanılmıştır (Şekil 6.1, 6.2). Buna göre, ana oksit verileri kullanılarak hesaplanan Q-P [$Q=\text{Si}/3-(K+\text{Na}+2\text{Ca}/3)$ $P=K-(\text{Na}+\text{Ca})$] parametrelerine göre (Debon ve Le Fort, 1983) kayaç örnekleri dasit ve andezit alanında bulunmaktadır (Şekil 6.1). Le Bas ve diğ., (1986) toplam alkali-silis (TAS) diyagramına baktığımızda ise, (Şekil 6.2), örneklerin

genel olarak trakidasit-dasit bileşiminde olduğu görülmektedir. P-1nolu örnek ise Q-P diyagramında bazalt bileşimini vermektedir.



Şekil 6.1. Örneklerin Q-P diyagramı (Debon ve Le Fort 1983).

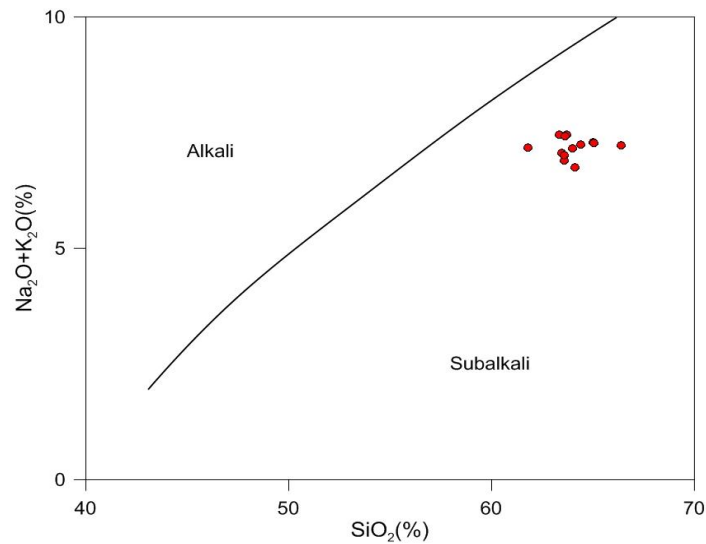


Şekil 6.2. Çalışma bölgesine ait örneklerin toplam Alkali-SiO₂ diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986).

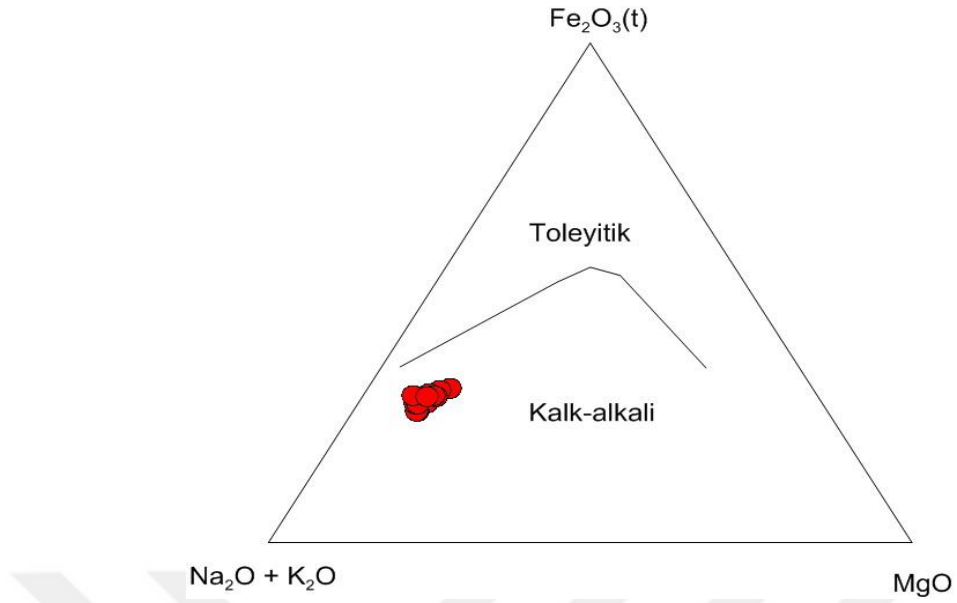
Tablo 6.1. Kayaç örneklerinin ana oksit (%ağırlık) ve iz element (ppm) tablosu

Örnek	P-1	P-2	P-6	P-9	P-11	P-13	P-14	P-16	P-18	P-19	P-20	P-21	P-22	P-23
SiO ₂	45,41	63,57	61,79	63,69	63,33	64,11	66,4	63,45	64	64,99	65,05	63,58	63,63	64,41
Al ₂ O ₃	12,12	16,93	17,94	17,65	17,31	16,19	16,47	16,83	16,84	17,19	17,32	16,84	17,89	17,01
Fe ₂ O ₃	5,77	3,79	3,75	3,51	3,39	2,79	2,98	3,49	3,55	3,2	3,21	3,45	3,49	3,47
MgO	6,75	1,56	1,41	1,32	1,29	1,08	1,12	1,38	1,2	1,04	1,07	1,3	0,93	1,19
CaO	13,44	3,84	3,57	3,9	4,69	4,98	3,35	3,89	4,2	3,65	3,76	4,17	3,85	3,63
Na ₂ O	2,49	4,33	4,35	4,54	4,61	4,05	4,17	4,41	4,34	4,36	4,46	4,35	4,63	4,45
K ₂ O	0,25	2,57	2,83	2,92	2,84	2,7	3,05	2,66	2,82	2,93	2,82	2,66	2,8	2,79
TiO ₂	0,56	0,6	0,61	0,58	0,55	0,47	0,51	0,57	0,53	0,56	0,56	0,56	0,58	0,58
P ₂ O ₅	0,05	0,21	0,19	0,2	0,19	0,13	0,14	0,19	0,18	0,22	0,18	0,2	0,19	0,18
MnO	0,17	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03
LOI	12,8	2,3	3,3	1,4	1,6	3,3	1,6	2,9	2,1	1,6	1,3	2,6	1,8	2,1
Toplam	99,88	99,79	99,79	99,77	99,79	99,8	99,79	99,79	99,79	99,8	99,78	99,8	99,79	99,8
Ni	37	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	22	5	4	4	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4
Ba	59	527	530	571	542	544	596	536	543	510	553	521	556	520
Be	<1	3	3	2	2	2	<1	3	3	3	2	<1	4	1
Co	19,6	7,5	6,8	6,1	5,9	4,4	5,4	6,3	6	5,4	5,9	6,5	6,9	6,4
Cs	201,3	8,5	3,6	3,7	2,6	3,2	4	3,8	3,5	3,7	3,2	3,6	3,6	3,3
Ga	9,8	19,8	20,7	21,2	19,9	19	20,1	19,9	19,8	20,5	20,4	20,5	22,5	19,2
Hf	1,9	4,5	4,7	4,8	4	4,3	4,3	4,3	4,1	4,4	4,4	4,4	4,5	3,9
Nb	1,4	9,8	9,7	9,3	8,9	7,9	8,6	9,4	8,4	8,7	8,8	9,1	9,5	8,9
Rb	8,4	90,1	98,5	101	97,3	98	110,9	92,8	92,4	99,1	92,3	93,1	98,3	93,5
Sn	7	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
Sr	135,5	436,9	448,4	637	465,7	413,4	412,1	450,2	440	433,2	547,7	441,2	473,7	424,5
Ta	<0,1	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7
Th	1,1	12,1	12,6	12,7	12,1	12	11,8	12,4	12,1	12	11,7	11,7	12,7	12,8
U	1,2	3,7	3,9	3,8	3,5	3,8	3,6	3,3	3,4	3,5	3,6	3,4	3,8	3,3
V	160	56	49	50	51	52	52	48	48	48	46	46	51	49
W	2,2	0,5	0,5	0,5	<0,5	1	0,6	0,7	<0,5	0,6	0,7	0,7	1,1	1,7
Zr	65,6	176,1	179,5	176,6	167,5	149	168,4	168	165,3	165	156,3	161,7	170,2	165,3
Y	16,7	10,1	10,5	9,1	8,4	7,3	7,3	9,7	9,1	8,8	8,9	8,6	9	8,3
Mo	0,3	0,5	0,2	0,2	0,2	0,1	<0,1	0,5	0,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,4
Cu	10,3	9,8	8,7	8,4	8	4,9	4,9	7,8	7,3	7,3	6,3	7,2	6,5	7,2
Pb	1	1,1	1,9	1,2	0,9	1,6	1,2	1,3	1,1	1,1	1,2	1	0,8	0,9
Zn	33	47	51	34	29	35	38	45	29	23	25	33	29	27
Ni	14,4	4,3	3,7	3,1	2,6	1,8	1,9	3,7	3,1	3,8	3,3	3,5	3,5	2,9
As	17,8	1,9	1,3	0,7	1,6	0,8	0,8	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5
Bi	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	2,4	1,1	6,6	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Magmatik kayalar, magmanın karakteri açısından genel olarak subalkalen, alkali ve peralkali kayalar serileri adı altında incelenirler. Magmatik kayalarda belirli element konsantrasyonları, genellikle magma serilerindeki magmatizma bileşiminin saptanmasında kullanılan önemli parametrelerdir. Kayalardaki SiO_2 içeriğine karşı toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) değeri bu amaç için kullanılan en önemli kriterlerden birisidir (Irvine ve Baragar 1971). Buna göre Şekil 6.3’de verilen toplam Alkali-Silis diyagramında görüldüğü gibi, inceleme alanına ait örneklerin tamamı subalkalin alanında yer almaktadır. Magmanın ayrışması sırasında toplam demirin ($\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$) davranışı, subalkali magma serilerinde toleyitik ve kalkalkali farklılaşma yönelimlerini belirlemesi bakımından önemlidir. AFM üçgen diyagramı da (toplam alkali- $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$ -MgO) (Irvine ve Baragar 1971) bu amaç için en çok kullanılan diyagramlardan birisidir. Buna göre, subalkalin özellik gösteren örneklerin tamamının, AFM üçgen diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) kalkalkali karakterde olduğu görülmektedir (Şekil 6.4).

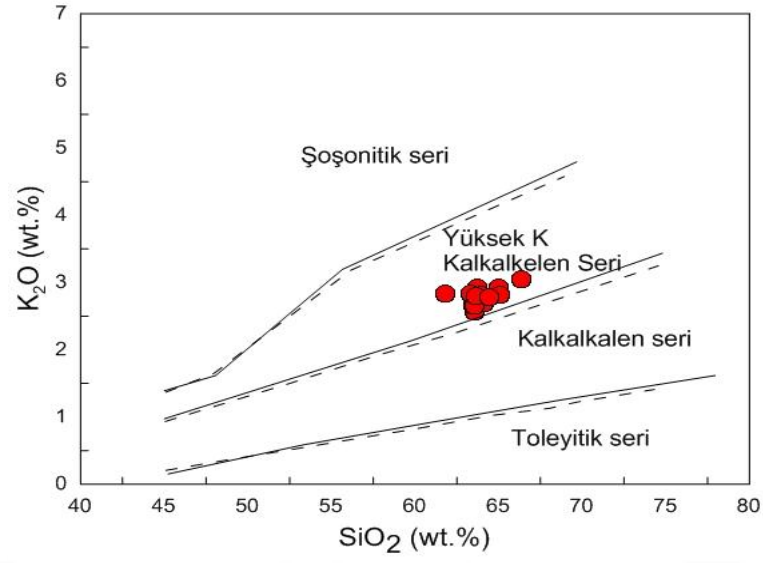


Şekil 6.3. Örneklerin Alkali-Silis diyagramında dağılımı (Irvine ve Baragar, 1971).

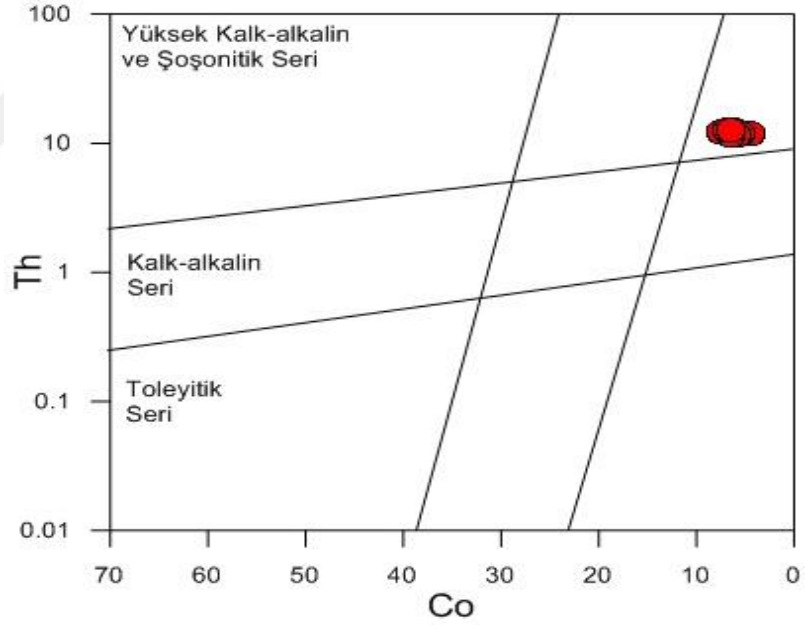


Şekil 6.4. Örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki dağılımları ($A=Na_2O+K_2O$, $F=FeO$, $M=MgO$).

Çalışma konusu birimin K_2O 'ce zengin kalkalkalen özellikli olduğu Şekil 6.5.'de belirgin olarak görülmektedir. Bu sonuç, petrografik incelemelerde de belirtildiği gibi hemen tüm örneklerde sanidin mineralinin yaygın olarak bulunması ile uyumluluk göstermektedir. Bu özellik, kalıcılığı yüksek elementlerden olan Th ve Co'ın kullanıldığı diyagramda da (Hastie et al., 2007) örneklerin yüksek-K'lu kalkalkalen özellikli olması ve dasit/riyolit bileşimli alana düşmesiyle teyit edilmektedir (Şekil 6.6).



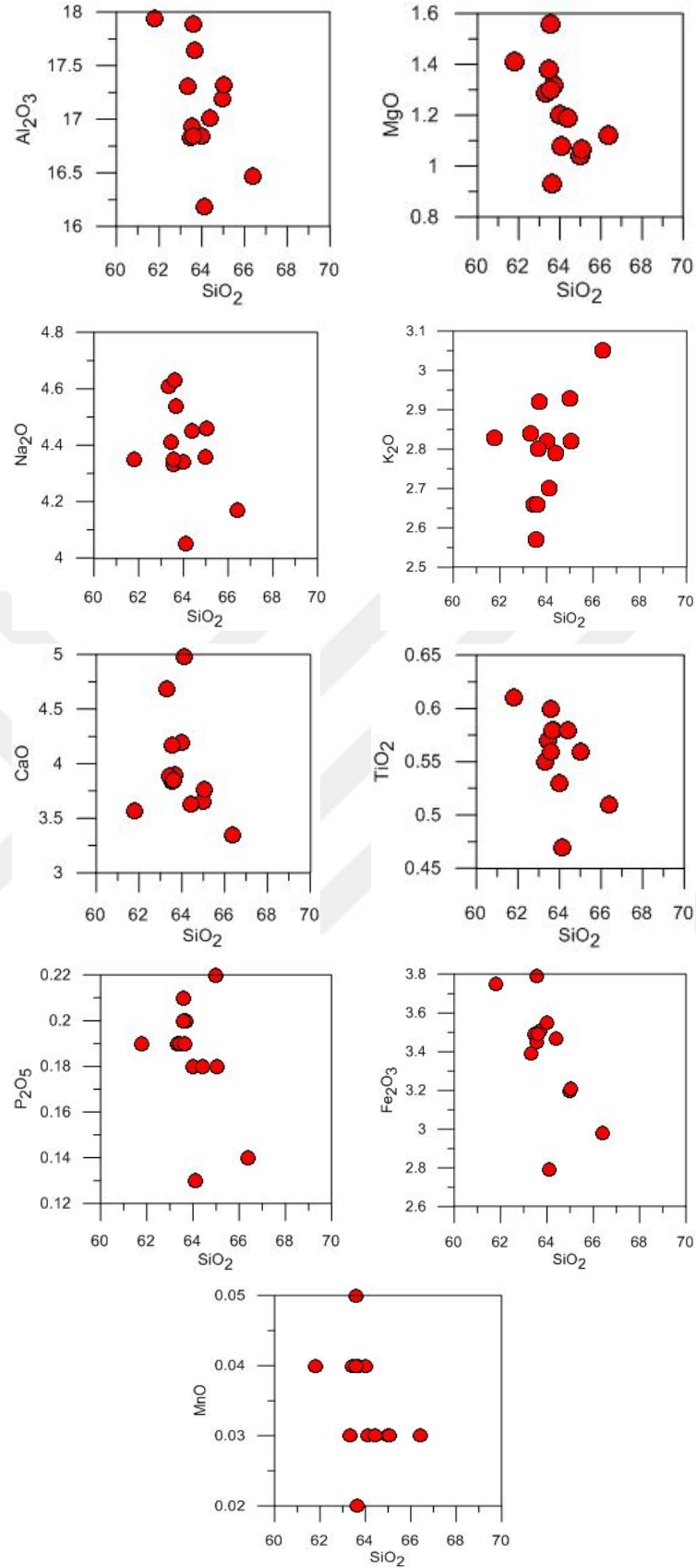
Şekil 6.5. Karabakır Formasyonu'na ait kayaçların SiO_2 'e karşı K_2O değişim diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).



Şekil 6.6. Çalışma bölgesi örneklerin Co-Th diyagramındaki (Hastie et al. 2007) dağılımları.

Çalışma konusu kayaçların ana oksit içeriklerinin SiO_2 içeriğine göre değişimlerinin incelendiği Harker (1909) diyagramlarına bakıldığında, artan SiO_2 oranıyla birlikte K_2O oranının arttığı, buna karşın Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MnO , Fe_2O_3 , TiO_2 oranında azalma olduğu, MgO 'de ise bazı örneklerde artma bazı örneklerde azalmanın olduğu görülmektedir (Şekil 6.7). Ana oksitlerde gözlenen bu şekildeki negatif veya pozitif korelasyonlar, fraksiyonel kristalleşme süreçleri ile açıklanabilir. Örneğin CaO 'de gözlenen negatif dağılım kalsik plajiyoklazların fraksiyonlanması ile, Fe_2O_3 ve TiO_2 'deki azalmalar ise, sırasıyla biyotit ve/veya hornblend ile manyetit ve Fe-Ti-Oksit fraksiyonlanması ile ilişkilidir.





