

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

Tamer RIZAOĞLU

**BASKİL-SİVRİCE (ELAZIĞ) ARASINDA YÜZEYLEYEN
TEKTONOMAGMATİK BİRİMLERİN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2006

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BASKİL-SİVRİCE (ELAZIĞ) ARASINDA
YÜZEYLEYEN TEKTONOMAGMATİK BİRİMLERİN
PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

Tamer RIZAOĞLU

DOKTORA TEZİ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**Bu tez 09.03.2006 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği İle
Kabul Edilmiştir.**

İmza.....

Prof. Dr. Fikret İŞLER
DANIŞMAN

İmza.....

Prof. Dr. Servet YAMAN
ÜYE

İmza.....

Prof. Dr. Mesut ANIL
ÜYE

İmza.....

Prof. Dr. Halil BAŞ
ÜYE

İmza.....

Doç. Dr. Osman PARLAK
ÜYE

Bu tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Hazırlanmıştır.

Kod No:

**Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ
Enstitü Müdürü
İmza ve Mühür**

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunu'ndaki hükümlere tabidir.

ÖZ

DOKTORA TEZİ

BASKİL-SİVRİCE (ELAZIĞ) ARASINDA YÜZEYLEYEN TEKTONOMAGMATİK BİRİMLERİN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Tamer RIZAOĞLU

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI**

Danışman : Prof. Dr. Fikret İŞLER
Yıl : 2006, Sayfa: 259
Jüri : Prof. Dr. Fikret İŞLER
Prof. Dr. Servet YAMAN
Prof. Dr. Mesut ANIL
Prof. Dr. Halil BAŞ
Doç. Dr. Osman PARLAK

Baskil-Sivrice (Elazığ) bölgesinde birbirleriyle intrüzif ve tektonik dokanak ilişkisine sahip bir çok tektono-magmatik/stratigrafik birim yer almaktadır. Bunlar; Malatya-Keban platformu, Kömürhan ofiyoliti, Ensimatik adayayı birimi ve Baskil granitoyidi'dir Geç Kretase yaşlı Kömürhan ofiyoliti Hazar Gölü'nün batısında yüzeylemekte olup doğusunda yeralan Guleman ofiyoliti ve batısında yeralan İspendere ofiyoliti ile kökensel ilişkiye sahiptir. Kömürhan ofiyoliti kuzeyde Malatya-Keban platformu tarafından tektonik dokanakla üzerlenmekte olup Baskil granitoyidi tarafından kesilmektedir. Güneyde ise Kömürhan ofiyoliti Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi'ne bindirmektedir.

Kömürhan ofiyoliti tam bir okyanusal litosfer kesiti sunmakta olup tabandan tavana doğru tektonitler, kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi ve volkanitlerden oluşmaktadır. Tektonitlerin tabanında okyanus içi dalma-batma sırasında amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ince bir metamorfik dilim gözlenmektedir. Tektonitler serpantinize harzburjit ve lerzolitlerle temsil edilmektedir. Tektonitlerin üzerine gelen ultramafik kümülatlar verlitlerle temsil edilmekte ve yer yer gabroyik kümülatlarla intrüzif dokanak ilişkisine sahiptir. Mafik kümülat kayalar olivinli gabro, gabro, gabro-norit ve amfibollü gabrolarla temsil edilmekte ve üst seviyelerde izotropik gabrolara geçiş göstermektedirler. Levha dayk kompleksi diyabaz, mikrodiyorit ve kuvarslı mikrodiyoritlerle temsil edilen, kalınlıkları 15-20 cm ile 75-100 cm arasında değişen ve soğuma kenarı içermeyen dayklardan oluşmaktadır. Volkanik kayalar inceleme alanında oldukça geniş yayımlı olup ofiyolit diğer birimleri ile tektonik dokanaklıdır. Volkanik kayalar bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasitler ile temsil edilmektedir. Kömürhan ofiyolitine ait tüm kayalar toleyitik karakterli magmadan türemişlerdir. Ofiyolitik birimler üzerinde yapılan tüm kayaç ve mineral kimyası analizleri Kömürhan ofiyolitinin okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu göstermektedir.

Baskil granitoyidi felsik ve mafik magmatik kayalar olmak üzere iki farklı gruba ait derinlik ve yarı derinlik kayaları ile temsil edilmektedir. Felsik ve mafik plütonik kayalar çeşitli şekil ve boyutlarda mafik mikrogranüler enklav (MME) içermektedirler. Baskil granitoyidi jeokimyasal açıdan I-tipi, kalkalkalen plütonların karakteristik özelliklerine sahiptir. Baskil granitoyidine ait kayaların tüm kayaç ve mineral kimyası analizleri bu magmatik birimin volkanik yay tektonik ortamında oluştuğuna işaret etmektedir.

Bölgede yapılan jeolojik ve jeokimyasal çalışmalar Doğu Toroslarda ofiyolitik birimlerin Geç Kretase'de kuzeyde Malatya-Keban ve güneyde Arap platformları arasında okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir. Ensimatik adayayı birimi ise oluşan okyanusal kabuğun üzerinde daha olgun bir dönemde gelişmiştir. Tüm bu birimler Malatya-Keban platformunun tabanına yerleşerek Doğu Toros aktif kıta kenarını meydana getirmişler ve bu tektonik ortamda Baskil granitoyidi tarafından kesilmişlerdir.

Anahtar kelimeler: Elazığ, Ofiyolit, okyanus içi dalma-batma zonu, Baskil granitoyidi, Volkanik yay

ABSTRACT

PhD THESIS

PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE TECTONOMAGMATIC UNITS CROPPING OUT BETWEEN BASKİL AND SİVRİCE (ELAZIĞ)

Tamer RIZAOĞLU

**DEPARTMENT OF GEOLOGY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
UNIVERSITY OF CUKUROVA**

Supervisor : Prof. Dr. Fikret İŞLER
Year : 2006, Pages: 259
Jury : Prof. Dr. Fikret İŞLER
Prof. Dr. Servet YAMAN
Prof. Dr. Mesut ANIL
Prof. Dr. Halil BAŞ
Assoc. Prof. Dr. Osman PARLAK

There are a number of tectono-magmatic/stratigraphic units that have intrusive and tectonic contact relationships among each other in Baskil-Sivrice (Elazığ) area. These are namely; Malatya-Keban platform, Kömürhan ophiolite, Ensimatic island arc unit and Baskil granitoid. The Late Cretaceous Kömürhan ophiolite crops out to the west of the Lake Hazar, and has a genetic link with the İspendere ophiolite to the west and Guleman ophiolite to the east. In the north the Kömürhan ophiolite tectonically overlain by the Malatya-Keban platform and in turn intruded by the Baskil granitoid whereas in the south it is thrust over the Middle-Eocene Maden Complex.

The Kömürhan ophiolite presents an intact oceanic lithospheric section and comprises from bottom to top tectonites, cumulates, isotropic gabbros, sheeted dike complex and volcanics. A thin slice of metamorphic sole rocks, metamorphosed in the amphibolite facies during the intra-oceanic subduction, is observed at the base of the tectonites. The tectonites are represented by the serpentinized harzburgite and lherzolite. The ultramafic cumulate rocks overlying the tectonites are represented by wehrlites, and in some areas they also exhibit intrusive contact relationships with the overlying gabbroic cumulate rocks. The mafic cumulates are characterized by olivine gabbro, gabbro, gabbro-norite and amphibole gabbro and pass upward into the isotropic gabbroic rocks. The sheeted dike complex is represented by diabase, microdiorite and quartz-microdiorite dikes exhibiting variable thicknesses ranging from 15-20 cm to 75-100 cm without pronounced chilled margins. The volcanic rocks are wide-spread in the region and have tectonic contact relationship with the rock units of the Kömürhan ophiolite. They are dominated by basalt, basaltic-andesite, andesite and dacite. All the rocks of the Kömürhan ophiolite originated from a tholeiitic magma. Whole rock and mineral chemistry analyses of the ophiolitic units indicate that the Kömürhan ophiolite was formed above an intraoceanic subduction zone.

The Baskil granitoid is characterized by both mafic and felsic plutonic and subplutonic rock associations. The mafic and felsic plutonic rocks of the Baskil granitoid contain mafic microgranular enclaves (MME) in different shape and size. Geochemically, the Baskil granitoid displays the typical characteristics of I-type, calc-alkaline plutons. Whole rock and mineral chemistry analyses of the rocks from the Baskil granitoid indicate that this magmatic unit was formed in a volcanic arc tectonic setting.

The geological and geochemical studies carried out in the region suggest that: the ophiolites formed above an intra-oceanic subduction zone between the Arabian platform to the south and the Tauride platform to the north in Late Cretaceous. The ensimatic island arc unit formed above the SSZ-type oceanic crust at more matured stage. All the units were then accreted to the base of the Malatya-Keban platform to form the Tauride active continental margin and intruded by the Baskil granitoid in this setting.

Key words: Elazığ, Ophiolite, intra oceanic subduction zone, Baskil granitoid, Volcanic arc

TEŞEKKÜR

“Baskil-Sivrice (ELAZIĞ) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petrografisi ve Jeokimyası” konulu doktora tezime süresince yardımlarını esirgemeyen danışman hocam Prof.Dr. Fikret İŞLER ve çalışmalarım süresince her türlü desteğini gördüğüm Doç.Dr. Osman PARLAK’a teşekkürü bir borç bilirim. Tez izleme komitesinde yer alan ve değerli eleştiri ve yönlendirmeleriyle katkıda bulunan Prof.Dr. Mesut ANIL’a ve desteğini esirgemeyen Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi Dekanı saygıdeğer hocam Prof.Dr. Halil BAŞ’a teşekkür ederim.

Tezime finansal yönde YDBAG-102Y041 nolu proje kapsamında destek veren Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)’na ve FBE2002-08 no’lu proje kapsamında destek veren Niğde Üniversitesi Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Projeleri Birimi’ne sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını gördüğüm değerli arkadaşım, meslektaşım Dr. Utku BAĞCI’ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca yine arazi çalışmalarımın çeşitli dönemlerinde beni yalnız bırakmayan Jeoloji Yüksek Mühendisi. Fatih KARAOĞLAN, Jeoloji Mühendisi Muhammet ÇOBAN, Jeoloji Yüksek Mühendisi Cahit DÖNMEZ ve Baskil İcra Dairesi Müdürü Murat MEŞE’ye teşekkürü bir borç bilirim.

Arazi çalışmalarına bir süre iştirak eden ve yardımlarını gördüğüm Prof. Dr. Ulvican ÜNLÜGENÇ ve Edinburg Üniversitesi (İskoçya)’nden Prof. Dr. Alastair ROBERTSON’a teşekkür ederim.

Jeokimyasal analizlerin yapılmasında desteklerini gördüğüm Salzburg Üniversitesi Jeoloji-Paleontoloji Bölümü (Avusturya)’nden Prof. Dr. Volker HÖCK ve Viyana Üniversitesi Jeoloji-Paleontoloji Bölümü (Avusturya)’nden Prof. Dr. Friedrich KOLLER’e teşekkür ederim. Ayrıca mineral kimyası analizlerini yapan Salzburg Üniversitesi (Avusturya) Jeoloji-Paleontoloji bölümünden laborant Dan TOPA’ya teşekkür ederim.

Kayaç ince kesitlerinin hazırlanmasında yardımlarını gördüğüm Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarı teknisyeni Veysel DÖNMEZ’e ve numunelerin analize hazırlanmasında yardım eden Jeokimya

laboratuvarı teknisyeni Ertuğrul ÇANAKÇI'ya teşekkür ederim. Yine numunelerin hazırlanması aşamasında yardımlarını gördüğüm öğrencilerim Mehmet AYDOĞDU, H.İbrahim ZEYBEK, Tolga SEZGİN ve Selim SOLAK'a teşekkür ederim. Tezin yazımı aşamasında katkılarını gördüğüm Çukurova Üniversitesi Ceyhan Meslek Yüksekokulu Öğretim Görevlisi Ali GÖKOĞLU'na teşekkürü bir borç bilirim.

Yaşamım boyunca her türlü desteklerini benden esirgemeyen annem, babam ve kardeşlerime sonsuz teşekkür ederim.

Çalışmalarımın bütün aşamalarında her türlü fedakarlığı gösteren kıymetli eşim Arzu, çocuklarım Ayşe Merve ve Haluk RIZAOĞLU'na teşekkürü bir borç bilirim.

İÇİNDEKİLER	SAYFA
ÖZ.....	I
ABSTRACT.....	II
TEŞEKKÜR.....	III
İÇİNDEKİLER.....	V
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	X
RESİMLER DİZİNİ.....	XVII
1. GİRİŞ.....	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
3. MATERYAL VE METOD.....	17
3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışmaları.....	17
3.2. Arazi Çalışmaları.....	17
3.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	18
3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı.....	19
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	20
4.1.Stratigrafi ve Petrografi.....	25
4.1.1. Paleozoyik/Mesozoyik.....	28
4.1.1.1. Keban Metamorfikleri.....	28
4.1.1.1.(1). Mermer.....	30
4.1.1.1.(2). Kalkşist.....	31
4.1.1.2.Kömürhan Ofiyoliti.....	32
4.1.1.2.(1). Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri.....	34
4.1.1.2.(1).(a). Plajiyoklas-Amfibol Şist.....	38
4.1.1.2.(1).(b). Kuvars-Plajiyoklas-Amfibol Şist.....	39
4.1.1.2.(1).(c). Klorit-Epidot-Amfibol Şist.....	41
4.1.1.2.(1).(d). Plajiyoklaslı Amfibolit.....	42
4.1.1.2.(1).(e).Amfibolit.....	44
4.1.1.2.(2). Tektonitler.....	46
4.1.1.2.(2).(a). Serpantinize Dunit.....	46

4.1.1.2.(2).(b). Serpantinize Harzburjit.....	48
4.1.1.2.(2).(c). Serpantinize Lerzolit.....	49
4.1.1.2.(2).(d). Serpantinit.....	51
4.1.1.2.(3). Ultramafik Kümülatlar.....	52
4.1.1.2.(3).(a). Verlit.....	53
4.1.1.2.(4). Mafik Kümülatlar.....	54
4.1.1.2.(4).(a). Olivinli Gabro.....	55
4.1.1.2.(4).(b). Gabro.....	57
4.1.1.2.(4).(c). Gabro-Norit.....	60
4.1.1.2.(4).(d). Amfibollü gabro.....	61
4.1.1.2.(5.) Plajiyogranit.....	63
4.1.1.2.(6). İzotrop Gabrolar.....	66
4.1.1.2.(6).(a). Gabro.....	66
4.1.1.2.(6).(b). Diyorit.....	68
4.1.1.2.(6).(c). Kuvarslı Diyorit.....	70
4.1.1.2.(7). Levha Dayk Kompleksi.....	71
4.1.1.2.(7).(a). Diyabaz.....	72
4.1.1.2.(7).(b). Mikrodiyorit.....	74
4.1.1.2.(7).(c). Kuvarslı Mikrodiyorit.....	75
4.1.1.2.(8). Volkano-Sedimanter Kayaçlar.....	77
4.1.1.2.(8).(a). Bazalt.....	82
4.1.1.2.(8).(b). Spilitik Bazalt.....	84
4.1.1.2.(8).(c). Andezit.....	86
4.1.1.2.(8).(d). Riyodasit/Dasit.....	87
4.1.1.3. Baskil Granitoyidi.....	90
4.1.1.3.(1). Felsik kayaçlar.....	92
4.1.1.3.(1).(a). Derinlik Kayaçları.....	92
4.1.1.3.(1).(a).(a). Granit.....	92
4.1.1.3.(1).(a).(b). Granodiyorit.....	96
4.1.1.3.(1).(a).(c). Tonalit.....	100
4.1.1.3.(1).(a).(d). Kuvarslı Monzonit.....	102

4.1.1.3.(1).(b). Yarı Derinlik Kayaçları.....	105
4.1.1.3.(1).(b).(a). Granit Porfir.....	105
4.1.1.3.(1).(b).(b). Granodiyorit Porfir.....	108
4.1.1.3.(1).(b).(c). Granofir.....	111
4.1.1.3.(1).(b).(d). Aplit.....	114
4.1.1.3.(2). Mafik kayaçlar.....	118
4.1.1.3.(2).(a). Derinlik Kayaçları.....	118
4.1.1.3.(2).(a).(a). Gabro.....	118
4.1.1.3.(2).(a).(b). Diyorit.....	120
4.1.1.3.(2).(a).(c). Kuvarslı Diyorit.....	123
4.1.1.3.(2).(a).(d). Mafik Mikrogranüler Enklav.....	126
4.1.1.3.(2).(b). Yarı Derinlik Kayaçları.....	130
4.1.1.3.(2).(b).(a). Orbiküler Gabro.....	130
4.1.1.3.(2).(b).(b). Diyabaz.....	132
4.1.1.3.(2).(b).(c). Mikrodiyorit.....	135
4.1.1.3.(2).(b).(d). Kuvarslı Mikrodiyorit.....	137
4.1.1.3.(2).(b).(e). Diyorit Porfir.....	139
4.1.1.3.(2).(b).(f). Kuvarslı Diyorit Porfir.....	141
4.1.2. Senozoyik.....	143
4.1.2.1. Seske Formasyonu.....	143
4.1.2.2. Kırkgeçit Formasyonu.....	145
4.1.2.3. Kuvaterner.....	146
4.1.2.3.(1). Alüvyon.....	146
4.1.2.3.(2). Yamaç Molozu.....	147
4.1.2.3.(3). Taraça.....	147
4.2. Jeokimya.....	148
4.2.1. Kömürhan Ofiyolitinin Jeokimyası.....	149
4.2.1.1. Volkanik Kayaçlar.....	149
4.2.1.1.(1). Ana- İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası.....	149
4.2.1.2. Levha Daykları ve İzotrop Gabrolar.....	163
4.2.1.2.(1). Ana- İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası.....	163

4.2.1.3.Kümülatlar.....	174
4.2.1.3.(1). Ana-İz Element Jeokimyası.....	174
4.2.1.3.(2). Mineral Kimyası.....	179
4.2.1.3.(2).(a). Olivin.....	179
4.2.1.3.(2).(b). Klinopiroksen.....	181
4.2.1.3.(2).(c). Ortopiroksen.....	185
4.2.1.3.(2).(d). Amfibol.....	187
4.2.1.3.(2).(e) Plajiyoklas.....	188
4.2.1.4. Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri.....	190
4.2.1.4.(1). Ana-İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası.....	190
4.2.1.4.(2). Mineral Kimyası.....	197
4.2.1.4.(2).(a). Klinopiroksen.....	197
4.2.1.4.(2).(b). Plajiyoklas.....	200
4.2.1.4.(2).(c). Amfibol.....	201
4.2.1. Baskil Granitoidinin Jeokimyası.....	203
4.2.1.1. Ana- İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası.....	203
4.2.1.2. Mineral Kimyası.....	217
4.2.1.2.(1). Plajiyoklas.....	217
4.2.1.2.(2). K'lu Feldispat.....	218
4.2.1.2.(3). Amfibol.....	219
4.2.1.2.(4). Biyotit.....	221
5. TARTIŞMA.....	224
6. SONUÇLAR.....	230
KAYNAKLAR.....	233
ÖZGEÇMİŞ.....	257
EKLER.....	258

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 4.1. Didier ve Barbarin (1991) tarafından önerilen güncel enklav tanımı (Yılmaz ve Boztuğ, 1994'ten).....	126
Çizelge 4.2. Kömürhan ofiyoliti ve Baskil granitoyidine ait kayalardan yapılan jeokimyasal analizlerin ayrıntılı dağılımı.....	148
Çizelge 4.3. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların ana element oksit içerikleri.....	149
Çizelge 4.4. Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaların ana element oksit içerikleri.....	163
Çizelge 4.5. Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kümülat kayalarının ana element oksit içerikleri.....	175
Çizelge 4.6. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların ana element oksit içerikleri.....	190
Çizelge 4.7. Baskil granitoyidine ait kayaların ana element oksit içerikleri.....	204

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.....	2
Şekil 4.1. Kahramanmaraş-Elbistan bölgesinin tektonik birlikleri ve yapısal özellikleri	21
Şekil 4.2. Türkiye ofiyolit masifleri (Juteau, 1980).....	22
Şekil 4.3. İnceleme alanı ve batısının jeoloji haritası.....	24
Şekil 4.4. İnceleme alanının üç boyutlu jeoloji haritası.....	26
Şekil 4.5. İnceleme alanında yer alan birimlerin litostratigrafik kolon kesiti.....	27
Şekil 4.6. Manto peridotitleri ve tabanındaki metamorfik dilimin ilişkisini gösteren ideal dikme kesit.....	35
Şekil 4.7. Okyanusal kabuk ve üst manto içerisine sokulan bir bindirme fayı boyunca ofiyolit tabanı metamorfiklerinin oluşumunun basitleştirilmiş modeli	36
Şekil 4.8. Kömürhan ofiyolitine ait volkano-sedimanter kayaçların Kuşsarayı yolundan alınan ölçülü stratigrafik kolon kesiti.....	80
Şekil 4.9. Felsik bir magmanın katılaşması sırasında, farklı kristalleşme evrelerinde mafik magma karışması sonucu meydana gelebilecek etkileşimler ve ürünler	127
Şekil 4.10. Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaçların Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı	150
Şekil 4.11. Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaçların toplam alkali-silika (TAS) diyagramı	151
Şekil 4.12. Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaçların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı	152
Şekil 4.13. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların ana element oksitlerinin SiO ₂ 'ye göre değişim diyagramı	153
Şekil 4.14. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları.....	154
Şekil 4.15. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların bazı ana ve iz	

element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları.....	155
Şekil 4.16. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen bazik-ortaç volkanik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı.....	157
Şekil 4.17. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen asidik volkanik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı.....	157
Şekil 4.18. Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	158
Şekil 4.19. Kömürhan ofiyolitine ait asidik volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	159
Şekil 4.20. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların a) Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı b) Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı.....	160
Şekil 4.21. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları.....	162
Şekil 4.22. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik ait kayaçların Nb-Zr-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları.....	162
Şekil 4.23. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre sınıflandırma diyagramı.....	164
Şekil 4.24. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların toplam alkali-silika (TAS) diyagramı.....	165
Şekil 4.25. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı.....	165
Şekil 4.26. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların ana element oksitlerinin Zr içeriğine göre değişim diyagramı.....	166
Şekil 4.27. Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları.....	168
Şekil 4.28. Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait	

kayaçlarda alterasyona karşı dirençli olan bazı ana ve iz elementlerin değişim diyagramı.....	169
Şekil 4.29. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı.....	170
Şekil 4.30. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	171
Şekil 4.31. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların (a) Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı (b) Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı.....	172
Şekil 4.32. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları.....	173
Şekil 4.33. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Zr-Nb-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları.....	174
Şekil 4.34. Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kayaçların ana element oksitlerinin MgO'e göre değişim diyagramı.....	176
Şekil 4.35. Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kümülatların AFM diyagramı.....	177
Şekil 4.36. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik ve ultramafik kümülatlara ait bazı iz element içeriklerinin MgO içeriğine karşı değişim diyagramı....	178
Şekil 4.37. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin bazı ana element oksitlerinin MgO'e göre değişim diyagramı.....	180
Şekil 4.38. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki konumları.....	181
Şekil 4.39. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksenlerin Al ^{IV} -Ti değişim diyagramı.....	182
Şekil 4.40. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksen minerallerinin Mg [#] (100*Mg/Mg+Fe)- Cr ₂ O ₃ değişim diyagramı.....	183
Şekil 4.41. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki	

klinopiroksenlerin TiO ₂ içeriğine karşı Al ₂ O ₃ içeriğinin değişim diyagramı.....	184
Şekil 4.42. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksen minerallerinin Mg [#] (100*Mg/Mg+Fe)- TiO ₂ değişim diyagramı.....	184
Şekil 4.43. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen ortopiroksenlerin magnezyum numaraları [Mg [#] =(100*Mg/Mg+Fe)] ile bazı ana element oksit içeriklerinin değişim diyagramı.....	186
Şekil 4.44. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayalarda gözlenen ortopiroksen ve olivinlerin magnezyum numaralarının [Mg [#] =(100*Mg/Mg+Fe)] değişimdiyagramı.....	186
Şekil 4.45. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayalarda gözlenen amfibollerin sınıflandırma diyagramı.....	187
Şekil 4.46. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen plajiyoklasların anortit (An) içeriğinin a) ortopiroksenlerin enstatit içeriğine ve b) olivinlerin forsterit (Fo) içeriğine karşı değişim diyagramları.....	189
Şekil 4.47. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfik kayaların Zr/Ti ve Nb/Y oranlarına göre sınıflandırma diyagramı.....	191
Şekil 4.48. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinin toplam alkali-silika (TAS) diyagramı.....	191
Şekil 4.49. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı.....	192
Şekil 4.50. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları.....	193
Şekil 4.51. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı.....	194
Şekil 4.52. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	194
Şekil 4.53. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinin Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı.....	195

Şekil 4.54. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları.....	196
Şekil 4.55. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayaçların Nb-Zr-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları.....	196
Şekil 4.56. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarında gözlenen klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki konumları.....	198
Şekil 4.57. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarda gözlenen klinopiroksenlerin Al^{IV} -Ti değişim diyagramı.....	198
Şekil 4.58. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen klinopiroksenlerin Ca içeriğinin Ti + Cr içeriğine karşı değişim diyagramı.....	199
Şekil 4.59. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen plajiyoklasların sınıflandırma diyagramı.....	201
Şekil 4.60. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen amfibollerin sınıflandırma diyagramı.....	202
Şekil 4.61. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarda gözlenen amfibollerin Si içeriklerinin Al^{VI} içeriklerine karşı değişim diyagramı.....	202
Şekil 4.62. Baskil granitoyidine ait kayaçların Winchester ve Floyd (1977) diyagramındaki dağılımları.....	205
Şekil 4.63. Baskil granitoyidine ait kayaçların toplam alkali-silika (TAS) diyagramındaki konumları.....	205
Şekil 4.64. Baskil granitoyidinde gözlenen kayaçların AFM diyagramındaki konumları.....	206
Şekil 4.65. Baskil granitoyidine ait kayaçların ACNK diyagramındaki konumları.....	206
Şekil 4.66. Baskil granitoyidine ait kayaçların ana element Harker diyagramı.....	208
Şekil 4.67. Baskil granitoyidinde gözlenen kayaçlara ait bazı iz element	