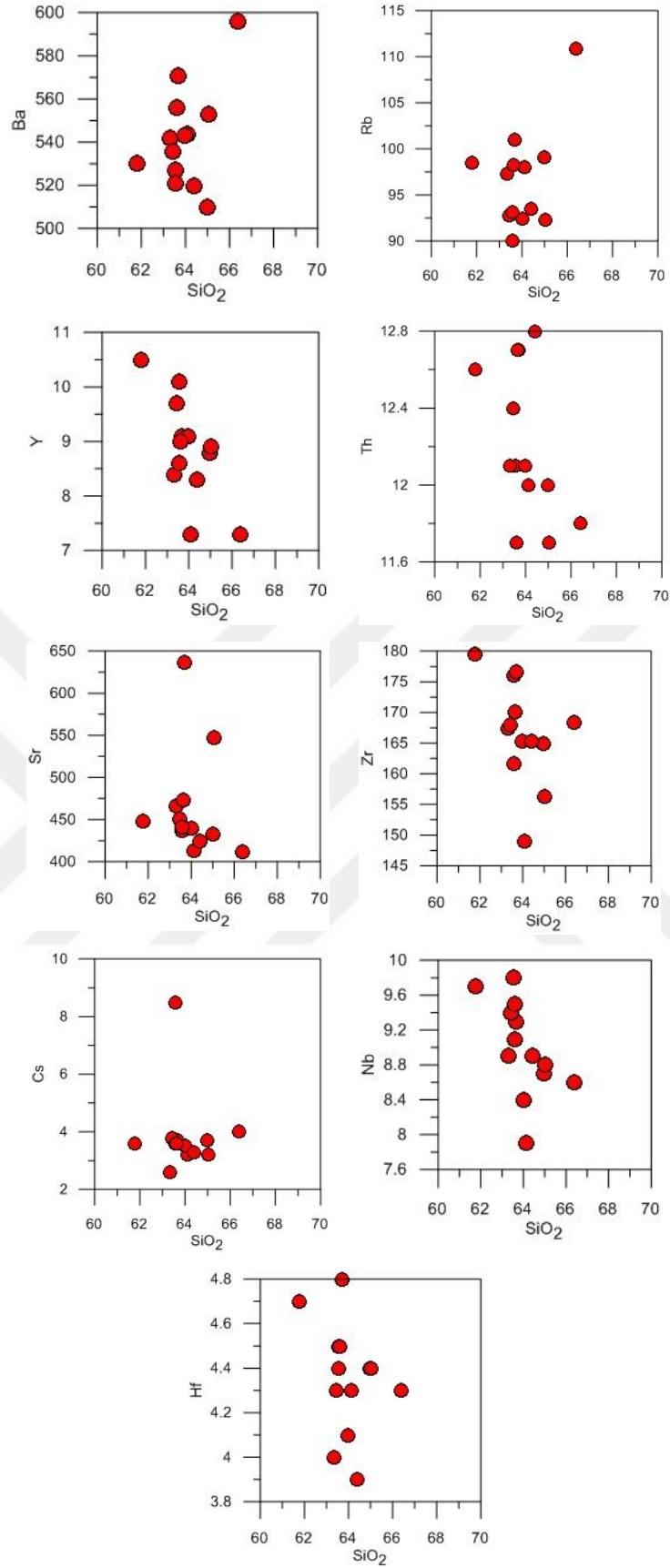
Şekil 6.7. Ana oksitlerin SiO₂ 'e göre değişimini gösteren Harker diyagramları (Harker, 1909).

Kayaç içerisindeki miktarları ağırlıkça % 0.1'den az olan elementler, iz element olarak tanımlanırlar. İz elementler, kayaç içerisinde konsantrasyonlarına bağlı olarak aksesuar mineraller oluşturabildikleri gibi, esas olarak, kayaç oluşturan minerallerdeki major elementlerin yerlerini de alabilirler. Dolayısıyla majör elementlerde olduğu gibi iz elementler de kayacın bileşimine bağlı olarak değişim gösterirler. Yine major elementlerde olduğu gibi iz element-SiO₂ değişimlerinden de kristallenme sürecini ve bu sürece etki edebilecek faktörleri ve değişimleri gözlemek için yararlanılır. Bu amaçla örneklerin element dağılımlarına baktığımızda, P1 nolu bazalt örneği, hemen tüm iz elementler bakımından diğer tüm örneklerden farklı bir dağılım göstermektedir (Tablo 6.1). Bu nedenle diyagramlarda bu örnek değerlendirilmeye alınmamıştır. İz element değişim diyagramlarında büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerden (LILE) olan Rb, Ba, Sr ve Cs'un SiO₂ ile olan dağılımlarına bakıldığında, Sr'un negatif bir yönelim gösterdiği görülür (Şekil 6.8). Sr, ana mineraller içerisinde plajiyoklaslarda bulunan Ca'un yerini alır ve Ca'ca zengin plajiyoklasların fraksiyonlaşması ile ilişkilidir (Rollinson, 1993). Yani ilk oluşan bazik plajiyoklas (An>50) bünyesine dahil olduğundan dolayı, sonra oluşan daha asidik bileşenlerde negatif bir yönelim sergileyebilmektedir. Rb ve Ba, diyagramda artan ve azalan trendler şeklinde dağınık bir özellik göstermektedir. Her iki element de aynı minerallerin ayrılaşmasını işaret etmektedir. Ba ve Rb elementleri iyon yarıçapları büyük olması nedeniyle, fraksiyonel kristalleşme sürecinde K'lu minerallerin (K-feldispat ve biyotit) bünyelerine girer ve magmatik ergiyik içinde K içeren mineraller en son kristallenen ürünler oldukları için, zenginleşmeye yol açarlar. Ba, sırasıyla K-Feldispat ve biyotitde daha çok yoğunlaşırken Rb, biyotit ve K-feldispatta yoğunlaşmaktadır. Cs elementinin granitik magmanın kristalizasyonu sırasında daha çok sıvı fazda zenginleşme eğiliminde olduğu ancak geç evre (düşük sıcaklık) kristalleşmeleriyle oluşan biyotit ve K-feldispat minerallerinin bünyelerine girdiği de bilinmektedir (Mason ve Moore, 1982). Buna göre diyagramda K elementi ile uyumlu olarak silise bağlı zayıf bir pozitif anomali göstermektedir.

İz elementlerden kalıcılığı yüksek element (HFSE) olarak tanımlanan (Rollinson, 1993) elementlere genel olarak bakıldığında, Zr ve Y'da belirgin bir trend olmamakla beraber zayıf bir negatif ilişki bulunmaktadır. Hf elementi belirgin bir trend göstermemekle beraber, Zr ile benzer iyon yarıçaplı olmasından dolayı, birlikte hareket

ederler. Özellikle Zr, fraksiyonel kristalleşme sürecinin en son ürünü olarak daha yoğun olarak gözlenebilir. Çünkü magmanın ilksel bileşiminde Zr konsantrasyonu oldukça düşüktür. Bilindiği gibi Zr elementi, yüksek elektriksel yükü ve yüksek iyon çapı nedeniyle, kayaç oluşturunca ana minerallerin kristal yapısına girmemekte, ancak bağıl olarak daha sonra oluşmuş zirkon mineralinin bünyesine girmektedir. Y elementi, NTE ler gibi davranış sergileyerek, özellikle aksesuar minerallerinden apatit olmak üzere granat, hornblend, klinopiroksen, ortopiroksen gibi minerallerde yoğunlaşır. Th elementinin göstermiş olduğu pozitif ilişki ise, fraksiyonel kristalleşme sürecindeki ergiyik fazı tercih etmesiyle ilgilidir.





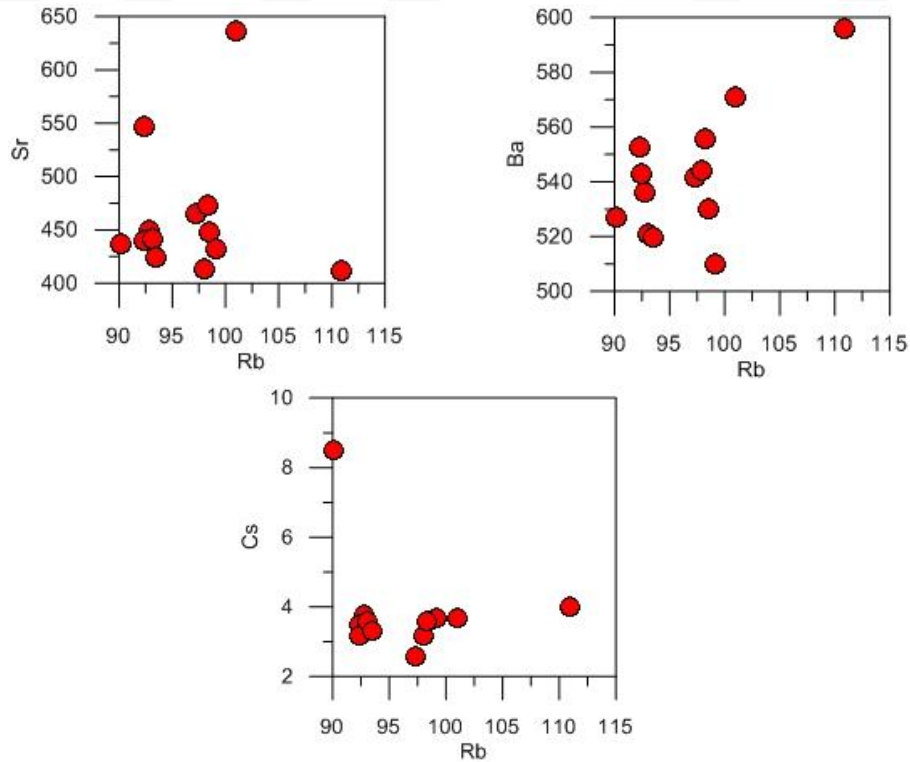
Şekil 6.8. İz element- SiO_2 değişim diyagramları (Harker, 1909).

Tablo 6.2. Karabakır Formasyonu ‘na ait örneklerin nadir toprak element (REE, ppm) tablosu

Örnek	P-1	P-2	P-6	P-9	P-11	P-13	P-14	P-16	P-18	P-19	P-20	P-21	P-22	P-23
La	5,9	29,2	29,7	29,3	27,7	24,5	25,2	28,6	28,2	26,5	27,2	27,7	30,9	28,1
Ce	10,1	54,4	54,2	55,7	51,5	46,9	46,7	51,7	53,5	50,8	50,1	53,2	57,5	51,4
Pr	1,49	6	6,05	5,9	5,68	5,15	5,22	5,94	5,64	5,61	5,61	5,67	6,32	5,84
Nd	7,2	21,5	21,5	21,9	20,3	19,3	18,4	23	20	20,5	20,4	21,2	21,3	20,5
Sm	1,87	3,71	3,9	3,99	3,57	3,48	3,64	3,92	3,59	3,62	3,68	3,69	3,88	3,48
Eu	0,71	1,04	1,05	0,98	0,95	0,89	0,91	1	0,91	0,95	0,98	0,94	1,05	0,95
Gd	2,45	3,3	3,34	2,99	3	2,79	2,87	3,21	2,96	3,08	3,04	3,25	3,48	3,24
Tb	0,39	0,4	0,41	0,36	0,36	0,33	0,33	0,37	0,37	0,36	0,35	0,38	0,4	0,36
Dy	2,78	2,21	2,42	2	1,85	1,75	1,9	1,89	2,03	1,85	1,89	1,91	2,16	1,88
Ho	0,53	0,35	0,35	0,28	0,32	0,21	0,24	0,3	0,28	0,29	0,27	0,3	0,3	0,3
Er	1,78	0,85	0,8	0,66	0,67	0,5	0,53	0,74	0,68	0,75	0,7	0,75	0,76	0,72
Tm	0,25	0,12	0,12	0,1	0,09	0,07	0,07	0,11	0,1	0,09	0,09	0,09	0,1	0,1
Yb	1,68	0,73	0,69	0,64	0,52	0,4	0,42	0,62	0,64	0,55	0,56	0,6	0,64	0,53
Lu	0,27	0,11	0,11	0,09	0,08	0,06	0,06	0,11	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08
(La/Lu)N	2,27	27,55	28,03	33,79	35,94	42,38	43,59	26,99	32,52	34,38	35,29	31,95	35,64	36,46
(Eu/Eu*)N	24,62	14,75	14,24	14,63	15,67	16,37	15,75	14,42	15,7	15,38	15,31	14,89	14,06	15,44

* Kondirit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)’dan alınmıştır

Örneklerin LILE- LILE değişimlerini gösteren diyagramlara bakıldığında (Şekil 6.9), artan Rb içeriğine karşılık Sr içeriğinin azalması normal bir diferansiyasyonu göstermektedir. Çünkü asidik magmanın ilk katılma evrelerinde daha çok Ca bakımından zengin plajiyoklaslar ve böylece Sr zenginleşmesi oluşurken, sıcaklığın düşmesine bağlı olarak K-feldispat mineralleri oluşacak ve böylece Rb bakımından bir zenginleşme oluşacaktır. Böylece diyagramda da (Şekil 6.9) görüldüğü gibi Rb artışına karşı Sr'un azalması normal magmatik katılma ile uyumlu olarak değerlendirilmektedir. Ba-Rb arasındaki ilişkide de, Ba'un sadece K-feldispat minerallerin bünyesinde ve bağlı olarak daha yüksek sıcaklık minerallerinde yoğunlaşması ile yukarda belirtilenlere benzer dağılım göstermesi gerekmektedir. Yani Ba elementinin daha fazla olduğu (yüksek sıcaklıklarda oluşmuş K-feldispat içeren) durumlarada Rb elementinin daha düşük olması gerekmektedir. Çünkü Rb elementi daha düşük sıcaklıklarda oluşan K-feldispat içeren minerallerde yoğunlaşır. Bu da iki elementin arasında negatif bir ilişki oluşturmaktadır. LIL elementlerden Cs'un Rb'a göre değişimine bakıldığında ise Rb artışına bağlı olarak Cs'un arttığı görülmektedir. Bu da teorik bilgiler ışığında normal diferansiyasyonu göstermektedir.



Şekil 6.9. Örneklerin Rb-Sr, Rb-Ba, Rb-Cs değişim diyagramlarında dağılımları.

6.2. Çoklu Element Diyagramları

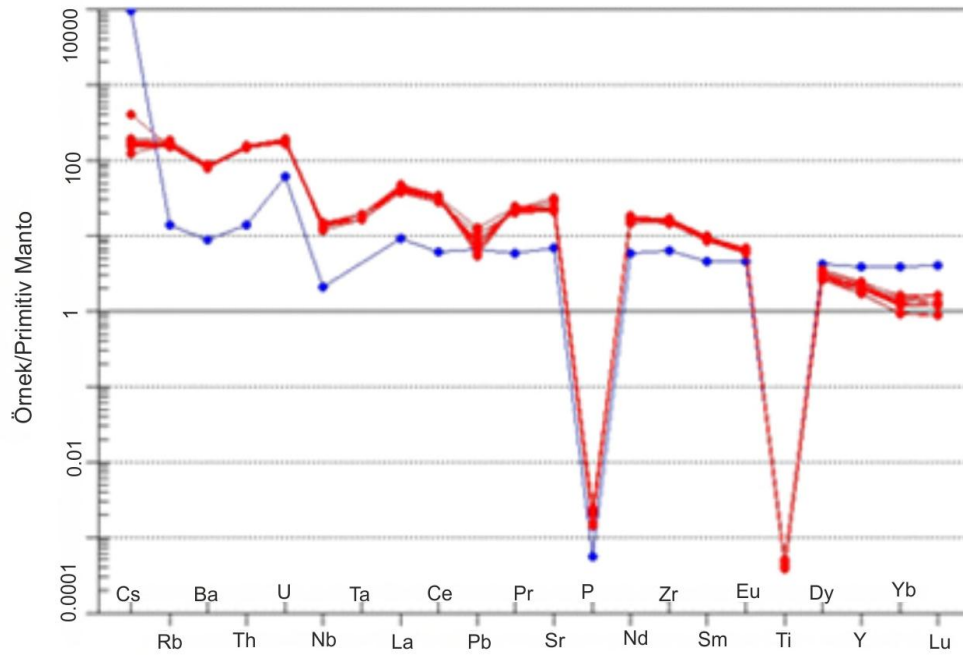
Magmatik kayalarda birkaç ppm'den birkaç on ppm'e kadar değişebilen konsantrasyonlarda bulunan eser elementlerin (NTE), magmatik katılaşma sırasında oluşan, ana minerallerin bünyelerine pek fazla girmedikleri ve bu nedenle ilerleyen katılaşma ile birlikte, bağıl olarak daha geç evrelerde zenginleştikleri bilinmektedir (Boztuğ, 2008). Yani magmatik kayalarda daha çok aksesuar bileşen olarak bilinen apatit, titanit, zirkon, allanit, monazit v.b. gibi minerallerle beraber bulunmalarından dolayı, aksesuar bileşen mineralojisine bağlı olarak davranış sergilerler.

Çoklu element diyagramlarından olan NTE'lerin Kondrit (Chondrite) değerlerine göre normalize edilerek oluşturulan diyagramda beliren trendler, herhangi bir magmatik kayaç biriminin katılaşması sırasında, hafif nadir toprak element (HNTE) içeriğinden ağır nadir toprak element (ANTE) içeriğine göre gelişen fraksiyonlanma özelliği hakkında bilgi verebilir. Ya da birden fazla magmatik kayaç biriminin yüzeylendiği durumlarda ise ilgili kayaç birimlerinin eş kökenli veya değişik magma kaynaklarından türeyip türemedikleri hakkında bilgi verebilmektedir.

İnceleme konusu kayaların, İlksel Manto değerlerine göre normalleştirilerek elde edilen diyagramına bakıldığında (Şekil 6.10), tüm örneklerin birbiriyle uyumlu bir şekilde davrandığı görülmektedir. Bazalt bileşimli örneğin de (P1) diğer örneklerle uyumu dikkat çekmektedir. Diyagramda Ba, Nb ve Pb gibi uyumsuz elementlerde zayıf bir negatif trend olmakla beraber, primitiv mantoya göre bu elementlerin 7-90 kat arasında zenginleştiği görülmektedir. NTE'lerden Yb ve Lu diğer elementlerden farklı olarak primitiv manto bileşimi vermektedir. Ancak diyagramdaki en önemli yönsemeler primitiv manto bileşiminin çok altındaki değerlerle P ve Ti'da gözlenmektedir. Asidik kayalarda negatif Nb, Sr, P ve Ti anomalileri, Pearce (1982) ve Cox and Hawkesworth'a (1985) göre ada yayı volkanitlerinin karakteristiğidir. Aynı zamanda volkanitlerin ilksel magmalarının oluşum süreçlerinde amfibol, Fe-Ti oksit ve apatit minerallerinin ayrımlaşmasını işaret etmektedir.

Örneklerdeki negatif Ti anomalisi, Ti-oksit ve magnetit minerallerinin fraksiyonlaşması, P'da gözlenen negatif anomali ise, apatit mineralinin fraksiyonel kristalleşmesinden kaynaklanabilir. Ayrıca, negatif Nb anomalisi kıtasal kabuğun karakteristik bir özelliğidir (Rollinson, 1993) ve kayaların gelişiminde yitimin veya metasomatizmadan etkilenmiş manto kamasının önemli bir rol oynadığını gösterdiği

kabul edilir (Pearce, 1982). Yine Nb, Ti, Ta elementlerinde gözlenen fakirleşmelerin, yitim sonucu olabileceği gibi kabuksal kirlenme olayı sonucunda da olabileceği kabul edilmektedir (Ringwood, 1990; Menzies et al., 1991; Thirwall et al., 1994). Wilson (1989), LIL elementlerin, dalma-batma sırasında dalan kabuktan gelen sulu akışkanlarca taşınması nedeniyle üstte bulunan mantonun bu elementlerce zenginleştiğini belirtirken yine bu elementlerin, dalma-batma sırasında, hareketliklerinin düşük olmasından dolayı sulu akışkanlarca taşınmayacağını ve böylelikle mantonun Nb, Ti, ve Ta elementleri bakımından fakirleşme göstereceğini belirtir.

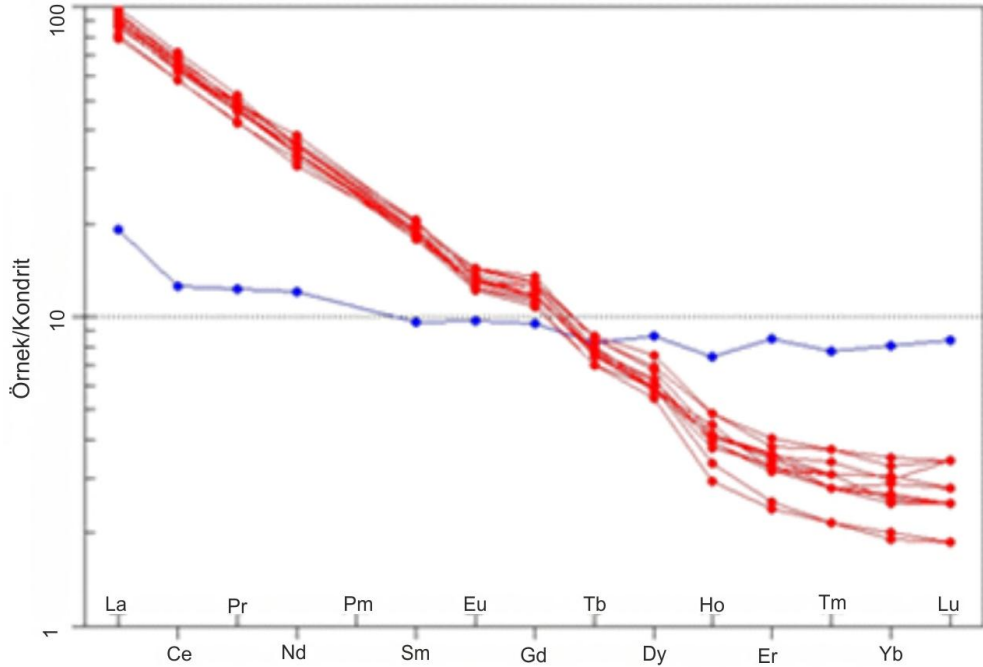


Şekil 6.10. Çalışma konusu kayaç örneklerinin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (McDonough vd., 1992).

Örneklerin, Kondrit değerlerine göre (Boynton, 1984) normalleştirilerek elde edilen diyagramına (Şekil 6. 11) bakıldığında, HNTE'lerden ANT elementlere doğru çok belirgin bir fraksiyonlanma gösterdiği görülmektedir. HNTE'lerden La elementinin kondrite (chondrite) göre 80-100 kat arasında zenginleşme gösterdiği, ANTE'in ise tipik olarak 10 katın altında olduğu görülmektedir. Örneklerde gözlenen yüksek HNTE/ANTE oranı, magmanın iz elementler bakımından zenginleşmiş bir kaynaktan veya düşük dereceli kısmi ergimeye uğramış olan eriyikten itibaren oluştuğunu

gösterebilir. Yine HNTE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile veya kabuksal bileşenlerin etkisiyle de gerçekleşebilir.

Örneklerde Eu'un zayıf bir negatif anomali göstermesi plajiyoklas fraksiyonlaşmasını göstermekte böylece artık magmanın Eu içeriğinin tüketilmesi nedeniyle geç evrede oluşan kayaçlarda negatif Eu anomalisi verdiği bilinmektedir (Wilson, 1989). Ancak örneklerde Eu anomalisinin belirgin olmaması bu birimi oluşturan magma kaynağının daha önce bir plajiyoklas fraksiyonlaşmasına uğramadığını veya kayaçların magmanın farklılaşmasının geç evrede oluşan ürünleri olmadığını göstermektedir. Böylece bu asidik volkanitlerin ilksel olarak mafik bir magmanın diferansiyasyonu ile meydana gelmesinden ziyade eşyaşlı mafik ve felsik magmaların karışımından türemiş küçük bir magma odasından beslenmiş olabilir. P1-bazalt örneğinin ise HNTE'lerden ANTE'lere doğru yaklaşık yatay bir trendle dağılım gösterdiği ve buna bağlı olarak belirgin bir fraksiyonlanma göstermediği söylenebilir. Bazaltın bu şekilde bir özellikli olması manto kayaçlarına benzeyen davranış ile uyumludur.



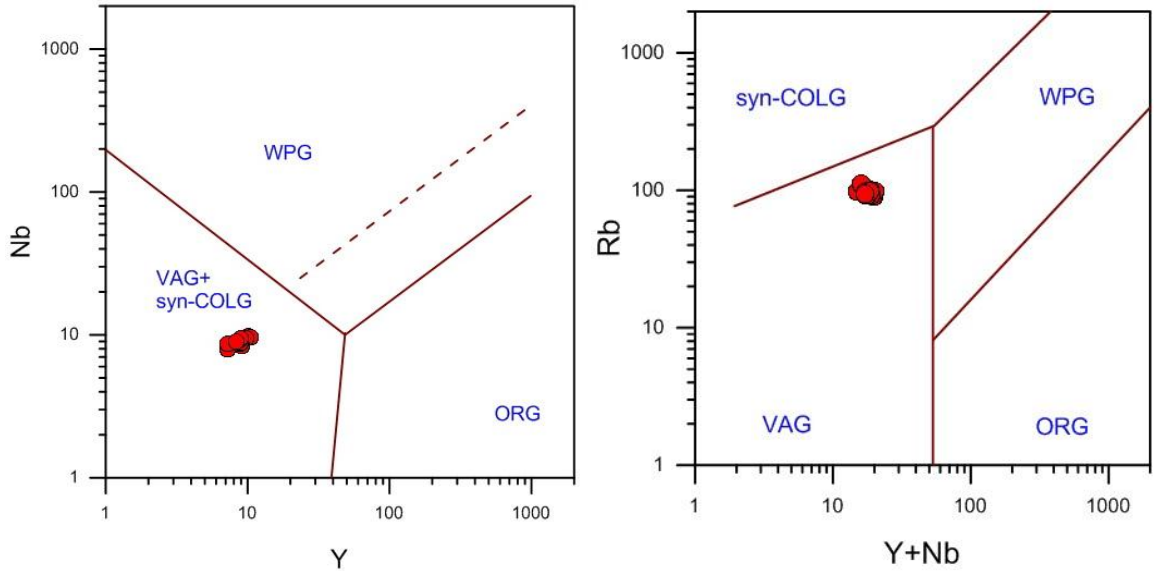
Şekil 6.11. Çalışma konusu kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).

6.3. Tektonik Sınıflama Diyagramları

Granitoidlerle ilgili çalışmalarda değişik parametreler kullanılarak, yapılan sınıflandırılmalarda (De La Roche ve diğ., 1980; Harris ve diğ., 1986; Maniar ve Piccolli, 1989; Barbarin, 1990) araştırmacılar, %5 ve daha fazla modal kuvars içeren bütün plütonlar için uygulanabilecek, tektonik sınıflandırma önermişlerdir. Buna göre granitoidler;

- Okyanus Ortası Sırtı Granitoidleri (ORG)
- Volkanik Yay Granitoidleri (VAG)
- Levha İçi Granitoidleri (WPG)
- Çarpışma Ürünü Granitoidleri (COLG) olmak üzere 4 ana gruba ayrılmıştır.

Bu sınıflamalardan en önemlisi veya yaygın olarak kullanılanlardan birisi Pearce ve diğ., (1984) tarafından geliştirilen diyagramlardır. Çalışma bölgesindeki örneklerle ait veriler Pearce ve diğ., (1984)'nin Nb-Y diyagramına göre değerlendirildiğinde VAG ve Syn-COLG, Rb-Y+Nb diyagramında ise, VAG alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.12).



Şekil 6.12. Nb-Y (a) ve Rb-(Y+Nb) (b) diyagramındaki dağılımları (Pearce ve diğ., 1984) (ORG: Okyanus Ortası Sırtı Granitoidleri, VAG: Volkanik Yay Granitoidleri, WPG: Levha İçi Granitoidleri, COLG: Çarpışma Ürünü Granitoidleri).

7. PETROJENEZ

Bu başlık altında, inceleme alanı asidik volkanik kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri ve tüm kayaç jeokimyasal özellikleri, jeolojik konum içerisinde yorumlanarak petrojenez evrimi sunulacaktır. Ayrıca, çalışma bölgesindeki volkanik kayaçların kökenlerine açıklık getirmek ve bunların oluşumunda hangi magmatik süreç ve/veya süreçlerin etkili olduğunu belirlenmesinde, aşağıda verilen alt başlıklardan yararlanılmıştır.

7.1 Kısmi Ergime

Kısmi ergime modellemesi ile bir volkanik sisteme ait ürünlerin hangi tür manto kaynağından ve nasıl bir kısmi ergime türü ve derecesi ile türediği saptanabilir. Bu modelleme ile benzer ve farklı ürünler arasındaki ilişkiler ortaya konulduğu gibi, kısmi ergime sürecine kaynak olduğu düşünülen manto bileşenleri de (OIB, MORB, vb.) belirlenebilmektedir.

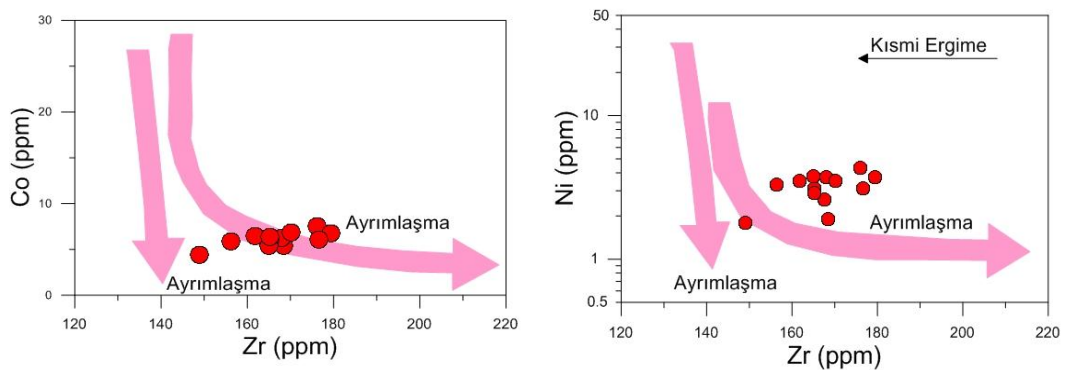
Çalışma konusunu oluşturan asidik volkanik kayaçlar gibi bu şekildeki küçük hacimli felsik magmaların mantodan türemiş mafik magmaların farklılaşması ile açıklanabilmesi olasıdır. Ancak, Roberts ve Clemens (1993)'in kabuksal kayaçların kısmi ergimesi üzerine yaptıkları laboratuvar çalışma sonuçlarına göre, yüksek potasyumlu, I-tipi, kalk-alkalen granitoidik magmalar, kabuktaki sulu, kalk-alkalen mafik-ortaç metamorfik kayaçların kısmi ergimesinden türemiş oldukları belirlenmiştir. Ayrıca, alt kabuk içine yerleşmiş mantodan türemiş olan bazaltik magmaların (underplating mafic magma) kısmi ergime oluşturmak için oldukça iyi kaynak olduğu (Thuy vd., 2004) bilinmektedir. Ancak, bu magmaların daha çok alkali bileşimli magmalar oluşturduğu da kabul edilir (Bonin, 1998).

Volkanitlerin ana magma bileşimleri üzerindeki, ayrışma ve kısmi ergime gibi magmatik süreçlerin etkilerini birbirinden ayırt etmek oldukça zordur. Bunun için, uyumlu-uyumsuz element çiftlerinden oluşturulan diyagramlardan yararlanılmaktadır. Ayrıca, çalışma konusu volkanik kayaçlarda da görüldüğü gibi LILE ve HNTe'lerde gerçekleşen zenginleşmeler; dalma-batma sürecinin etkisi, kabuksal kirlenme veya kaynak bölgesindeki düşük dereceli kısmi ergime olayları ile açıklanabilir (Pearce et al., 1990). Yine, olivin ve klinopiroksen gibi ferromagnezyen minerallerin

ayrışmasında, sıvı içerisindeki uyumlu elementlerin (Ni, Cr gibi vs.) bolluk oranının azalması ve uyumsuz elementlerin (Th, La ve Nd gibi vs.) bolluk oranının artması beklenir. Çalışma konusu kayaçların çok düşük MgO (% 0.93-6.75) ve Ni (1.8-14.4 ppm) içeriğinden dolayı, peridotitik kayaçlar ile dengede bir ergimenin jeokimyasal özelliklerini göstermemektedirler. Bu özellikler göreceli olarak sığ derinliklerde (kabuksal derinlik) bazaltik ergiyeğin fraksiyonel kristalizasyonunun etkisi ile uyumludur.

Çalışma konusu kayaçların kısmi ergime durumuna açıklık getirmek amacıyla, farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen diyagramlar kullanılmıştır. Bu amaçla Zr (ppm)'a karşı çizilen Co (ppm) ve Ni (ppm) diyagramlarında (Şekil 7.1), volkanik kayaçların gelişiminde kısmi ergimenin (özellikle bazaltik magmanın oluşumunda) ve fraksiyonlaşmanın (andezitik magmaların oluşumunda) etkili olduğunun göstergeleri bulunmaktadır. Şekil 7.1'deki bu elementler arasındaki ilişkiler, kayaçların gelişiminde kısmi ergimenin fraksiyonlaşmadan daha etkili olduğunu göstermektedir.

Volkanik kayaçlarda Zr'un Y ve Nb ile oranları kısmi ergime derecesini belirtmektedir. Buna göre yüksek Zr/Y ve düşük Zr/Nb oranları genel olarak düşük derecedeki kısmi ergime sonucu, düşük Zr/Y ve yüksek Zr/Nb değerleri ise yüksek derecedeki kısmi ergime sonucu ortaya çıkmaktadır (Menzies ve Kyle, 1990). Çalışma konusu örneklerin benzer dağılımlarla ve yüksek Zr/Y (17.10-23.07) ve Zr/Nb (17.76-19.68) oranlarına sahip olması bu kayaçların kısmi ergime dereceleriyle ilgili bilgileri tam olarak vermemekle beraber kıtasal levha içi bazaltlarla uyumluluk göstermektedir (Le Roex, 1987).



Şekil 7.1. Çalışma bölgesine ait örneklerinin Zr (ppm)'a karşı Co (ppm) ve Ni (ppm) değişimleri.

Tablo 7.1. Karabakır Formasyonuna ait örneklerin bazı element oranları

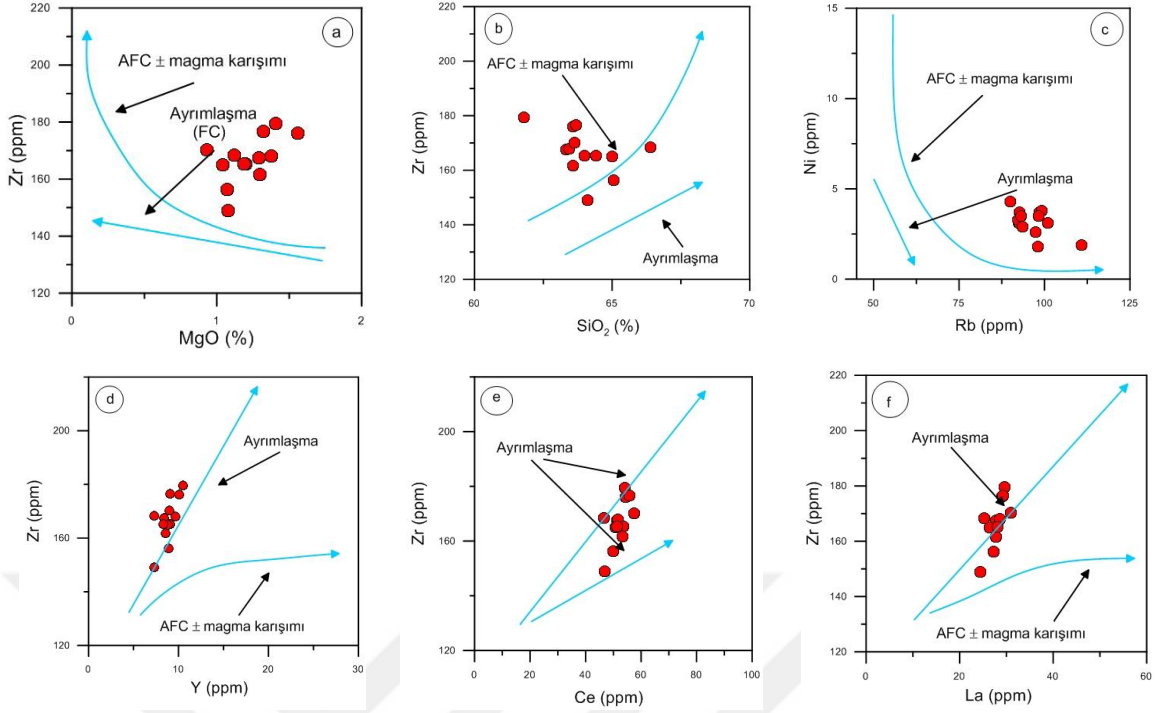
Örnek	P-2	P-6	P-9	P-11	P-13	P-14	P-16	P-18	P-19	P-20	P-21	P-22	P-23
Zr/Nb	17.97	18.51	18.99	18.82	18.86	19.58	17.87	19.68	18.97	17.76	17.77	17.92	18.57
Zr/Ba	0.33	0.34	0.31	0.31	0.27	0.28	0.31	0.30	0.32	0.28	0.31	0.31	0.32
Nb/Ba	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
La/Nb	2.98	3.06	3.15	3.11	3.10	2.93	3.04	3.36	3.05	3.09	3.04	3.25	3.16
Ba/Nb	53.78	54.64	61.40	60.90	68.86	69.30	57.02	64.64	58.62	62.84	57.25	58.53	58.43
La/Ta	41.71	42.43	41.86	39.57	40.83	36.00	47.67	40.29	44.17	45.33	39.57	44.14	40.14
K2O/Th	0.21	0.22	0.23	0.23	0.23	0.26	0.21	0.23	0.24	0.24	0.23	0.22	0.22
Zr/Y	17.43	17.10	19.41	19.94	20.41	23.07	17.32	18.16	18.75	17.56	18.80	18.91	19.92
Nb/Y	0.97	0.92	1.02	1.06	1.08	1.18	0.97	0.92	0.99	0.99	1.06	1.06	1.07
Th/Y	1.20	1.20	1.40	1.44	1.64	1.62	1.28	1.33	1.36	1.31	1.36	1.41	1.54
La/Yb	40.00	43.04	45.78	53.27	61.25	60.00	46.13	44.06	48.18	48.57	46.17	48.28	53.02
Nb/La	0.34	0.33	0.32	0.32	0.32	0.34	0.33	0.30	0.33	0.32	0.33	0.31	0.32
Ba/Ta	752.86	757.14	815.71	774.29	906.67	851.43	893.33	775.71	850.00	921.67	744.29	794.29	742.86

7.2. Ayrımlaşma (Fraksiyonel Kristalleşme)

Fraksiyonel kristalleşme, magmatik kayaların, belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediği, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı boyunca geliştiği ve meydana gelen mineral çeşitlerinin ve kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalması ile devamlı olarak değiştiği şeklinde kabul edilmektedir (Bowen,1928). Fraksiyonel Kristalleşme, mineraller ile magma arasındaki reaksiyonun herhangi bir nedenle kısmen veya tamamen kesilmesi ile oluşmaktadır. Buna göre, kristallesen minerallerin magmadan sürekli olarak ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli olarak değişecek ve sonuç olarak magmanın başlangıçtaki bileşiminden çok farklı bileşimde kayaç grupları oluşabilecektir. Örneğin, bazaltik bileşimdeki bir magmadan gabro, diyorit, siyenit ve granit gibi kayaçlar oluşabilecektir (Erkan, 1997). Bu durum, aynı magmatizma ürünü olan farklı bileşimdeki kayaların birlikte değerlendirilmesiyle çok daha açık bir şekilde ortaya konabilmektedir. Ancak, jeokimyasal verilerin kullanılarak da bu özelliğin belirlenmesi olasıdır. Örneğin Harker Diyagramlarında SiO_2 oranının artışına karşın K_2O ve Rb'un artması, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO ve P_2O_5 içeriklerinin azalması fraksiyonel kristalleşmeyi en iyi şekilde açıklamaktadır. Harker diyagramlarındaki TiO_2 ve P_2O_5 'in azalması (Şekil 6.7), sırasıyla titanit ve apatitin fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir.

Çoklu element diyagramlarında (spider) görülen P ve Ti'deki negatif anomaliler yine fraksiyonel kristalleşme ile açıklanabilmektedir. Negatif Ti anomalileri ilmenit ve titanit (sfen) minerallerinin, negatif P anomalisi ise apatit mineralinin fraksiyonlaşması ile ilişkilidir. Ayrıca, HNTE ve ANTE arasındaki fraksiyonlaşma ilişkileri de fraksiyonel kristalleşmeyi açıklayabilmektedir (Jung vd. 2002) (Şekil 6.11).