(Rb, Y, Nb, V, Zr, Ce, La) içeriklerinin SiO ₂ 'ye karşı değişim diyagramı.....	209
Şekil 4.68. Baskil granitoidinde gözlenen kayaçlara ait bazı iz element (Ba, Sr, Ni, Co, Sc, Ga, Cr) içeriklerinin SiO ₂ 'ye karşı değişim diyagramı.....	210
Şekil 4.69. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	211
Şekil 4.70. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı.....	211
Şekil 4.71. Baskil granitoidinde gözlenen mafik kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	212
Şekil 4.72. Baskil granitoidinde gözlenen mafik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı.....	213
Şekil 4.73. Baskil granitoidinde gözlenen aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	214
Şekil 4.74. Baskil granitoidinde gözlenen aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı.....	214
Şekil 4.75. Baskil granitoidine ait kayaçların Nb-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı.....	215
Şekil 4.76. Baskil granitoidine ait kayaçların Rb-Nb+Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı.....	216
Şekil 4.77. a) Baskil granitoidine ait kayaçların Rb/10-Hf-Tax3 üçgen diyagramındaki b) Rb/30-Hf-Tax30 diyagramındaki konumları.....	216
Şekil 4.78. Baskil granitoidindeki granit ve granodiyoritlerde	

gözlenen plajiyoklasların sınıflandırma diyagramı.....	218
Şekil 4.79. Baskil granitoyidindeki granit ve granodiyoritlerde gözlenen K'lu Feldispatların sınıflandırma diyagramı.....	219
Şekil 4.80. Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerde gözlenen amfibollerin sınıflandırma diyagramı.....	220
Şekil 4.81. Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerde gözlenen amfibollerin (Ca+Na)-Na değişim diyagramı.....	220
Şekil 4.82. Baskil granitoyidine ait granit ve granodiyoritlerdeki biyotitlerin sınıflandırma diyagramı.....	222
Şekil 4.83. Baskil granitoyidine ait granit ve granodiyoritlerdeki biyotitlerin MgO-FeO- Al ₂ O ₃ üçgen diyagramı.....	223
Şekil 4.84. İnceleme alanında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin oluşumu ve yerleşmesi için uygun görülen jeodinamik evrim modeli...	228

Resim 4.1. Keban metamorfikleri ve Baskil granitoidinin genel görünümü (Ayrılanlı mezzası güneyi, Bakış güneye).....	29
Resim 4.2. Keban metamorfiklerine ait mermerlerin ince kesit görüntüsü.....	31
Resim 4.3. Keban metamorfiklerine ait kalkıştelerin ince kesit görüntüsü.....	32
Resim 4.4. Ofiyolit tabanı metamorfikleri içerisinde sin-kinematik olarak yerleşmiş Baskil granitoidine ait felsik kayalardan bir görünüm.....	37
Resim 4.5. Ofiyolit tabanı metamorfik kayalarda gözlenen şistozite görüntüsü...38	
Resim 4.6. Plajiyoklas-amfibol şistlerde bantlı doku görüntüsü.....	39
Resim 4.7. Kuvars-plajiyoklas-amfibol şistin ince kesit genel görüntüsü.....	41
Resim 4.8. Plajiyoklaslı amfibolitlerde nematoblastik yapı ve genel görünüm.....	44
Resim 4.9. Amfibolitlerde granoblastik yapı görüntüsü.....	45
Resim 4.10. Tektonitler ve ofiyolit tabanı metamorfiklerinin arazi görüntüsü.....	47
Resim 4.11. Serpantinize dunitin genel görünümü.....	48
Resim 4.12. Serpantinize harzburjitlerde bastitleşme ve genel görünüm.....	49
Resim 4.13. Serpantinize lertzolitlerin ince kesitteki genel görünümü.....	50
Resim 4.14. Serpantinlerde elek yapı ve bastitleşmiş piroksen görüntüsü.....	52
Resim 4.15. Ultramafik kümülatlara ait verlitlerin gabrolar içerisinde intrüzyonunun arazi görüntüsü.....	53
Resim 4.16. Ultramafik kümülatlara ait verlitlerin incekesit görüntüsü.....	54
Resim 4.17. Mafik kümülatlarda magmatik banklaşma (tabakalanma) görüntüsü..55	
Resim 4.18. Olivinli kümlat gabrolarda poikilitik doku görüntüsü.....	57
Resim 4.19. Kümlat gabroların genel görünümü.....	59
Resim 4.20. Gabro-norit'in genel görünümü.....	61
Resim 4.21. Amfibollü gabrolarda gözlenen poikilitik doku görüntüsü.....	63
Resim 4.22. Gabrolar içerisinde intrüzyon yapan plajiyogranitlerin arazi görüntüsü..64	
Resim 4.23. Plajiyogranitlerin genel görünümü.....	65
Resim 4.24. İzotrop gabrolarda taneli doku görüntüsü.....	67
Resim 4.25. İzotrop gabrolara ait diyoritlerde gözlenen	

entergranüler strüktür görüntüsü.....	69
Resim 4.26. İzotrop gabro grubundaki kuvarslı diyoritlerin genel görünümü.....	71
Resim 4.27. Levha dayklarının arazi görüntüsü.....	72
Resim 4.28. Levha dayklarına ait diyabazların genel görünümü.....	73
Resim 4.29. Levha dayklarında görülen mikrodioritlerin genel görünümü.....	75
Resim 4.30. Levha dayklarında görülen kuvarslı mikrodioritlerin genel görünümü ve çatlak dolgusu şeklinde gelişen kalsitler.....	76
Resim 4.31 Volkano-sedimanter kayaçların arazi görüntüsü.....	78
Resim 4.32. Kömürhan ofiyolitine ait volkano-sedimanter kayaçlar ile gabrolar arasındaki bindirmeli dokanak görüntüsü.....	78
Resim 4.33. Baskil granitoidine ait intrüzif kayaçlar içerisinde volkanik enklav görüntüsü.....	79
Resim 4.34. a) Yastık debili lavlar, b) Sütunsal debili andezit, c) Sedimanter kayaç arakatlı volkanikler, d) Lav akıntıları arasında tuf seviyesi görüntüleri.....	81
Resim 4.35. Bazaltlarda gözlenen amigdaloidal doku görüntüsü.....	83
Resim 4.36. Bazaltlarda gözlenen mikrolitik porfirik doku ve özşekilli piroksen görüntüsü.....	84
Resim 4.37. Spilitik bazaltların genel görünümü.....	85
Resim 4.38: Andezitlerin genel görünümü.....	87
Resim 4.39. Riyodasit/Dasitlerde sub-otomorf kuvars ve genel görünüm.....	88
Resim 4.40 Riyodasit-Dasitlerde zonlu plajiyoklas ve genel görünüm.....	89
Resim 4.41. Mafik ve felsik plütonik kayaçların dokanağından bir görünüm.....	91
Resim 4.42. Granitlerde arenalaşma ve diyabazik dayk görüntüsü.....	93
Resim 4.43. Granitlerde gözlenen zonlu plajiyoklas ve genel görünüm.....	94
Resim 4.44. K'lu feldispatlarda gözlenen karlspat ikizi ve ipliksi pertitlerden bir görünüm.....	94
Resim 4.45. Granitlerde gözlenen epidot ve otomorf sfen görüntüsü.....	96
Resim 4.46. Granodioritlerin genel görünümü.....	98
Resim 4.47. Granodioritlerde otomorf ve h ¹ (100) ikizli amfibol ve genel görünüm.....	99

Resim 4.48. Tonalitlerin genel görünümü.....	101
Resim 4.49. Kuvarslı monzonitlerin genel görünümü.....	103
Resim 4.50. Kuvarslı monzonitlerde monzonitik ve poikilitik strüktür görüntüsü..	104
Resim 4.51. Granit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü.....	107
Resim 4.52. Mikrogranüler hamur tarafından yenmiş (korrode) otomorf kuvarsın görünümü.....	109
Resim 4.53. Granodiyorit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü.....	109
Resim 4.54. Granofirlerde mikrografik doku görüntüsü.....	112
Resim 4.55. Granofirlerde sferolitik doku görüntüsü.....	113
Resim 4.56. Mafik intrüzif kayaçları kesen aplitik dayk görüntüsü.....	114
Resim 4.57. Felsik intrüzif kayaçları kesen aplitik dayk görüntüsü.....	115
Resim 4.58. Aplitik strüktürün genel görünümü.....	116
Resim 4.59. Aplitlerde mikrografik strüktür görüntüsü.....	117
Resim 4.60. Gabrolarda gözlenen taneli doku görüntüsü.....	119
Resim 4.61. Diyoritlerde taneli doku görüntüsü.....	121
Resim 4.62. Diyoritlerde gözlenen poikilitik doku görüntüsü.....	122
Resim 4.63. Kuvarslı diyoritlerde gözlenen taneli doku ve zonlu plajiyoklas görüntüsü.....	125
Resim 4.64. Kuvarslı diyoritlerde otomorf ve h ¹ (100) ikizli amfibol ve genel görünüm.....	125
Resim 4.65. Granodiyoritler içerisinde gözlenen mafik mikrogranüler enklavlardan bir görünüm.....	128
Resim 4.66. Felsik kayaçlar içerisinde yer alan mafik mikrogranüler enklavların (MME) ince kesit görüntüsü.....	129
Resim 4.67. Orbiküler gabroların arazi görüntüsü.....	131
Resim 4.68. Granodiyoritler içerisinde gözlenen diyabaz daykı ve içerdiği enklavın görüntüsü.....	132
Resim 4.69. Granodiyoritler içerisinde gözlenen diyabazlarda izlenen Entergranüler strüktür görüntüsü.....	134
Resim 4.70. Diyabazlarda gözlenen kalsit damarı ve epidotların görünümü.....	134
Resim 4.71. Mikrodiyoritlerde mikrogranüler strüktür görüntüsü.....	136

Resim 4.72. Kuvarslı mikrodiyoritlerde mikrogranüler strüktür görüntüsü.....	138
Resim 4.73. Diyorit porfirlerde mikrogranüler porfirik strüktür görüntüsü.....	140
Resim 4.74. Kuvarslı diyorit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü....	142
Resim 4.75. Seske formasyonunun taban konglomeralarından bir görünüm.....	144
Resim 4.76. Seske formasyonuna ait kireçtaşlarında yüksek dereceli eğimler ve Baskil granitoyidi ile dokanak ilişkisinin görünümü.....	144
Resim 4.77. Kırkgeçit formasyonuna ait kireçtaşı ve konglomeraların arazi görüntüsü.....	145
Resim 4.78. Kırkgeçit formasyonu içerisinde gözlenen marnların arazi görüntüsü.....	146

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Doğu Anadolu bölgesinde, Elazığ iline bağlı Baskil ve Sivrice ilçeleri arasında kuzeyde Tavşanuşağı, güneyde Eskiköy, batıda Yazıkonak ve doğuda Kamışlık köyleri ve civarları ile sınırlanmakta olup, 1/25.000 ölçekli Malatya K-41 c₃,c₄; Malatya L-41 b₁,b₂ ve Elazığ L-42 a₁,a₂ topografik paftaları içerisinde kalan yaklaşık 600 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Ek 1.1, Şekil 1.1).

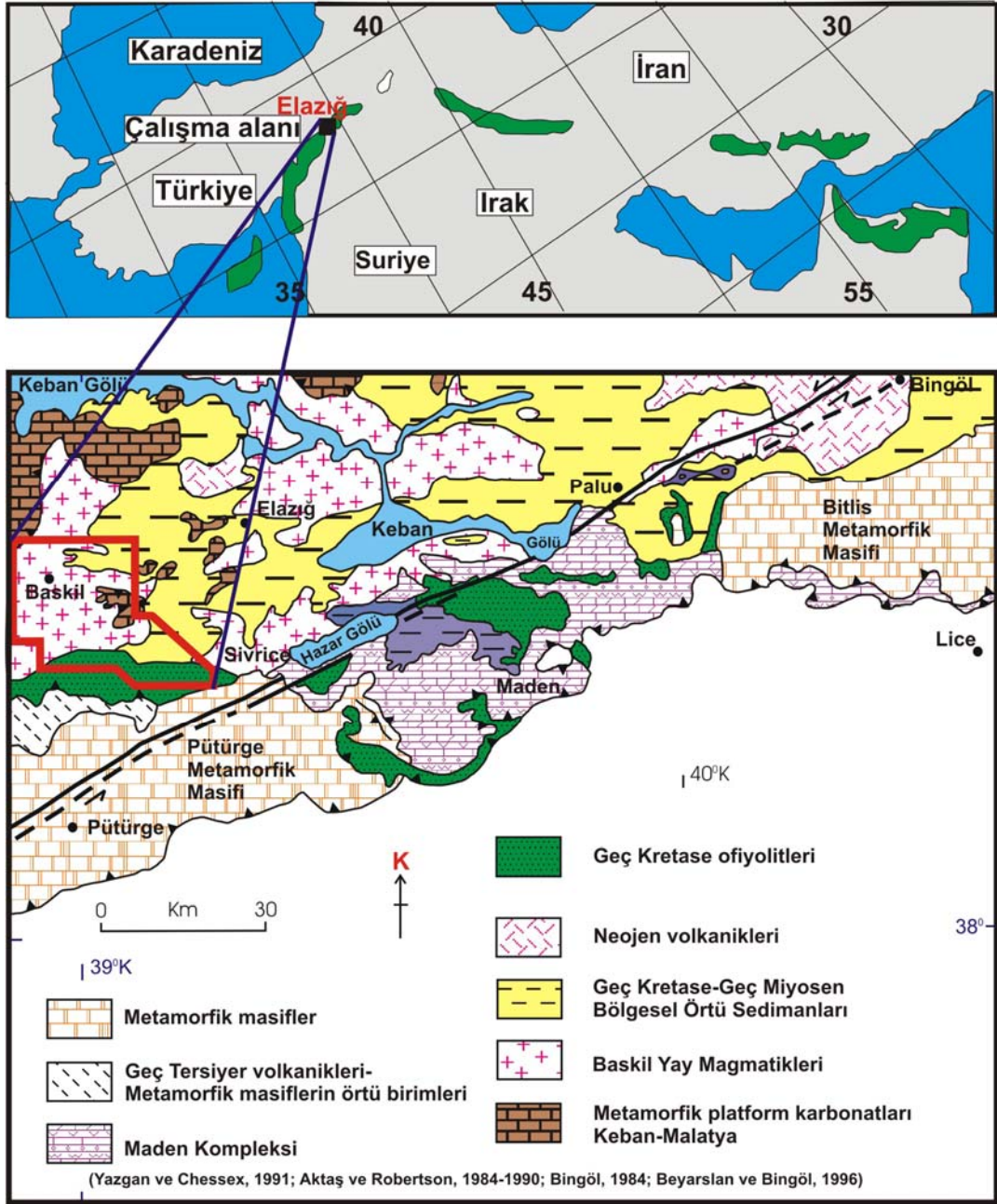
İnceleme alanı coğrafik olarak Doğu Anadolu bölgesinde yer almakta olup iklimsel olarak da bölgenin tipik özelliklerini taşımakta ve yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlı (kar, yağmur) bir iklim hüküm sürmektedir.

Malatya ilini Elazığ ve Diyarbakır üzerinden daha doğudaki illere bağlayan karayolu çalışma alanı içerisinde geçmekte olup, inceleme alanı ve yakın çevresinde ulaşım problemi bulunmamaktadır. Ancak, kış aylarında kar yağışı ve buzlanma sonucu zaman zaman ulaşımda aksamalar meydana gelebilmektedir.

Engelibeli arazinin geniş yer kapladığı bölgede, sınırlı sulamalı tarım yapılabilmekte, susuz tarlalarda; buğday, arpa, üzüm, mercimek, nohut, ve burçak gibi ürünler yetiştirilmektedir. İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan mera hayvancılığı ikinci sırada yer almakta ve tavukçuluk, arıcılık, ipekböcekçiliği ve balıkçılıkta yapılmaktadır. Ayrıca özellikle Baskil ilçesi ve yakın dolaylarında kayısı bahçeciliği tarımda önemli bir yer tutmaktadır.

Baskil ilçesinde ulaşım; karayolu ve demiryolu ile yapılmaktadır. Ayrıca; Karakaya Baraj gölü üzerinden feribotla Malatya'ya ulaşım sağlanmaktadır. İlçenin Elazığ'a uzaklığı 39 kilometredir ve bütün köylerinde telefon ve elektrik vardır.

Diyarbakır-Elazığ karayoluna 1 kilometre uzaklıkta bulunan Sivrice ilçesinin, Elazığ iline uzaklığı 30 kilometredir. İlçede ulaşım; karayolu ve demiryolu ile sağlanmakta olup köyleri ile de ulaşım sorunu yoktur. Ayrıca; elektriksiz ve telefonsuz köy bulunmamaktadır. Coğrafik özelliklerinden dolayı zengin turizm kapasitesine sahip olan Sivrice ilçesi tabiatının güzelliği dinlenme tesisleri, kamuya ait eğitim ve dinlenme tesisleri ve Hazar gölü suları altındaki Batık kentiyle turizm yönünden büyük önem taşımaktadır. Sivrice ilçesinde gübre fabrikası ve kiremit-tuğla fabrikası bulunmaktadır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası

Morfolojik açıdan baktığımızda, inceleme alanının güneyinde yer alan Kömürhan ofiyoliti'ne ait birimlerin yüzeylediği kesimlerin nispeten daha yüksek alanları oluşturduğu, daha kuzeyde yüzeyleyen Baskil granitoidine ait birimlerin ise daha yumuşak topoğrafya sundukları ve daha alçak kesimlerde yer aldıkları izlenmekle beraber inceleme alanının genellikle dağlık ve yüksek kesimlerden

oluştugu gözlenmektedir. İnceleme alanında yer alan başlıca tepeler; Kel Tepe(1750 m), Siyahtaş Tepe (955 m), Güney Tepe (1560 m), Zedan Tepe (1718 m), Göl Tepe (1908 m), Karakaya Tepe (914 m), Gelgeç Tepe (1235 m), Büksor Tepe (1511 m) ve Kırrokırman Tepe (1318 m) şeklinde sıralanabilir.

Hidrografik açıdan ise inceleme alanı batısında Karakaya baraj gölü yer almakta olup doğuda Sivrice ilçesinde ise Hazar gölü önemli su kaynaklarını oluşturmaktadır. Bunların yanısıra inceleme alanının çeşitli yerlerine dağılmış birçok kaynak bulunmaktadır. Sivrice ilçesinde bulunan Karaçalı kaynağı şişelenerek içme suyu olarak satışa sunulmaktadır.

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı'nın Geç Kretase'deki evriminde oldukça önemli yer tutan tektonomagmatik/stratigrafik birimler sırasıyla metamorfik masifler, ofiyolitler, volkanik yay birimleri ve granitoidlerden oluşmaktadır.

Neotetis okyanusunun kalıntıları; ofiyolitler, metamorfik dilim kayaçları ve ofiyolitik melanjlarla temsil edilmektedir. Bu ofiyolitler ve bunlarla ilişkili birimler Geç Kretase'de Neotetis okyanusunun kapanması safhasında meydana gelmişlerdir (Pearce ve ark. 1984a; Yalınz ve ark. 1996, 2000; Robertson, 2002, 2004; Parlak ve Robertson, 2004; Parlak ve ark, 2004). Güneydoğu Anadolu'da Neotetis'in güney kolunun evrimi ile ilişkili tektonomagmatik/stratigrafik birimleri kesen granitoidler inceleme alanında Baskil granitoyidi ile temsil edilmektedir. Baskil granitoyidi bölgede temeli oluşturan Malatya-Keban metamorfikleri ve Kömürhan ofiyoliti ile intrüzif dokanak ilişkisine sahip olup birim aynı zamanda Toros karbonat platformuna ait kayaçlar tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir.

Doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın amacı; (1) İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli detay jeoloji haritasının hazırlanması, (2) Arazide gözlenen farklı tektonomagmatik ve sedimanter birimlerden örnekler alarak polarizan mikroskop altında petrografik ve mineralojik özelliklerini saptamak, (3) Kömürhan ofiyoliti ve Baskil granitoyidinden seçilen uygun örneklerin jeokimyasal analizlerini yaptırarak oluştukları tektonik ortamları saptamak, (4) Arazi gözlemleri ve jeokimyasal veriler ışığında bölgenin Geç Kretase'deki jeolojik evrimini açıklayıcı model geliştirmek ve (5) Daha önceki araştırmacılar tarafından önerilen modellerle karşılaştırma yaparak benzerlik ve farklılıklarını ortaya koymaktır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanında ve yakın çevresinde yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin petrografisi, jeokimyası ve bölgenin genel jeolojisi ile ilgili daha önce değişik araştırmacılar tarafından hazırlanmış birçok rapor ve yayın bulunmaktadır. Bu çalışmalar aşağıda kronolojik sıraya göre özetlenmektedir.

Ketin (1946), Bölgede ilk jeolojik araştırmaları yapmış, Elazığ-Palu ve Pertek bölgesinin jeolojik etüdünü konu alan çalışmasında bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmıştır. Çalışmacı bölgede iki farklı magmatizma ayırdetmiştir.

Juteau (1980), Türkiye'deki ofiyolitik masifleri kendi içinde bölgelendirerek Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, Toros ofiyolit kuşağı ve Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı kuşak altında sınıflandırmıştır.

Yazgan (1981), Malatya- Elazığ arasında Toros kuşağında Kuzeyden Güneye doğru biri Üst Kretase'de (Yüksekova) diğeri Orta Eosen'de (Maden) iki ayrı dizge içerisinde volkanik ve derinlik kayaçlarının yer aldığı, bu iki ardarda gelen dizgenin majör ve minör elementleri ve stronsiyumun ilksel izotopsal oranlarını inceleyerek tanımlamış ve Orta Maestrihtiyen ile Orta Eosen arasında volkanik etkinliği olmayan bir arayı da kapsayan Üst Kretase'den Üst Eosen'e kadar etkin bir kıta kenarının varlığının kesinlik kazandığını belirtmiştir.

Perinçek ve Özkaya (1981), Arabistan levhası otokton şelf ve kuzeydeki Toros kuşağı allohton birimlerinin stratigrafik ve yapısal ilişkilerinin bölge tektonik evriminin ancak küçük levhalarla ayrılmış dar okyanusal havzaların gelişimi ve kapanımı ile açıklanabileceğini savunan yazarlar, gözlenen ilişkilerin bir tek okyanusal havzanın gelişim ve kapanımıyla açıklanamayacağını, bölgenin tektonik evriminde önemli bir rol oynamış mikrolevhalardan birinin de güneyde Arabistan kuzeyde Anadolu levhaları arasında yer alan Keban levhacığı olduğunu ifade etmişlerdir. Alanya dolayında Özgül (1976) tarafından Alanya birliği'ne dahil edilen Permiyen-Triyas yaşlı metamorfitlerde çalışmacılar tarafından Keban levhacığının devamı olarak düşünülmüştür.

Özkan (1982), İnceleme alanının doğusunda yer alan Guleman ofiyolitinin

jeolojisi ve petrolojisi üzerine yapmış olduğu çalışmasında ofiyolitlerin tektonitler, kümülatlar ve damar kayalar olmak üzere üç ana birim içerdiğini ve eksik bir ofiyolit istifine sahip olduğunu ifade etmiştir. Guleman ofiyoliti kayalarında izlenen metamorfik minerallerin ofiyolitlerin prehnit-pumpellyit fasiyesini geçmeyen P-T koşullarında metamorfizma geçirdiğini gösterdiğini belirtmiştir. Yapısal verilerin ise Guleman ofiyoliti kayalarının faylanmalı ve kamalanmalı bir mekanizma ile kıvrımlanmaya uğradıklarını gösterdiğini ifade etmiştir.

Yazgan (1984a), Doğu toros bölgesinin jeodinamik evrimi başlıklı çalışmasında bölgede petrolojik ve tektonik özelliklerine göre ve levha tektoniği kavramı içerisinde 7 adet tektonik birlik ayırdetmiştir. Arap platformu ve Munzur napları arasında yer alan birimlerden oluşan bu tektonik birlikleri Kıvrımlı Arap platformu, Pütürge bindirme kuşağı, Pütürge metamorfikleri ve volkanosedimanter örtü kayaları (Maden Kompleksi), İspendere ve Kömürhan metaofiyolitleri, Baskil magmatik kayalar ve onların sedimanter örtü birimleri, Keban ve Malatya napları ile Munzur napları şeklinde gruplandırmıştır.

Kömürhan ve İspendere ofiyolitlerinin kuzeyde Baskil yay magmatikleri ve güneyde Maden kompleksinin yer aldığı Hazar Gölü'ne doğru D-KD uzanımlı, kuzeye dalımlı tektonik bir dilim olarak yeraldığını belirten yazar; Kömürhan ofiyoliti'nin tüm benzerlikleriyle Guleman ofiyolitinin batı uzantısı olmasına rağmen İspendere ve Kömürhan ofiyolitlerinin tektonik ortamlarının farklı olduğunu ve bu birimlerin Baskil magmatik yayına ait kayalarla kesilmesi ve kısmi ergime göstermeleriyle farklılıklar arzettiğini ifade etmiştir.

Perinçek ve Kozlu (1984), Bölgedeki allokon birliklerin Pütürge Metamorfikleri ile başladığını ve bunların Alt-Orta Eosen yaşlı sedimanter eşlenikleri olan Maden Kompleksi tarafından üstlendiklerini, Maden kompleksinde İç Toros Sütur Zonu olarak bilinen kuşağa dahil ofiyolitik kayalarca ve onlarla birlikte oluşan adayayı ürünü Yüksekova kompleksi tarafından örtüldüklerini belirtmişlerdir.

Ayrıca, Toros ofiyolitik sütur kuşağının ürünlerinin Keban-Malatya metamorfikleri tarafından üstlendiğini, Senoniyen yaşlı kumtaşı, konglomera ve şeyden oluşan, değişik litolojilerde ve yaşlarda bloklar içeren Kemaliye

formasyonunun metamorfikler üzerine uyumsuz olarak geldiğini, Orta Triyas-Senomaniyen aralığında oluşan Andırın Kireçtaşları ile Kemaliye Formasyonu dokanağının tektonik olduğunu belirtmişlerdir.