Volkanik kayalarda jeokimyasal veriler ve jeokimyasal değişimler bu kayaların gelişiminde etken olan magmatik olayları (ayrımlaşma, kısmi ergime, magma karışımı v.b.) ortaya çıkarmada kullanılmaktadır. Bu amaçla magmatik olayları belirlemek için etkili olabilecek mineral fazları ve uyumlu-uyumsuz elementlere göre çizilen diyagramlar (Şekil 7.2) kullanılmaktadır. Bu diyagramlar, volkanik kayaların gelişiminde ayrımlaşmanın (fraksiyonel kristalleşmenin) ne derece önemli olduğunu açıklamaktadır.



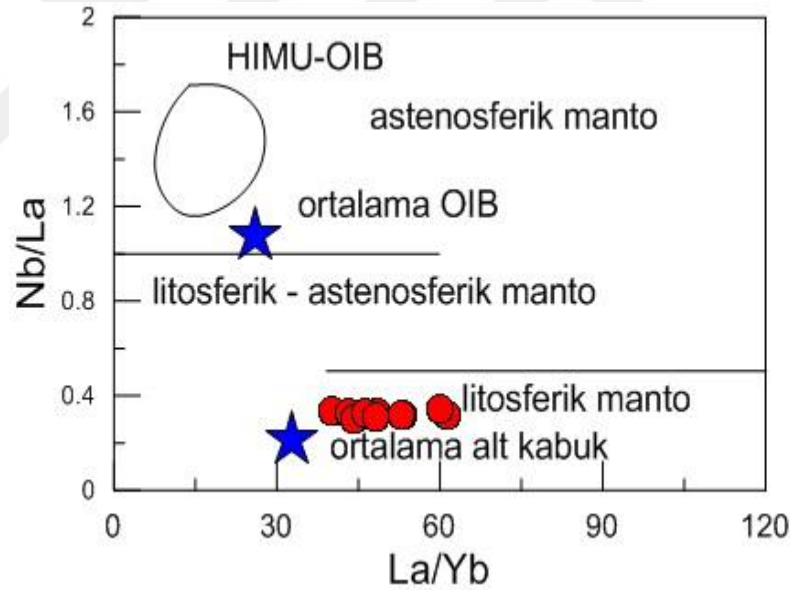
Şekil 7.2. Çalışma konusu volkanitlerin ana oksit ve iz element değişim diyagramları (a) MgO (%) - Zr (ppm), (b) SiO₂ (%) - Zr (ppm), (c) Rb(ppm) - Ni(ppm), (d) Y(ppm) - Zr(ppm), (e) Ce(ppm) - Zr(ppm), (f) La(ppm) - Zr(ppm) (AFC: Özümlenme + Ayrımlaşma (Fraksiyonel Kristalleşme); FC: Ayrımlaşma (Fraksiyonel Kristalleşme); Vektörler, minerallerin ayrışma yönlerini göstermektedir).

7.3. Kaynak Magma – Zenginleşme / Kabuksal Kirlenme

Volkanik kayalarda, kaynak bölgesinin saptanmasında diğer petrojenetik çalışmalarda olduğu gibi element ve element oranlarından yararlanılır. Örneğin Ba, Nb, Ta, La elementlerinin birbirine göre olan oranları, dalma-batma sonucu gelişen yay volkanizmasının göstergesi olabilir. Yine kayaların düşük Nb (1.4-9.8), Ta (0.1-0.7), Zr (65.6-179.5), P₂O₅ (0.05-0.22) ve TiO₂ (0.47-0.61) içeriklerine sahip olması, bu kayaların yitim ile ilişkili volkanizmanın ürünü olabileceklerini göstermektedir (Pearce, 1982). Ayrıca örneklerin yüksek LILE ve daha düşük HFSE değerleri ile LREE zenginleşmeleri, yitim süreci ve/veya magmanın yükselimi sırasında meydana gelen kabuksal bir kirlenmeyi göstermektedir.

Magmatik kayalarda, litosferik kaynaklı kayaların ayırt edilmesinde, kayaların Zr/Ba oranları önemli rol oynamaktadır. Düşük Zr/Ba (çalışılan kayalarda, 0.27-0.34) oranı, dalma-batma ile zenginleşmiş Ba'ca zengin litosferik kaynağı temsil etmektedir (Menzies et al., 1991). Nb/Ba oranı ise, dalma-batma sürecinde Nb, Ta ve Ti

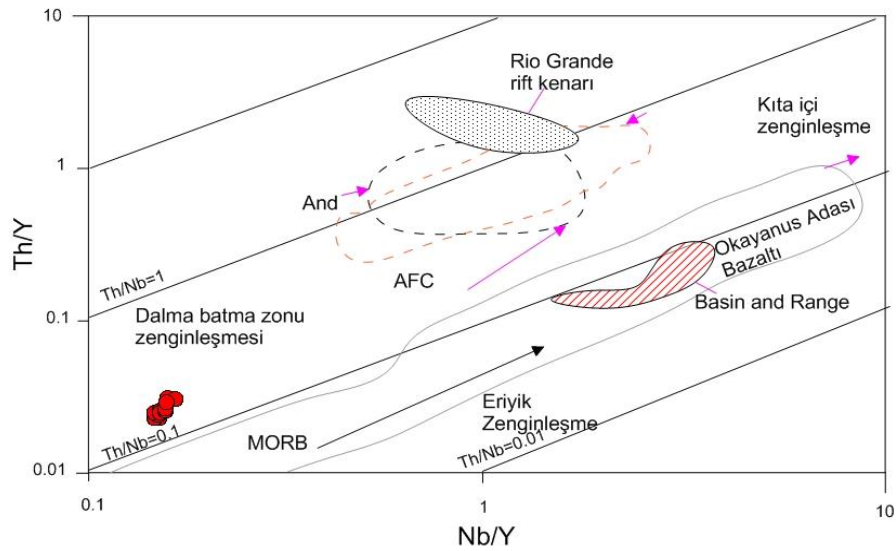
elementlerinin fakirleşmesi ve kuvvetli uyumsuz element olan Ba'un eriyik içine geçmesiyle gerçekleşen zenginleşmeye bağlı olarak düşük değerler ortaya koymaktadır. Fitton et al. (1988), tipik yay magmatizmasında Ba/Nb oranının 28'den büyük olduğunu, Gill (1981) ise Ba/Ta oranının 450'den büyük olduğunu belirtmiştir. Buna göre örneklerin Ba/Nb>28 (53.78-69.30), Ba/Ta oranı ise 550-755 arasında olup araştırmacıların belirttiği şekilde her iki element oranı da yay magmatizmasını işaret etmektedir. Benzer şekilde Huang et al. (2000), La/Nb oranının düşük olmasının kıta içi zenginleşme, yüksek olmasının dalma-batma zenginleşmesi olduğunu ileri sürerken, De Paolo and Daley (2000), bu oranın ~0,7 değerinde olmasının astenosferik bir kaynağı, yüksek olmasının ise litosferik bir kaynağı gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Buna göre, çalışılan örneklerin La/Nb (2.93-3.36) oranı, litosferik bir kaynağı işaret etmektedir. Bu durum La/Yb-Nb/La diyagramında örneklerin alt kabuk bileşimine yakın litosferik manto bölgesinde bulunmasıyla da desteklenmektedir (Şekil 7.3).



Şekil 7.3. Çalışma bölgesine ait örneklerin Nb/La - La/Yb diyagramındaki dağılımı (Kaygusuz et al., 2011). HIMU: Yüksek μ değerine (yüksek U/Pb oranına) sahip manto, OIB: Okayanus ada bazaltları.

Magma karışması, mafik ve felsik magmaların, fiziksel ve kimyasal özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaları (magma mingling) veya bu özelliklerini koruyamayarak homojen bir şekilde karışmaları (magma mixing) olarak tanımlanmaktadır (Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Magma karışması ve asimilasyon süreçlerinin belirlenmesinde, iz element değişim diyagramlarında hiperbolik eğilim, karakteristik özellik olarak kabul edilmektedir (Cox et al., 1984; Wilson, 1989).

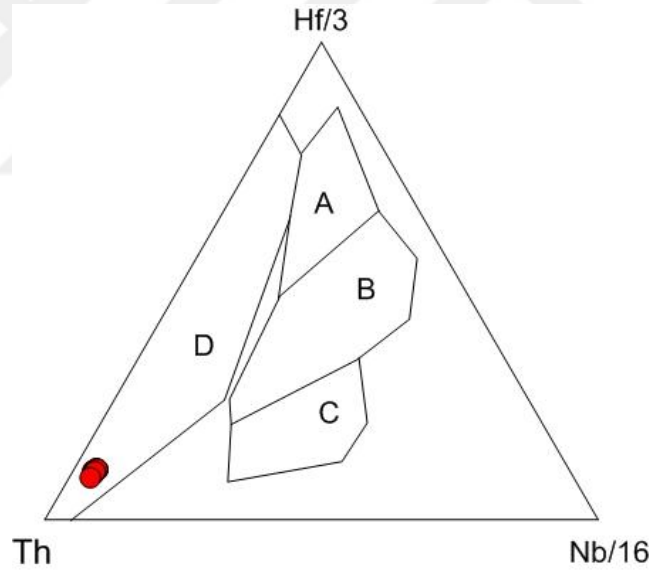
Bilindiği gibi kıtasal kabuk, Th elementi bakımından zengin, Nb elementi bakımından fakirdir. Yüksek Th/Nb oranı bu kayaların kabuksal kirlenmeye maruz kaldığını gösterir. Bu kirlenme yitim etkisiyle olabileceği gibi, oluşan magmanın yükselimi sırasında yan kayacı eriterek bünyesine alması ve bu şekilde bileşimini değiştirmesi şeklinde de gelişebilir. Şekil 7.4’de verilen Nb/Y - Th/Y diyagramındaki yüksek Th/Y ve düşük Nb/Y oranı yitim zenginleşmesinin, buna karşın yüksek Th/Y ve Nb/Y oranı ise kıta içi zenginleşmenin bir sonucudur (Deniel vd., 1998). Buna göre, örneklerin MORB’a göre zenginleşmiş içeriklere sahip, Th/Nb=0.1 değerine yakın değerlerde oldukları ancak önemli bir kıta içi ve yitim zonu zenginleşme etkisi göstermezler.



Şekil 7.4. Örneklerin Nb/Y-Th/Y ikili değişim diyagramındaki dağılımları (Görmüş, 2009).

Weaver and Tarney (1981), üst kıtasal kabuğun alt kıtasal kabuğa göre daha yüksek K ve La ile düşük Ta içeriğine sahip olduğunu belirtirler. Buna göre, düşük La/Ta ve K_2O/Th oranına sahip olan örnekler, kabuksal kirlenmeden çok fazla etkilenmemiş olduğu söylenebilir. Astonesferden türeyen magmaların genel olarak La/Ta içeriğinin yaklaşık 10 civarında bulunması (Thompson and Morrison, 1988) ve çalışma konusu kayaçların %36.00-47.67 (ortalama %41.82) arasında yüksek La/Ta içeriğine sahip olması (Tablo 7.1) ve yine DePaolo ve Daley (2000)'in belirttiği gibi La/Nb oranının >1 olması (çalışma konusu örneklerde 2.93-3.36), bu kayaçların oluşumunda litosferik kaynağın varlığına işaret etmektedir.

Çalışma konusu volkanitleri oluşturan magmanın kaynağının yorumlanmasında $Hf/3 - Th - Nb/16$ (Wood 1980) diyagramından da yararlanılmıştır (Şekil 7.5). Buna göre örneklerin yay bazaltları bölgesinde bulunduğu görülmektedir. Bu durum yukardaki verilerle uygunluk göstermektedir.



Şekil 7.5. İnceleme alanındaki kayaçların $Hf/3 - Th - Nb/16$ diyagramına göre dağılımları (Wood 1980)
A: N tipi MORB, B: E tipi MORB ve toleyitik levha içi bazalt, C: Alkalın levha içi bazalt, D: Volkanik-yay bazaltları.

SONUÇLAR

Çalışma konusunu oluşturan asidik bileşimli volkanik kayaçları, yakın çevrede çok geniş yayılım oluşturan volkanizmayı düşünmeden, sadece kendi içerisinde yorumlamak eksiklik veya hatalar oluşturacaktır. O nedenle genel olarak bakıldığında, bölgede Miyosen dönemi ile birlikte yoğun bir magmatik aktivitenin başladığı ve magmatik aktivitenin ilk ürünlerinin yitim ile ilişkili, sulu minerallerce zengin kalkalkali özellikteki, ortaç bileşimli magma olduğu kabul edilmektedir.

Geç Miyosen-Pliyosen döneminde ise kalkalken magmatik aktivite giderek etkinliğini kaybetmiş, alkaline geçiş özelliği gösteren lav akıntılarına dönüşmüştür. Bu dönemde, bölge sıkışma tektoniğinden daha ziyade gerilme tektoniğinin etkisine girmiş ve gerilme tektoniği sonucu oluşan açılma çatlakları boyunca manto kökenli alkalen volkanizma oluşmaya başlamıştır. Oldukça akıcı olan bu bazaltik magma paleotopoğrafya denetiminde Harput ve Gümüşbağlar (Elazığ) civarında geniş alanlara yayılmıştır. Harput ve Gümüşbağlar volkanizmasının bazik bileşimli ve alkalen özellikli olmasından dolayı, bu alkalen volkanizmanın bölgesel anlamda (Elazığ-Tunceli) en genç volkanizma ürünlerini oluşturduğu düşünülmektedir.

Çalışma konusu asidik volkanizmada yapılan mineralojik ve petrografik çalışmalar sonucunda, incelenen kayaçların hipokristalin porfirik dokuda olduğu görülmüştür. Genel olarak bütün örnekler plajiyoklas, sanidin, kuvars, amfibol, biyotit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Kayaçlarda magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları gözlenmekte olup, bunlar plajiyoklas fenokristallerindeki osilatör zonlanma ve erime-çözünme dokusu, hornblendlerdeki opaklaşma ve psödömorf minerallerin oluşumu şeklindedir.

Jeokimyasal verilerle dasit/riyolit, andezit ve trakit/trakidasit, bileşiminde olduğu belirlenen volkanitlerin petrografik sonuçlarla uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Örneklerin ana ve iz elementlerinin diyagramlardaki dağılımları, bu kayaçların oluşumunda plajiyoklas, biyotit, hornblend, magnetit ve apatit fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu işaret eder.

Kayaçlar genel olarak kalkalkali özellikli olup, orta ve yüksek derecede K içerirler. Yüksek büyük iyon yarıçaplı litofil element (Cs, Sr, K, Rb, Ba) ve hafif nadir toprak element ile düşük Nb, Zr, Y ve Ti içeriklerine sahiptirler.

Örneklerin bazı ana ve iz element değişimleri ayrımlaşmanın etkisini işaret ederken, bazı LILE- LILE değişim diyagramları (Rb-Sr, Ba, Cs) ise normal bir diferansiyasyonu göstermektedir.

Çoklu element (spider) diyagramlarında görülen P ve Ti'deki çok belirgin negatif anomaliler apatit ve ilmenit, titanit (sfen) minerallerinin, fraksiyonlaşmasını işaret etmektedir.

Örneklerin Nb/La - La/Yb diyagramında litosferik manto kökenli ve ortalama alt kabuk bileşimine yakın konumlanmasına karşın, MORB'a göre zenginleşmiş içeriklere sahip ($Th/Nb=0.1$ değerine yakın değerlerde) oldukları ve önemli bir kıta içi - yitim zonu zenginleşme etkisi göstermedikleri belirlenmiştir.

Sonuç olarak, bu asidik volkanitlerin tamamen litosferik kaynağın diferansiyasyonu ile meydana gelmesinden değil, burdan türeyen bazik magmanın yukarı çıkışı sırasında fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı ve daha çok alt kabukla etkileşimi gibi süreçlerle asidik karakterdeki magmaları oluşturduğu ve değişik bileşimdeki bu erigiyiklerin bölgede gelişen kırık-çatlak hatlarını kullanarak yüzeye ulaştıkları söylenebilir.

KAYNAKLAR

- Açıkbaş, D. ve Baştuğ, C., 1975.** “V. Bölge Cacas-Hani yöresi kuzey sahalarının jeoloji raporu ve petrol olanakları”, T.P.A.O., Rapor No: 917.
- Akgül, B. ve Bingöl, A.F., 1997.** “Piran (Keban) köyü çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri”, Selçuk Üniv., Müh.-Mim. Fak., 20. Yıl Jeoloji Semp. Bildirileri, 13-25, Mayıs.
- Akgül, B., 1987.** “Keban yöresi metamorfik kayaçlarının petrografik incelenmesi”. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., 60s. (yayınlanmamış).
- Akgül, B., 1993.** “Piran (Keban) köyü çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri”. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., 125s. (yayınlanmamış).
- Akgül, B., Kürüm, S. ve Erdem, E., 2001.** “Elazığ volkanitlerinin (Alt Pliyosen) petrografik ve jeokimyasal özellikleri”. *Yerbilimleri*, 39, 69-83.
- Akgül, B., ve Şaşmaz, A., 1996.** “Elazığ kuzeyinde pirometazomatik oluşuklar ve ilişkili Fe-Ti cevherleşmeleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*”, 39(2), 39-48.
- Aksoy, E. ve Çelik, H. (1995).** “Kovancılar (Elazığ) yakın kuzey ve batısının jeolojik özellikleri”. *Selçuk Üniversitesi Müh. - Mim. Fak. Dergisi*, 10 (1), 11 – 19.
- Aksoy, E. ve Tatar, Y., 1990.** “Van ili doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği.”. *Doğa-Tr. J. of Engineering and Environmental Sciences*, 14, 628-644.
- Aksoy, E., 1993.** “Elazığ batı ve güneyinin genel jeolojik özellikleri”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2, 113-123.
- Aksoy, E., 1996.** “Ovacık Fay Zonu’nun Arapgir-Keban Baraj Gölü arasındaki kesiminde tektonik incelemeler”. *F.Ü. Fen ve Müh. Mim. Fak. Derg. C.10.*, s.1., 11-19.
- Aksoy, E., İnceöz, M., Koçyiğit, A., 2007.** “Lake Hazar Basin: A Negative Flower Structure on the East Anatolian Fault System (EAFS), SE Turkey”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 309-338.
- Aktaş, A., 2014.** “Tunceli Güneyindeki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi ve Jeokimyası”. *Yüksek Lisans Tezi*. T.Ü. Fen Bilimleri Enst.
- Aktaş G., Robertson AHF 1990.** “Late Cretaceous–Early Tertiary fore-arc tectonics and sedimentation: Maden Complex”, SE Turkey. In: Savaşçın MY, Eronat AH

(eds) Proceedings of the International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, İzmir, Turkey, pp. 271-276.

Aktaş G. and Robertson, A.H.F., 1984. “The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a neo-tethyan active margin. In: Dixon J.E. and Robertson, A.H.F. (eds) The geological evolution of the Eastern Mediterranean”, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 375-402.

Aktaş, G., 1985. “The Maden Complex, SE Turkey: Sedimentation and volcanism along a Neotethyan active continental margin”, PhD Thesis, Phil. Edinburgh Univ, 350 s.

Al-Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R., and Barazangi, M., 2003. “Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions”, Geophysical Research Letters, this section.

Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Puchelt, H. and Baumann, A., 1988. “Volcanic activity in the Red Sea axial trough-evidence for a large mantle diapir”, Tectonophysics, 150, 121-133.

Altherr, R., Lugovic, B., Meyer, H.P. ve Majer, V., 1995. “Early Miocene post-collisional calc-alkaline magmatism along the easternmost segment of the periadriatic fault system (Slovenia and Croatia)”, Mineralogy and Petrology, 54, 225-247. Am. Rev. Min., 13, 299-356.

Arslan, G., 2014. “Çolaklı (ELAZIĞ) Çevresindeki Plütonik Kayaçların Mineralojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri”. *Yüksek Lisans Tezi*. F.Ü. Fen Bilimleri Enst.

Baykendi, O., 1998. “Tadım, Dedeyolu, Badempınarı (Elazığ) köyleri ve çevresinin jeolojisi ve magmatik kayaçların petrografik özellikleri”, Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.

Beyarslan, M. ve Bingöl, A.F., 1996. “Kömürhan Ofiyolit Birimi'nin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi”, F.Ü. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 8/2, 1-15.

Beyarslan, M. Ve Bingöl, A.F., 2000. “Petrology of a Supra-Subduction Zone Ophiolite (Elazığ, Turkey)”. Can. J. Earth Sci., 37, 1411-1424.

Bingöl, A. F., 1984. “Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region”, Eds: Tekeli, O., and Göncüoğlu, M. C., International Symposium on the Geology of the Taurus Belt Proceedings, 26-29 September, MTA, Ankara, s.209-216.

Bingöl, A. F., 1982. “Elazığ- Pertek- Kovancılar arası volkanik kayaçların petrografik ve petrolojik incelemesi”, F.Ü. Fen Fak. Dergisi, 1, 9-21.

- Bingöl, A.F., 1988.** “Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus, Turkey)”, The Journal of Firat University Science and Technology, 3/2, 1-17.
- Boztuğ, D., 2008.** “Petrogenesis of the Köseadağ Pluton, Suşehri-NE Sivas, East-Central Pontides, Turkey”, Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 241–262.
- Cann, J. R., 1971.** “Major element variations in ocean-floor basalts”, Philos. Trans. R. Soc. London, 268A: 495-505.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992.** “I-and S-type granites in the Lachland Fold Belt Transactions of the Royal Society of Edinburgh”: Earth Sciences 83, 1-26.
- Çelik H., 2013.** “The effects of linear coarse-grained slope channel bodies on the orientations of fold developments”: a case study from the Middle Eocene-Lower Oligocene Kırkeçit Formation, Elazığ, Eastern Turkey.
- Dahlquist, J.A, 2002.** “Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences” 15 (6), 643-655.
- DePaolo, D.J., 1981.** ”Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation”, Earth and Planetary Science Letters, 53, 189 - 202.
- Edwards, C., Menzies, M. and Thirlwall, M. 1991.** “Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas”, Journal of Petrology, 32, 3, 555-592. fault system (Slovenia and Croatia)”, Mineralogy and Petrology, 54, 225-247.
- Ercan, T. ve Asutay, H.J., 1993.** “Malatya-Elazığ- Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolaylarındaki Neojen - Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi”. A.Suat Erk Jeoloji Simpozyumu Bildirileri, 291-302.
- Floyd, P.A. ve Winchester, J.A., 1975.** “Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements”, Earth and Planetary Science Letters, 27, 211-218.
- Gill, J.B., 1981.** “Orogenic andesites and plate tectonics”, Berlin Springer-Verlag, 390 pp.
- Gök, R., Turkelli, N., Sandvol, Seber, D., and Barazangi, M., 2003.** “Sn Attenuation in the Anatolian and Iranian Plateaus and Surrounding Regions”, Geophysical Research Letters, this section.
- Görmüş, N.Y., 2009.** “Boyabat yöresi (Sinop) volkanik kayaların petrolojisi ve jeokimyası”, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilim. Enst., Doktora Tezi, 236s.

- Güleç, N., 2001.** “Magmatik Kayaçların İzotop Jeokimyası”, Boztuğ, D., Otlu, N (ed.), Magmatik Petrojenez, Tübitak Lisansüstü Yaz Okulu, Haziran, Akçakoca-Düzce, 3943-381.
- Gülen, L., 1982.** “Sr, Nd and Pb isotope systematics of Ararat and Süphan volcanoes, Eastern Turkey”: EOS, Transactions American Geophysical Union 63, 27-52, 1145.
- Harker, A., 1909.** “The natürel history of igneous rocks”. New York. Macmillan.
- Hempton R.M. ve Savcı, G., 1982.** “Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve petrografik yapısal özellikleri”. TJK Bülteni, 25,2 143-151.
- Herece, E., Akay, E., 1992.** “The East Anatolian fault between Karlıova and Celikhan”. 9th Petroleum Congress of Turkey, UCTEA Chamber of Geophysical Engineers, Turkish Association of Petroleum Geologists. UCTEA Chamber of Petroleum Engineers, Ankara, pp. 361-372.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. ve Villari, L., 1976.** “Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey)”: Journal of Volcanology and Geoth.Res., 1, 103-112.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. ve Villari, L., 1982.** “Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey)”, Geochronological data and geodynamic evolution: Journal of Volcanology and Geoth.Res., 13, 223-240.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971.** “A guide of to the chemical classification of the common volcanic rocks”, Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-548.
- İnceöz, M., 1994.** “Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri”, Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Keskin, M., 2003.** “Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex”: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters, 30(24),1-4. doi.10.1029/2003GL018019.
- Ketin, İ., 1983.** “Türkiye jeolojisine bir bakış”, İTÜ Matbaası, İstanbul, 583s.
- Khalaji, A.A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. & Rahimpour-Bonab, H., 2007.** “Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran”, Journal of Asian Earth Sciences, 29, 859–877.
- Kürüm, S., 1994.** “Elazığ kuzeybatısındaki genç volkanitlerin petrolojik özellikleri”, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 107s.

- Kürüm, S., Akgül, B., Öztüfekçi Önal, A., Boztuğ, D., Harlavan, Y., Ural, M., 2011.** “An Example for Arc-Type Granitoids along Collision Zones: The Pertek Granitoid, Taurus Orogenic Belt, Turkey. *International Journal of Geoscience*”, 2, 214-226.
- Kürüm, S., Akgül, Özbulut, E., Ural, M., 2007.** “Polijenetik bir volkanizma ve petrografik-jeokimyasal özellikleri: Harput (Elazığ) Karataş tepe volkanizması”. *Yerbilimleri/Geosound*, 50-51, 47-64.
- Kürüm, S., Bingöl, A.F., 1996.** “Elazığ yakın kuzeybatısındaki volkanitlerin petrolojik özellikleri”. *Fırat Üniversitesi, Fen ve Mühendislik Dergisi*, 8, 2, 83-98.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. And Zanettin, B., 1986.** “A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali – Silica Diagram”, *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., et al., 1989.** “A classification of igneous rocks and glossary of terms”, Blackwell Scientific Publications: Recommendations of the international union of geological sciences submission on the systematics of igneous rocks, Oxford, U.K.
- Maniar P.D., Picolli, P.M., 1989.** “Tectonic discrimination of granitoids”, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 635-643.
- McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood A.E., Jagoutz E. And Hofmann A.W., 1992.** “K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth’s mantle”. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- Menzies, M. ve Kyle, P.R., 1990.** “Continental volcanism: a crust-mantle probe”, In: *Continental Mantle* (M.A. Menzies ed.), Clarendon Press, Oxford, 157-177.
- MTA, 2011.** “1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası”, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Naz, H., 1979.** “Elazığ-Palu dolayının jeolojisi”. TPAO rapor no: 1360, (yayınlanmamış).
- Önal A., 2008.** “Mineral chemistry, crystallization conditions and magma mixing-mingling at Orduzu volcano (Malatya), Eastern Anatolia, Turkey”, *Geological Journal*, 43, 95-116.
- Özbulut E., 2006.** “Harput(Elazığ) kuzeydoğusundaki Alt Pliyosen yaşlı piroklastik kayaların incelenmesi”. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bilimleri Enst.
- Özgül, N., 1976.** “Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri”, *Türk. Jeol. Kurumu Bülteni*, 19, 65-78.

- Özgül, N., ve Turşucu, A., 1984.** “Stratigraphy of the Mesozoic Carbonate Sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides), in the Geology of the Taurus Belt Proceedings of International Symposium, Eds. Tekeli, O. And Göncüoğlu, M.C”, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, 173-180.
- Özkul, M. ve Üşenmez, Ş., 1986.** “Elazığ kuzeydoğusunda derin deniz konglomeralarının sedimantolojik incelenmesi”. G.Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 1, 2, 53-57.
- Özkul, M., 1982.** “Güneyçayırı (Elazığ) bölgesinin sedimantolojisi”. Yüksek Lisans Tezi, (yayınlanmamış), Ankara Üniv., Ankara.
- Özkul, M., 1988.** “Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimantolojik incelemeler”. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 187s.
- Pearce, J.A., 1982.** “Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries”, In: Thorpe, R.S. (Ed.), Orogenic Andesites. Wiley, Chichester, U.K., 525-547.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moor bath, S. & Mitchell, J.G., 1990.** “Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 189-229.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984.** “Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology” 25, 956-983.
- Peccherillo, A., Taylor, S.R., 1976.** “Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Kastamonu area, Northern Turkey Contrib Miner Petrol”. 58, 63-81.
- Perinçek, D. ve Özkaya, I., 1981.** “Arabistan Levhası Kuzey Kenarının Tektonik Evrimi”, Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Perinçek, D., 1979a.** “Güneydoğu Anadolu’da allokon birimler”, 33.Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 115-116.
- Perinçek, D., 1979b.** “Palu-Karabagan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları”, T.P.A.O., Ankara, Rap. no. 1361.
- Perinçek, D., 1980.** “Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Tektonik Evrimin Kıta Üzerinde Çökelen İstifteki Etkileri”, Türkiye 5. Petrol Kong., Tebliğler, 77-93.
- Perinçek, D., Kozlu, H., 1984.** “Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus)”. Proc Int Symp, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara, Turkey, pp. 181-198.

- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., 2003.** “Magma mixing in the Sithonia plutonic complex”, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology* 78, 173-200.
- Rızaoğlu T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E., Billor, Z., 2009.** “Andean-type active margin formation in the eastern Taurides: Geochemical and geochronological evidence from the Baskil granitoid (Elazığ, SE Turkey)”, *Tectonophysics*, 473, 188-207.
- Sağiroğlu, A., 1986.** “Kızıldag (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni”. *Jeoloji Müh.Odası Bülteni* 29, 5–13.
- Sağiroğlu, A., 1992.** “Pertek-Demurek (Tunceli) skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri”. *TJK Bülteni* 35, 63–70.
- Sağiroğlu, A., Preston, R.M.F., 1987.** “Ore mineralogy of Kızıldag Pb–Zn veins-with a special emphasis on the composition of the tetrahedrites”. *J. Fırat Univ.* 2, 83–94.
- Savaşın, M.Y., Önal A., Karaoğlu Ö., Kürüm S., 2015.** “Tunceli Civarındaki Tersiyer Volkanizmasının Petrojenik-Jeodinamik Evrimi ve Doğu Anadolu Yığılma Karmaşası Üzerindeki Volkanizma ile İlişkisi”. TÜBİTAK Proje No: 112Y101.
- Shand, S.J., 1943.** “Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits with a Chapter on Meteorite John Wiley&Sons, New York”.
- Speer, J. A., 1987.** “Micas in Igneous Rocks”. In: Bailey, S. W. (ed.) *Micas. Min. Soc.*
- Sun, S. ve Mc Donough, W.F., 1989.** “Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle compositional processes”. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Special Publication 42. Geological Society of London, 312 pp.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E., ve Naz, H., 1985.** “Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolojisi”, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Rap.No. 29*, 83-190.
- Şaroğlu, F., ve Yılmaz, Y., 1984.** “Doğu Anadolunun Neotektoniği ve İlgili Magmatizması, Ketin Sempozyumu”, 149-162.
- Şaşmaz, A., 1988.** “Billurik Dere (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni”. *F.Ü .Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi*, 63 s.
- Şaşmaz, A., Sağiroğlu, A., 1990.** “The features and origin of Billurik Dere(Elazığ) mineralizations”. *Bull. Miner. Res. Explor.* 110, 45–54.Ankara.

- Şengör, A.M.C. Özeren, S., Zor, E., ve Genç, T. 2003.** “Doğu Anadolu litosfer mekaniğine yeni bir yaklaşım”. İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Kuvaterner Çalıştayı IV, 101-110.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983.** “Türkiye’de Tetis’in Evrimi: Levha tektoniği Açısından Bir Yaklaşım”. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi no: 1, 75s.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981.** “Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach”. Tectonophysics, 75:181-241.
- Tatar, Y., 1987.** “Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler”, H.Ü. Yerbilimleri, 14, 295-308.
- Thompson, R.N. and Morrison, M.A., 1988.** “Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributionsto continental extensional magmatism”: an example from the British Tertiary Province. Chemical Geology, 68, 1-15.
- Tuna, E., 1979.** “Elazığ-Palu-Pertek dolayının jeolojisi”, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arşivi Rapor No:1363 Ankara (yayınlanmamış).
- Turan, M. ve Bingöl, A.F., 1991.** “Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektono-stratigrafik özellikleri”, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildirileri (ed. C.Yetiş), Adana, 211-226.
- Turan, M. ve Türkmen, İ., 1996.** “Kuşcular Formasyonu’nun (Erken Paleosen) Stratigrafisi ve Sedimantolojik Özellikleri” , Turkish Journal of Earth Science, 5, 109-121.
- Turan, M., 1984.** “Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği”, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, A.F., 1993.** “Doğu Toroslar’ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri”, H.Ü. Yerbilimleri’nin 25.yılı sempozyumu, 15-18 Kasım, Ankara.
- Türkmen, İ., 1988.** “Palu-Çaybağı (Elazığ doğusu) yöresinin sedimantolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., 79s.
- Türkmen, İ., ve Esen, N., 1997.** “Şelf, Kanyon ve Havza Düzlüğü Kompleksinin Fasiyes Özellikleri”: Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen), Elazığ Çevresi, Türkiye. Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 9 (2), 107-123.
- Ural, M., 2012.** “Elazığ ve Malatya Çevresindeki Yüksekova Karmaşığı Bazik Volkanitlerinin Petrokimyası, petrolojisi ve yaşı”, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 110s.

- Varol-Muratçay, E., 2006.** “Çamlıdere (Ankara Kuzeybatısı) yöresi volkanik kayaların petrolojisi ve jeokimyası”, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 151s.
- Wilson, M., 1989.** “Igneous Petrogenesis”, Oxford University Press., 466 pp.
- Winchester, J., Floyd, P. A. 1976.** “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”, Chemical Geology, 20, 325-43.
- Wood, B.J. and Fraser, D.G., 1976.** “Elementary thermodynamics for geologists”, Oxford, Oxford University Press.
- Wood, D. A., 1980.** “The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province”, Earth and Planetary Science Letters, 56, 11-30.
- Yazgan, E., 1981.** ”Doğu Toros’larda Etkin Bir Paleo Kıta Kenarı Etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) ” Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri, 7, 83-104.
- Yazgan, E., and Chessex, R., 1991.** “Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya”, Turk Assoc Petrol Geol.,3:1-42.
- Yazgan, E., Asutay, J., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Sirel, E. ve Yıldırım, H., 1987.** “Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Toroslar’ın jeodinamik evrimi”, MTA arşiv raporu.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1994.** “Granitoid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı”, Jeoloji mühendisliği, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını, Ankara, 44-45, 1-20.
- Yılmaz, Y., 1984.** “Türkiye’nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi”: TJK Ketin Sempozyumu bildirimleri, 63-81.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998.** “Geology of the Quaternary volcanic centres of the East Anatolia”. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85,173-210.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987.** “Initiation of the neomagmatism in East Anatolia”: Tectonophysics, 134, 177-199.
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986.** “Chemical geodynamics”, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14, 493-571.

EKLER

Ek 5.1. Seçilmiş plajiyoklas mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mineral kimyası analiz sonuçları (İyon sayıları 320 bazına göre hesaplanmıştır).

	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	57.24	57.25	56.33	64.37	51.36	54.95	60.70	62.87	58.36	57.92	58.52	58.35	61.25	59.03
TiO₂	0.08	0.00	0.00	0.03	0.20	0.00	0.14	0.09	0.00	0.35	0.81	0.36	0.00	0.54
Al₂O₃	22.18	22.17	21.93	24.97	20.16	21.17	22.99	23.76	22.92	21.93	22.50	23.01	23.96	22.51
FeO	0.00	0.26	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.20	0.00	0.00	0.07
MnO	0.00	0.39	0.01	0.21	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.30	0.00
MgO	0.35	0.11	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
CaO	4.73	4.67	4.85	4.93	6.06	4.83	5.31	4.81	5.11	4.63	5.45	5.48	5.05	5.51
Na₂O	9.46	8.54	7.31	8.27	5.18	8.08	7.62	6.91	7.48	8.77	9.40	7.61	7.48	6.13
K₂O	0.47	0.53	0.66	0.42	0.69	0.50	0.59	0.39	0.60	0.64	0.72	0.56	0.48	0.72
Toplam	94.52	93.93	91.10	103.20	83.93	89.61	97.63	98.83	94.48	94.28	97.68	95.58	98.52	94.51
Si	53.01	53.84	55.01	55.56	55.27	54.15	55.51	57.16	54.99	54.22	52.77	54.41	55.55	56.36
Ti	0.06	0.00	0.00	0.02	0.16	0.00	0.09	0.06	0.00	0.24	0.55	0.26	0.00	0.38
Al	24.21	24.57	25.24	25.40	25.57	24.59	24.77	25.46	25.45	24.18	23.91	25.29	25.60	25.33
Fe³⁺	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe²⁺	0.00	0.18	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.13	0.00	0.00	0.05
Mn	0.00	0.31	0.01	0.15	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.23	0.00
Mg	0.49	0.16	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
Ca	4.69	4.71	5.08	4.56	6.99	5.10	5.20	4.68	5.16	4.65	5.27	5.48	4.91	5.64
Na	16.99	15.57	13.84	13.83	10.81	15.43	13.52	12.18	13.67	15.91	16.43	13.75	13.15	11.34
K	0.56	0.64	0.82	0.46	0.95	0.63	0.69	0.45	0.72	0.76	0.83	0.67	0.56	0.88
An	16.65	20.60	24.08	24.46	29.71	20.03	26.32	23.85	25.35	18.59	17.11	26.96	25.05	27.34
Ab	61.06	62.41	61.83	69.94	43.84	60.61	64.51	58.46	63.33	65.12	62.36	64.33	63.26	51.85
Or	2.79	3.13	3.89	2.48	4.09	2.96	3.49	2.29	3.53	3.78	4.27	3.30	2.86	4.27

Ek 5.1'in devamı

	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO₂	54.52	59.24	60.80	56.12	55.16	64.66	56.83	61.14	57.29	57.11	60.94	3.06	58.49
TiO₂	0.35	0.20	0.36	0.08	0.00	0.65	0.28	0.13	0.00	0.00	0.00	0.22	0.19
Al₂O₃	21.38	22.24	23.16	22.09	21.72	19.91	21.83	23.21	22.52	21.87	24.82	1.17	22.44
FeO	0.03	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.07	0.26	0.13	0.08
MnO	0.00	0.00	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.18	0.26	0.12	0.08
MgO	0.20	0.19	0.12	0.15	0.00	0.00	0.29	0.00	0.09	0.21	0.15	0.10	0.08
CaO	4.86	4.83	5.17	5.11	4.92	5.30	5.24	5.40	4.87	6.95	5.11	0.48	5.17
Na₂O	9.65	9.05	9.23	9.61	8.29	6.32	9.09	8.75	8.91	6.32	8.49	1.19	8.08
K₂O	0.80	0.65	0.66	0.59	0.50	0.50	0.70	0.53	0.50	0.44	0.40	0.11	0.57
Toplam	91.79	96.42	99.53	94.18	90.58	97.35	94.28	99.74	94.19	93.16	100.44	3.96	95.18
Si	51.81	54.13	53.89	52.13	53.70	60.33	52.94	54.35	53.49	55.08	53.78	1.71	54.54
Ti	0.25	0.14	0.24	0.06	0.00	0.46	0.20	0.09	0.00	0.00	0.00	0.15	0.13
Al	23.94	23.94	24.19	24.18	24.91	21.89	23.97	24.31	24.78	24.86	25.81	0.82	24.65
Fe³⁺	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01
Fe²⁺	0.02	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.05	0.17	0.09	0.06
Mn	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.15	0.20	0.09	0.07
Mg	0.29	0.26	0.16	0.21	0.00	0.00	0.40	0.00	0.13	0.30	0.20	0.14	0.11
Ca	4.94	4.73	4.91	5.09	5.13	5.30	5.23	5.14	4.88	7.18	4.83	0.62	5.18
Na	17.77	16.04	15.85	17.31	15.64	11.42	16.42	15.08	16.14	11.82	14.53	1.95	14.58
K	0.97	0.76	0.74	0.70	0.62	0.59	0.83	0.60	0.59	0.54	0.45	0.14	0.68
An	12.66	18.12	19.85	15.37	20.58	24.36	16.69	22.47	19.97	30.00	25.35	4.48	22.06
Ab	54.23	65.58	67.16	56.63	59.95	53.09	59.32	68.06	62.05	53.50	69.14	5.95	60.86
Or	4.75	3.85	3.89	3.51	2.94	2.92	4.15	3.13	2.93	2.59	2.35	0.65	3.37