Bingöl (1984), Bölgede Paleozoyiği çalışma alanının kuzeyinde yer alan ve mermerler ve amfibolitlerden oluşan Keban metamorfiklerinin temsil ettiğini ve bu metamorfiklerin Üst Kretase yaşlı latit ve traki-latit daykları tarafından kesildiğini belirtmiştir. Ayrıca, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Kompleksinin düşey bir şekilde amfibolitler, granitik kayalar, diyabazlar, yastık lavlar, andezitler, andezitik piroklastik kayalar, dasitler ve mikritik kireçtaşlarından oluştuğuna değinmiştir.

Magmatik kompleksin aplitik, mikrogranitik ve dasitik dayklar tarafından kesildiğini, dasitik daykların andezitik akıntıları ve piroklastikleri sırasıyla izleyerek düşey bir şekilde uzadığını ve en üstteki dasitik masifleri beslediğini belirtmiştir.

Hempton (1985), Ofiyolitin Kampaniyen-Maestrihtiyen'de Arap kıtası'nın kuzey kenarına yerleştiğini ve bu yerleşimle ilişkili olarak Pütürge masifi'nin metamorfizmaya uğradığını, bu olayların sonrasında da Maestrihtiyen-Paleosen'de güneye dalma batmanın geliştiğini, onun sonucu olarak marjinal basen karakterindeki Elazığ magmatik kompleksinin ve Maden grubu volkanitlerinin oluştuğunu ifade etmiştir.

Sungurlu ve ark (1985), Elazığ-Hazar-Palu alanının jeolojisini konu ettikleri çalışmalarında inceleme alanı ve yakın çevresinde tektonik hareketlerin üç ayrı dönemde gerçekleşmiş fazlar halinde olduğunu belirtmişler ve bunlardan birinci fazın Üst Kretase sonunda etkili olduğunu ve Kretase öncesi birimlerin Kretase birimleri üzerine itilmelerini sağladığını belirterek bunun delili olarak Malatya metamorfitlerinin altında Harami formasyonunun; Pütürge metamorfitlerinin altında da Hazar formasyonunun bulunmasını göstermişlerdir. İkinci fazın Orta Eosen sonunda geliştiğini ve Paleozoyik'ten bu döneme kadar çökelen tüm birimlerin Orta Eosen birimleri üzerine itildiklerini ifade etmişlerdir. Üçüncü fazın ise zaman olarak Alt Miyosen sonrasına rastladığını belirten çalışmacılar bu fazın bölgenin bugünkü çatısını oluşturduğunu ifade etmişlerdir.

Asutay (1985-1986), Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi konulu makalesinde ve Bölgenin jeolojik ve petrolojik

incelemesini konu edindiği doktora tezinde, inceleme alanı ve yakın çevresinde temeli rejyonal ve kontakt metamorfitle temsil edilen Keban metamorfiklerinin teşkil ettiğini ve bunların kalkıştı ve mermerlerden oluşan bir litolojiye sahip olduğunu belirtmiştir. Çalışma alanındaki çökel istifin Orta Paleosen (Tanesiyen)'den başladığını belirten çalışmacı Pliyo-Kuvaternere kadar izlenen ve Kuşçular konglomerası, Seske formasyonu ve Kırkgeçit formasyonundan ibaret çökel kaya istifinin genellikle konglomera, karbonat kayası ve filiş türü oluşuklar sunduğunu belirtmiştir. Yazar, çalışma alanında gözlenen Baskil magmatitlerinin derinlik, damar ve yüzey kayaçlarından oluşmuş bir topluluk olduğunu, bu topluluk içinde Baskil graniti olarak adlandırdığı derinlik kayaçlarının diyoritik, monzonitik ve tonalitik kaya türlerini içerdiğini ve bunların bazik ve asit damar kayaçları tarafından sıkça kesildiğini belirtmiştir. Baskil magmatitleri üzerinde jeokimyasal çalışmalar yapan araştırmacı Baskil granitinin I tipi, kalkalkalen karakterde ve büyük bir olasılıkla Arap platformu ve Keban levhası arasında var olan bir okyanus kabuğunun kuzeye doğru Keban levhası altına dalmasıyla gerçekleşen kıta kenarı magmatizmasının özelliklerini sergileyen, düzenli bir diferansiasyonun ürünü bir granit olduğunu belirtmiştir.

Tarhan (1986), Doğu Toroslarda Neotetis'in kapanımına ilişkin granitoid magmaların evrimi ve kökeni konulu çalışmasında özellikle çalışma alanının batısında Afşin-Elbistan-Göksun arasında yer alan granitoidleri incelemiş ve bu granitoidlerin adayayı erüpsiyonu sırasında gelişmediğini belirterek bunların Alt Kretase'den süregelmiş Neokomiyen sonrası artan kuzey-güney yönlü sıkışma kuvvetlerinin Geç Kretasede yitim zonu üzerinde oluşturduğu çarpışma kuşaklarında çarpışma sonrası artan kıta kabuğu kalınlaşması nedeniyle adayayı istifi ve onun temelini oluşturan okyanus kabuğunun derine gömülmesine bağlı olarak oluşan anatektik magmanın yüksek derecede farklılaşmış ürünleri olarak ortaya çıktığını ifade etmiştir.

Bingöl (1986), İnceleme alanının hemen doğusunda yer alan Guleman ofiyolitlerinde petrografik ve petrolojik çalışmalar yapan yazar Guleman ofiyoliti'nin altta tektonitler ve üstte kümülatlardan oluşan başlıca iki ana birlikten meydana geldiğini belirtmiştir. Ultramafik kümülatlardaki adkümülat dokunun magma

odasındaki sedimantasyonun yavaşlığını ve gabroyik kümülatlarda gözlenen mezokümülat dokunun ise nispeten daha hızlı bir sedimantasyonun ifadesi olduğunu belirtmiştir.

Yazgan ve Mason (1988), İnceleme alanının kuzeyinde Türkiye’de ilk kez orbiküler gabro bulgusunu duyurdukları çalışmalarında orbiküler gabroların dayk şeklinde bir yerleşime sahip olup Alp-Himalaya zincirinin güney kesiminde Baskil magmatik yayı içerisinde izlendiğini ifade etmişlerdir.

Aktaş ve Robertson (1990), Maden kompleksi içinde birbirine tezatlık teşkil eden Geç Kretase ve Orta Eosen yaşlı volkanik kayaların yer aldığı, Güneydoğu Anadolu nap dizgesinin tavandan tabana doğru Gondwana’nın kuzeyinde Tetis okyanusal baseninin kuzey sınırının metamorfik kalıntıları olan Bitlis-Keban-Malatya ve Pötürge napları, Okyanusal basenin kuzey kıtasal sınırında oluşan Geç Kretase-Eosen volkanik yay kompleksleri ve örtü birimlerinden oluşan Elazığ-Palu napları, Geç Mesozoyik ofiyolitik kayaları, Tersiyer sedimanları, tektonik melanj ve mafik volkaniklerden oluşan Maden Kompleksi ile Arap kıtasının otokton, paraotokton pasif kenar ve yay ilerisi basenlerinden meydana gelen bir istiftten ibaret olduğunu ifade etmişlerdir.

Yazarlar inceleme alanının dışında hemen güneyde yüzleklerine rastlanan Maden kompleksinin yer yer 20 kilometreyi aşan kalınlıklara ulaştığını ve Geç Kretase ofiyolitik kayaları ile Geç Kretase-Erken Tersiyer sedimanter kayalardan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Geç Kretase ofiyolitik kayaların serpantinize peridotit, gabro, dolerit, bazik yastık lavlar ve pelajik sedimentlerden meydana geldiğini belirten çalışmacılar inceleme alanındaki lavları ise kendi içinde üç alt gruba ayırmışlardır.

Kozlu ve ark (1990), Saimbeyli-Sarız-Gürün-Afşin ilçeleri civarında yapmış oldukları “Doğu Toros bölgesinde Neotetis’in konumu” başlıklı çalışmalarında; Mesozoyik dönemde Arap kıtası ile pontidler arasında en az bir kıta ve kıtacığın olduğu, Doğu Toros bölgesinde “platform-kenar-okyanus” dizilimine ait fasiyes birimlerinin tanımlanmasıyla kanıtlandığını belirtmişler ve dolayısıyla bölgede; Geç Triyas’tan itibaren birbirinden ayrı en az iki Mesozoyik okyanus kolunun (kuzey ve güney) bulunduğu anlaşıldığını ifade etmişlerdir. Ayrıca çalışmacılar Kuzey Tetis

kolunun kapanmasına bağlı olarak güneye aktarılan ofiyolitlerin Doğu Toros Otoktonu (DTO)'nun kuzey kenarı üzerine Geç Kampaniyen sonu-Geç Maastrihtiyen öncesi yerleştiklerini belirtmişlerdir.

Akgül (1987-1991), Baskil granitoyidi'nin petrografik ve petrolojik özellikleri hakkındaki çalışmada granitoyidi diyoritik topluluk ve granitik topluluk olarak iki farklı grup altında incelemiştir. Diyoritik topluluğun gabro, diyorit ve kuvarslı diyoritlerle temsil edildiğini, granitik topluluğun ise granit, granodiyorit ve kuvarslı monzonitten oluşan üç farklı kayadan ibaret olduğunu belirten çalışmacı gerek diyoritik topluluğun gerekse granitik topluluğun çeşitli kalınlıklarda aplitik ve spessartitik dayklar tarafından kesildiklerini ifade etmiştir. Granitik ve diyoritik toplulukların jeokimyasal karakteristiklerinden alkali-silis ilgisi, K₂O miktarları büyük iyonlu litofil elementler, kalıcılığı yüksek elementler ve hafif nadir toprak elementler açısından karşılaştırıldıklarında farklı konsantrasyonlarda rastlanmalarından dolayı granitoidlerin çarpışma bölgesindeki farklı cinsteki kayaçların kısmi ergimesi ile oluştuğu sonucuna varmıştır.

Yazgan ve Chessex (1991), Malatya bölgesinde Güneydoğu Toridlerin jeolojisi ve tektonik evrimi ile ilgili çalışmalarında doğu Toros tektoniğinin Keban ve Arap mikrolevhaları arasında Geç Kampaniyen–Erken Maastrihtiyen arasında meydana gelen yay-kıta çarpışması ile ilgili olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar yapmış oldukları geniş arazi gözlemlerine dayanarak Toros kuşağını Arap platformu, Pütürge ve Bitlis metamorfik masifleri, Kömürhan suture zonu, Baskil batoliti ve Keban platformu olmak üzere beş birliğe ayırmışlardır. Baskil batolitinin Neotetis'in güney kolunun Keban platformunun altına kuzeye doğru dalımı ile oluşan Koniasiyen-Santoniyen yaşlı bir magmatik yayı temsil eden kalkalkalen karakterde magmatik kayaçlardan oluştuğunu belirten çalışmacılar radyometrik, jeokimyasal ve stratigrafik çalışmalar sonucunda ofiyolit yerleşimini 2 ana evreli evrim modeli ile açıklamışlardır. Birinci evrede ofiyolit naplarının yay-kıta çarpışması öncesi pasif kıta kenarı üzerine tektonizma ve metamorfizma eşliğinde sıcak olarak bindirdiklerini, ikinci evrede ise metamorfizmaya uğrayan pasif kıta kenarının ofiyolitik örtüsü ile birlikte eski listrik açılma fayları boyunca yükselmeye başladığını, bindirme ve yatık kıvrımların ofiyolitik örtünün soğuk çekim

kaymalarıyla Arap kıtası ön çukur çökel havzası içerisinde en güney konumuna taşınmalarını sağladıklarını belirtmişlerdir.

Aydoğdu (1991), İnceleme alanı içerisinde yer alan Dutluköy civarında gözlenen Baskil granitoidine ait magmatik kayaçların petrografik özelliklerinin konu edildiği Yüksek Lisans çalışmasında Baskil granitoidine ait kayaçları Yüksekova karmaşığı adı altında incelemiş, birimin Üst Kretase yaşında olduğunu ve diyorit, granit, tonalit, granodiyorit, monzodiyorit ve kuvars-monzodiyoritten oluştuğunu, daha kuzeyde yer alan andezitlerden ibaret olduğunu belirttiği volkanik kayaçların da yine Yüksekova karmaşığına ait olduğunu ve tüm bu birimlerin yine Yüksekova karmaşığına ait volkanosedimanter kayaçlar tarafında örtüldüğünü ifade etmiştir.

Yıldırım ve Yılmaz (1991), Kahramanmaraş kuzeyinde yapmış oldukları “Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu” başlıklı çalışmalarında Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı’nı doğu-batı gidişli üç tektonik kuşağa ayırmışlar ve bunları güneyden kuzeye doğru sırasıyla Arap otoktonu, Ekay zonu ve Nap bölgesi olarak tanıtmışlardır.

Akay ve Herece (1992), İnceleme alanının bir kısmınıda içerisine alan çalışmalarında Kömürhan ofiyolitine ait birimleri Elazığ igneyis kompleksi, Baskil granitoidini ise Baskil magmatik kompleksi adları altında incelemişler ve Baskil magmatik kompleksine ait granitik kayaçların apofizlerinin Elazığ igneyis kompleksinin diyabazları içerisinde gözlendiğini ifade etmişlerdir. Ayrıca Keban metamorfikleri ile Baskil magmatik kompleksi arasındaki dokanağın kontak metamorfik olduğunu belirten çalışmacılar buna dayanarak granitoidlerin bir kısmının Keban metamorfiklerinin Elazığ igneyis kompleksinin üzerine bindirmesinden sonra sokulmuş, kabuk kalınlaşması ürünü magmatitler olduğu sonucuna varmışlardır.

Herece ve ark (1992), İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeolojisini konu ettikleri çalışmalarında Kömürhan ofiyolitinde altta foliasyonlu diyoritler ve üstünde de kısmi ergimeyi gösteren amfibolitlerin bulunduğunu belirtmişler ve amfibolitler içerisinde tektonik dilimler halinde yeşil şist-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş harzburjit, verlit ve piroksenitlerin varlığına işaret etmişlerdir. Yazarlar

ayrıca yönlenmeli fabrik (directional-fabric) gösteren granodiyoritlerin ultramafik kaya topluluklarıyla sin-kinematik (syn-kinematic) olarak geliştiklerini belirtmişler ve granodiyoritlerdeki biyotitlerden 85 ± 3 m.y, pegmatitlik granofirlerdeki muskovitlerden 78.5 ± 2.5 m.y K/Ar yaşı almışlardır. Aldıkları bu K/Ar yaşlarının metaofiyolitlere sokulan granitoidlerle Baskil granitoidlerinin eş zamanlı bir oluşuma sahip olduğunun ifadesi olduğunu belirtmişlerdir. Baskil magmatik kayalarının granodiyorit, tonalit, kuvars-monzonit, monzodiyorit, diyorit ve gabrodan oluştuğunu belirten yazarlar alkalin eğilimli kalk-alkalin karaktere sahip olduklarını ve and tipi ada yayı veya ince kıtasal kabuk vede kısmen okyanusal kabukta gelişen bir ada yayı ürünü olduklarını tespit etmişlerdir.

Yılmaz (1993), Yılmaz ve Ark (1993), Güneydoğu Anadolu orojeninin Toros ve Arap platformları arasında kıtasal çarpışmanın sonucu olarak doğu-batı uzanımlı ve güneyden kuzeye doğru Arap platformu, yığışım prizması zonu ve nap zonu olmak üzere kabaca üç zona ayrılabilceğini belirtmişlerdir. Bu zonlardan Arap platformu'nun Erken Kambriyen-Orta Miyosen aralığında çökelmiş, çoğu denizel sedimanlardan oluştuğunu, yığışım prizması zonunun nap zonu ile Arap platformu arasında sıkışmış dar bir kuşaktan oluştuğunu, nap zonunun ise en yüksek yapısal seviyeleri temsil ettiğini belirtmişler ve nap zonunu da alt nap ve üst nap olmak üzere iki gruba ayırmışlardır. Alt napın çok fazla metamorfik ofiyolitik kayalarla ve Maden grubu ile, üst napın ise Bitlis ve Pötürge metamorfikleri ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Genç ve ark (1993), İnceleme alanının güneybatısında Kahramanmaraş'ın kuzeyinde yüzeyleyen Berit metaofiyoliti'nin jeolojisini inceledikleri çalışmalarında metaofiyolitin başlıca iki tektonik dilimden oluştuğunu, ancak bu dilimli yapıya rağmen birimin alttan üste doğru ultramafik ve mafik kümülat kökenli kayalar, som ve levhalaşmış meta-diyabazdan oluşan düzenli bir ofiyolit istifini temsil ettiğini ve güneye devrik antifom bir yapı sunduğunu ifade etmişlerdir. Berit metaofiyoliti'nin çok evreli metamorfizmadan etkilendiğini belirten çalışmacılar Alt dilimin yeşil şist fasiyesinde okyanus tabanı metamorfizmasından etkilendiğini, tanınabilen ilk metamorfizmanın yeşilşist-epidot-amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşan okyanus tabanı metamorfizması olduğunu, bunu izleyen fazın ultramafik ve mafik kümülat

kayaları arasında ve metagabronun içindeki bir zon boyunca görülen granülit-eklojit fasiyesindeki kontakt dinamotermal metamorfizma olduğunu, son metamorfik fazın ise dinamik ve retrograd nitelikli olduğunu belirtmişlerdir. Birimi etkileyen metamorfizma olaylarının ofiyolitinin üretildiği dönemde veya hemen sonrasında okyanus tabanında başlayarak, okyanus kabuğunun kendi içinde dilimlendiği dönemde (Üst Kretase) devam ettiğini ve kıta üzerine ilerlediği dönemde de (Orta Eosen sonu) son bulduğunu ifade etmişlerdir.

Bingöl ve Beyarslan (1996), Elazığ magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi konulu çalışmalarında Elazığ çevresinde geniş yayılım sunan Üst Kretase yaşlı Elazığ magmatitlerinin diyorit, monzodiyorit, kuvars diyorit ve tonalitten oluşan derinlik kayalar, bazaltik yastık lavlar, lav akıntıları, andezitler ve andezitik piroklastiklerden oluşan yüzey kayalar ile anılan tüm bu birimleri kesen granitik bileşimli plütonik kayalar ile dasit bileşimli volkanik kayalar ve volkano-sedimanlardan oluşan geniş kaya grubu spektrumuna sahip magmatiklerden oluştuklarını belirtmişlerdir. Elazığ magmatitlerine ait derinlik kayalarının Üst Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitlerinin de kestiğini belirten çalışmacılar birimin Üst Triyas'tan itibaren açılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalımı ve buna bağlı olarak üstteki levhada meydana gelen okyanus içi dalma batma zonu (Suprasubduction zone) üzerinde oluşan Kömürhan ofiyoliti üzerinde meydana gelen kalkalkalen seriye ait adayayı ürünü olduğunu ifade etmişlerdir.

Aksoy ve ark (1996-2005), Elazığ havzası'nın Tersiyer'deki evrimi üzerine çalışma yapan yazarlar havzanın Geç Kretase sonundan itibaren bölgenin jeotektonik evrimini denetleyen olayların neden olduğu sıkışma ve genişleme rejimlerinin etkisi altında kaldığını belirtmişlerdir. Havzanın temelini Permo-Triyas metamorfikleri (Keban metamorfikleri) ile Üst Kretase yaşlı Elazığ magmatitlerinin oluşturduğunu ifade eden yazarlar Geç Kretase sonlarında iç Torid Okyanusu'nun kapanmasını izleyen yay-kıta çarpışmasının neden olduğu sıkışma ile metamorfik kayaların kuzeyden güneye, Üst Kretase yay magmatitleri üzerine itilirken, bölgesel yükselmeye bağlı olarak bölgede karasal ortam koşullarının hüküm sürdüğü saptamasında bulunmuşlardır.

Beyarslan ve Bingöl (1996-2000), Kömürhan ofiyolitinin petrolojisi üzerine yapmış oldukları çalışmalarında Kömürhan ofiyolitinin Geç Triyas'ta yayılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun Kretase'de yitimi sırasında kuzeye dalımlı okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (Suprasubduction zone) oluştuğunu ve litolojik ve jeokimyasal verilerin bu ofiyolit istifini oluşturan kayaçların zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (MORB) tipi magmanın kristallenmesi sonucu oluştuğunu gösterdiğini ifade etmişlerdir. Kömürhan ofiyolitinin verlit, piroksenit, gabro, diyabaz daykı ve gabroları kesen dayklardan oluştuğunu ve bu birimlerin Üst Kretase yaşlı Elazığ magmatitleri tarafından kesildiklerini belirtmişlerdir. Çalışmacılar ofiyolitik istife ait volkanik bölümün yalnızca çok dar alanlarda yüzlek veren bazaltik yastık lavlarla temsil edildiklerini ve bu bazaltik yastık lavlarında diyabazik dayklar tarafından kesildiklerini, üste doğru dereceli olarak Elazığ magmatiklerinin volkanik ve volkanoklastik kayaçlarına geçiş gösterdiklerini ifade etmişlerdir.

Parlak ve Kozlu (2000), İnceleme alanının batısında yer alan Yüksekova ofiyolitinin genel özelliklerini ve onu kesen granit intrüzyonunu konu ettikleri çalışmalarında, Yüksekova ofiyolitinin eksiksiz bir ofiyolit istifine sahip olup, tabanda ultramafik ve mafik kümülatların yereldiğini, onların üzerine izotropik gabroların ve onlarla ilksel ilişkili olan levha dayklarının geldiğini ve en üstede volkanikler, piroklastikler ve volkanojenik kumtaşlarının geldiğini belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca bölgede hem temel kayaçlarını hemde Yüksekova ofiyolitini kesen 75-51 my yaşlı granitik bir intrüzyonun gözlendiğini ifade etmişlerdir.

Türkmen ve Ark (2001), Elazığ yöresinin Eosen stratigrafisi ile ilgili yapmış oldukları çalışmada gerek arazi verileri ve gerekse paleontolojik veriler ışığı altında daha önceki bütün çalışmalarda belirtilenin aksine Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu ile Orta Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonları arasındaki dokanağın uyumlu olduğunu ifade etmişlerdir. Çalışmacılar Kırkgeçit formasyonunun bazı yerlerde Tersiyer öncesi magmatik ve metamorfik birimlerin üzerine direkt olarak geldiği ve tabanında Seske formasyonuna rastlanmadığını belirterek bu durumun bölgenin Eosen'deki topografya ve tektonik özellikleri ile ilişkili olarak Neotetis'in zamanla derinleştiğini, bazı alanların ise Geç Paleosen- Erken Eosen sürecinde kara halinde kalmasının bir sonucu olduğunu belirterek yapmış oldukları ölçülü

kesitlerdeki fasiyes ilişkilerinde bu durumu desteklediğini ifade etmişlerdir.

Beyarslan ve Bingöl (2001), Kömürhan ve batısında yer alan İspendere ofiyolitlerinde gözlenen verlitik intrüzyonların kökenini araştırmaya yönelik çalışmalarında her iki ofiyolitik birimin ideal bir ofiyolitik istifin kabuk kesimini gösterdiklerini belirtmişler, ofiyolitlerin güneye doğru Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerine tektonik olarak geldiklerini ifade etmişlerdir. Verlitik intrüzyonların ofiyolitik kompleksler içerisinde intrüzyon, dayk ve siller halinde yer aldıklarını belirten incelemeciler esas ofiyolitik istifi veren okyanusal büyüme fazından sonra ikinci evre erimeler neticesinde bu intrüzyonların oluştuklarını ve bu ikinci magmatik olayın, okyanus içi dilimlenmeden hemen sonra, Üst Kretase sırasındaki yerleşme öncesi meydana geldiğini bildirmişlerdir.

Beyarslan ve ark (2001), İnceleme alanında oldukça dar bir alanda yapmış oldukları Kömürhan ofiyoliti ve metaofiyoliti ile Elazığ magmatitlerinin petrografik ve petrolojik incelemesini yapmış oldukları çalışmalarında Kömürhan ofiyolitinin ofiyolit, metaofiyolit ve bunlarla birarada bulunan kalk-alkali magmatik topluluklarla karakterize edildiğini bildirmişlerdir. Çalışmacılar ayrıca ofiyolitlerle metaofiyolitlerin tektonik bir dokanağa sahip olduğunu, Elazığ magmatiklerine ait volkanitlerin ofiyolitler üzerine bindirmeli bir dokanak ilişkisiyle geldiğini ve Elazığ magmatitlerinin derinlik kayaçlarının ise ofiyolitlerle intrüzif dokanak ilişkisine sahip olduğunu ifade etmişlerdir.

Parlak ve ark (2002a), İnceleme alanının güneybatısında Doğanşehir (Malatya) bölgesinde Yüksekova ofiyolitine ait metamorfik dilime ait kayaçlar üzerinde yapmış oldukları çalışmalarında ofiyolit tabanındaki metamorfiklerin çok fazlı deformasyon ve kıvrımlanma geçirdikleri ve granulit fasiyesinden epidot-amfibolit fasiyesine değişim gösteren ters bir metamorfik zonlanma gösterdiklerini belirtmişlerdir. Çalışmacılar ayrıca amfibolit fasiyesindeki amfibollerden elde ettikleri 90 ± 7 my yaşın metamorfiklerin Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolunun kapanması sırasında okyanus içi dalma batmayla oluştuklarını gösterdiğini ifade etmişlerdir.

Akgül ve ark (2003), Baskil bölgesinde yer alan plütonik kayaların ve bunlarla ilgili altınlı kuvars damarlarının jeolojik ortamı, mineralojisi ve jeokimyası

konusunda çalışmalar yapmışlar ve altınlı kuvars damarlarının Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı granitoidler içinde yer aldıklarını ifade etmişlerdir. Baskil granitoidini Elazığ magmatik kompleksi adı altında inceleyen çalışmacılar bölgede yer alan volkanik, subvolkanik ve piroklastik kayalarında anılan bu gruba dahil olduklarını belirtmişlerdir. Bölgede temeli amfibolit, kalkşist, kalkfillit, metakonglomera ve mermerlerden oluşan Keban metamorfiklerinin oluşturduğunu ve bunların Elazığ magmatik kompleksi ile olan dokanaklarının hem tektonik hemde intrüzif olduğunu belirtmişlerdir. Elazığ magmatik kompleksine ait kayaçların kumlu kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu ve konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşı seviyelerinden yapıları Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu tarafından üzerlendiklerini ifade etmişlerdir. Plütonik kayaçların gabro, diyorit, granodiyorit, tonalit ve granitlerden oluştuğunu belirten çalışmacılar Elazığ magmatik kompleksinin bir yay magmatizması ürünü olarak Tetis okyanusunun kapanması döneminde güney-kuzey yönlü dalma batmanın sonucu olarak oluşan dalma batmayla eşyaşlı bir intrüzyonun karakteristik özelliklerini yansıttığını belirtmişlerdir.