Ek 5.1'in devamı

	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	59.29	61.25	73.47	58.65	66.09	53.62	63.03	62.83	70.73	64.43	60.76	64.90	60.31	60.86
TiO₂	0.60	0.21	0.00	0.32	0.00	0.51	0.14	0.11	0.24	0.26	0.00	0.13	0.07	0.32
Al₂O₃	24.26	24.11	26.63	24.46	26.21	33.19	24.48	23.67	34.99	26.87	23.79	26.01	25.12	26.93
FeO	0.25	0.00	0.51	0.23	0.29	0.00	0.00	0.00	1.03	0.00	0.00	0.00	0.11	0.29
MnO	0.18	0.00	0.00	0.03	0.00	0.23	0.22	0.00	0.06	0.00	0.00	0.15	0.00	0.08
MgO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.79	6.18	5.46	7.39	7.46	7.56	5.90	5.45	7.14	8.05	6.03	7.06	7.31	9.42
Na₂O	8.85	7.96	6.53	7.74	5.29	5.69	7.98	7.24	4.80	7.09	6.62	6.57	7.68	5.04
K₂O	0.74	0.61	0.58	0.59	0.55	0.51	0.61	0.74	0.59	0.48	0.64	0.54	0.70	0.49
Toplam	101.03	100.33	113.18	99.41	105.90	101.32	102.37	100.05	119.56	107.19	97.84	105.36	101.29	103.44
Si	51.92	54.36	59.00	52.55	56.89	47.41	54.93	56.29	54.10	54.01	55.79	55.59	53.06	53.56
Ti	0.40	0.14	0.00	0.21	0.00	0.34	0.09	0.07	0.14	0.17	0.00	0.09	0.04	0.21
Al	25.03	25.21	25.20	25.83	26.59	34.58	25.14	24.99	31.53	26.55	25.74	26.25	26.04	27.93
Fe³⁺	0.02	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Fe²⁺	0.16	0.00	0.30	0.15	0.18	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00	0.07	0.19
Mn	0.13	0.00	0.00	0.02	0.00	0.17	0.16	0.00	0.04	0.00	0.00	0.11	0.00	0.06
Mg	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	6.37	5.88	4.70	7.09	6.88	7.16	5.51	5.23	5.85	7.23	5.93	6.48	6.89	8.88
Na	15.03	13.71	10.17	13.44	8.82	9.76	13.48	12.57	7.11	11.52	11.78	10.91	13.10	8.60
K	0.83	0.70	0.59	0.68	0.61	0.58	0.68	0.85	0.57	0.52	0.75	0.58	0.78	0.55
An	24.28	28.23	27.08	30.25	37.00	37.50	29.15	27.03	35.40	39.93	29.92	35.01	31.99	46.72
Ab	58.69	67.46	55.26	58.93	44.74	48.18	67.46	61.23	40.59	59.96	55.99	55.60	61.06	42.64
Or	4.40	3.63	3.42	3.51	3.27	3.04	3.63	4.38	3.47	2.86	3.77	3.16	4.13	2.87

Ek 5.1'in devamı

	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6	P6
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO ₂	64.05	56.82	64.47	62.08	70.73	58.37	67.23	61.54	64.14	58.31	60.72	4.45	62.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.71	0.00	0.24	0.51	0.00	0.36	0.26	0.13	0.28	0.20	0.22
Al ₂ O ₃	26.53	24.87	25.31	26.04	34.99	25.25	27.38	23.93	26.17	23.78	26.48	3.14	26.46
FeO	0.36	0.00	0.31	0.00	1.03	0.08	0.11	0.00	0.00	0.07	0.16	0.28	0.19
MnO	0.26	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.36	0.00	0.00	0.10	0.00	0.10	0.07
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01
CaO	6.82	7.16	6.95	7.38	7.14	8.01	7.44	6.86	7.13	6.55	8.89	0.90	7.10
Na ₂ O	7.58	6.59	6.96	6.13	4.80	6.61	5.73	7.15	7.96	7.83	6.12	1.07	6.74
K ₂ O	0.52	0.67	0.56	0.45	0.59	0.48	0.46	0.75	0.49	0.52	0.61	0.09	0.58
Toplam	106.12	96.11	105.28	102.08	119.56	99.35	108.70	100.59	106.22	97.29	103.27	5.92	104.11
Si	54.05	52.89	55.22	54.87	54.10	52.77	56.23	54.86	53.91	53.28	53.06	2.07	54.19
Ti	0.00	0.00	0.46	0.00	0.14	0.35	0.00	0.24	0.17	0.09	0.19	0.13	0.14
Al	26.38	27.28	25.54	27.12	31.53	26.90	26.99	25.14	25.92	25.61	27.26	2.29	26.89
Fe ³⁺	0.03	0.00	0.03	0.00	0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.22	0.00	0.19	0.00	0.57	0.05	0.06	0.00	0.00	0.05	0.10	0.16	0.12
Mn	0.19	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.25	0.00	0.00	0.07	0.00	0.07	0.05
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.01
Ca	6.16	7.14	6.38	6.99	5.85	7.75	6.66	6.55	6.42	6.41	8.32	0.90	6.59
Na	12.40	11.89	11.56	10.51	7.11	11.59	9.30	12.35	12.97	13.88	10.37	2.04	11.36
K	0.56	0.80	0.62	0.50	0.57	0.55	0.49	0.85	0.53	0.60	0.68	0.11	0.64
An	33.83	35.50	34.49	36.60	35.40	37.58	36.89	30.87	34.11	28.19	42.89	5.13	33.83
Ab	64.13	55.76	58.91	51.91	40.59	55.67	48.51	60.21	67.15	61.16	51.74	7.80	55.74
Or	3.07	3.97	3.33	2.63	3.47	2.80	2.71	4.39	2.91	3.06	3.60	0.52	3.42

Ek 5.1'in devamı

	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	65.05	56.10	66.69	59.22	64.84	53.84	58.94	71.08	62.33	59.69	58.01	61.99	60.35	60.99
TiO₂	0.00	0.20	0.00	0.19	0.00	0.09	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
Al₂O₃	25.79	21.00	24.14	24.24	24.55	21.64	22.68	25.27	23.29	25.32	23.41	24.49	23.11	24.79
FeO	0.00	4.15	0.17	0.01	0.00	0.17	0.05	0.24	0.31	0.19	0.19	0.23	0.16	0.52
MnO	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.43	0.11	0.17	0.01	0.00	0.00
MgO	0.00	2.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.87	5.79	6.61	6.80	5.61	11.85	7.60	5.63	5.29	7.73	6.73	6.90	6.24	6.97
Na₂O	5.41	7.26	5.74	7.86	7.24	4.47	6.33	5.53	8.41	6.31	7.05	6.95	6.90	7.46
K₂O	0.48	0.81	0.68	0.66	0.43	0.61	0.68	0.45	0.53	0.52	0.57	0.55	0.65	0.47
Toplam	103.62	97.86	104.03	98.98	102.69	92.67	96.73	108.67	100.61	99.87	96.13	101.12	97.51	101.21
Si	57.10	51.26	58.32	53.21	56.68	52.95	54.92	59.84	55.13	53.80	53.96	55.05	55.53	53.88
Ti	0.00	0.14	0.00	0.13	0.00	0.07	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Al	26.68	22.61	24.88	25.66	25.29	25.07	24.90	25.07	24.28	26.89	25.66	25.63	25.06	25.81
Fe³⁺	0.00	0.41	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
Fe²⁺	0.00	2.76	0.11	0.01	0.00	0.12	0.03	0.15	0.20	0.12	0.13	0.15	0.11	0.33
Mn	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.32	0.09	0.13	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	3.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	6.46	5.67	6.19	6.55	5.25	12.49	7.59	5.08	5.02	7.46	6.71	6.56	6.15	6.60
Na	9.21	12.86	9.73	13.69	12.28	8.52	11.43	9.02	14.42	11.03	12.71	11.96	12.31	12.79
K	0.54	0.95	0.76	0.75	0.48	0.76	0.81	0.49	0.60	0.59	0.67	0.62	0.76	0.53
An	34.08	22.31	32.78	28.91	27.83	37.17	31.31	27.94	24.24	38.35	30.54	34.01	30.19	32.74
Ab	45.82	52.49	48.57	61.36	61.29	37.83	53.30	46.76	71.12	53.39	59.65	58.79	58.37	63.16
Or	2.85	4.80	4.01	3.89	2.57	3.59	4.00	2.68	3.13	3.05	3.35	3.23	3.82	2.79

Ek 5.1'in devamı

	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO₂	63.64	135.50	54.86	79.17	59.02	57.79	72.02	58.29	62.88	62.60	53.25	15.55	64.73
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10	0.10	0.05
Al₂O₃	26.18	4.79	24.20	18.73	24.43	24.20	9.91	24.85	25.70	23.90	22.75	4.81	22.53
FeO	0.26	0.00	0.09	0.28	0.01	0.38	0.07	0.22	0.03	0.09	0.33	0.79	0.33
MnO	0.42	0.00	0.07	0.22	0.00	0.51	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.16	0.11
MgO	0.15	0.00	0.10	0.00	0.00	0.15	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.46	0.11
CaO	6.89	2.16	8.06	7.04	6.95	7.47	0.51	7.08	8.48	6.37	7.80	2.00	6.62
Na₂O	8.60	0.64	7.94	3.36	7.34	7.18	2.53	7.46	5.74	6.82	6.29	1.82	6.27
K₂O	0.52	0.62	0.49	0.42	0.43	0.28	5.91	0.50	0.47	0.56	0.53	1.06	0.75
Toplam	106.66	143.72	95.80	109.21	98.25	97.98	91.04	98.50	103.37	100.35	91.06	9.78	101.51
Si	53.03	93.12	50.65	68.11	53.60	52.74	74.38	52.72	55.13	56.09	52.38	8.89	57.34
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08	0.07	0.04
Al	25.71	3.88	26.33	18.98	26.15	26.03	12.06	26.49	26.55	25.24	26.38	5.08	23.89
Fe³⁺	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.08	0.03
Fe²⁺	0.15	0.00	0.06	0.17	0.01	0.25	0.05	0.14	0.02	0.06	0.24	0.53	0.22
Mn	0.29	0.00	0.05	0.16	0.00	0.40	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.12	0.08
Mg	0.19	0.00	0.14	0.00	0.00	0.20	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.62	0.15
Ca	6.15	1.59	7.97	6.49	6.76	7.30	0.57	6.86	7.97	6.11	8.22	2.12	6.39
Na	13.89	0.85	14.21	5.60	12.93	12.71	5.07	13.08	9.76	11.84	12.00	3.15	10.96
K	0.56	0.55	0.58	0.46	0.49	0.33	7.79	0.57	0.52	0.64	0.66	1.41	0.90
An	31.29	8.38	28.93	34.79	32.41	32.94	0.00	32.85	42.09	31.60	32.27	8.58	29.60
Ab	65.75	5.40	48.98	28.40	62.09	58.38	18.06	58.87	48.58	57.66	51.39	14.67	51.02
Or	3.10	3.68	2.89	2.47	2.52	1.68	34.93	2.93	2.75	3.32	3.12	6.25	4.45

Ek 5.1'in devamı

	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	57.05	55.46	56.84	57.90	56.94	50.71	57.96	52.22	53.68	53.24	59.37	55.14	56.63	55.81
TiO₂	0.02	0.00	0.00	0.11	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.45	0.00	0.00	0.00	0.18
Al₂O₃	25.68	24.86	26.17	26.56	26.61	22.85	26.06	24.70	23.96	24.52	26.39	25.58	25.99	26.08
FeO	0.24	0.00	0.44	0.33	0.00	0.14	0.29	0.40	0.00	0.00	0.24	0.00	0.48	0.12
MnO	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.48	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	9.08	8.94	8.75	9.58	9.63	7.19	8.65	12.05	8.07	9.03	8.62	9.50	8.58	9.52
Na₂O	5.70	5.35	6.29	4.85	5.59	6.58	5.44	5.18	5.66	6.93	5.05	5.37	5.77	5.73
K₂O	0.37	0.57	0.43	0.43	0.37	0.33	0.33	0.40	0.31	0.59	0.40	0.32	0.39	0.44
Toplam	98.14	95.18	99.04	99.75	99.17	87.96	98.72	95.02	92.26	94.94	100.08	95.92	97.96	97.88
Si	52.45	52.60	51.55	52.75	51.79	51.30	53.11	49.64	52.26	49.94	53.87	51.88	52.13	51.37
Ti	0.01	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.32	0.00	0.00	0.00	0.12
Al	27.81	27.79	27.97	28.52	28.52	27.24	28.13	27.67	27.48	27.11	28.22	28.37	28.20	28.29
Fe³⁺	0.02	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01
Fe²⁺	0.16	0.00	0.29	0.22	0.00	0.10	0.19	0.27	0.00	0.00	0.16	0.00	0.32	0.08
Mn	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.70	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	8.95	9.09	8.50	9.35	9.38	7.80	8.50	12.27	8.42	9.08	8.38	9.57	8.46	9.39
Na	10.16	9.84	11.06	8.56	9.86	12.90	9.66	9.55	10.69	12.61	8.88	9.79	10.29	10.23
K	0.43	0.69	0.50	0.50	0.43	0.43	0.38	0.48	0.38	0.71	0.47	0.38	0.46	0.51
An	43.38	42.14	41.90	47.52	46.41	31.84	42.93	42.95	38.98	34.10	42.77	44.76	42.56	44.10
Ab	48.23	45.26	52.88	41.01	47.30	47.55	46.00	39.57	47.87	45.26	42.69	45.43	48.78	48.46
Or	2.19	3.35	2.53	2.53	2.17	1.97	1.94	2.35	1.82	3.50	2.38	1.87	2.33	2.59

Ek 5.1'in devamı

	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO ₂	58.50	55.57	58.22	51.54	58.76	55.03	55.47	51.42	55.85	53.01	55.48	2.39	55.51
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.33	0.14	0.02	0.00	0.03	0.12	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	26.81	26.18	25.60	24.03	25.98	25.53	24.96	28.59	27.47	24.03	25.04	1.20	25.61
FeO	0.35	0.01	0.10	0.44	0.27	0.00	0.26	0.00	0.43	0.21	0.24	0.16	0.20
MnO	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.07	0.00	0.06	0.21	0.00	0.07	0.04
MgO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10	0.04
CaO	9.34	9.79	8.52	7.65	9.27	9.22	9.50	8.72	9.36	8.45	8.72	0.87	9.03
Na ₂ O	5.76	5.64	4.36	6.35	5.39	5.88	5.83	4.83	5.24	6.58	5.92	0.58	5.65
K ₂ O	0.35	0.45	0.38	0.48	0.49	0.41	0.53	0.36	0.49	0.42	0.52	0.08	0.42
Toplam	101.11	97.64	97.17	90.84	100.40	96.41	96.77	93.96	98.91	93.02	96.05	3.11	96.57
Si	52.23	51.24	54.65	50.69	53.04	51.35	51.64	49.30	51.02	50.89	51.97	1.20	51.79
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.23	0.10	0.01	0.00	0.02	0.09	0.08	0.05
Al	28.20	28.45	28.32	27.84	27.63	28.07	27.38	32.30	29.57	27.19	27.64	0.99	28.16
Fe ³⁺	0.03	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.22	0.00	0.07	0.31	0.18	0.00	0.18	0.00	0.29	0.15	0.17	0.11	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.17	0.00	0.06	0.03
Mg	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.15	0.05
Ca	8.93	9.67	8.57	8.07	8.97	9.21	9.48	8.96	9.17	8.69	8.75	0.81	9.02
Na	9.97	10.09	7.93	12.11	9.43	10.64	10.52	8.99	9.29	12.24	10.75	1.20	10.24
K	0.40	0.53	0.45	0.60	0.57	0.49	0.63	0.44	0.57	0.52	0.62	0.09	0.50
An	46.25	44.76	42.25	35.63	45.22	41.86	40.37	43.28	46.46	34.79	40.21	3.99	41.90
Ab	48.73	47.75	36.89	45.71	45.62	49.57	49.34	40.91	44.37	47.26	50.10	3.56	46.10
Or	2.06	2.68	2.24	2.81	2.92	2.42	3.12	2.12	2.90	2.51	3.05	0.45	2.49

Ek 5.1'in devamı

	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	66.27	55.57	52.34	54.36	56.98	57.10	59.34	54.61	60.69	57.29	57.80	59.53	53.13	55.40
TiO ₂	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.34	0.21	0.36	0.18	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	28.74	23.14	22.45	21.00	22.23	24.29	24.62	23.09	23.98	22.44	25.46	25.41	23.80	24.27
FeO	0.09	0.16	0.37	0.29	0.39	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.10
MnO	0.00	0.03	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.29	0.07	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.12	0.00
CaO	7.49	6.43	5.99	4.73	4.85	6.34	6.35	6.65	5.31	5.74	6.86	7.12	6.73	7.57
Na ₂ O	7.66	6.42	8.22	7.67	8.12	6.45	6.89	7.38	8.54	7.66	6.53	4.27	7.69	6.65
K ₂ O	0.83	0.43	0.53	0.57	0.51	0.26	0.49	0.54	0.33	0.50	0.30	0.33	0.55	0.40
Toplam	111.48	92.28	90.69	88.63	93.08	94.59	97.70	92.61	99.27	93.85	97.32	96.90	92.03	94.45
Si	53.16	53.95	50.88	54.36	54.22	54.13	54.36	52.41	54.21	54.29	53.28	56.17	51.00	52.44
Ti	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.23	0.15	0.25	0.13	0.00	0.04
Al	27.16	26.48	25.71	24.74	24.92	27.14	26.58	26.11	25.24	25.05	27.66	28.26	26.92	27.08
Fe ³⁺	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.05	0.11	0.26	0.21	0.27	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07
Mn	0.00	0.02	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.35	0.10	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.17	0.00
Ca	6.44	6.68	6.24	5.07	4.94	6.44	6.23	6.84	5.08	5.83	6.78	7.20	6.92	7.67
Na	11.92	12.08	15.48	14.86	14.98	11.85	12.24	13.74	14.79	14.06	11.67	7.82	14.30	12.20
K	0.85	0.53	0.65	0.73	0.62	0.32	0.57	0.66	0.38	0.60	0.35	0.39	0.68	0.48
An	37.15	31.87	22.81	21.20	22.69	31.44	31.51	28.30	26.11	25.40	34.05	35.32	28.81	35.20
Ab	64.85	54.29	48.12	59.96	63.12	54.57	58.32	55.30	68.89	63.55	55.27	36.17	49.11	55.07
Or	4.92	2.53	3.12	3.37	3.03	1.54	2.89	3.18	1.97	2.96	1.76	1.92	3.27	2.36

Ek 5.1'in devamı

	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO ₂	70.50	62.98	50.29	57.24	55.93	57.27	59.10	54.31	56.07	55.03	57.79	4.20	57.48
TiO ₂	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.53	0.41	0.00	0.13	0.15	0.12
Al ₂ O ₃	26.99	26.13	21.51	23.69	22.97	22.23	22.74	23.27	22.93	21.92	23.62	1.74	23.72
FeO	0.23	0.00	0.00	0.27	0.60	0.00	0.02	0.00	0.35	0.08	0.15	0.16	0.13
MnO	0.39	0.00	0.27	0.05	0.19	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.11	0.15	0.08
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.24	0.10	0.08	0.04
CaO	7.63	6.89	6.09	7.08	6.40	5.50	5.03	7.34	6.64	5.25	7.07	0.85	6.36
Na ₂ O	2.91	5.60	6.87	6.07	6.77	7.78	7.44	8.02	5.57	8.94	7.24	1.31	6.93
K ₂ O	0.35	0.34	0.25	0.54	0.51	0.54	0.17	0.59	0.43	0.43	0.56	0.14	0.45
Toplam	109.00	102.16	85.32	94.94	93.37	93.37	94.52	94.15	92.52	91.88	96.77	5.50	95.32
Si	60.21	55.93	52.34	54.27	53.63	54.45	55.77	51.03	54.83	52.52	53.31	1.90	53.89
Ti	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.37	0.30	0.00	0.09	0.11	0.08
Al	27.17	27.34	26.39	26.47	25.95	24.90	25.29	25.76	26.42	24.66	25.68	0.97	26.20
Fe ³⁺	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe ²⁺	0.14	0.00	0.00	0.18	0.42	0.00	0.01	0.00	0.25	0.05	0.10	0.11	0.09
Mn	0.28	0.00	0.24	0.04	0.16	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.08	0.12	0.06
Mg	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.33	0.14	0.10	0.06
Ca	6.99	6.56	6.79	7.19	6.57	5.60	5.09	7.39	6.96	5.36	6.98	0.78	6.39
Na	4.81	9.64	13.87	11.16	12.59	14.34	13.62	14.61	10.56	16.54	12.94	2.50	12.67
K	0.38	0.38	0.34	0.65	0.62	0.66	0.20	0.70	0.53	0.52	0.66	0.16	0.54
An	37.87	34.20	27.10	35.11	30.77	24.12	24.96	25.79	32.95	18.42	30.30	5.21	29.34
Ab	24.60	47.38	50.96	51.39	57.31	63.41	62.97	51.35	47.15	56.87	59.47	9.26	54.38
Or	2.04	1.98	1.51	3.18	2.99	3.20	1.00	3.48	2.53	2.53	3.32	0.82	2.66

Ek 5.2. Seçilmiş biyotit mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mineral kimyası analiz sonuçları (İyon sayıları 32O bazına göre hesaplanmıştır).