Parlak ve ark (2004), İnceleme alanının batısında Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) arasında yüzeyleyen Göksun ofiyoliti ve ofiyoliti kesen çarpışmayla eşyaşlı granitlerin petrolojisi ve tektonik ortamına ilişkin çalışmalarında Göksun ofiyoliti'nin Neotetis'in güney kolunda kuzeyde Malatya-Keban platformları ile güneyde Arap platformu arasında okyanus içi dalma batma zonu üzerindeki zonda (suprasubduction zone) Geç Kretase'de gelişmiş eksiksiz bir ofiyolitik seriden oluştuğunu belirtmişler ve Baskil magmatik yayı ile Göksun ofiyolitinden derlenen jeolojik, jeokronolojik ve petrolojik verilerin ikili dalma batma modelini desteklediğini, bunlardan birincisinin Malatya-Keban platformları arasında yer aldığını ve Baskil magmatik yayını oluşturduğunu, ikincisinin ise daha güneyde okyanusal basen içinde yer alıp Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitlerini oluşturduğunu ifade etmişlerdir.

Dumanlılar ve ark (2005), İnceleme alanında yer alan magmatik kayaçları Baskil magmatitleri ve Bilaser tepe magmatitleri olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Baskil magmatitlerinin diyorit, kuvars diyorit, kuvars monzodiyorit ve tonalitlerden

oluşan volkanik adayayı tipi granitoyid olduğunu ifade eden çalışmacılar; Bilaser tepe magmatitlerinin ise granit, granodiyoritporfir, granitporfir ve dasitporfir fazlarından meydana gelen çarpışma sonrası granitoyidler (Post-COLG) olduklarını belirtmişlerdir.

Parlak (baskıda), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde yer alan granitoyidlerin jeodinamik önemi üzerine Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) bölgesinde yüzeyleyen granitoyidlerden elde ettiği verileri sunduğu çalışmasında anılan bölgede yüzeyleyen granitoyidlerin, nadir toprak elementleri ve Okyanus Sırtı Granitoyitleri (ORG)'ne göre normalize edilmiş multi element patternlerin yanı sıra tektonomagmatik sınıflandırma diyagramları ve biyotit jeokimyasının volkanik yay granitoyidleri (VAG)'nin karakteristik özelliklerini sunduğunu belirtmiştir. Granitoyidlerin 85.76 ± 3.17 ile 77.49 ± 1.91 arasında değişen K-Ar yaşına sahip olduğunu belirten yazar Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin okyanus içi dalma batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluştuğunu, ofiyolitlerle ilgili metamorfik kayaçların da okyanus içi dalma batmanın başlangıcında veya sonraki bindirmelerle oluştuğunu ifade etmiştir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde yer alan granitoyidlerin ise Malatya-Keban platformunun ofiyolitler ve onlarla ilişkili metamorfik kayaçların üzerine bindirmesini müteakiben sokulum yaptığını belirtmiştir.

3. MATERYAL VE METOD

Baskil-Sivrice (ELAZIĞ) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petrografisi ve Jeokimyası konulu doktora tezi dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışmaları

İnceleme alanı ve yakın çevresinde doktora tezine konu oluşturan tektomagmatik birimler ve bunlarla ilişkili birimleri içeren rapor, tez ve yayınlar derlenerek arazi çalışmaları öncesinde anılan bölgelerin jeolojisi ile ilgili fikir edinilmiş ve arazi çalışmaları bu çalışmalar doğrultusunda yönlendirilmiştir.

3.2. Arazi Çalışmaları

Doktora tezi kapsamında yapılan arazi çalışmaları 2002, 2003 ve 2004 yılları yaz aylarında toplam 90 günlük süreyle kademeli olarak yapılmış olup bu çalışmalarda Baskil ve Sivrice ilçeleri arasında yaklaşık 600 km²'lik bir alanda yüzlek veren birimlerin 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası dokanak takibi yöntemleriyle hazırlanmıştır. Bu işlem sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, GPS (Global Positioning System) cihazı, jeolog çekici, lup, şeritmetre ve benzeri araçlardan yararlanılmıştır. Baskil granitoidine ait kayaç birimlerinin kendi içerisinde ve çevre kayaçlarla olan dokanak ilişkileri gerek arazide gözlenebilen makroskopik özellikleri ve gerekse petrografik çalışmalarla desteklenerek saptanmış, birim mafik ve felsik kayaçlar olmak üzere iki alt grup halinde haritalanmıştır. Kömürhan ofiyolitine ait as birimler ise ayrı ayrı haritalanmış ve birimin üst kesiminde yer alan volkano-sedimanter kayaçların detaylı ölçülü kesitleri alınarak ayrıntılı iç yapısı ortaya konulmuştur. İnceleme alanında yüzlek veren tüm birimlerden gerekli görülen yerlerde ölçeksiz şematik enine kesitler alınarak bölgenin stratigrafik konumu ortaya konulmuştur.

Arazi çalışmaları sırasında petrografik determinasyon ve jeokimyasal

analizlerde kullanmak üzere anılan sedimanter, magmatik ve metamorfik kayalardan toplam 701 adet örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Ayrıca arazi çalışmaları süresince gözlenen makroskopik jeolojik ve yapısal unsurlar dijital kamera kullanılarak fotoğrafları çekilmiştir.

3.3. Laboratuvar Çalışmaları

Bu aşamada öncelikle petrografik determinasyon çalışmalarını yürütmek üzere araziden derlenen el örneklerinin tamamının ince kesitleri Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi ince kesit atölyesinde yaptırılarak her ince kesit içerisindeki minerallerin konumları, alterasyon durumları ve kayaların adlandırılmaları Polarizan mikroskoplar ile gerçekleştirilmiştir. Yapılan bu petrografik determinasyon çalışmaları ile eşzamanlı olarak petrografik önem arzeden unsurlar tespit edilerek fotoğrafları çekilmiştir. Yapılan bu mikroskopik çalışmalar neticesinde tüm kayaç jeokimyası ve mineral kimyası çalışmaları yönlendirilerek seçilen uygun örnekler üzerinde anılan bu çalışmalarda kullanılacak analizler için örnek hazırlama çalışmaları yürütülmüştür. Kömürhan ofiyoliti ve Baskil granitoidinin oluştuğu petro-tektonik ortamı tayin etmek amacıyla çalışılan örnekler üzerinde ana-iz (major-trace) ve Nadir Toprak Elementleri (REE) analizleri yaptırılmıştır. Kömürhan ofiyolitine ait toplam 74 adet örneğin ana-iz element analizleri Cenevre Üniversitesi Mineraloji Bölümünde Doç. Dr Osman PARLAK danışmanlığında Fabio CAPPONI tarafından, 30 adet örneğin nadir toprak elementleri (REE) analizleri ise Acme Analytical Laboratories (KANADA)'da yapılmıştır. Baskil granitoidine ait toplam 50 adet örneğin ana-iz element ve 20 adet örneğin nadir toprak elementleri (REE) analizleri Prof. Dr. Friedrich KOLLER ve Doç. Dr. Osman PARLAK danışmanlığında Viyana Üniversitesi (Avusturya) Jeoloji-Paleontoloji Bölümü laboratuvarlarında, 20 adet örneğin nadir toprak elementleri (REE) analizleri ise Acme Analytical Laboratories (KANADA)'da yaptırılmıştır. Ana elementler 1150 °C'de platin-altın krozeve 1/5 oranında numune ve Lityumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) katılmasıyla elde edilmiş cam pelletlerde X-Ray Floresans (XRF) tekniği ile ölçülmüştür. İz elementler ise aynı metod ile preslenmiş

pelletler üzerinde analiz edilmişlerdir. Nadir toprak elementleri (REE) ise ICP-MS yöntemiyle ölçülmüştür. Ayrıca Baskil granitoyidi ve Kömürhan ofiyolitine ait toplam 13 örnek üzerinde olivin, piroksen, amfibol, biyotit, plajiyoklas ve K'lu feldispat gibi minerallerde mineral kimyası (microprobe) analizleri Salzburg Üniversitesi (Avusturya) Jeoloji-Paleontoloji Bölümünde Prof. Dr. Volker HÖCK'ün danışmanlığında Dan TOPA tarafından yapılmıştır. Mineral kimyası analizleri (Elektron microprobe JEOL JXA-8600) sırasındaki analitik koşullar, 13 saniye hesap aralığı (counting interval), 20 nA ışık akımı (beam current), -15kV ivme voltajı (acceleration voltage) şeklindedir.

3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı

Laboratuarda yapılan petrografik çalışmaların denetiminde bölgenin nihai 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti tamamlanmış ve Corel-DRAW 10 programı (Corel Corporation) kullanılarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Baskil granitoyidi ve Kömürhan ofiyolitinden seçilen örneklerin ana-iz-nadir toprak elementleri (REE) ve mineral kimyası analizleri sonuçları Minpet 2.02 ve GRAPHER 1.32 (Golden Software Inc) bilgisayar programlarında değerlendirilerek çeşitli diyagramlar elde edilmiş ve anılan birimlerin petrolojik, tektonik ve jeokimyasal nitelikleri ortaya konulmuştur. Microsoft Word ve Excel programları kullanılarak “Baskil-Sivrice (ELAZIĞ) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petrografisi ve Jeokimyası” konulu doktora tezinin yazımı gerçekleştirilmiştir.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Araştırma bulgularının ortaya konulmasından önce, inceleme alanında yer alan kaya birimlerinin bölgesel jeoloji içerisindeki konumu, bölgenin jeodinamik evrimi paleocoğrafyası ile tektoniği hakkında kısaca bilgi verilmesinde yarar görülmektedir.

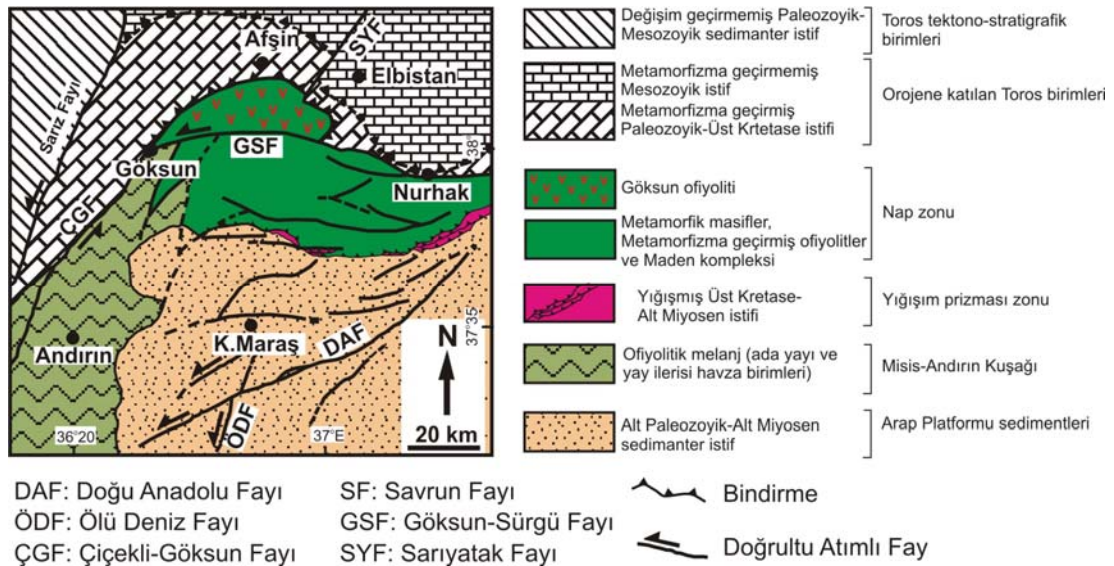
Türkiye; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrım kuşağı olmak üzere yaklaşık doğu-batı uzanımlı olarak yer alan, Paleo ve Neotetis okyanusal havzalarının kalıntılarının yer aldığı Alp-Himalaya sistemi içerisinde kritik bir rol oynamaktadır (Ketin, 1983: Parlak, baskıda'dan).

Türkiye'deki dağ kuşakları, tekrarlanan çarpışmaların sonucunda ortaya çıkmıştır. Bu çarpışmalar, Lavrasya ve Gondwana-land adlı iki eski kıtanın bugünkü eski dünya karalar topluluğunu oluşturan parçalarının nihayet birbirlerine kaynamalarına neden olmuştur. Tetis, Geç Paleozoyik'te Pangea'nın Lavrasya ve Gondwana-Land'i birbirinden ayıran, batıya doğru daralan, üçgen şekilli dev bir girintisini temsil edecek şekilde meydana gelmiştir. Ortaya çıkışından yok oluşuna kadar, Tetis alanları, iç geometrileri açısından, karmaşık bir levha sistemi ile belirlenmişlerdir. Bu levha kenarları, şekil ve/veya nitelikleri devamlı değişim geçiren sırtlar (ridge), dönüşüm (transform) fayları ve dalma-batma zonlarıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Türkiye'nin Tetis evrimi birbirleri ile zaman açısından devamlılık sunan Paleo ve Neo-tetis olmak üzere iki ana tektonik evreyi kapsamaktadır. Bu evrelerden Paleo-tetis dönemi esas olarak Permilen-Liyas zaman aralığında meydana gelmiş olup daha çok Anadolu'nun kuzeyinde etkisini göstermiştir. Diğer yandan Neotetis dönemi ise Anadolu'nun tümünü Triyas'tan Miyosen'e kadar geçen zaman aralığında etkisi altına almış ve günümüze kadar da etkisini sürdürmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1991).

Yılmaz ve ark. (1993) ve Yılmaz (1990,1993) güneydoğu Anadolu orojenik kuşağını Arap platformu, Yığışım prizması zonu ve Nap zonu olmak üzere üç farklı tektonik dilime ayırmışlardır (Şekil 4.1). Arap platformuna ait birimler duraylı bir Pan-Afrikan temel üzerinde Alt Paleozoyik'ten günümüze kadar hiç bir kesiklik

olmadan çökelmişlerdir. Bu birimler genellikle tektonizmadan etkilenmemişler, fakat kuzeye doğru çıkıldığında güneydoğu Anadolu orojenik kuşağına sınır olan bölgelerde kıvrımın ve bindirmeler olağandır. Yaklaşık doğu-batı yönlü dar bir kuşak boyunca kuzeyde nap zonu ve güneyde Arap platformu çökelleri tarafından sınırlanan yığışım zonu diğer birimlerden bindirmeli dokanak ilişkisi ile ayrılmaktadır. Bu zon Üst Kretase-Alt Miyosen zaman aralığında çökelmiş stratigrafi birimlerinin sıkışma rejiminin sonucu olarak bindirmeli dokanak ilişkisi ile temsil edilir ve yoğun tektonizma nedeniyle normal stratigrafik dizilim kaybolmuştur. Yığışım prizması zonu batıda onlarca kilometre genişliğinde bir dağ silsilesi ile temsil edilen Misis-Andırın kuşağına uzanır. Misis-Andırın kuşağında gözlenen kaya birimlerinin yığışım prizması zonu içinde gözlemlendiği çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur (Yılmaz ve ark. 1987 ve 1993; Yılmaz, 1993; Rızaoğlu 2000'den). Bu durum da Misis-Andırın kuşağının yığışım prizması zonunun batıya bir uzantısı olduğu ve güneydoğu Anadolu orojenik kuşağını meydana getiren kıta-kıta çarpışması esnasında batıya doğru kaçtığını göstermektedir (Şekil 4.1))(Yılmaz, 1991).



Şekil 4.1. Kahramanmaraş-Elbistan bölgesinin tektonik birlikleri ve yapısal özellikleri (Yılmaz, 1993'ten basitleştirilerek alınmıştır)

Yığışım prizması zonunun kuzeyinde Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında topografik olarak en yüksek seviyeleri oluşturan ve kendi içerisinde iki

büyük tektonik birliği barındıran nap zonu bulunmaktadır. Bu iki büyük tektonik birlikten biri nap zonunun taban kesimlerinde yer alan ve genellikle ofiyolitik kayalarla temsil edilen alt nap, diğeri ise güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında yer alan metamorfik masiflerle temsil edilen ve genellikle tavan kesimlerde yüzeyleyen üst nap bölümüdür (Şekil 4.1)(Yılmaz, 1991; Yılmaz ve ark, 1993; Yılmaz, 1993). İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyoliti bu üç tektonik dilimden nap zonu içerisinde yer almaktadır.

Neotetis'in kalıntıları ofiyolitler, metamorfik dilim kayaları ve ofiyolitik melanjlarla temsil edilmektedir. Bu ofiyolitler ve bunlarla ilişkili birimler Üst Kretase'de Neotetis okyanusunun kapanması safhasında meydana gelmişlerdir (Pearce ve ark. 1984a; Yalınz ve ark. 1996, 2000; Robertson, 2002, 2004; Parlak ve Robertson, 2004; Parlak ve ark, 2004).

Juteau (1980), Türkiye'nin Neotetis evriminde önemli bir yere sahip olan ofiyolitik kayaları; Kuzey ofiyolit kuşağı, Orta (Toros) ofiyolit kuşağı ve Güney (Peri-Arap) ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı bölgede konumlanan kuşaklara ayırmıştır (Şekil 4.2). Yukarıda bahsedilen ofiyolitik kuşaklardan Kuzey Anadolu ve Toros (Antalya hariç) kuşağı ofiyolitlerinin Neotetis'in kuzey koluna, Arap kıtası öne ofiyolitlerinin ise Neotetis'in güney koluna ait olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından ifade edilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Whitechurch ve ark, 1984, Dilek ve Moores, 1990; Yılmaz ve ark, 1993; Dilek ve ark, 1999).

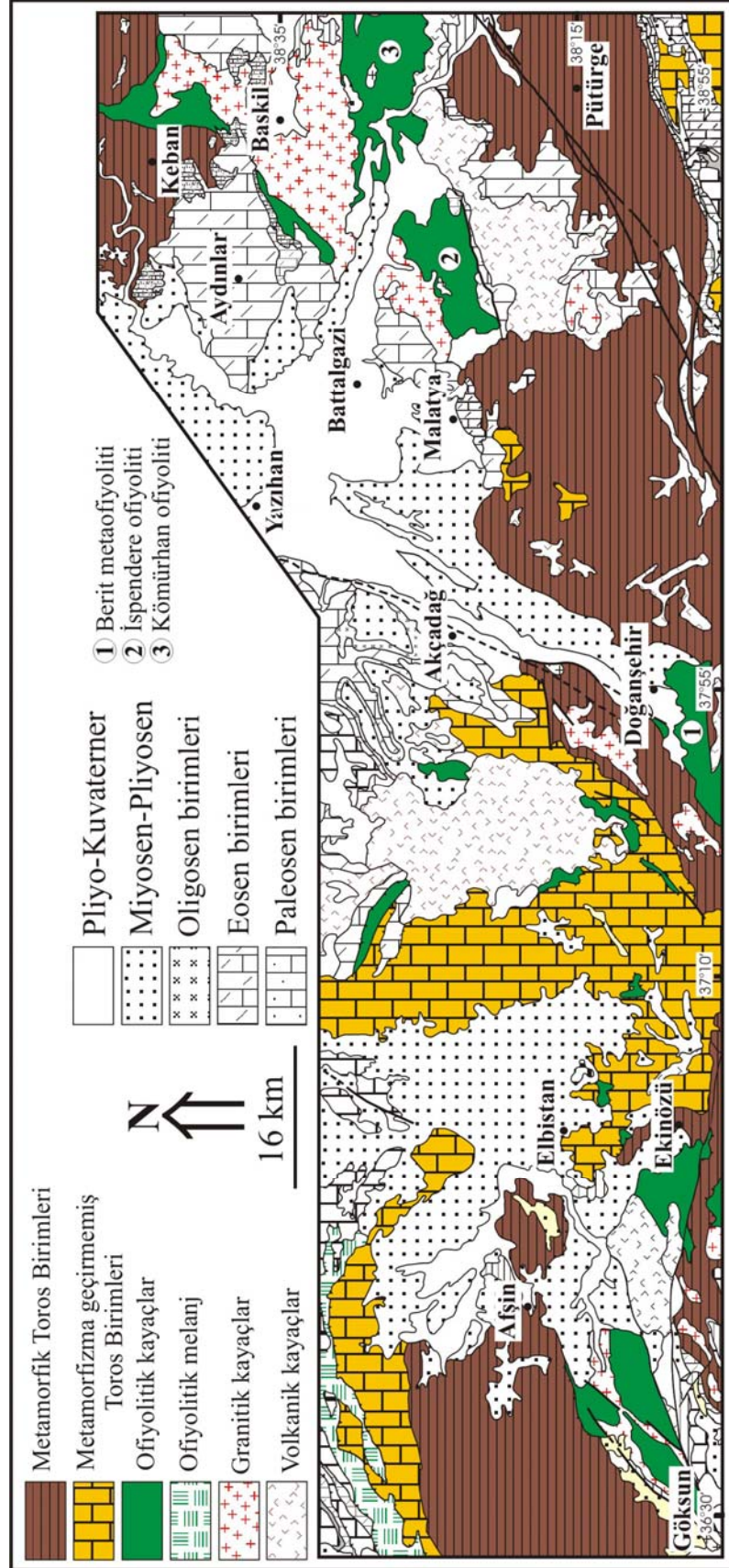


Şekil 4.2. Türkiye ofiyolit masifleri (Juteau, 1980)

Alp-Himalaya orojenik kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler gerek oluşum yaşları, gerekse oluştukları jeodinamik ortam açısından Batı Alpler ve Doğu Akdeniz ofiyolitleri olmak üzere iki grupta toplanmaktadırlar. Batı Alpler kuşağında; Arnavutluk, Helenidler ve Dinaridler'in batısında kalan ofiyolitler yer almaktadır. Bu ofiyolitler Jura yaşlı olup Okyanus Ortası Sırt'ta (MORB) oluşmuşlardır (Koller ve Höck, 1990). Doğu Akdeniz kuşağında ise Pindos, Vourinos (Yunanistan), Troodos (Kıbrıs), Türkiye'deki ofiyolitlerin tamamı, Baer-Bassit (Suriye) ve daha güneydoğuya doğru Oman ofiyolitleri bulunmaktadır. Bu ofiyolitler Üst Kretase yaşlı olup okyanus içi dalma-batma zonu (SSZ- tipi) üzerinde oluşmuşlardır (Pearce ve ark, 1984a; Robertson, 1994; Parlak, 1996; Yalınız ve ark, 1996; Parlak ve ark 2002c'den).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen granitoidler Göksun-Afşin (Kahramanmaraş), Doğanşehir (Malatya) ve Baskil (Elazığ) olmak üzere başlıca üç lokasyonda yer almaktadırlar (Şekil 4.3). Güneydoğu Anadolu orojeni içerisinde yer alan granitoidler Geç Kretase yaşlıdır. İnceleme alanı ve yakın civarında gözlenen Üst Kretase yaşlı tektonomagmatik birimlerin (Baskil granitoidi, Elazığ magmatikleri/Yüksekova kompleksi ve Kömürhan ofiyoliti) oluştuğu jeodinamik ortamın belirlenmesi konusu bölgenin tam manasıyla ortaya konulamamış esas belirsizliğini teşkil etmektedir. Yorumlardan birincisi Elazığ magmatiklerinin kuzeyde Malatya-Keban platformu boyunca and tipi aktif kıta kenarı ürünleri olduğu ve Baskil magmatiklerinin ekstrüfiz eşlenikleri olduğu; Kömürhan ofiyolitinin ise daha güneyde Toros kenarından uzakta oluştuğudur (Yazgan ve Chessex, 1991).

İkinci bir görüş ise Elazığ magmatiklerinin hem intrüfiz hem de ekstrüfiz kayalardan oluşan adayayı magmatizması ürünü olduğu ve bu adayayı ürünlerinin Kömürhan ofiyoliti üzerinde dalma-batmanın olgun safhalarında geliştiği şeklindedir (Beyarslan ve Bingöl, 1996, 2000). Üçüncü bir görüş ise Elazığ bölgesinde yüzeyleyen volkanik kayaların Baskil magmatikleri ile bir ilişkisinin olmadığı ve bu ekstrüfiz kayaların Üst Kretase'de bir dalma batma zonu üzerinde oluşan Yüksekova karmaşığı'nın batıya doğru uzantısını temsil ettiği şeklindedir (Perinçek, 1979; Aktaş ve Robertson, 1984). Kahramanmaraş-Malatya ve Elazığ yöresinde yaygın olarak yüzleklerine rastlanan granitoidler, metamorfik platform karbonatları



Şekil 4.3. İnceleme alanı ve batısının jeolojisi haritası (MTA-2002'den basitleştirilerek alınmıştır)

(Malatya-Keban Metamorfikleri), Ofiyolitler (Göksun, Berit, İspendere ve Kömürhan) ve volkanik yay birimleri (Yüksekova karmaşığı, Elazığ Magmatikleri, Baskil magmatitleri, Elazığ volkanik karmaşığı) ile intrüzif dokanak ilişkilerine sahiptirler (Hempton ve Savcı, 1982; Yazgan, 1984a; Asutay, 1985; Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve ark, 1993, Parlak ve Rızaoğlu, 2004; Robertson ve ark, baskıda b). Bu granitoidlerin platform karbonatları, ofiyolitler ve ofiyolit tabanı metamorfiklerini kesmesi anılan birimlerin granit intrüzyonu öncesinde yanyana geldiklerine işaret etmektedir (Yazgan ve Chessex, 1991; Mitchard ve ark, 1984; Perinçek ve Kozlu, 1984; Robertson ve ark, 2004). Baskil magmatiklerinden Yazgan ve Chessex 1991 76 ± 2.45 ve 78 ± 2.5 My K/Ar yaşı tespit etmişlerdir.

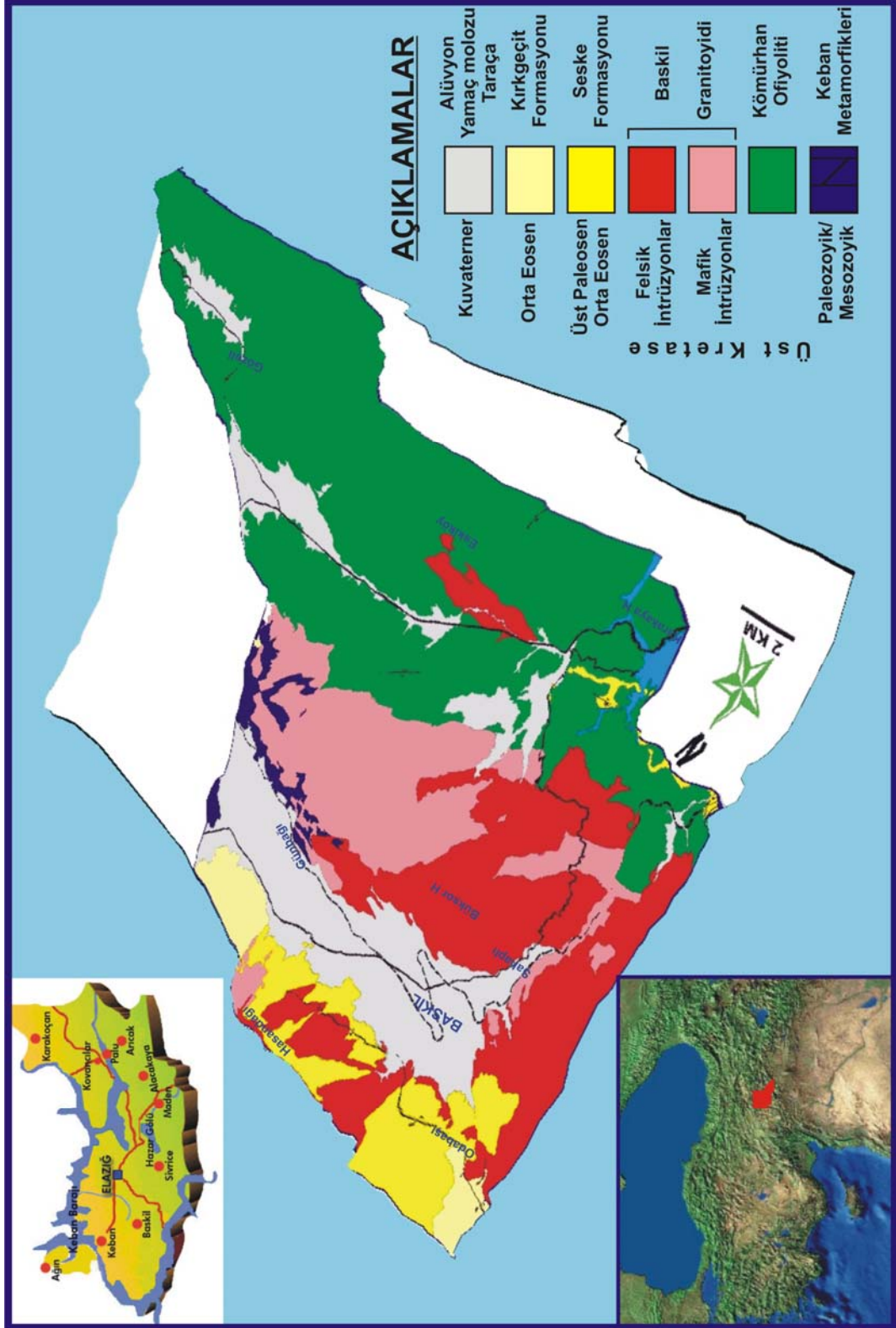
İnceleme alanı ve yakın çevresi tektonik açıdan oldukça aktif bir bölgede yer almakta olup dünyanın önemli kıta içi aktif transform faylarından olan Doğu Anadolu Fay Sistemi çalışma bölgesinin hemen güneydoğusunda yer almaktadır. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin etkisiyle inceleme alanı içerisinde çok sayıda kırık ve faylanmalara rastlanmaktadır. Güneyli, (2002) ilk kez Arpat ve Şaroğlu (1972) tarafından saptanan bu fay zonu üzerinde yapmış olduğu kazı (trench) çalışmaları sonucunda fayın harekete başlama yaşını 2 milyon yıl olarak saptamıştır. Fay zonu üzerinde yapılan çeşitli araştırmalarda fayın sol yönlü toplam atımı için Arpat ve Şaroğlu (1972); Seymen ve Aydın (1972); Hempton, (1985); Herece ve Akay (1992); Şaroğlu ve ark., (1992) ve Turan (1993) sırasıyla 27 km, 15 km, 21 km, 13 km, 17 km, ve 11 km toplam sol yanal atım olduğunu belirtmişlerdir (Güneyli, 2002).

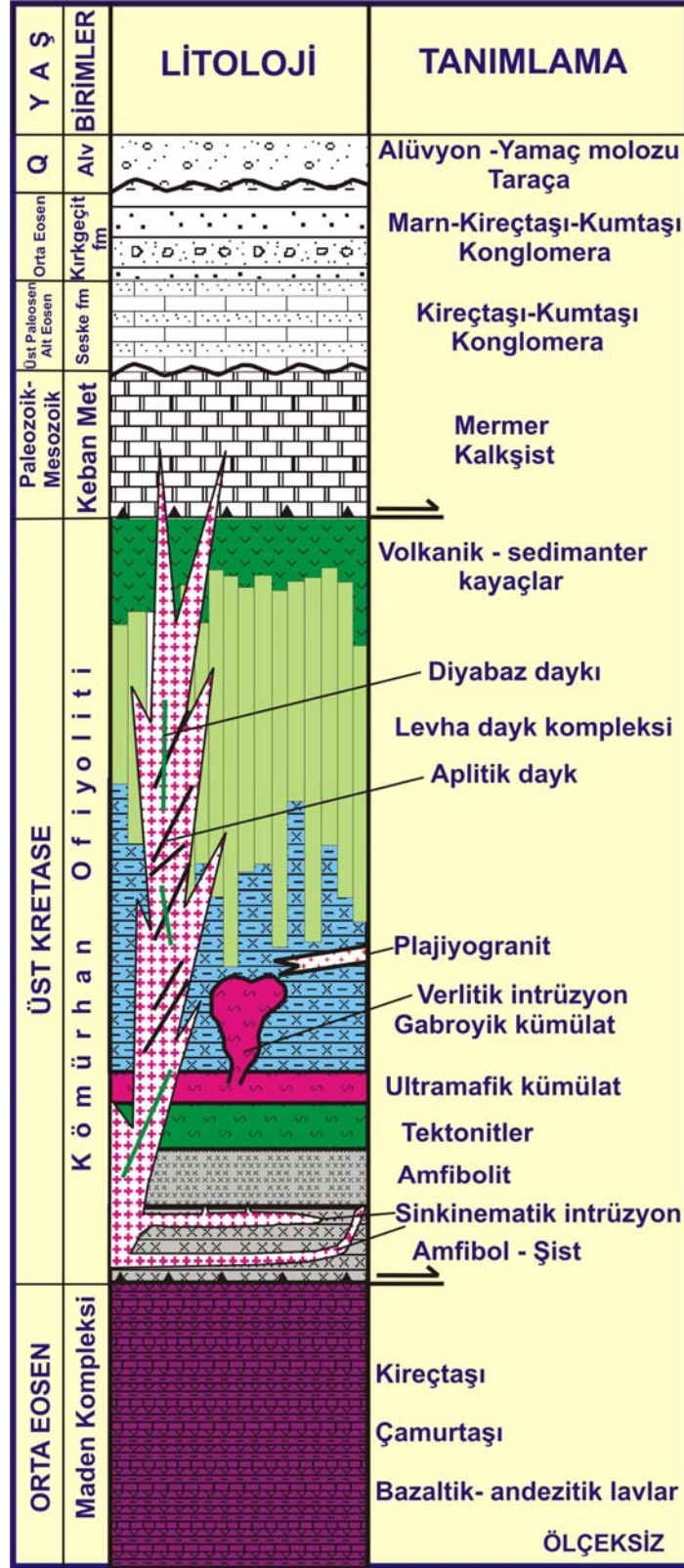
İnceleme alanında yüzeyleyen sedimanter birimlerde de kırıklı yapıların yanı sıra deformasyonun göstergesi olarak kıvrımlanmalar da izlenmektedir.

4. 1. Stratigrafi ve Petrografi

İnceleme alanında yapılan arazi, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar neticesinde Paleozoyik-Mezozoyik ve Senozoyik yaşlı altı litostratigrafi birimi ayırılmıştır (Şekil 4.4, 4.5, Ek 1.1). Bunlar sırasıyla; inceleme alanında temeli

oluşturan Paleozoyik/Mesozoyik yaşlı Keban metamorfikleri, alttan üste doğru ofiyolit tabanı metamorfikleri, manto tektonitleri, ultramafik ve mafik kümülatlar,





Şekil 4.5. İnceleme alanında yer alan birimlerin litostratigrafik kolon kesiti

izotrop gabro, levha dayk kompleksi ve volkano-sedimanter kayalardan oluşan ve dzenli bir ofiyolitik seri oluşturan ve orta Eosen yaşlı Maden kompleksi üzerine bindirmeli bir dokanak ilişkisi ile yerleşen Üst Kretase yaşlı Kömürhan ofiyoliti, oldukça geniş yelpazede kayal gruplarından oluşan, mafik ve felsik derinlik-yarı derinlik kayalarından oluşan ve Paleozoyik yaşlı Keban metamorfikleri ile Üst Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitlerini intrüzif dokanakla kesen Baskil granitoyidi, kireçtaşı, kumtaşı ve konglomera litolojileri sunan ve alttaki daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz bir dokanak ilişkisi ile gelen Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu, bu birim üzerine uyumlu dokanakla gelen ve marn, kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeradan oluşan litolojik bileşime sahip Orta Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu ile inceleme alanında yer alan tüm bu birimleri uyumsuz olarak üzerleyen Kuvaterner yaşlı alüvyon, yamaç molozları ve taraçalardır (şekil 4.4,4.5, Ek 1.1).

İnceleme alanında yer alan magmatik, metamorfik ve sedimanter kayalar üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda yukarıda belirtilen birimlerin jeolojik ve petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

4.1.1. Paleozoyik/Mezozoyik

4.1.1.1. Keban Metamorfikleri

İnceleme alanında temeli Paleozoyik/Mezozoyik yaşlı Keban metamorfikleri oluşturmakta olup çalışma alanının doğusunda Pirhasandağı bölgesi ile Bulutlu, Karaali ve alıca köyleri civarlarında yüzlek vermektendirler (Ek 1.1).

Keban metamorfikleri bölgede yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin üst seviyelerinde allokton kütleler halinde izlenmekte olup inceleme alanında gözlenen kesimlerinden derlenen örneklerin yapılan petrografik determinasyonlarına göre kalk-şist ve mermerlerden oluşmaktadır (Resim 4.1). Ancak bölgesel nitelikli çalışmalarda birimin düşük derecede metamorfizma geçirmiş mermer, şist, sleyt, siyah fillit ve çok ender olarak meta-konglomeraları içerdiği belirtilmiştir (Akgl, 1987; Turan ve Bingöl, 1991; Asutay, 1988; Yılmaz ve ark. 1993). Kipman (1976)

inceleme alanı ve yakın çevresinde birim üzerinde yapmış olduğu çalışmasında Keban metamorfiklerini Alt şistler, mermerler ve üst şistler olmak üzere üç alt gruba ayırmıştır. Birim Üst Kretase yaşlı Baskil granitoyidi ile genellikle tektonik olmak üzere yer yer de intrüzif dokanak ilişkisine sahiptir (Şekil 4.5).



Resim 4.1. Keban metamorfikleri ve Baskil granitoyidinin genel görünümü (Ayranlı mezrası güneyi, Bakış güneye)

Birimin yaşı konusunda Kipman (1981) alt şistler içerisinde Permo-karbonifer yaşında fosiller saptamıştır (Bingöl 1984: Herece ve ark 1992'den). Birimin tip kesitinin yer aldığı Keban yöresinde Özgül ve Turşucu (1984) rekrystalize kireçtaşlarından Permian ve Üst Triyas'tan Kretase'ye kadar uzanan paleontolojik yaş saptamışlardır (Herece ve ark, 1992). Yılmaz ve ark., 1993 Malatya-Keban platformu için Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen arası bir metamorfizma yaşı önermişlerdir. Keban metamorfikleri'nin metamorfizması Yazgan (1984b)'a göre yay magmatizmasına bağlı olarak gelişmiştir, ancak Bingöl (1984)'ün amfibolitlerde kısmi ergime saptamış olması ve Keban yöresinde metamorfizmanın Özgül ve Turşucu (1984) tarafından bölgesel metamorfizma şeklinde yorumlanması; Keban metamorfiklerinin kısmende bölgesel metamorfizmayla başkalaşıma uğradığını göstermektedir (Herece ve ark 1992). Birimin Baskil ilçesi kuzeydoğusunda

Görmezler mahallesi civarında Üst Kretase yaşlı Baskil granitoyidi ile olan intrüzif dokanağında yer yer skarn zonu cevherleşmelerinin geliştiği gözlenmektedir. Ancak bu kesimlerde birime ait litolojilerin aşınmış oldukları izlenmektedir.

4.1.1.1.(1). Mermer

Ayrışma rengi grimsi beyaz, taze yüzey rengi beyaz, orta dayanımlı ve belirgin tabakalanmalı olarak izlenen birimden derlenen numunelerin ince kesitleri üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler saptanmıştır.

Doku: Granoblastik

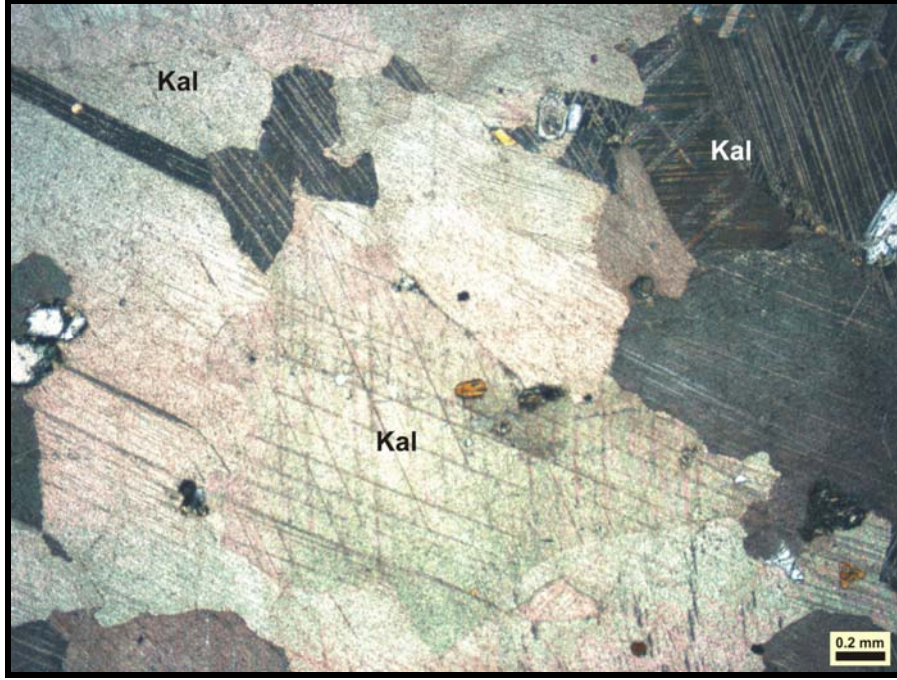
İçindeki Mineraller:

Kalsit: Kayaçta hakim minerali temsil etmektedir. Yaklaşık % 90 oranında bulunan kalsitler genellikle orta irilikte tanelerden oluşmaktadır. Hemen hemen tamamına yakınında polisentetik ikizlenmeler belirgin olup iki yönde gelişmiş dilinim izleri birçok kristalde net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.2).

Muskovit: Kayaçta oldukça az miktarlarda izlenen muskovitler ince uzun levhamsı şekillerde olmaları ve canlı girişim renkleri ile karakteristik olarak izlenmektedirler. Muskovitler kayaçta hafif bir yönlenme sunma eğiliminde olarak yer almaktadırlar.

Biyotit: Biyotitlerde muskovitlerle aynı oranlarda ve şekillerde yer almakta olup ikinci sıranın renklerinde polarizasyon renklerine sahip olmaları ve kahverenginin tonlarında değişim gösteren pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Bir kısmı ikincil alterasyon neticesinde opaklaşmalar göstermektedir.

Opak Mineral: Kayaçta az miktarlarda özşekilsiz opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Genellikle sekonder opak minerallerle temsil edilen opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.



Resim 4.2. Keban metamorfiklerine ait mermerlerin ince kesit görüntüsü (Ç.N. Kal:Kalsit)

4.1.1.1.(2). Kalkşist

Doku: Grano-lepidoblastik

İçindeki Mineraller:

Kalsit: Kayaçta hakim minerali temsil eden kalsitler genellikle yönlenme gösteren uzun ince kristaller halinde izlenmektedir. Soluk girişim renkleri ile kolaylıkla ayırdedilen kalsitlerde polisentetik ikizlenmeler ve iki yönde gelişmiş dilinim izleri de deformasyondan etkilenmiş olarak izlenebilmektedir (Resim 4.3).

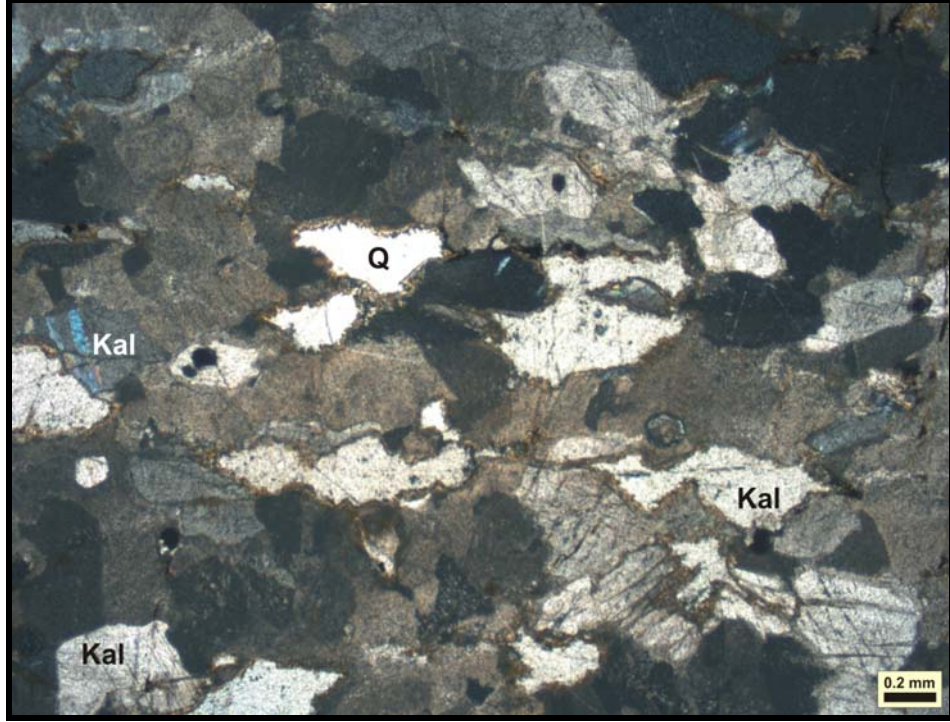
Muskovit: Kayaçta ender olarak izlenen muskovitlerde levha şeklinde ve yönlenme gösteren kristaller halinde izlenmektedir. Canlı girişim renkleri ile karakteristiktirler.

Kuvars: Özşekilsiz, düşük rölyefli kristaller halinde izlenen kuvarslara eser miktarlarda rastlanmaktadır (Resim 4.3).

Biyotit: Genellikle levha şekilli kristallerden oluşan biyotitlerde muskovit ve

kalsitlerle uyumlu olarak belirgin bir yönlenme sunmaktadırlar.

Opak Mineral: Kayaçta oldukça az oranlarda izlenen opak mineraller özşekilsiz kristaller halinde izlenmektedirler.



Resim 4.3. Keban metamorfiklerine ait kalkıştlerin ince kesit görüntüsü (Ç.N. Kal: Kalsit,Q:Kuvars)

4.1.1.2. Kömürhan Ofiyoliti

Ofiyolit Yunanca aslına göre "ofics" yılan ve "ofiyolit" yılan taşı anlamına gelmektedir. Genellikle ultramafik ve mafik kayalardan oluşan belirli bir kaya grubuna verilen isim olan ofiyolitlere eşanlamlı olarak yeşil kayalar (green rocks), ofiyolit topluluğu (ophiolite suite/ophiolite sequences), ofiyolit birliği (ophiolite association) ve ofiyolit karmaşığı (ophiolite complex) şeklinde değişik isimlerde verilmektedir (Çapan, 1977).

14-24 Eylül 1972'de toplanan 1. PENROSE konferansına göre tam ve eksiksiz bir ofiyolit, alttan üste doğru ultramafik karmaşık, gabro karmaşığı, mafik levha dayk karmaşığı ve mafik volkanik karmaşık şeklinde kayaç tiplerinden oluşmakta olup bu birimlerle birlikte bulunan diğer kayalar ise örtü sedimanları,

genellikle dünit ile çevrili podiform kromit kütleleri ve sodik felsik intrüzif ve ekstrüzif kayalardır (Anonymous, 1972). Genellikle bahsedilen bu birimlerin tamamı her zaman birarada bulunmayabilir. Bu gibi durumlarda kısmi (partial), parçalanmış (dismembered), tam olmayan (incomplete) ofiyolitler sözkonusudur. Eğer ofiyolitlerde belirgin ölçüde metamorfizma gözleniyor ise metamorfize ofiyolitten sözedilir. Steinman (1927)'a göre ise ofiyolit; serpantin-gabro ve spilit birlikteliğinden oluşan topluluk olup bu grup Steinman üçlüsü olarak anılmaktadır. Ofiyolit okyanusal kabuğun kendisi olup kıtalarda gözlenen ofiyolit dizileri allohton kütleler halinde eski okyanus kabuklarını veya onların parçalarını temsil ederler (Çapan, 1977).

Kömürhan ofiyolitini oluşturan kayaç grubuna ait yüzlekler bölgede esas olarak Malatya-Elazığ karayolu boyunca Kömürhan köprüsünden itibaren başlamakta ve Sivrice (Elazığ) batısına kadar devam etmektedir. Ofiyolitik birim çalışılan bölgede yaklaşık 135-140 km²'lik bir yüzlek alanına sahiptir (Ek 1.1). Kömürhan ofiyoliti inceleme alanının dışında Kömürhan köprüsü güneyinde Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerine bindirmeli dokanak ilişkisi ile gelmektedir. Tavanda ise Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Kömürhan ofiyoliti bölgede geniş yayılımlar sunan Üst Kretase yaşlı Baskil granitoyidi tarafından da kesilmektedir. Bu intrüzif kontakt ilişkisi yer yer sin-kinematik olarak gelişmiştir.

Çalışma alanında ofiyolitik dizinin tüm birimleri görülmektedir. Bu birimler tabandan tavana doğru ince bir metamorfik dilim ile temsil edilen ofiyolit tabanı metamorfik kayalar (metamorphic sole), tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, tekil diyabaz daykları, levha dayk kompleksi ve volkano-sedimenter kayalardan oluşmaktadır (Şekil 4.4, 4.5, Ek 1.1). Üst kesimlere doğru yer alan gabroyik kayalar içerisinde sokulum yapmış olarak magmatik diferansiasyonun son evresine ait ürünler olan plajiyogranitik sokulumlar izlenmektedir. Ofiyolit tabanı metamorfik kayalarının dışında gabroyik kayalarda da inceleme alanının batısından itibaren yer yer minerallerde yönlenme şeklinde mikroskopik metamorfizma etkileri gözlenmektedir.

4.1.1.2.(1). Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri

Ofiyolitlerin tabanındaki metamorfik kayaçların oluşumu ilk kez Williams ve Smyth (1973) tarafından Kanada'daki Newfoundland ofiyolitlerinde tanımlanmıştır (Parlak, 2001). Ofiyolitlerin tabanında yer alan metamorfik kayaların ilk keşfedildiği yıllarda bu metamorfik temel kayaçları için farklı oluşum modelleri önerilmiştir. Bunlar sırasıyla a) Metamorfik kayaçların ofiyolitlerin kıta üzerine yerleşmeleri sırasında daha eski metamorfik temelden koparılan bloklar olabileceği b) Ofiyolitinin bindirmesi esnasında bindirmeyle eşyaşlı olarak tabandaki volkanik-sedimanter kayaçların metamorfizması ile sözü edilen metamorfik kayaçların oluşumu c) Karamata (1968), Wells (1969), Schwan (1971), Turner (1973) ve Stoneley (1975) tarafından ortaya atılan ve ofiyolite ait kayaçların volkanik-sedimanter kayaçların içine magmatik intrüzyon yapması ile sabit basınçta yalnızca sıcaklığa (deformasyon olmadan) bağlı olarak meydana gelen metamorfizma sonucunda bu kayaçların oluşumu (metamorphic aureole) şeklinde özetlenebilir (Woodcock ve Robertson, 1977: Parlak, 2001'den).

Metamorfik kayaçların direkt olarak peridotitlerin tabanında olması, ters metamorfik zonlanma göstermesi (üst amfibolit-alt yeşilist), metamorfiklerin üst kesiminin ve üzerindeki peridotitlerin alt seviyelerinin benzer deformasyon sergilemeleri, metamorfiklerin bileşimsel olarak tabandaki metamorfize olmayan kayaçlara benzerliği ve ayrıca metamorfik kayaçların kıtasal kabuğa benzerlik göstermemeleri nedeniyle yukarıda önerilen modellerden ikincisi daha sonra birçok yazar tarafından kabul edilmiştir (Parlak, 2001).