	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	34.25	38.70	35.67	35.07	42.14	32.50	34.22	37.18	38.05	34.59	34.25	37.27	35.33	40.05
TiO₂	3.76	4.39	4.19	4.55	4.99	3.73	4.23	4.15	4.11	4.75	4.34	4.86	2.99	4.65
Al₂O₃	14.31	14.05	14.73	15.61	18.47	14.52	14.49	15.47	16.10	15.08	15.01	15.44	15.88	15.67
FeO	18.16	22.61	20.58	16.66	18.19	15.45	20.79	17.63	18.91	17.54	17.66	18.80	20.69	21.33
MnO	0.00	0.45	0.49	0.00	0.00	0.06	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.74	0.06
MgO	10.56	7.57	11.28	12.87	14.28	11.27	11.08	11.26	11.61	11.86	11.51	11.86	12.67	10.04
CaO	0.56	0.21	0.49	0.16	0.89	1.77	0.41	0.43	0.40	0.47	0.24	0.61	0.00	0.56
Na₂O	0.11	0.00	0.31	0.83	1.34	0.84	0.26	0.04	0.43	0.72	0.43	0.51	1.18	0.00
K₂O	8.28	8.98	8.20	8.60	9.11	6.90	9.01	8.63	7.83	8.66	8.78	9.15	7.82	9.59
Toplam	90.00	96.97	95.94	94.35	109.42	87.05	94.82	94.79	97.43	93.68	92.20	98.50	97.29	101.93
Si	35.59	38.39	34.90	34.13	35.31	34.39	33.85	36.59	36.42	34.17	34.46	35.21	33.53	37.19
Ti	2.93	3.27	3.08	3.33	3.15	2.97	3.15	3.07	2.96	3.53	3.28	3.45	2.14	3.25
Al	17.52	16.42	16.98	17.90	18.24	18.10	16.89	17.94	18.17	17.55	17.79	17.19	17.76	17.15
Fe³⁺	2.06	2.45	2.20	1.77	1.66	1.78	2.24	1.89	1.97	1.89	1.94	1.94	2.14	2.16
Fe²⁺	13.72	16.30	14.64	11.79	11.08	11.88	14.95	12.62	13.16	12.60	12.92	12.92	14.28	14.40
Mn	0.00	0.38	0.41	0.00	0.00	0.06	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.04
Mg	16.36	11.19	16.46	18.67	17.84	17.77	16.35	16.52	16.56	17.47	17.26	16.70	17.92	13.90
Ca	0.62	0.23	0.51	0.17	0.80	2.01	0.43	0.45	0.41	0.49	0.25	0.62	0.00	0.56
Na	0.23	0.00	0.59	1.57	2.18	1.73	0.50	0.07	0.79	1.38	0.83	0.94	2.17	0.00
K	10.97	11.37	10.23	10.68	9.74	9.31	11.37	10.84	9.56	10.92	11.27	11.02	9.47	11.35
Mg/(Mg+Fe)	0.51	0.37	0.49	0.58	0.58	0.57	0.49	0.53	0.52	0.55	0.54	0.53	0.52	0.46
Mg/Mg+Fe²⁺	0.54	0.41	0.53	0.61	0.62	0.60	0.52	0.57	0.56	0.58	0.57	0.56	0.56	0.49

Ek 5.2'in devamı

	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO₂	32.54	30.96	29.69	34.99	34.54	35.64	32.07	37.06	35.13	38.82	34.26	2.78	35.40
TiO₂	4.04	5.06	3.48	4.33	5.65	3.57	3.64	3.76	4.35	5.30	4.87	0.61	4.31
Al₂O₃	14.70	12.35	11.12	14.38	9.52	15.59	14.41	14.78	15.93	15.12	14.15	1.67	14.68
FeO	16.78	17.41	19.48	17.94	27.15	19.34	14.24	16.19	18.88	17.76	19.90	2.53	18.80
MnO	0.00	0.03	0.45	0.00	0.21	0.17	0.00	0.12	0.13	0.00	0.02	0.20	0.13
MgO	11.28	8.53	7.31	10.68	4.37	11.90	11.48	12.05	12.36	10.37	9.67	2.01	10.79
CaO	0.00	0.32	0.74	0.55	2.90	0.00	9.20	0.47	0.00	1.15	0.31	1.80	0.91
Na₂O	0.73	0.00	0.00	0.12	0.01	0.66	1.31	0.49	0.94	0.00	0.00	0.43	0.45
K₂O	8.22	9.31	7.19	8.61	12.93	7.96	6.86	8.04	8.16	10.63	9.20	1.20	8.67
Toplam	88.29	83.99	79.46	91.62	97.28	94.83	93.21	92.96	95.89	99.15	92.39	5.73	94.14
Si	34.02	34.85	35.79	35.73	34.88	34.88	31.46	36.84	33.86	36.72	35.05	1.40	35.13
Ti	3.17	4.29	3.16	3.33	4.29	2.63	2.69	2.81	3.16	3.77	3.75	0.46	3.22
Al	18.11	16.38	15.80	17.30	11.33	17.97	16.65	17.31	18.10	16.85	17.06	1.35	17.14
Fe³⁺	1.91	2.14	2.56	2.00	2.99	2.06	1.52	1.76	1.99	1.83	2.22	0.30	2.04
Fe²⁺	12.75	14.25	17.08	13.32	19.94	13.76	10.15	11.70	13.23	12.22	14.80	1.99	13.62
Mn	0.00	0.03	0.46	0.00	0.18	0.14	0.00	0.10	0.11	0.00	0.02	0.17	0.11
Mg	17.57	14.31	13.14	16.26	6.59	17.36	16.78	17.85	17.76	14.62	14.75	2.57	15.92
Ca	0.00	0.39	0.95	0.60	3.14	0.00	9.67	0.50	0.00	1.16	0.33	1.90	0.97
Na	1.48	0.00	0.00	0.24	0.01	1.26	2.49	0.94	1.76	0.00	0.00	0.79	0.85
K	10.97	13.36	11.06	11.22	16.66	9.94	8.58	10.19	10.04	12.83	12.01	1.56	11.00
Mg/(Mg+Fe)	0.55	0.47	0.40	0.51	0.22	0.52	0.59	0.57	0.54	0.51	0.46	0.08	0.50
Mg/Mg+Fe²⁺	0.58	0.50	0.43	0.55	0.25	0.56	0.62	0.60	0.57	0.54	0.50	0.08	0.54

Ek 5.2'in devamı

	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	36.39	36.05	33.41	36.16	31.82	39.74	37.25	39.34	34.31	38.09	37.02	37.51	33.07	35.32
TiO₂	4.02	5.01	4.30	4.23	4.26	5.43	3.62	3.14	4.04	3.75	4.92	3.72	3.04	4.02
Al₂O₃	16.16	15.16	15.08	15.88	13.02	17.27	16.65	17.56	14.58	15.59	17.13	15.09	14.86	15.52
FeO	18.80	22.41	17.77	20.11	21.44	16.12	21.37	19.78	22.60	18.56	18.30	19.74	17.54	17.78
MnO	0.00	0.00	0.10	0.12	0.04	0.00	0.21	0.02	0.53	0.00	0.00	0.37	0.38	0.15
MgO	10.47	8.57	10.88	10.23	8.81	12.07	11.59	11.87	9.82	10.94	10.66	9.33	10.84	11.42
CaO	0.00	0.66	0.91	0.50	0.48	0.44	0.00	0.00	0.28	0.23	0.39	0.75	5.52	0.13
Na₂O	1.06	0.00	0.69	0.63	0.00	0.77	1.12	0.98	0.17	0.47	0.56	0.89	0.79	0.17
K₂O	8.35	9.95	9.05	8.71	9.26	9.27	8.16	7.42	9.11	7.94	8.36	8.07	6.31	8.90
Toplam	95.26	97.80	92.20	96.57	89.14	101.12	99.96	100.10	95.45	95.59	97.35	95.48	92.35	93.41
Si	35.50	35.14	33.60	35.08	33.92	36.31	34.65	36.42	34.05	37.20	35.50	36.90	33.23	35.16
Ti	2.95	3.67	3.25	3.09	3.41	3.73	2.53	2.19	3.01	2.76	3.55	2.75	2.30	3.01
Al	18.58	17.41	17.87	18.15	16.36	18.59	18.25	19.15	17.05	17.94	19.36	17.49	17.60	18.20
Fe³⁺	2.00	2.38	1.95	2.13	2.49	1.61	2.17	2.00	2.45	1.98	1.91	2.12	1.92	1.93
Fe²⁺	13.34	15.88	13.00	14.18	16.62	10.71	14.45	13.31	16.31	13.18	12.76	14.12	12.81	12.87
Mn	0.00	0.00	0.09	0.10	0.04	0.00	0.17	0.02	0.44	0.00	0.00	0.31	0.32	0.12
Mg	15.23	12.45	16.31	14.79	14.01	16.44	16.07	16.39	14.53	15.93	15.24	13.69	16.25	16.95
Ca	0.00	0.69	0.98	0.52	0.55	0.43	0.00	0.00	0.30	0.24	0.40	0.80	5.94	0.14
Na	2.00	0.00	1.35	1.18	0.00	1.36	2.02	1.76	0.32	0.89	1.05	1.69	1.53	0.32
K	10.40	12.37	11.61	10.78	12.60	10.81	9.68	8.76	11.53	9.89	10.22	10.13	8.09	11.30
Mg/(Mg+Fe)	0.50	0.41	0.52	0.48	0.42	0.57	0.49	0.52	0.44	0.51	0.51	0.46	0.52	0.53
Mg/Mg+Fe²⁺	0.53	0.44	0.56	0.51	0.46	0.61	0.53	0.55	0.47	0.55	0.54	0.49	0.56	0.57

Ek 5.2'in devamı

	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	σ	ORT
SiO ₂	39.85	42.33	34.61	37.38	28.65	36.99	38.67	33.11	37.53	36.63	2.89	34.97
TiO ₂	3.77	3.76	3.69	3.55	3.27	3.37	4.76	3.00	4.31	3.71	0.62	3.95
Al ₂ O ₃	16.78	16.19	15.78	15.91	10.71	16.75	16.60	15.44	15.61	15.53	1.41	15.62
FeO	18.52	18.52	20.26	19.75	22.68	21.11	20.27	18.28	20.53	24.29	1.92	19.86
MnO	0.00	0.22	0.03	0.20	0.34	0.22	0.19	0.00	0.00	0.27	0.15	0.14
MgO	12.64	12.56	10.37	9.83	5.72	10.86	10.37	9.82	9.05	8.99	1.47	10.32
CaO	0.00	0.51	0.00	0.38	0.00	0.00	0.52	0.21	0.24	0.15	1.08	0.51
Na ₂ O	0.87	0.18	1.77	0.28	0.00	0.83	0.12	0.80	0.00	0.01	0.45	0.55
K ₂ O	7.64	8.70	7.33	7.80	8.08	8.16	8.51	7.48	8.22	8.79	0.77	8.32
Toplam	100.07	102.97	93.84	95.07	79.45	98.30	100.01	88.14	95.48	98.36	4.90	95.56
Si	36.82	38.26	34.20	37.01	35.02	35.13	36.47	34.92	37.32	35.54	1.28	35.56
Ti	2.62	2.55	2.74	2.64	3.01	2.41	3.38	2.38	3.22	2.71	0.43	2.91
Al	18.27	17.24	18.38	18.56	15.42	18.74	18.45	19.19	18.30	17.75	0.88	18.01
Fe ³⁺	1.87	1.83	2.18	2.13	3.02	2.19	2.09	2.10	2.23	2.57	0.29	2.13
Fe ²⁺	12.44	12.17	14.56	14.21	20.16	14.57	13.90	14.02	14.84	17.14	1.91	14.23
Mn	0.00	0.17	0.03	0.16	0.35	0.18	0.16	0.00	0.00	0.22	0.13	0.12
Mg	17.41	16.93	15.27	14.50	10.42	15.38	14.58	15.44	13.41	13.01	1.59	15.03
Ca	0.00	0.49	0.00	0.40	0.00	0.00	0.53	0.24	0.25	0.16	1.16	0.54
Na	1.56	0.32	3.39	0.53	0.00	1.53	0.22	1.64	0.00	0.01	0.85	1.03
K	9.00	10.03	9.24	9.85	12.59	9.88	10.23	10.06	10.43	10.88	1.13	10.43
Mg/(Mg+Fe)	0.55	0.55	0.48	0.47	0.31	0.48	0.48	0.49	0.44	0.40	0.06	0.48
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.58	0.58	0.51	0.51	0.34	0.51	0.51	0.52	0.47	0.43	0.06	0.51

Ek 5.2'in devamı

	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	35.90	33.25	35.14	35.37	34.24	34.10	37.90	34.93	36.21	34.96	31.99	33.20	35.61	33.85
TiO₂	3.72	3.05	4.42	3.97	3.17	3.33	3.64	3.22	3.35	3.98	6.23	3.63	3.82	3.39
Al₂O₃	16.83	13.53	14.96	15.23	14.59	15.68	16.70	15.23	15.45	15.21	12.56	14.63	13.96	14.72
FeO	16.55	18.28	19.12	18.23	15.48	18.04	17.81	17.53	17.95	16.00	16.05	16.61	16.72	14.79
MnO	0.07	0.39	0.13	0.24	0.29	0.18	0.00	0.05	0.00	0.08	0.00	0.19	0.00	0.00
MgO	10.12	8.74	9.62	9.85	9.11	9.67	9.67	11.12	9.98	11.11	4.65	10.25	9.05	11.14
CaO	0.17	0.93	0.50	0.57	0.68	0.13	0.27	0.26	0.09	0.38	1.03	0.31	0.59	0.18
Na₂O	0.53	0.00	0.38	0.00	0.29	0.52	0.12	0.82	0.10	0.38	0.00	0.31	0.25	0.54
K₂O	7.62	7.35	7.86	8.49	7.43	7.48	8.03	7.76	7.98	7.29	9.45	8.12	7.85	7.87
Toplam	91.50	85.53	92.12	91.95	85.28	89.11	94.14	90.93	91.13	89.39	81.97	87.26	87.84	86.49
Si	36.48	36.74	35.92	36.14	37.48	35.74	37.75	35.52	37.21	36.29	37.63	35.39	38.08	36.01
Ti	2.84	2.53	3.40	3.05	2.61	2.63	2.72	2.46	2.59	3.11	5.52	2.91	3.08	2.72
Al	20.14	17.61	18.02	18.34	18.82	19.37	19.61	18.25	18.70	18.60	17.41	18.38	17.58	18.45
Fe³⁺	1.83	2.20	2.13	2.03	1.85	2.06	1.94	1.94	2.01	1.81	2.06	1.93	1.95	1.72
Fe²⁺	12.23	14.68	14.21	13.54	12.32	13.75	12.90	12.96	13.41	12.08	13.73	12.87	13.00	11.44
Mn	0.06	0.36	0.11	0.20	0.27	0.16	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00	0.18	0.00	0.00
Mg	15.33	14.40	14.66	15.01	14.86	15.10	14.36	16.85	15.29	17.19	8.16	16.29	14.42	17.67
Ca	0.18	1.10	0.54	0.62	0.79	0.14	0.29	0.28	0.10	0.43	1.30	0.36	0.68	0.20
Na	1.04	0.00	0.75	0.00	0.62	1.05	0.24	1.62	0.21	0.76	0.00	0.65	0.51	1.12
K	9.87	10.36	10.25	11.06	10.37	10.00	10.20	10.07	10.47	9.65	14.18	11.04	10.70	10.67
Mg/(Mg+Fe)	0.52	0.46	0.47	0.49	0.51	0.49	0.49	0.53	0.50	0.55	0.34	0.52	0.49	0.57
Mg/Mg+Fe²⁺	0.56	0.50	0.51	0.53	0.55	0.52	0.53	0.57	0.53	0.59	0.37	0.56	0.53	0.61

Ek 5.2'in devamı

	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19	P19
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO₂	34.54	35.10	35.86	34.57	33.99	34.69	29.68	35.87	35.26	36.63	35.08	1.57	34.72
TiO₂	3.26	2.69	4.98	3.49	3.84	3.42	3.54	3.87	3.27	3.81	3.19	0.69	3.69
Al₂O₃	14.66	14.46	14.63	15.91	14.44	14.53	12.26	15.32	15.39	15.69	14.35	1.03	14.84
FeO	16.82	15.80	15.43	15.12	14.34	15.17	14.68	16.53	17.20	14.16	15.23	1.35	16.39
MnO	0.14	0.00	0.00	0.02	0.02	0.17	0.00	0.10	0.30	0.00	0.63	0.15	0.12
MgO	9.46	9.66	11.38	10.39	10.60	10.91	8.00	10.01	10.08	10.28	11.76	1.36	9.86
CaO	0.44	0.00	0.56	0.21	0.40	0.19	1.25	0.72	0.40	0.49	0.55	0.30	0.45
Na₂O	0.00	0.00	0.50	0.42	0.33	0.00	0.00	0.42	0.18	0.49	0.65	0.23	0.29
K₂O	7.78	7.75	8.80	7.43	7.81	7.87	8.08	7.83	7.42	7.03	8.13	0.49	7.86
Toplam	87.10	85.47	92.14	87.57	85.77	86.96	77.49	90.67	89.49	88.57	89.57	3.51	88.22
Si	37.16	38.29	36.04	36.54	36.65	37.01	35.92	36.89	36.83	38.32	36.01	0.84	36.72
Ti	2.64	2.20	3.77	2.77	3.11	2.75	3.22	2.99	2.57	3.00	2.46	0.62	2.95
Al	18.58	18.59	17.32	19.81	18.35	18.27	17.48	18.56	18.94	19.34	17.36	0.76	18.48
Fe³⁺	1.97	1.88	1.69	1.74	1.69	1.77	1.94	1.85	1.96	1.62	1.71	0.15	1.89
Fe²⁺	13.16	12.54	11.28	11.62	11.24	11.77	12.92	12.36	13.06	10.77	11.37	0.98	12.61
Mn	0.13	0.00	0.00	0.02	0.02	0.16	0.00	0.09	0.26	0.00	0.55	0.13	0.11
Mg	15.18	15.71	17.05	16.37	17.05	17.35	14.43	15.35	15.70	16.03	18.00	1.85	15.51
Ca	0.50	0.00	0.60	0.24	0.46	0.22	1.63	0.79	0.45	0.55	0.60	0.37	0.52
Na	0.00	0.00	0.97	0.87	0.69	0.00	0.00	0.84	0.36	1.00	1.29	0.47	0.58
K	10.68	10.78	11.28	10.02	10.75	10.71	12.46	10.27	9.88	9.38	10.65	0.94	10.63
Mg/(Mg+Fe)	0.50	0.52	0.57	0.55	0.57	0.56	0.49	0.52	0.51	0.56	0.58	0.05	0.52
Mg/Mg+Fe²⁺	0.54	0.56	0.60	0.58	0.60	0.60	0.53	0.55	0.55	0.60	0.61	0.05	0.55