Metamorfik kayaçlar genelde ofiyolitlerin alt seviyelerini oluşturan peridotitlerin (tekonitlerin) tabanında 500 metreyi aşmayan ince dilimler oluşturacak şekilde uyumlu bir seriyi oluştururlar. Fakat genel olarak bu uyumluluk daha sonraki tektonizma ve metamorfizma etkileriyle kaybolmaktadır. Literatüre geçmiş metamorfik kayaçlar incelendiğinde, bu kayaçların birtakım ayırtedici özelliklere sahip olduğu görülmektedir. Bu özellikler şöyle sıralanabilir (Spray, 1984: Parlak, 2001'den)

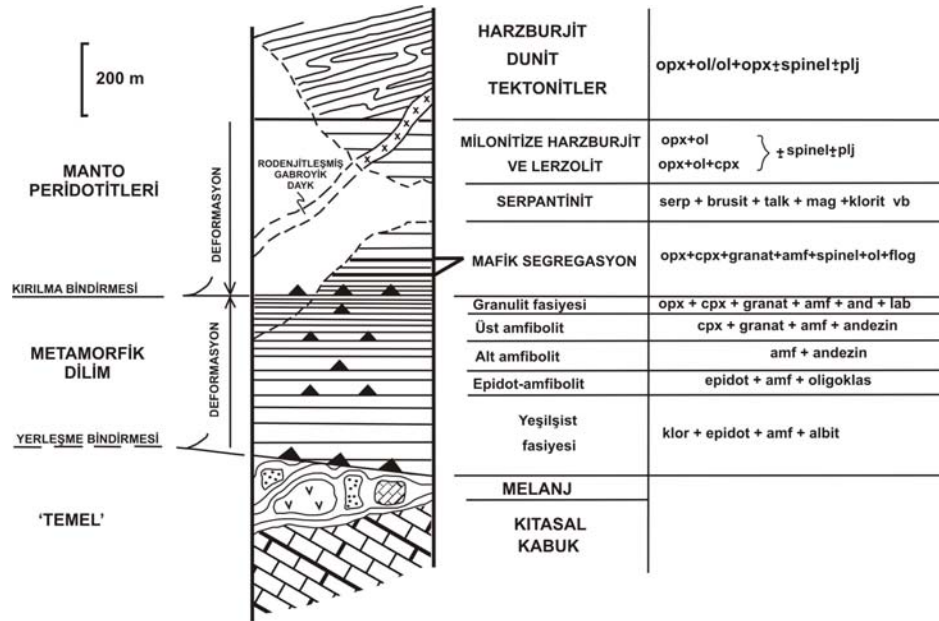
a) Ofiyolitlerin tabanındaki metamorfik kayaçlar okyanus içi bindirmeye

bağlı olarak oluşmuş olup yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması gösterirler. Ofiyolitlere bağlı metamorfik kayalar üzerinde çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan sıcaklık-basınç hesaplamaları şöyle özetlenebilir. Oman ofiyoliti (800-850⁰C ve 6.5-9 kbar; Gnos ve Peters, 1973), Newfoundland ofiyoliti (700-800⁰C VE 3-5 kbar; Jameison, 1979), Trinity ofiyoliti (650-500⁰C ve 5±3 kbar; Peacock ve Norris, 1989), Lizard ofiyoliti (600⁰C ve 3-4 kbar; Sandeman ve ark., 1995).

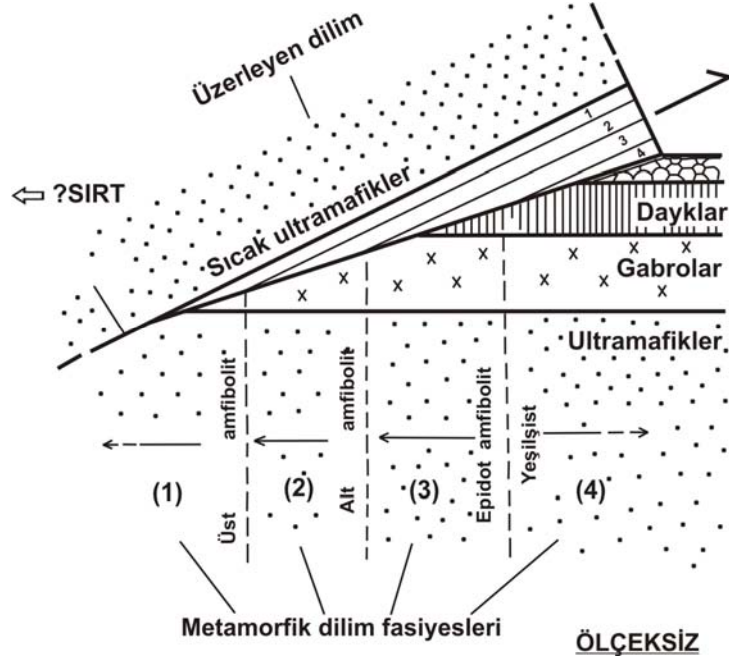
b) Ofiyolitlerin tabanında yer alan metamorfik dilimlerin kalınlıkları sınırlıdır. Genelde birkaç metre ile 500 m arasında kalınlıklara sahiptirler. Fakat 1 km'den fazla olanları da mevcuttur (MacKenzie, 1960). Bununla birlikte tektonik hareketlere bağlı olarak metamorfik kayaların oluşumu esnasında veya sonrasında kalınlıklarında azalma veya artma gözlenebilir.

c) Metamorfik dilimlerin kalınlıkları sınırlı olmasına rağmen yanıl devamlılıkları oldukça fazla olabilmektedir.

d) Metamorfik dilimler ters metamorfik (üst amfibolit/granulit-yeşilist fasiyesi) zonlanma sunmaktadırlar. Peridotitlerle kontakt zonlarında granulit fasiyesi ve hatta anateksi (ergime) gözlenirken (MacKenzie, 1960; Green, 1964; Challis, 1965; Pamic, 1977; Jameison, 1979; Searle ve Malpas, 1982) taban seviyelerinde başlangıç metamorfizması gözlenmektedir (Şekil 4.6, 4.7).



Şekil 4.6. Manto peridotitleri ve tabanındaki metamorfik dilimin ilişkisini gösteren ideal dikme kesit (Spray, 1984;Parlak, 2001'den)



Şekil 4.7. Okyanusal kabuk ve üst manto içerisine sokulan bir bindirme fayı boyunca ofiyolit tabanı metamorfiklerinin oluşumunun basitleştirilmiş modeli (Spray,1984; Parlak, 2001'den)

e) Metamorfik dilime ait kayalar yoğun bir şekilde deformasyon (kıvrımlanma ve faylanma) geçirmişlerdir. Yoğun deformasyon peridotitlerde kontakt zonlarında gnaysik ve şisti bir doku ile karakterize olurken, taban seviyelerinde göreceli olarak daha az deformasyon geçirmiş kayalar (fillit-sleyt) mevcuttur.

f) Metamorfik dilim genellikle amfibolitler ve metasedimentler ile temsil edilirler. Amfibolitler peridotitlerle kontakt zonlarında, metasedimentler ise genellikle taban seviyelerinde gözlenmektedirler. Jeokimyasal çalışmalar sonucunda amfibolitlerin, okyanusal kabuğa ait alkalin ve toleyitik mafik kayaların (bazalt-gabro) metamorfizması ile oluştukları saptanmıştır.

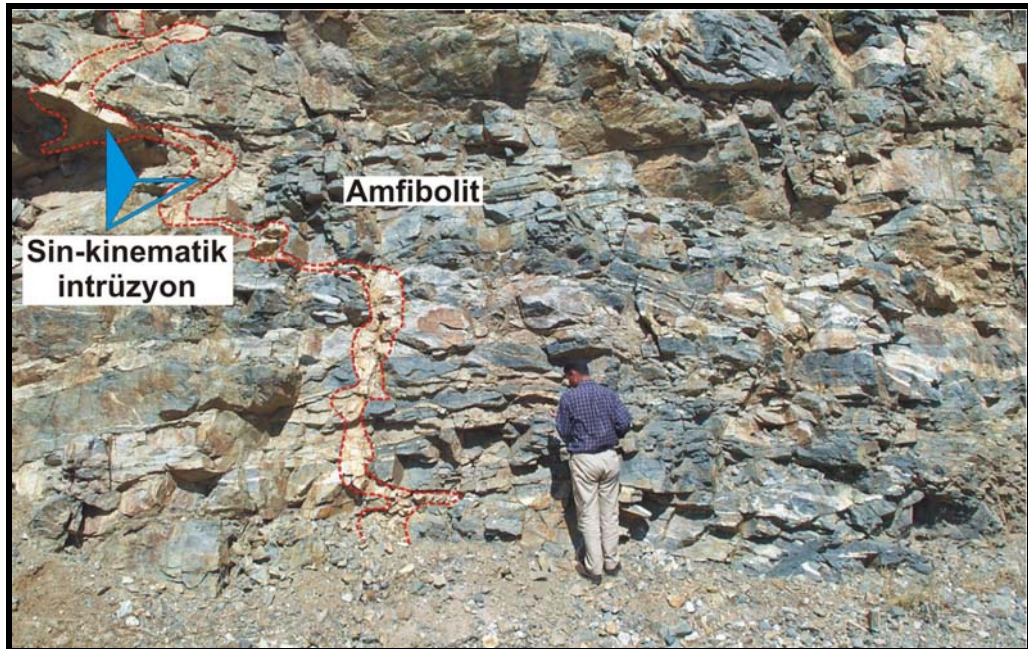
İnceleme alanında Kömürhan köprüsü ve Karakaya tepede oldukça dar bir alanda yaklaşık 200-300 metre kalınlığa sahip olarak izlenen ofiyolit tabanı metamorfikleri yeşil-şist fasiyesinden amfibolit fasiyesine kadar değişen ters zonlanmalı bir metamorfik dilimden ibarettir. Birim direkt olarak ultramafik kümülatların temelinde gözlenmekle beraber tektonizmanın etkinliğinden dolayı yer

yer devrilmeler sonucunda normal stratigrafik dizilim bozulmuş olarak izlenmektedir.

Bu kayalar Baskil granitoidine ait kayalar tarafından sin-kinematik olarak kesilmektedir (Resim 4.4).

Ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayalar esas olarak amfibolit, plajiyoklaslı amfibolit, kuvars-plajiyoklas-amfibol şist, plajiyoklas-amfibol şist, ve klorit-epidot-amfibol şistler ile temsil edilmekte olup özellikle şist türü metamorfik kayalar makroskopik olarak belirgin bir şistoziteye sahip olmaları ve yeşilin tonlarında ayrışma renkleri sunmalarıyla dikkat çekmektedirler (Resim 4.5). Amfibolitler ise daha koyu yeşil renkte ayrışma yüzeyine sahip, genellikle masif görümlü olup diğer kayalara oranla biraz daha dayanımlı oldukları gözlenmektedir.

İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayalarda yapılan ince kesit determinasyon çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaların ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.



Resim 4.4. Ofiyolit tabanı metamorfikleri içerisinde sin-kinematik olarak yerleşmiş Baskil granitoidine ait felsik kayalardan bir görünüm (Kömürhan köprüsü doğusu Malatya-Elazığ yolu üzeri)



Resim 4.5. Ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarında gözlenen şistozite görüntüsü (Kömürhan köprüsü kuzeyi Kuşsarayı yolu üzeri Bakış güneye)

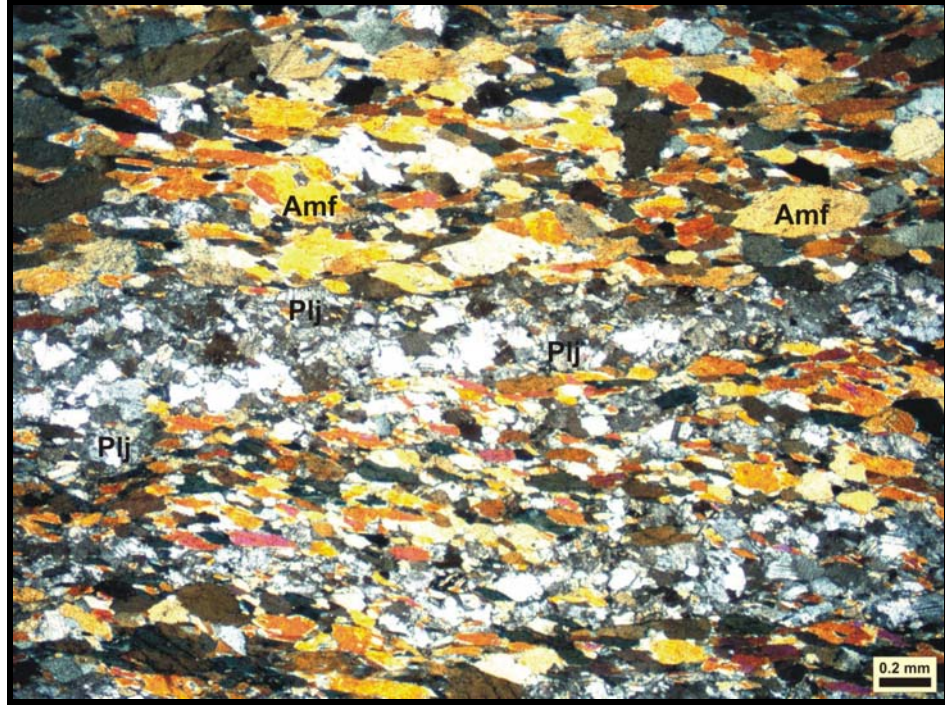
4.1.1.2.(1).(a). Plajiyoklas-Amfibol Şist

Doku: Nematoblastik-Mikrokıvrımlı-Bantlı

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Genellikle prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklasların büyük bir çoğunluğunda polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmektedir. Genel olarak kayaçta yer alan amfibollerle uyumluluk gösterecek şekilde paralellik arz etmektedir (Resim 4.6). Ayrışma yaygın olup genel olarak serisitleşme az oranda da kaolenleşme şeklinde alterasyonlar gözlenmektedir.

Amfibol: Büyük bir çoğunluğu çubuksu ve hemen hemen aynı yöne doğru uzamış kristallerden oluşan amfiboller II. Sıranın canlı renklerinde polarize olmaları ve yeşilin tonlarında hafif pleokroizma sunmaları ile karakteristiktirler (Resim 4.6). Kayaçta yaklaşık olarak % 50-60 oranında yer almaktadırlar. İki yönde gelişmiş dilinim izleri bir kısmında net olarak izlenebilmekle beraber c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde tek yönde dilinimler belirgindir.



Resim 4.6. Plajiyoklas-amfibol şistlerde bantlı doku görüntüsü (Ç.N.Amf:Amfibol, Plj: Plajiyoklas)

Klorit: Kayaçta oldukça az oranlarda lacivert-yeşil girişim renkleri ve çimen yeşili-sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Genellikle düzensiz şekilli dağılmış kristallerden meydana gelmektedirler. Bir kısmı ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmişlerdir.

Epidot: Kayaçta dağılmış olarak yer alan mineral yığışımı şeklinde izlenen epidotlar canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmalarıyla karakteristik olarak izlenmektedirler. İkincil süreçlerle oluşmuşlardır.

Sfen: Genellikle özşekilsiz küçük kristallerden oluşan sfenler tipik yüksek rölyefleri ve sarı ve pembenin tonlarında girişim renkleri ile dikkat çekmektedirler. Kayaçta eser miktarlarda yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Kayaçta oldukça az miktarlarda manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak minerallere rastlanmaktadır.

4.1.1.2.(1).(b). Kuvars-Plajiyoklas-Amfibol Şist

Doku: Nematoblastik

İçindeki Mineraller:

Amfibol: Sarı-yeşil ve mavinin tonlarında polarize olan ve genellikle çubuksu ksenomorf veya sub-otomorf kristallerden oluşan amfibollerde belirgin bir yönlenme gözlenmekte ve felsik minerallerle birlikte uzama göstererek şisti dokuyu oluşturmaktadır. Kayaçta yaklaşık % 50-60 oranında yer almaktadırlar. Amfiboller belli belirsiz bir pleokroizma göstermekte ve iki yönde gelişmiş dilinim izleri yer yer açık bir şekilde gözlenmektedir. Bir kısmında ise $h^1(100)$ ikizi net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.7).

Plajiyoklas: Bunlarda amfiboller gibi ve onlarla birliktelik sunacak şekilde çubuksu kristaller halinde izlenmekte ve belirgin bir yönlenme sunmaktadırlar. Yaklaşık olarak % 15-20 oranında yer almaktadırlar. Bir kısmında polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmekte ve genel olarak serizitleşme ve kaolenleşme şeklinde alterasyon sunmaktadır. Bir kısmında zonlu yapı gözlenmektedir (Resim 4.7).

Kuvars: Az miktarda özşekilsiz kristaller halinde izlenmektedir. Kuvarlarda diğer mineraller gibi yönlenme göstermektedirler. Gri ve tonlarında polarize olan kuvarların tamamına yakınında maruz kaldıkları basıncın bir sonucu olarak dalgalı sönme izlenmektedir. Yaklaşık olarak % 10 civarında yer almaktadırlar.

Klinopiroksen: Genellikle prizmatik şekillerde orta irilikte piroksenlere rastlanmaktadır. Mavinin tonlarında girişim renklerine sahip klinopiroksenlerle temsil edilmektedir.

Epidot: Kayaçta oldukça az miktarlarda izlenen epidotlar canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile rahatlıkla tanınabilmektedirler.

Sfen: Oldukça küçük tanelerden oluşan sfenler yüksek rölyefleri ve sarı-pembe renklerinde polarize olmaları ile dikkat çekmektedirler. Kayaçta eser miktarda yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Genellikle düzgün kenar ve köşelere sahip primer opak minerallere az miktarda rastlanmaktadır. Oldukça az oranda ise ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklaşmalar izlenmektedir. Manyetit

olabilecekleri tahmin edilmektedir



Resim 4.7. Kuvars-plajiyoklas-amfibol şistin ince kesit genel görüntüsü (Ç.N.Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas, Amf: Amfibol)

4.1.1.2.(1).(c). Klorit-Epidot-Amfibol Şist

Doku: Mikrokıvrımlı

İçindeki Mineraller:

Amfibol: Yer yer orta irilikte yuvarlağımsı yer yerde çubuksu veya nispeten küçük kristallerden ibaret olan amfiboller kayada hakim minerali temsil etmektedir. Yaklaşık olarak % 50 oranında yer almaktadırlar. İkinci sıranın renklerinde polarize olan amfiboller açık yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaktadırlar ve dilinim izleri net olarak izlenememektedir.

Epidot: Kayada ikinci hakim minerali temsil eden epidotlara yaklaşık % 30 oranında rastlanmaktadır. Canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizma

sunmaları ile karakteristik olan epidotlar çoğunlukla birarada toplanmış mineral yığılımları şeklinde izlenmektedirler.

Klorit: Kayaçta yaklaşık % 10 oranında izlenen kloritler yeşil-lacivert-füme girişim renkleri ve çimen yeşili-sarımsı yeşil pleokroizmaları ile kolaylıkla diğer minerallerden ayrılmaktadır. Gelişigüzel dağılmış özşekilsiz kristallerden meydana gelmektedirler.

Opak Mineral: Hemen hemen tamamına yakını yönlene paralel olarak dizilmiş, ikincil süreçlerle oluşmuş manyetit olabilecekleri tahmin edilen minerallerden oluşmaktadır.

4.1.1.2.(1).(d). Plajiyoklaslı Amfibolit

Doku: Granoblastik-Grano-nematoblastik-Pösiloblastik

İçindeki Mineraller:

Amfibol: Kayaçta hakim minerali temsil eden amfibollerin bir kısmı hafif yönlene gösteren çubuksu veya orta irilikte kristallerden bir kısmı ise oldukça iri granoblastlardan oluşmaktadır. Kayaçta yaklaşık olarak % 50 oranında yer almaktadırlar (Resim 4.8). Bazı amfibollerde h'(100) ikizi gözlenmektedir. Bir kısmı plajiyoklasları kapanımlar halinde bünyelerinde barındırmaktadırlar. Amfibollerde c eksenine dik geçmiş kesitlerde iki yönde, paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerde ise tek yönde dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir. Amfibollerde pleokroizma net olarak izlenebilmekte olup yeşilin tonlarında değişim sunmaktadırlar. Bir kısmı maruz kaldığı tektonizmanın sonucu olarak dalgalı sönme göstermektedirler. Alterasyonları çok yaygın olmayıp yersel olarak opaklaşma ve kloritleşme şeklinde dönüşüm göstermektedirler.

Plajiyoklas: Kayaçta ikinci hakim minerali temsil eden plajiyoklasların bir kısmı iri granoblastlar halinde bir kısmı ise prizmatik veya yarı özşekilli kristaller halinde yer almaktadırlar. Bir kısmı ise amfiboller içerisinde kapanımlar şeklinde yer almaktadırlar. Yaklaşık olarak % 35-40 oranında yer almaktadırlar. Polisentetik

ikizleri genel olarak net olarak izlenebilmekte ancak ayrışmanın etkinliği ile bu ikizleri yer yer kaybolmuş durumdadır (Resim 4.8). Polisentetik ikizlerine göre yapılan sönme açısı ölçümlerinde 26° - 30° sönme açılarına sahip olan andezin ve labrador bileşimlerine sahip plajiyoklaslar oldukları saptanmıştır. Kaolenleşme, serisitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde çok geniş bir yelpazede alterasyon sunmaktadırlar.

Kuvars: Kayaçta özşekilsiz kristaller halinde genellikle I. sıranın gri tonlarında polarize olan kuvarsların tamamına yakını maruz kalmış oldukları basıncın etkisi olarak dalgalı sönme göstermektedirler. Bolca çatlak içermektedirler. Yaklaşık % 1-2 oranında yer almaktadırlar.

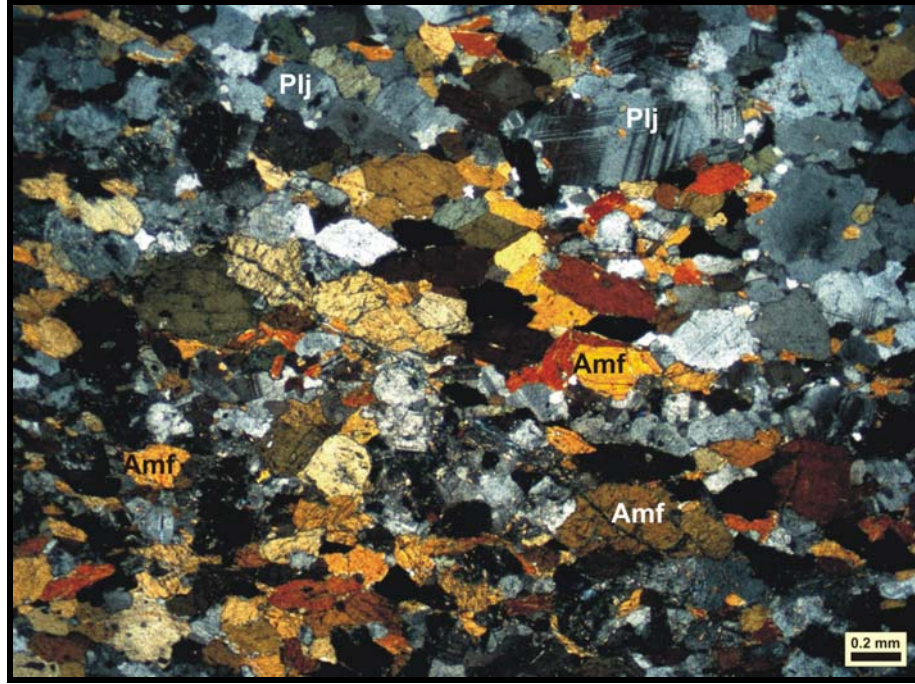
Muskovit: Genel olarak küçük levhamsı şekillerde yer yer ise orta irilikte tanelerden meydana gelen muskovitlere kayaçta oldukça az oranlarda (% 2-3) rastlanmaktadır.

Biyotit: Genellikle düzensiz şekillerde oldukça altere biyotitlere kayaçta ender olarak rastlanmaktadır. Tek yönde gelişmiş dilinim izleri ve paralel sönmeleri ile ayırdedilen biyotitler tanınmalarını güçleştirecek derecede kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyona uğramış şekilde izlenmektedir.

Klorit: Mavi-lacivert girişim renkleri ve çok zayıf yeşil-sarı-koyu yeşil renkler arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çeken kloritlere kayaçta eser miktarlarda rastlanmaktadır. Genellikle amfibollerin yer yer de biyotitlerin aleyhine gelişmişlerdir.

Sfen: Kayaçta eser miktarlarda izlenen sfenler kirli sarı girişim renkleri ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler. Genellikle özşekilsiz, yer yerde baklava şeklinde kristallerden oluşmaktadırlar.

Opak Mineral: Büyük bir kısmı primer bir kısımda amfiboller aleyhine gelişmiş sekonder opak mineraller olmak üzere iki farklı opak mineral gelişimi izlenmektedir. Bir kısmında net olarak izlenebilen hegzagonal kristal sistemindeki özşekilli kristallerin hematit olabilecekleri tahmin edilmektedir. Opak minerallerden primer opaklar sekonder opaklardan düzgün kenar ve köşelere sahip oluşlarıyla ayrılmaktadırlar.



Resim 4.8. Plajiyoklaslı amfibolitlerde nematoblastik Doku ve genel görünüm (Ç. N. Plj: Plajiyoklas, Amf: Amfibolit)

4.1.1.2.(1).(e). Amfibolit

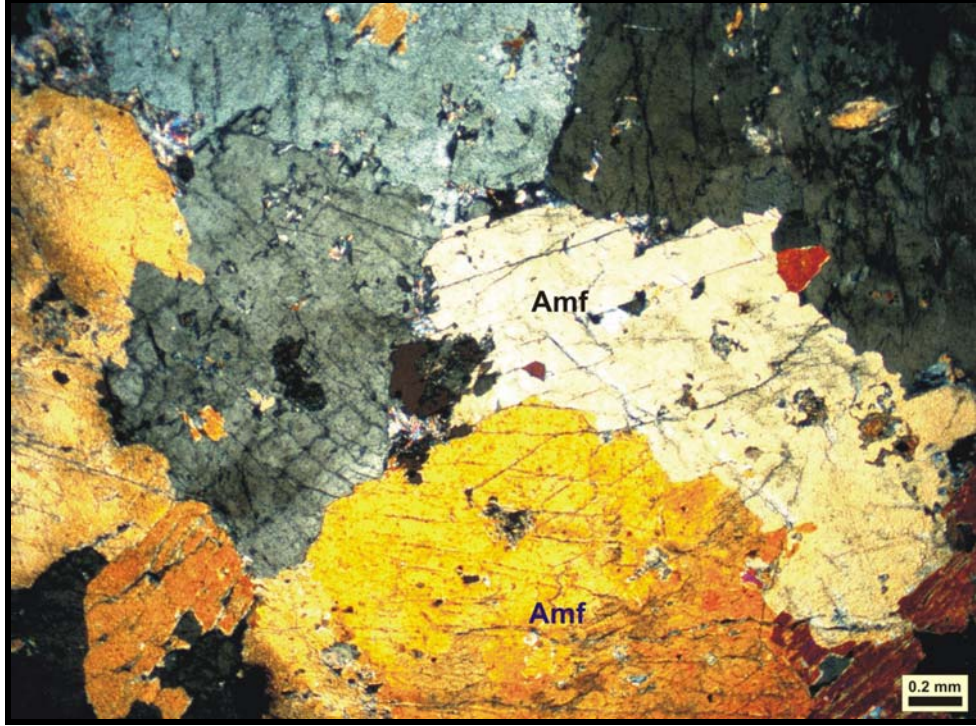
Doku: Granoblastik-Grano-nematoblastik

İçindeki mineraller:

Amfibol: Genellikle çubuksu ve hafif bir yönelim gösteren bir kısmı ise orta irilikte kristaller halinde yer alan amfiboller kayaçta hakim minerali oluşturmaktadır. Yaklaşık % 70-80 oranında bulunmaktadır. Amfibollerin bir kısmı otomorf diğerleri ise sub-otomorf ve ksenomorf olarak izlenmektedir. Genellikle iki yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.9). Bir kısmında $h'(100)$ ikizi gözlenmektedir. Ayrıca yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaktadırlar.

Plajiyoklas: Genellikle çubuksu latalar halinde, yer yer ise orta irilikte prizmatik şekillerde, polisentetik ikizlenmeleri belirgin olarak izlenen plajiyoklas kristalleri kayaçta az miktarda (~ % 10-15) yer almaktadırlar. Polisentetik ikizlerine göre yapılan ölçümlerde 28° - 30° arasında sönme açlarına sahip andezin-labrador

bileşimlerine sahip oldukları saptanmıştır. Ayrışmaları yaygın olup serisitleşme, kaolenleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonları izlenmektedir.



Resim 4.9. Amfibolitlerde granoblastik Doku görüntüsü (Ç.N. Amf: Amfibol)

Klinopiroksen: Kayaçta oldukça az miktarlarda mavinin tonlarında girişim renkleri sunan özşekilsiz veya yarı özşekilli klinopiroksen minerallerine rastlanmaktadır.

Kuvars: Oldukça az miktarda özşekilsiz kuvars kristalleri kayaçta gelişigüzel dağılmış vaziyette gözlenmektedir. Gri ve tonlarında polarize olan kuvarslarda genel olarak dalgalı sönme izlenmektedir.

Sfen: Kirli sarı girişim renkleri ve yüksek rölyefleri ile karakteristik olan genellikle özşekilsiz yer yerde baklava şekilli kristallerden ibaret sfenlere eser miktarlarda rastlanmaktadır. Bir kısmı amfiboller içerisinde kapanımlar halinde yer almaktadırlar.

Granat: Genellikle yuvarlak ve yuvarlağımsı şekillerde yer alan granatlar tipik izotrop karakterleri ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler. Özellikle tek

nikolde üzerlerinde yer alan çatlak ağı karakteristiktir.

Epidot: Genellikle plajiyoklasların aleyhine gelişmiş olarak izlenen epidotlara eser miktarda rastlanmaktadır. Canlı girişim renklerine sahip mineral yığışmaları şeklinde yeralmaları, yüksek rölyepleri ve limon sarısı pleokroizma sunmaları ile dikkat çekmektedirler.

Opak Mineral: Kayaçta oldukça az miktarda bir kısmı düzgün kenarlı olarak gelişmiş ve manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak mineral gelişimleri izlenmektedir.

4.1.1.2.(2). Tektonitler

Çalışma alanında ofiyolit tabanı metamorfiklerinin üzerinde oldukça dar bir alanda yüzlek veren tektonitler genellikle serpantinize ultramafik kayaçlar (dunit-harzburgit-lerzolit) ve serpantinlerle temsil edilmektedir. Karakaya tepenin güneyinde yol üzerinde gözlenen tektonitler yeşilin tonlarında ayrışma renkleri ve makroskopik ölçüde yaygın serpantinleşme göstermeleri ile karakteristiktirler. Tektonitlerle ofiyolit tabanı metamorfikleri arasındaki dokanak yer yer normal dizilimde yer alırken bazı bölgelerde ise tektonizma etkisiyle devrik bir durum kazandıkları izlenmektedir (Resim 4.10).

Yapılan ince kesit çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaçların ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

4.1.1.2.(2).(a). Serpantinize Dunit

Doku: Elek-Panksenomorf Taneli

İçindeki Mineraller:

Olivin: Genel olarak ikinci sıranın yüksek renklerinde polarize olmaları, bol miktarda çatlak içermeleri ve yüksek rölyepleri ile karakteristik olan olivinler kayaçta hakim minerali temsil etmekte ve kayacın tamamına yakını olivinlerden meydana

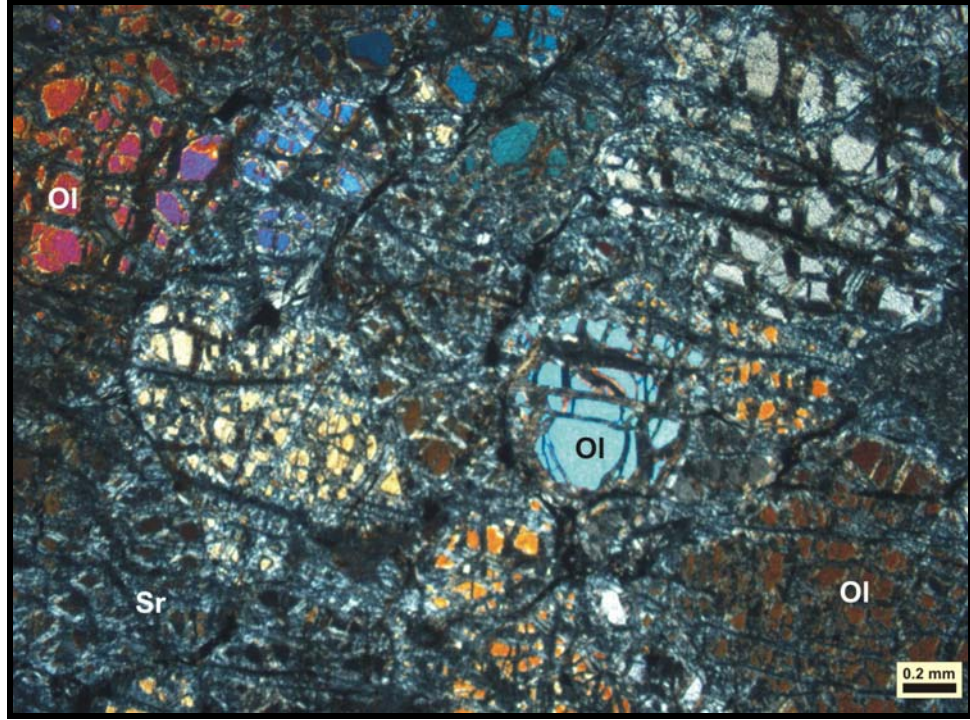
gelmektedir. Olivinler çatlaklarından itibaren serpantinleşme göstermekte ve bu durum kayaçta elek dokunun meydana gelmesini sonuçlamaktadır(Resim 4.11). Ayrıca tamamıyla serpantinleşmemiş olivinler ise renkli adacıklar şeklinde konumlanarak panksenomorf taneli dokuyu meydana getirmektedir.



Resim 4.10. Tektonitler ve ofiyolit tabanı metamorfiklerinin arazi görüntüsü (Karakaya tepe güneyi)

Piroksen: Kayaçta eser miktarda izlenen piroksenlerin tamamı serpantinleşme süreci neticesinde bastit türü serpantin mineraline dönüşmüş olup gri girişim renkleri ve tek yönde gelişmiş lifsi dilinimleri ile ilksel durumlarını yansıtmaktadırlar.

Opak Mineral: Kayaçta olivinlerin çatlakları boyunca gelişim gösteren opak mineraller genellikle özşekilsiz ve kayaçtaki çatlakların şeklini almış formlarda izlenmektedir (Resim 4.11). Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir. Kayaç içerisinde yer yer bağımsız kromit gelişimleri de izlenmektedir.



Resim 4.11. Serpantinize dunitin genel görünümü (Ç.N. Ser: Serpantin mineralleri, Ol: Olivin)

4.1.1.2.(2).(b). Serpantinize Harzburjlit

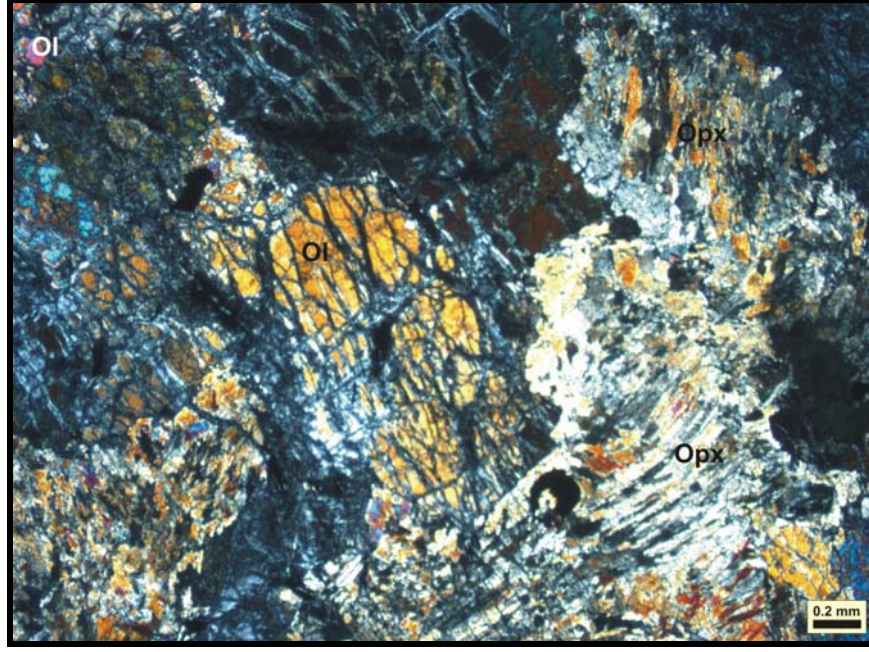
Doku: Taneli-Elek

İçindeki Mineraller:

Olivin: Kayaçta hakim minerali temsil eden olivinler ikinci sıranın canlı renklerinde polarize olmaları, yüksek optik engebeleri ve bol miktarda çatlak içermeleri ile karakteristiktirler. Yaklaşık olarak % 70-80 civarında yer almaktadırlar. Büyük bir çoğunluğu çatlaklarından itibaren serpantinleşme göstermekte ve taze kalmış kısımlar renkli adacıklar şeklinde dikkat çekmektedirler (Resim 4.12).

Ortopiroksen: Genellikle özşekilsiz kristaller halinde izlenen ortopiroksenler sarının ve grinin tonlarında polarize olmaktadır ve büyük bir çoğunluğu

serpantinleşme şeklinde alterasyon göstererek bastit mineraline dönüşmüş durumda gözlenmektedir. Yaklaşık % 10 mertebesinde izlenmektedir. Tek Yönde gelişmiş dilinim izleri ile net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.12).



Resim 4.12. Serpantinize harzburgitlerde bastitleşme ve genel görünüm (Ç.N. Opx: Ortopiroksen, Ol: Olivin)

Klinopiroksen: Kayaçta eser miktarda gözlenen klinopiroksenler birkaç özşekilsiz kristalden ibaret olup bunlarda ortopiroksenler gibi genellikle serpantinleşme sonucu bastite dönüşüm göstermektedirler. Klinopiroksenlerde de ortopiroksenlerde olduğu gibi tek yönde gelişmiş dilinim izleri ile net olarak izlenebilmektedir.

Opak Mineral: Kayaçta yer alan yegane opak mineral olan ve manyetit olabilecekleri tahmin edilen mineraller genellikle olivinlerin çatlakları boyunca yerleşim göstermelerinden dolayı düzensiz formlarda yer almaktadırlar. Kayaçta yaklaşık % 2-3 oranında bulunmaktadır. Kayaçta yer yer de bağımsız kromit gelişimleri izlenmektedir.

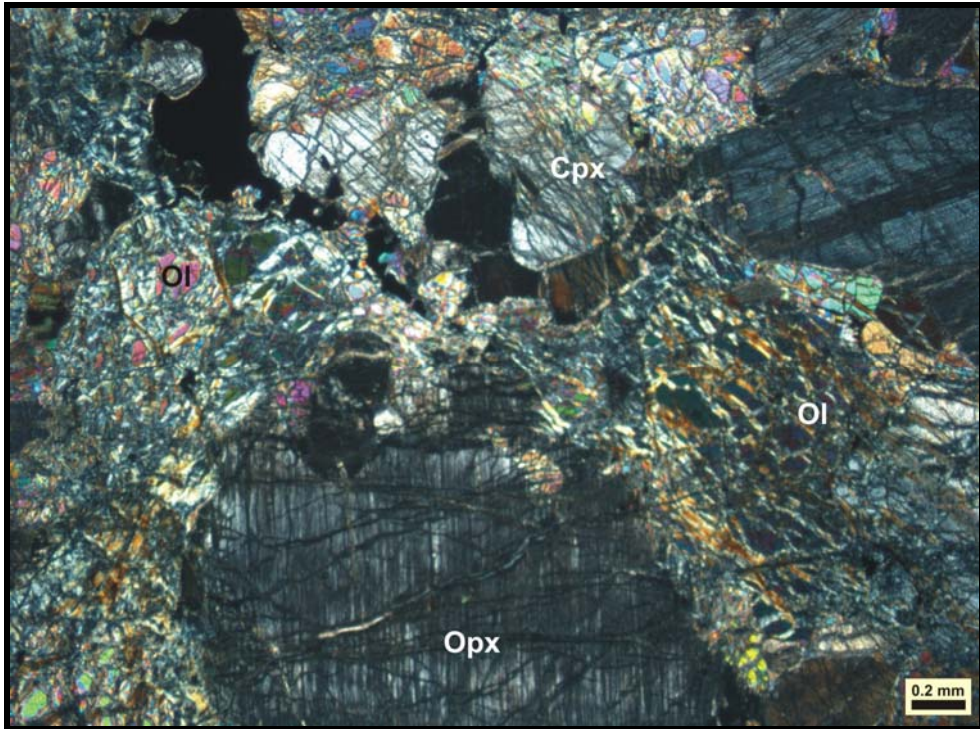
4.1.1.2.(2).(c). Serpantinize Lerzolit

Doku: Taneli-Elek

İçindeki Mineraller:

Olivin: Kayaçta hakim minerali temsil eden olivinler canlı girişim renkleri, yüksek rölyefleri ve bol miktarda çatlak içermeleri ile dikkat çekmektedirler. Kayaçta yaklaşık olarak % 70-80 oranında izlenmektedirler. Tamamına yakını çatlaklarından itibaren serpantinleşme göstermekte ve oldukça az miktardaki taze kısımlar kayaçta renkli adacıklar şeklinde net olarak gözlenebilmektedir (Resim 4.13).

Ortopiroksen: Kayaçta ikinci hakim minerali temsil eden ortopiroksenler sarı ve tonlarında polarize olmakta ve büyük bir çoğunluğu bastitleşme sunan özşekilsiz kristallerden ibarettir. Kayaçta yaklaşık %10 oranında izlenmektedir (Resim 4.13).



Resim 4.13. Serpantinize lertzolitlerin ince kesitteki genel görünümü (Ç.N. Ol: Olivin, Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen).

Klinopiroksen: Kayaçta hemen hemen ortopiroksenlere yakın oranlarda bulunan klinopiroksenler nispeten daha fazla bastitleşmeye uğramış olup taze

olanları II. sıranın renklerinde polarize olmaktadır. Büyük bir çoğunluğu bastitleşme neticesinde ilksel polarizasyon renklerini kaybetmiş ve gri ve tonlarında girişim renkleri sunmaktadır. Bir kısım klinopiroksenler eksolüsyon lamelleri içermektedirler (Resim 4.13).

Opak Mineral: Büyük bir çoğunluğu olivinlerin mineral sınırlarında, çok az bir kısmı ise çatlaklar boyunca yerleşim gösteren manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak minerallere kayaçta yaklaşık % 2-3 oranında rastlanmaktadır.

4.1.1.2.(2).(d). Serpantinit

Doku: Elek

İçindeki Mineraller:

Serpantin Grubu Mineralleri: Kayaçta yer alan olivin ve piroksenler sulu ortamda dönüşüme uğrayarak krizotil, lizardit, antigorit ve bastit türü serpantin grubu minerallerine dönüşmüşlerdir. Genellikle düşük renklerde (gri-mavimsi gri) polarize olan serpantin grubu mineralleri tipik ağ dokusu bünyesinde yer almaktadırlar ve düşük rölyefe sahiptirler. Bu minerallerden bastitler gri girişim renkleri ve tek yönlü dilinim izleri ile dikkat çekmektedirler (Resim 4.14). Bunlar kayaçta yer alan piroksenlerden itibaren dönüşüm yoluyla oluşmuşlardır. Krizotiller ise kayaçta yer alan olivinlerin çatlaklarından itibaren gelişmişler ve lifler şeklinde izlenmektedirler (Resim 4.14).

Kalsit: İkincil süreçlerle damar dolgusu olarak oluşmuş bir miktar kalsit gözlenmektedir. üçüncü sıranın soluk renklerinde polarize olmaları, düşük rölyefleri ve renksiz oluşlarıyla dikkat çekmektedirler.

Zeolit: Zeolitlerde kalsitler gibi kayacın oluşumunu izleyen aşamalarda boşluk dolgusu şeklinde gelişmiştir. I. sıranın grisi-beyazı ve tonlarında polarize olan zeolitler oldukça düşük optik engebeye sahip olmaları ile dikkat çekmektedirler. Maruz kaldıkları basınç sonucu dalgalı sönme göstermektedirler.



Resim 4.14. Serpantinitlerde elek Doku ve bastitlemiş piroksen görüntüsü (Ç.N. Bas: Bastit, Ser: Serpantin grubu mineralleri)

Opak Mineral: Serpantin grubu minerallerle beraber onların bünyelerinde opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Özellikle serpantin grubu minerallerin dilinimleri ve çatlakları boyunca yerleşim göstermektedirler. Hemen hemen tamamı çatlağın veya dilinimler arasında yer alan boşluğun şeklini alarak düzensiz şekilli görünüm sunmaktadırlar. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir. Bir kısmı ise bağımsız ilksel opaklar olup kromit olabilecekleri düşünülmektedir.

4.1.1.2.(3). Ultramafik Kümülatlar

Ultramafik kümülat kayalar verlitlerle temsil edilmekte olup inceleme alanında Kuşsarayı yolunda yüzleklerine rastlanmaktadır. Koyu yeşil ayrışma rengine sahip olan verlitik kayalar yer yer kümülat gabrolar içerisinde intrüzif olarak yer almaktadırlar (Resim 4.15). Ultramafik kümülatlara ait numuneler üzerinde yapılan ince kesit çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaların petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.



Resim 4.15. Ultramafik kümülatlara ait verlitlerin gabrolar içerisinde intrüzyonunun arazi görüntüsü (Kuşsarayı yolu)

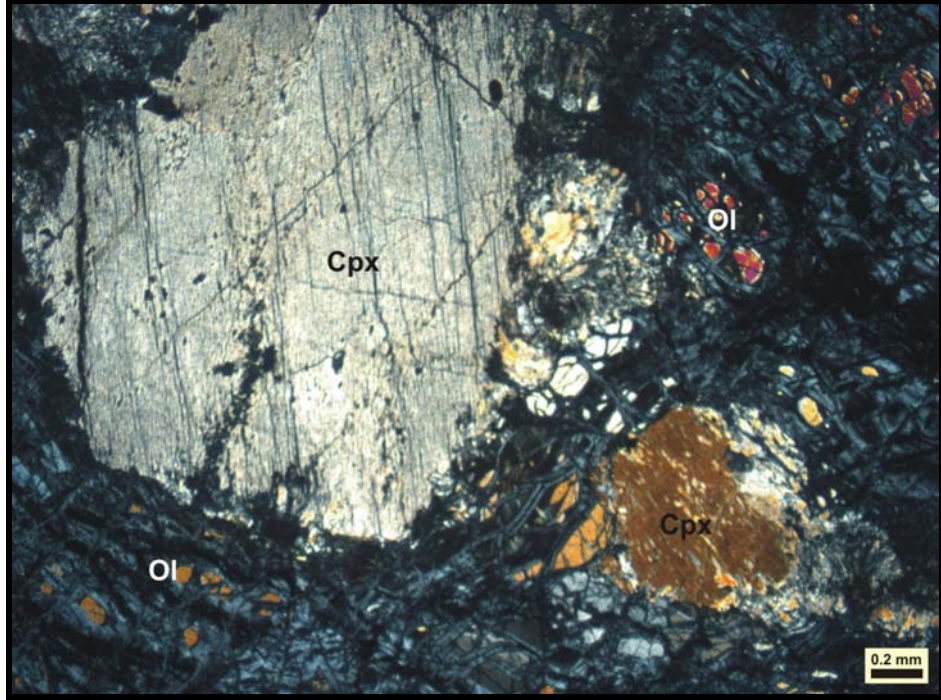
4.1.1.2.(3).(a). Verlit

Doku: Taneli-Elek

İçindeki Mineraller:

Olivin: Oldukça canlı girişim renklerine sahip yüksek rölyefli olivin kristalleri kayada yaklaşık % 70-80 mertebesinde yer almaktadırlar. Bol miktarda çatlak içermekte ve bu çatlaklarından itibaren serpantinleşme göstermektedirler. Serpantinleşmemiş taze kısımlar renkli adacıklar şeklinde gözlenmektedirler (Resim 4.16).

Klinopiroksen: Sarımsı ve grimsi girişim renklerine sahip genellikle kenarlarından itibaren ayrışma ve bastit türü serpantin grubu mineraline dönüşme eğiliminde olan klinopiroksenler yaklaşık % 20-25 oranında izlenmektedirler. Hemen hemen hepsi tek yönde gelişmiş dilinim izleri içermektedirler. Ayrıca bir kısmında eksolüsyon lamelleri gelişmiştir (Resim 4.16).



Resim 4.16. Ultramafik kümülatlara ait verlitlerin incekesit görüntüsü (Ç.N. Ol: Olivin, Cpx: Klinopiroksen)

Opak Mineral: Genellikle olivinlerin iç kısımlarında ve dokanaklarında yerleşmiş olarak manyetit oldukları tahmin edilen opak mineral yerleşimleri gözlenmektedir. Hemen hemen hepsi özşekilsiz kristallerden meydana gelmektedir.

4.1.1.2.(4). Mafik Kümülatlar

Kömürhan ofiyolitindeki mafik kümülat kayaçlar olivinli gabro, normal gabro, gabro-norit ve amfibollü gabro ile temsil edilmektedir. İnceleme alanında Silolar mahallesi, Kargadağı, Karataş tepe, Kamışlıkdağı, Gülüç tepe ve Robi tepede yüzleklerine rastlanmaktadır (Ek 1.1). Birim makroskopik olarak yer yer mafik ve felsik bileşenlerinin ayrımlı yerleşmelerinden kaynaklanan magmatik bantlaşma yapıları (tabakalı yapılar) sunmaktadır (Resim 4.17).

Belli bölgelerde yer alan mafik kümülat kayaçlar metamorfizma etkisinde kalmışlar ve bunun sonucu olarak dokusal birtakım değişiklikler sunmaktadırlar. Bu durumda olan kümülatların sınırları haritalama aşamasında metagabro ismi altında

tanımlanmış ancak bu bölümde petrografik determinasyonları ayrı olarak yapılmamıştır.



Resim 4.17. Mafik kümülatlarda magmatik bantlaşma (tabakalanma) görüntüsü (Silolar mahallesi güneyi)

Yeşilin tonlarında ayrışma rengine, koyu yeşil taze yüzey rengine sahip olan mafik kümülatlar genellikle ayrışmış olup taze örneklerine ender olarak rastlanmaktadır. Birim içerisinde genellikle plajiyoklasların alterasyonu neticesinde ortaya çıkan kaolen minerallerinden kaynaklanan beyazımsı bir yüzey rengi hakim olarak izlenmektedir. Ayrıca birimin ayrışmış olması taze örnek alınmasına da engel olmaktadır. Birimden derlenen kayaç örneklerinden hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde tayin edilen kayaçların ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

4.1.1.2.(4).(a). Olivinli Gabro

Doku: Taneli-Poikilitik-Korona

İçindeki Mineraller:

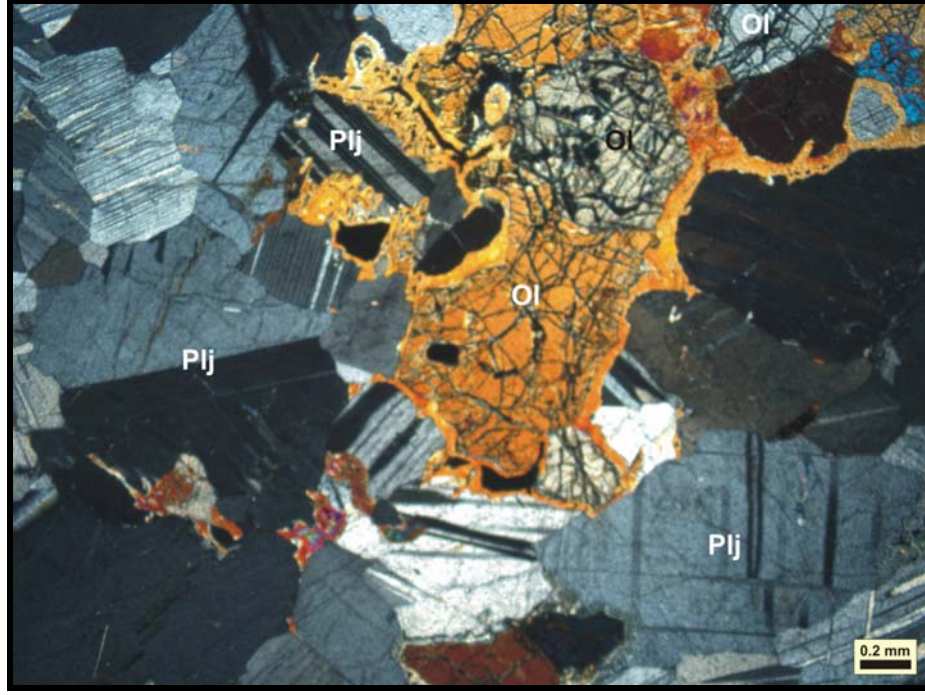
Plajiyoklas: Kayaçta hakim felsik minerali oluşturmaktadır. Genellikle iri prizmatik kristaller halinde polisentetik ikizleri belirgin olarak izlenmektedirler. Polisentetik ikizlerine göre yapılan sönme açısı bileşim tetkikinde 35^0-37^0 arasında sönme açılarına sahip labrador (An_{62-66}) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir. Bir kısmı klinopiroksenler ve olivinler içerisinde kapanımlar halinde poikilitik dokunun bir bileşeni olarak yer almaktadırlar (Resim 4.18). Kayaçta % 50-80 arasında değişen oranlarda yer almaktadırlar. Ayrışmaları yaygın olmayıp genel olarak serisitleşme yer yerde kaolenleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonları izlenmektedir. Genellikle plajiyoklasların olivinlerle temas eden kenar kısımlarında bir reaksiyon kuşağı (korona) izlenmektedir. Bir kısmı maruz kaldıkları basıncın sonucu olarak dalgalı sönme göstermektedirler.