Ek 5.2'in devamı

	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	39.19	33.80	36.37	36.40	36.15	33.64	33.37	34.11	34.51	35.61	33.50	35.80	33.08	35.97
TiO₂	4.07	3.46	3.07	3.78	3.37	3.45	3.03	2.73	2.74	3.12	3.77	2.61	2.85	3.54
Al₂O₃	14.09	14.83	14.10	12.76	12.27	14.39	13.84	13.85	15.41	15.18	13.59	14.36	14.07	14.05
FeO	17.69	15.50	14.64	13.29	14.56	14.22	13.59	13.80	14.96	13.50	13.74	16.02	13.70	16.53
MnO	0.01	0.43	0.00	0.10	0.24	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.52	0.00	0.00
MgO	8.16	11.77	10.25	10.67	7.42	11.26	10.72	11.27	12.13	11.09	9.91	11.91	11.27	8.24
CaO	0.50	0.42	0.00	0.44	1.05	0.34	0.12	0.23	0.13	0.30	0.71	0.00	0.40	0.31
Na₂O	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.47	0.46	0.66	1.23	0.70	0.60	1.00	0.86	0.00
K₂O	8.78	6.60	6.95	7.80	6.55	6.85	7.20	5.71	4.94	5.23	7.38	5.89	5.13	5.67
Toplam	92.50	87.52	85.38	85.24	81.62	84.69	82.32	82.37	86.06	84.72	83.32	88.11	81.36	84.31
Si	40.17	35.58	39.66	39.65	42.00	36.59	37.28	38.05	36.65	38.70	37.20	37.39	37.29	40.48
Ti	3.14	2.74	2.52	3.10	2.95	2.82	2.55	2.29	2.19	2.55	3.15	2.05	2.41	3.00
Al	17.02	18.40	18.12	16.38	16.80	18.44	18.22	18.21	19.28	19.44	17.78	17.67	18.69	18.64
Fe³⁺	1.98	1.78	1.74	1.58	1.85	1.69	1.66	1.68	1.73	1.60	1.66	1.82	1.69	2.03
Fe²⁺	13.19	11.86	11.61	10.53	12.30	11.24	11.04	11.19	11.56	10.67	11.10	12.16	11.23	13.52
Mn	0.01	0.38	0.00	0.09	0.24	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.46	0.00	0.00
Mg	12.46	18.48	16.67	17.32	12.85	18.25	17.86	18.75	19.21	17.96	16.41	18.55	18.95	13.82
Ca	0.55	0.48	0.00	0.51	1.30	0.40	0.14	0.27	0.15	0.35	0.85	0.00	0.48	0.37
Na	0.00	1.44	0.00	0.00	0.00	0.99	0.99	1.43	2.52	1.48	1.29	2.02	1.88	0.00
K	11.48	8.86	9.67	10.84	9.71	9.51	10.26	8.13	6.69	7.25	10.46	7.85	7.37	8.14
Mg/(Mg+Fe)	0.45	0.58	0.56	0.59	0.48	0.59	0.58	0.59	0.59	0.59	0.56	0.57	0.59	0.47
Mg/Mg+Fe²⁺	0.49	0.61	0.59	0.62	0.51	0.62	0.62	0.63	0.62	0.63	0.60	0.60	0.63	0.51

Ek 5.2'in devamı

	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20	P20
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	σ	ORT
SiO₂	31.83	35.98	33.78	33.54	36.26	35.42	33.70	32.27	36.15	35.35	36.15	1.62	34.88
TiO₂	3.56	2.95	3.15	3.22	2.53	3.76	2.66	3.08	3.80	3.54	3.43	0.42	3.25
Al₂O₃	14.08	14.81	13.60	14.16	13.89	12.76	14.83	13.07	13.23	14.00	14.63	0.75	13.99
FeO	13.97	13.45	15.70	14.47	15.66	16.52	14.67	15.24	15.90	14.01	15.96	1.15	14.85
MnO	0.24	0.00	0.00	0.10	0.54	0.00	0.13	0.13	0.43	0.00	0.00	0.17	0.12
MgO	10.55	10.15	10.40	10.82	10.53	7.02	11.77	9.16	9.10	10.36	10.73	1.35	10.27
CaO	0.43	0.41	0.00	0.00	0.29	0.36	0.17	0.98	1.51	0.71	0.45	0.35	0.41
Na₂O	0.56	0.00	0.06	0.53	0.48	0.00	1.04	0.00	0.00	0.64	0.24	0.38	0.41
K₂O	5.38	6.35	7.25	6.95	6.52	6.65	6.72	7.72	7.01	5.54	5.50	0.94	6.49
Toplam	80.61	84.11	83.94	83.79	86.71	82.50	85.68	81.65	87.13	84.14	87.09	2.58	84.68
Si	36.53	39.72	37.46	36.92	38.84	40.98	35.90	36.93	39.13	38.96	38.76	1.64	38.27
Ti	3.07	2.45	2.62	2.66	2.04	3.27	2.13	2.65	3.10	2.94	2.77	0.36	2.69
Al	19.05	19.26	17.77	18.36	17.54	17.40	18.62	17.62	16.87	18.18	18.49	0.79	18.09
Fe³⁺	1.75	1.62	1.90	1.74	1.83	2.08	1.70	1.90	1.88	1.68	1.87	0.13	1.78
Fe²⁺	11.65	10.80	12.66	11.59	12.20	13.90	11.36	12.68	12.51	11.22	12.44	0.87	11.85
Mn	0.24	0.00	0.00	0.09	0.49	0.00	0.11	0.13	0.40	0.00	0.00	0.16	0.11
Mg	18.05	16.71	17.20	17.76	16.82	12.10	18.69	15.62	14.69	17.02	17.15	2.03	16.77
Ca	0.53	0.48	0.00	0.00	0.33	0.44	0.19	1.20	1.75	0.83	0.52	0.42	0.49
Na	1.25	0.00	0.14	1.12	1.00	0.00	2.16	0.00	0.00	1.38	0.49	0.80	0.86
K	7.88	8.94	10.25	9.76	8.91	9.81	9.13	11.26	9.67	7.79	7.52	1.29	9.09
Mg/(Mg+Fe)	0.57	0.57	0.54	0.57	0.55	0.43	0.59	0.52	0.51	0.57	0.55	0.05	0.55
Mg/Mg+Fe²⁺	0.61	0.61	0.58	0.61	0.58	0.47	0.62	0.55	0.54	0.60	0.58	0.05	0.58

Ek 5.3. Seçilmiş amfibol mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mineral kimyası analiz sonuçları (İyon sayıları 32O bazına göre hesaplanmıştır).

	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	41.63	33.73	39.71	42.10	45.39	43.37	38.62	37.59	40.40	42.05	45.23	42.40	36.71	39.27
TiO₂	1.35	1.50	1.68	1.08	1.69	1.91	1.50	1.89	1.62	1.43	1.84	1.54	1.73	1.12
Al₂O₃	13.97	22.68	13.87	14.28	13.43	14.60	14.06	13.87	14.35	14.50	14.63	14.90	11.63	13.35
FeO	22.40	17.20	19.78	20.05	21.91	22.97	21.26	18.44	19.71	21.29	23.56	19.89	21.82	19.93
MnO	0.46	0.37	0.01	0.10	0.10	0.15	0.19	0.00	0.43	0.31	0.15	0.06	0.31	0.32
MgO	6.89	7.07	8.06	7.97	5.49	7.34	8.23	8.51	8.76	8.28	6.23	8.18	5.63	7.80
CaO	11.12	9.68	11.06	11.03	12.34	11.41	10.73	10.74	10.40	10.24	13.04	11.86	11.69	10.97
Na₂O	1.09	2.06	2.07	1.65	0.00	1.10	2.57	2.74	2.55	1.98	0.42	1.88	0.07	1.98
K₂O	1.34	1.27	1.44	1.48	1.38	1.42	1.55	1.46	1.35	1.29	1.68	1.74	1.47	1.40
Toplam	100.26	95.55	97.68	99.75	101.73	104.27	98.71	95.25	99.56	101.37	106.79	102.44	91.06	96.14
Si	39.93	32.81	38.34	39.95	43.62	39.99	36.79	36.80	38.03	39.27	41.15	39.06	39.41	38.58
Ti	0.97	1.10	1.22	0.77	1.22	1.33	1.07	1.39	1.14	1.01	1.26	1.07	1.40	0.83
Al	15.79	26.00	15.78	15.97	15.21	15.86	15.79	16.00	15.91	15.96	15.69	16.17	14.72	15.46
Fe³⁺	2.34	1.82	2.08	2.07	2.30	2.31	2.21	1.97	2.02	2.17	2.34	2.00	2.55	2.14
Fe²⁺	15.62	12.16	13.89	13.83	15.31	15.40	14.72	13.13	13.49	14.45	15.59	13.32	17.03	14.24
Mn	0.37	0.31	0.01	0.08	0.08	0.12	0.15	0.00	0.34	0.25	0.11	0.05	0.28	0.26
Mg	9.86	10.26	11.60	11.28	7.87	10.08	11.69	12.42	12.29	11.53	8.45	11.23	9.01	11.42
Ca	11.43	10.08	11.44	11.22	12.70	11.27	10.95	11.26	10.49	10.24	12.71	11.70	13.44	11.55
Na	2.03	3.88	3.87	3.04	0.00	1.97	4.74	5.21	4.66	3.59	0.74	3.36	0.14	3.77
K	1.64	1.57	1.78	1.79	1.69	1.67	1.88	1.83	1.62	1.54	1.95	2.04	2.01	1.75
Mg/(Mg+Fe)	0.35	0.42	0.42	0.41	0.31	0.36	0.41	0.45	0.44	0.41	0.32	0.42	0.32	0.41
Mg/Mg+Fe²⁺	0.39	0.46	0.46	0.45	0.34	0.40	0.44	0.49	0.48	0.44	0.35	0.46	0.35	0.45

Ek 5.3'in devamı

	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9	P9
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	σ	ORT
SiO₂	38.67	39.67	40.51	29.53	45.40	44.72	38.70	43.98	37.58	47.55	3.97	40.61
TiO₂	0.99	1.83	1.83	3.02	1.66	0.75	1.22	1.14	1.45	1.12	0.44	1.54
Al₂O₃	14.14	13.52	12.47	6.90	12.55	13.20	13.66	14.73	21.02	14.66	2.81	14.21
FeO	20.92	20.67	17.82	27.13	14.69	12.08	20.30	22.58	18.93	25.68	3.10	20.46
MnO	0.29	0.10	0.08	0.17	0.07	0.39	0.29	0.51	0.10	0.57	0.16	0.23
MgO	8.13	6.88	7.71	2.23	8.80	5.59	6.78	7.44	4.20	6.88	1.52	7.05
CaO	10.48	11.56	9.47	17.43	11.67	7.63	10.67	11.13	10.15	12.82	1.70	11.22
Na₂O	2.07	1.40	2.12	0.01	1.31	4.24	1.19	1.35	0.00	0.86	1.00	1.53
K₂O	1.39	1.49	1.03	2.39	1.41	1.25	1.42	1.49	1.32	1.73	0.24	1.47
Toplam	97.08	97.13	93.04	88.79	97.55	89.86	94.24	104.35	94.76	111.89	5.29	98.30
Si	37.56	39.04	41.08	33.63	43.76	45.82	39.25	40.33	38.28	41.17	2.80	39.32
Ti	0.72	1.35	1.39	2.59	1.20	0.58	0.93	0.79	1.11	0.73	0.38	1.13
Al	16.18	15.67	14.91	9.26	14.26	15.94	16.32	15.92	25.23	14.96	3.15	16.21
Fe³⁺	2.22	2.22	1.97	3.37	1.54	1.35	2.25	2.26	2.10	2.42	0.36	2.17
Fe²⁺	14.78	14.79	13.14	22.46	10.30	9.00	14.97	15.06	14.02	16.17	2.40	14.45
Mn	0.24	0.09	0.07	0.16	0.05	0.34	0.25	0.40	0.08	0.42	0.13	0.19
Mg	11.78	10.10	11.65	3.78	12.65	8.53	10.26	10.17	6.38	8.89	2.04	10.13
Ca	10.91	12.19	10.29	21.27	12.06	8.37	11.59	10.93	11.08	11.89	2.23	11.71
Na	3.89	2.68	4.17	0.01	2.45	8.42	2.34	2.40	0.00	1.44	1.94	2.87
K	1.72	1.87	1.33	3.47	1.73	1.64	1.83	1.75	1.71	1.92	0.38	1.82
Mg/(Mg+Fe)	0.41	0.37	0.44	0.13	0.52	0.45	0.37	0.37	0.28	0.32	0.08	0.38
Mg/Mg+Fe²⁺	0.44	0.41	0.47	0.14	0.55	0.49	0.41	0.40	0.31	0.35	0.08	0.41

Ek 5.3'in devamı

	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	44.72	39.86	41.65	42.19	46.05	40.36	39.89	42.35	40.64	82.02	41.37	41.49	42.21	44.76
TiO₂	1.95	2.19	1.36	1.97	2.41	1.78	1.42	1.68	1.64	0.53	1.33	2.07	2.11	1.69
Al₂O₃	14.58	13.42	14.05	13.18	11.62	14.64	15.50	15.94	14.59	9.40	14.42	15.26	14.30	14.50
FeO	18.33	12.50	15.87	18.94	18.91	16.13	17.04	18.30	16.54	11.65	17.34	17.82	17.71	18.49
MnO	0.50	0.01	0.00	0.53	0.22	0.15	0.06	0.40	0.14	0.26	0.41	0.44	0.27	0.21
MgO	8.68	8.89	8.55	7.75	5.39	11.14	10.28	9.18	9.63	6.09	11.26	9.10	8.35	7.79
CaO	10.94	11.92	9.70	11.67	11.93	10.27	9.73	10.19	10.92	6.46	10.06	10.70	11.99	10.97
Na₂O	0.87	1.61	1.06	0.37	0.00	2.76	2.49	1.51	2.02	1.08	2.65	1.42	0.81	0.62
K₂O	0.90	0.94	1.02	1.35	1.02	0.96	0.95	0.93	0.97	0.70	0.81	1.00	1.16	1.02
Toplam	101.45	91.33	93.28	97.94	97.57	98.18	97.36	100.49	97.08	118.20	99.64	99.29	98.92	100.06
Si	41.95	40.63	42.07	41.37	46.19	37.81	37.88	39.67	38.99	66.98	38.33	39.38	40.58	42.78
Ti	1.37	1.68	1.03	1.45	1.82	1.26	1.02	1.19	1.18	0.33	0.93	1.48	1.53	1.22
Al	16.12	16.12	16.72	15.23	13.74	16.16	17.34	17.59	16.50	9.05	15.74	17.07	16.19	16.33
Fe³⁺	1.88	1.39	1.75	2.03	2.07	1.65	1.77	1.87	1.73	1.04	1.75	1.84	1.86	1.93
Fe²⁺	12.50	9.26	11.65	13.51	13.80	10.99	11.77	12.47	11.54	6.92	11.68	12.30	12.38	12.85
Mn	0.40	0.01	0.00	0.44	0.19	0.12	0.05	0.32	0.11	0.18	0.32	0.35	0.22	0.17
Mg	12.14	13.51	12.88	11.32	8.05	15.56	14.56	12.82	13.77	7.42	15.55	12.88	11.97	11.09
Ca	11.00	13.01	10.50	12.26	12.82	10.30	9.90	10.22	11.23	5.65	9.98	10.88	12.34	11.23
Na	1.57	3.17	2.09	0.70	0.01	5.01	4.58	2.75	3.76	1.70	4.75	2.61	1.52	1.16
K	1.08	1.23	1.32	1.69	1.31	1.14	1.15	1.11	1.18	0.73	0.96	1.21	1.42	1.25
Mg/(Mg+Fe)	0.46	0.56	0.49	0.42	0.34	0.55	0.52	0.47	0.51	0.48	0.54	0.48	0.46	0.43
Mg/Mg+Fe²⁺	0.49	0.59	0.53	0.46	0.37	0.59	0.55	0.51	0.54	0.52	0.57	0.51	0.49	0.46

Ek 5.3'in devamı

	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11
	15	16	17	18	19	20	σ	ORT
SiO₂	43.59	44.35	40.62	46.55	44.18	40.13	8.85	44.45
TiO₂	1.51	1.77	1.30	1.49	2.75	1.85	0.46	1.74
Al₂O₃	14.68	13.84	15.83	14.90	15.80	14.57	1.48	14.25
FeO	17.34	16.51	16.05	19.07	18.50	17.13	1.91	17.01
MnO	0.00	0.00	0.03	0.48	0.10	0.20	0.18	0.22
MgO	9.74	8.12	11.02	9.11	8.02	8.77	1.47	8.84
CaO	9.51	10.09	9.33	11.31	12.70	10.12	1.31	10.53
Na₂O	1.65	1.36	3.25	0.94	0.50	1.58	0.84	1.43
K₂O	0.80	1.10	0.97	1.18	1.28	0.93	0.15	1.00
Toplam	98.82	97.15	98.39	105.05	103.82	95.28	5.26	99.47
Si	41.33	43.16	37.73	42.08	40.69	39.60	6.10	41.96
Ti	1.08	1.30	0.91	1.01	1.90	1.38	0.35	1.25
Al	16.41	15.87	17.33	15.88	17.14	16.94	1.80	15.97
Fe³⁺	1.79	1.75	1.63	1.88	1.86	1.84	0.22	1.76
Fe²⁺	11.96	11.69	10.84	12.54	12.39	12.29	1.46	11.77
Mn	0.00	0.00	0.03	0.37	0.08	0.17	0.14	0.18
Mg	13.77	11.79	15.26	12.28	11.02	12.90	2.09	12.53
Ca	9.66	10.52	9.29	10.95	12.53	10.70	1.57	10.75
Na	3.03	2.56	5.85	1.64	0.89	3.02	1.52	2.62
K	0.97	1.37	1.15	1.36	1.50	1.16	0.20	1.21
Mg/(Mg+Fe)	0.50	0.47	0.55	0.46	0.44	0.48	0.05	0.48
Mg/Mg+Fe²⁺	0.54	0.50	0.58	0.49	0.47	0.51	0.05	0.51

ÖZGEÇMİŞ

1988 yılında Elazığ'da doğdum. İlk, orta ve lise öğrenimimi Elazığ'da tamamladım. 2007 yılında girdiğim Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2012 yılında mezun oldum ve Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yüksek lisans eğitimine başladım.