Olivin: Yaklaşık % 20 civarında özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenen olivinler bol miktarda çatlak içermekte ve bu çatlaklarından itibaren serpantinleşme ve yer yerde iddingsitleşme şeklinde alterasyonları izlenmektedir. Bir kısmı kapanımlar halinde plajiyoklas kristallerini içermektedir. İkinci sıranın yüksek renklerinde polarize olmaları ve yüksek rölyepleri ile dikkat çekmektedirler. Bir kısmında talklaşma şeklinde alterasyon izlenmektedir. Bazı olivinlerde çatlaklarından itibaren gelişen lifsi serpantin minerallerine rastlanmaktadır. Bir kısım olivinlerin plajiyoklaslarla olan kontak kısımlarında bir reaksiyon kuşağı şeklinde korona dokusu gelişmiştir (Resim 4.18).

Klinopiroksen: Oldukça az miktarda izlenmektedirler. II. sıranın tipik renklerinde polarize olan klinopiroksenlerin tamamına yakını özşekilsiz kristallerden oluşmaktadır. Poikilitik dokuyu meydana getirecek şekilde plajiyoklas kristallerini kapanımlar halinde içeren klinopiroksenler genellikle tek yönde yer yerde birbirine dik iyi gelişmiş dilinimlere sahip olup 30^0-35^0 arasında değişen sönme açılarına sahiptirler. Genellikle eksolüsyon lamelleri içermektedirler. Bir kısmı ise alterasyon sonucu uralite dönüşüm göstermektedir. Bir kısım klinopiroksenlerde ikincil süreçlerle talklaşma ve kloritleşmelerde izlenmektedir.

Ortopiroksen: Kayaçta oldukça az miktarlarda izlenen ortopiroksenler genellikle özşekilsiz kristallerden oluşmakta olup büyük bir kısmında tek yönde

gelişmiş dilinim izleri net olarak gözlenmektedir. Genellikle uzun eksenli belli kristallerden oluşan ortopiroksenler orta irilikte tanelerden oluşmaktadır. Bunlarda klinopiroksenlerle benzer şekilde plajiyoklasları kapanımlar halinde bünyelerinde taşımaktadırlar.



Resim 4.18. Olivinli kümülat gabrolarda poikilitik doku görüntüsü (Ç.N. Ol: Olivin,Plj: Plajiyoklas)

Opak Mineral: Özellikle olivinlerin bünyesinde çatlaklara yerleşmiş olarak ve kenar kısımlarında manyetit oldukları tahmin edilen opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Bir kısım opak mineraller ise kayada dağılmış düzgün kenar ve köşelere sahip olan manyetit olabilecekleri tahmin edilen kristallerden oluşmaktadır. Ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş olan sekonder opaklara ender olarak rastlanmaktadır.

4.1.1.2.(4).(b). Gabro

Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali oluşturmaktadır. Kesitten kesite farklılıklar arz etmek kaydıyla yaklaşık olarak % 60-80 arasında yer almaktadırlar. Prizmatik latalar halinde genelde polisentetik ikizlenmeleri belirgin olarak izlenen plajiyoklasların tane orta irilikte tanelerden oluşmaktadır (Resim 4.19). Bazıları piroksenler ve amfiboller içerisinde kapanımlar halinde izlenmektedirler. Bir kısmı maruz kaldıkları tektonizmanın sonucu olarak dalgalı sönme göstermektedirler. Alterasyonları çok fazla yaygın olmayıp kaolenleşme, serisitleşme ve epidotlaşma şeklinde ayrışmaları izlenmektedir. Seçilmiş uygun kristallerinin sönme açıları ölçümlerinde ortalama yaklaşık 30⁰'lık sönme açılarıyla labrador (An₅₃) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir.

Klinopiroksen: Kayaçta yaklaşık olarak % 15-20 oranında izlenen klinopiroksenler orta irilikte kristallerden oluşan genellikle prizmatik yarı özşekilli mineraller şeklinde izlenmektedir. İkinci sıranın renklerinde polarize olmaktadır (Resim 4.19). Bir kısmı kapanımlar halinde genelde çubuksu plajiyoklas kristallerini içermektedirler. Hemen hemen tamamına yakınında tek yönde gelişmiş dilinim izleri bariz olarak izlenebilmekte olup bir kısmı dilinim izlerinde yaygın olarak gözlenebilen bastitleşme sunmaktadır (Resim 4.19). Bazı klinopiroksenler eksolüsyon lamelleri halinde ortopiroksenleri içermektedir. Ayrışma yaygın olup bastitleşmeye ilave olarak uralitleşme, kloritleşme, talklaşma ve opaklaşma şeklinde kendini göstermektedir. Bir kısmında tektonizmanın etkisiyle kırılma ve kıvrımlanma şeklinde yapısal deformasyonlar izlenmektedir.

Ortopiroksen: Kayaçta oldukça az miktarlarda (% 1-2) izlenen ortopiroksenler orta-düşük çiftkırınımları ile karakteristik olarak yer almaktadırlar. Tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahip olarak izlenen ortopiroksenler ileri seviyede ayrışmaya maruz kalmış olup kloritleşme, uralitleşme ve opalaşma şeklinde bozunmaları dikkat çekmektedir.

Amfibol: Kayaçta az miktarda izlenmektedirler. Kahverenginin tonlarında pleokroizma göstermeleri ve iki yönde gelişmiş dilinim izleri ile karakteristiktirler.

Biyotit: Kayaçta oldukça az miktarlarda izlenen biyotitlerin geneli ayrışmış ve kloritleşmiş olarak izlenmektedir. Bu ayrışma dilinim izlerinden itibaren gelişmiş olarak izlenmektedir. Kahverenginin tonlarında pleokroizmaları, tek yönde gelişmiş

dilinim izleri ve paralel sönme göstermeleriyle karakteristiktirler. Bir kısmında yine dilinimleri boyunca gelişim gösteren opaklaşmalar gözlenmektedir.

Klorit: Kayaçta eser miktarda yer alan kloritlerin tamamına yakını ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olarak yer almaktadırlar. Lacivert-mavi girişim renkleri ve çimen yeşili-sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.



Resim 4.19. Kümülat gabroların genel görünümü (Ç.N. Plj. Plajiyoklas, Cpx:Klinopiroksen)

Epidot: Kayaçta eser miktarlarda yer alan epidotlar ikincil süreçlerle plajiyoklalsların aleyhine gelişmiş olarak izlenmektedir. Çok canlı girişim renklerine sahip olan epidotlar mineral yığılımı formunda olmaları ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Sfen: Kayaçta oldukça nadir rastlanan sfenler genellikle kirli sarı girişim renklerine sahip olmaları ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler. Genellikle özsekilsiz kristallerden oluşan sfenler az miktarda çatlaklar içermektedirler.

Talk: Canlı girişim renkleri ve düşük rölyefleri ile tanınan talk minerali kayaçta ender olarak piroksenler aleyhine gelişmiş şekilde izlenmektedir.

Opak Mineral: Genellikle primer olmak üzere yer yerde ferromagnezyen

minerallerden amfiboller ve piroksenler aleyhine gelişerek onların yerlerini alan sekonder opak minerallerden meydana gelmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.2.(4).(c). Gabro-Norit

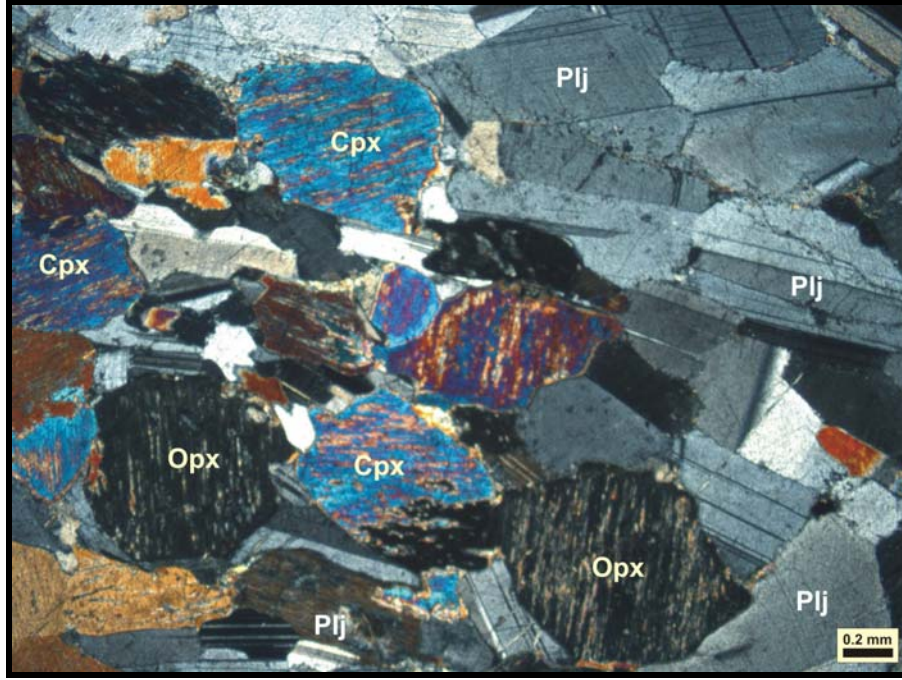
Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar tane boyları orta irilikte olan genellikle prizmatik yarı özşekilli kristallerden oluşmaktadır. Yaklaşık % 50 oranında yer almaktadırlar (Resim 4.20). Bir kısmı piroksenler bünyesinde kapanımlar halinde yeralarak poikilitik Dokuü meydana getirmektedir. Genellikle polisentetik ikizlenmeleri belirgin olarak izlenen plajiyoklasların sönme açılarına göre yapılan sınıflamasında ortalama 30⁰'lik sönme açılarıyla labrador (An₅₃) türü plajiyoklaslardan oluşmaktadırlar. Maruz kaldıkları tektonizmaya bağlı olarak dalgalı sönme göstermektedirler. Ayrışmaları yer yer değişimler sunmakla birlikte genel olarak kaolenleşme, serisitleşme ve epidotlaşma şeklinde bozunmalar gözlenmektedir.

Klinopiroksen: Kayaçta yaklaşık olarak % 20-30 oranında izlenen klinopiroksenler tane boyları orta irilikte yarı özşekilli tanelerden oluşmaktadırlar. Genel olarak tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilen klinopiroksenler ikinci sıranın renklerinde polarize olmaktadır (Resim 4.20). Hemen hemen tamamı eksolüsyon lamelleri içermektedirler. Ayrışmaları çok yaygın olmayıp uralitleşme, kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonları izlenebilmektedir.

Ortopiroksen: Kayaçta klinopiroksenlere göre nispeten daha az oranlarda onlarla aynı şekillerde bulunan yaklaşık olarak % 10-15 oranında yer almaktadırlar. Grinin tonlarında polarize olmaktadır ve oldukça ince eksolüsyon lamelleri içermektedirler (Resim 4.20). Ortopiroksenlerde klinopiroksenlerle benzer şekilde tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahip olup paralel sönmeleriyle karakteristiktirler.



Resim 4.20. Gabro-norit'in genel görünümü (Ç.N.Opx: Ortopyroksen, Cpx: Klinopyroksen, Plj: Plajiyoklas)

Opak Mineral: Primer ve sekonder olmak üzere iki tür opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla dikkat çekmekte olup ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş olan düzensiz şekilli sekonder opaklardan bu özellikleriyle ayrılmaktadırlar. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.2.(4).(d). Amfibollü gabro

Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde dağılmış ileri derecede serisitleşme, kaolenleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyon gösteren, polisentetik ikizlenmeleri yer yer belirgin orta büyüklükte tanelerden oluşmaktadır. Kayaçta ana felsik mineral olarak yer alan plajiyoklaslar genellikle çubuksu ve kenarları yuvarlaklaşmış

kristaller halinde izlenmektedir. Yaklaşık olarak % 70-80 oranında izlenmektedirler. Bir kısım plajiyoklaslar kapanımlar halinde poikilitik dokuyu oluşturacak biçimde amfiboller bünyesinde yer almaktadırlar (Resim 4.21). Plajiyoklaslarda yapılan sönme açısı ölçümlerinde yaklaşık 30° - 32° lik sönme açıları ile labrador (An_{53-56}) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir.

Amfibol: Yaklaşık olarak % 15-20 oranında izlenen amfiboller, özşekilli veya yarı özşekilli kristaller halinde iki yönde baklava şeklinde mükemmel gelişmiş dilinim izlerine sahip ve yeşilin tonlarında pleokroizma gösteren kristaller halinde izlenmektedir. Bazıları kapanım halinde plajiyoklas kristalleri içermektedirler (Resim 4.21). Büyük bir çoğunluğu yarı özşekilli kristallerden oluşan amfibollerin çok az bir kısmı ise prizmatik ve çubuksu kristallerden ibarettir. Bazılarında maruz kaldıkları basıncın sonucu olarak dalgalı sönme izlenmektedir.

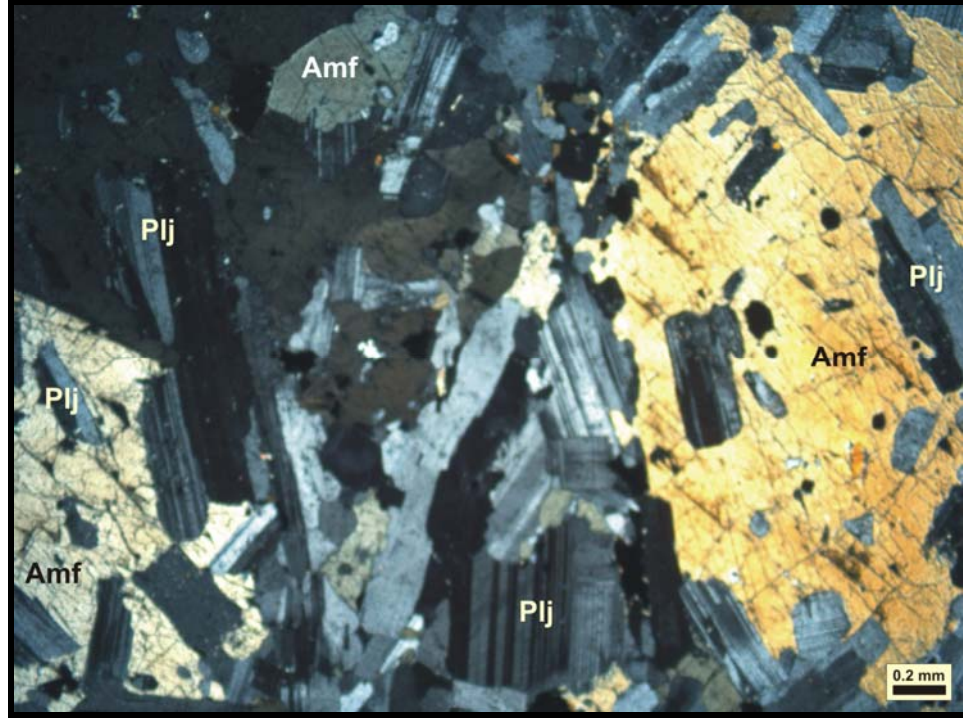
Biyotit: Kayaçta oldukça az miktarlarda genelde çubuksu kristallerden oluşan biyotitler yer almaktadır. Tek yönde gelişmiş mükemmel (001) dilinim izlerine sahip olan biyotitler paralel sönmeleri ve tipik kahverengi tonlarında pleokroizmaları ile karakteristiktirler. Genel olarak ayrılmış olan biyotitler kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonlar sunmaktadırlar.

Epidot: Kayaç içerisinde gelişigüzel dağılmış olarak yer yer canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmalarıyla karakteristik olarak izlenen epidot grubu mineralleşmelere rastlanmaktadır. Plajiyoklasların aleyhine gelişmişlerdir.

Apatit: Düşük çift kırınımı, yüksek rölyefi ve altı köşeli kristalleri ile karakteristik olan apatitlere genellikle amfiboller içerisinde kapanımlar halinde rastlanmaktadır. Kayaçta ender olarak izlenmektedirler.

Sfen: Kayaçta oldukça az miktarlarda yersel olarak bulunan sfenler yer yer tipik baklava şekillerinde izlenmektedirler. Kirli sarı girişim renkleri ve çok yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler.

Opak Mineral: Büyük bir çoğunluğu ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş sekonder opak mineralleşmeler gözlenmektedir. Bir kısmı ise düzgün kenar ve köşelere sahip olan birincil opaklardır. Oldukça ender olarak kübik kristalleri izlenen opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

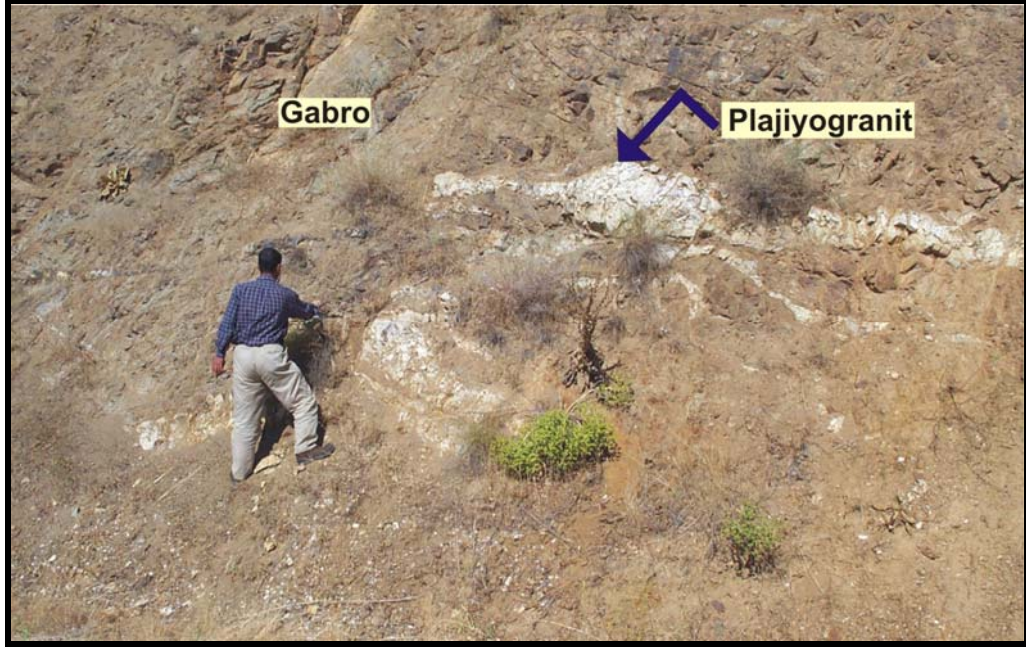


Resim 4.21. Amfibollü gabrolarda gözlenen poikilitik doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Amf: Amfibol)

4.1.1.2.(5.) Plajiyogranit

İnceleme alanında yer alan gabrolar içerisine değişik seviyelerde dayklar şeklinde sokulmuş magmatik diferansiasyon'un son evresinin ürünleri olan plajiyogranitlere rastlanmaktadır. Beyaz veya beyazımsı gri ayrışma yüzeyi ve beyaz taze yüzey renklerine sahip plajiyogranitler 10-15 cm'den 1 m'ye varan kalınlıklara sahip sokulumlar şeklinde yer almaktadırlar (Resim 4.22). Plajiyogranitler inceleme alanında Üsük mahallesi güneyinde, Kuşsarayı yolunda ve Malatya-Elazığ yol güzergahında gözlenmektedirler.

Benzer plajiyogranitik sokulumlar Toros kuşağında yer alan diğer ofiyolitik masiflerde de gözlenmektedir. Göksun ofiyolitinde yer alan levha dayk kompleksi içerisine sokulum yapmış (Parlak ve ark., 2004), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde ise mafik kümülat kayaçlar içerisine sokulum yapmış (Anıl, 1993; Bağcı, 2005). olarak izlenmektedirler.



Resim 4.22. Gabrolar içerisinde intrüzyon yapan plajiyogranitlerin arazi görüntüsü (Kuşsarayı yolu bakış kuzeye)

Plajiyogranitlerden derlenen örneklerde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları sonucunda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

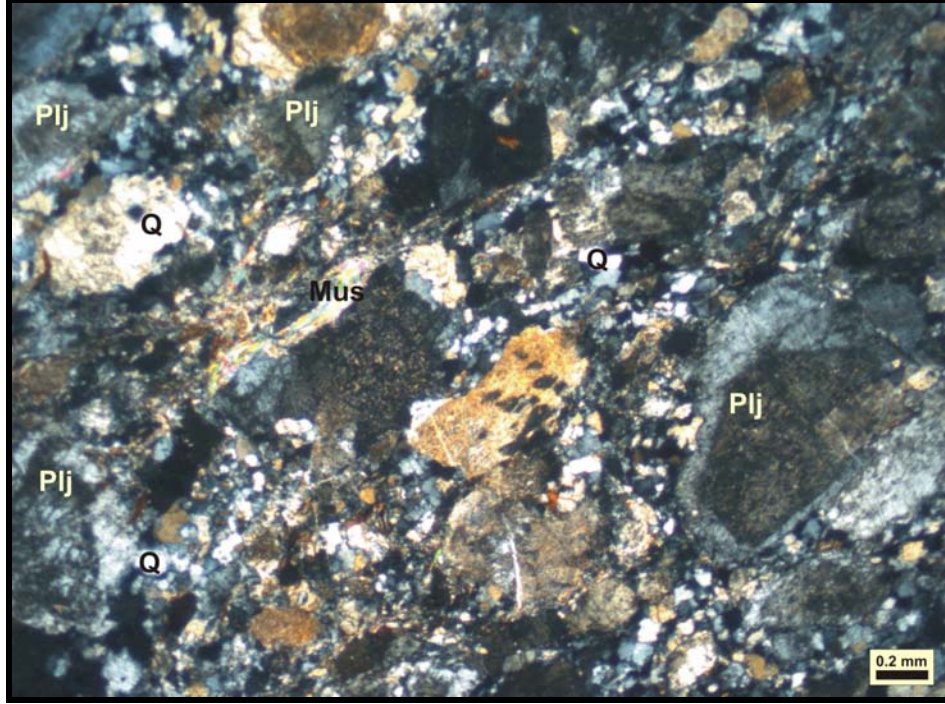
Doku: Taneli-Mikrogranüler porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta yer alan hakim minerali temsil eden plajiyoklaslara yaklaşık % 55-60 oranında rastlanmaktadır. Genellikle sub-otomorf, yer yer otomorf kristallerden oluşan ve ince lamellerden oluşan plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenmelere oldukça ender şekilde rastlanmaktadır. Bir kısım plajiyoklaslar zonlu yapı sergilemektedirler (Resim 4.23). Alterasyon oldukça yaygın olarak gözlenmekte olup kaolenleşme en yaygın ve tipik bozunma türüdür. Bunun yanı sıra serizitleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonlarda izlenebilmektedir.

Kuvars: Kayaçta yer alan ikinci hakim minerali temsil etmektedir. Yaklaşık olarak % 35-40 oranında yer almaktadırlar. Birinci sıranın gri-sarımsı gri renklerinde polarize olmaları ve dalgalı sönmeleriyle karakteristik olan kuvarslara özşekilsiz

kristaller halinde rastlanmaktadır (Resim 4.23). Genellikle orta irilikte tanelerden oluşan kuvarsların bir kısmı nispeten daha küçük tanelerden oluşmaktadır. Bir kısım kuvarslar çatlaklı bir yapı sunmaktadır.



Resim 4.23. Plajiyogranitlerin genel görünümü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, Mus: Muskovit)

Muskovit: Kayaçta eser miktarlarda izlenen muskovitler genellikle uzun prizmatik şekillerde görülür. Paralel sönmeleri ve canlı girişim renkleri ile dikkat çekmektedirler (Resim 4.23). Tek yönde dilinim izleri belirgin olan muskovitlerde tam sönme konumunda kedi gözü yansıması izlenmektedir.

Epidot: Kayaçta oldukça az miktarlarda bir kısmı çatlaklara yerleşmiş olarak izlenen epidotlar genellikle plajiyoklaslar aleyhine gelişerek onlardan dönüşüm yoluyla oluşmuşlardır. Çok canlı girişim renkleri, limon sarısı pleokroizmaları ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler.

Kaolen: Kayaçta yer alan plajiyoklasların alterasyonu sonucu kahverengimsi girişim renklerinde kaolin minerallerine sıklıkla rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Oldukça az miktarda manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak minerallere rastlanmaktadır.

4.1.1.2.(6). İzotrop Gabrolar

İzotrop gabro kayaçları inceleme alanında Karga dağı doğusunda, Eskiköy ve Güney tepe civarında geniş yüzlekler vermektedir (Ek 1.1). Arazide yer yer deforme olmuş şekilde görülmektedir. Birimden derlenen el örneklerinden hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde birimin gabro, diyorit ve kuvarslı diyoritten oluştuğu tespit edilmiş olup bu çalışmalar neticesinde birime ait kayaçlarda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

4.1.1.2.(6).(a). Gabro

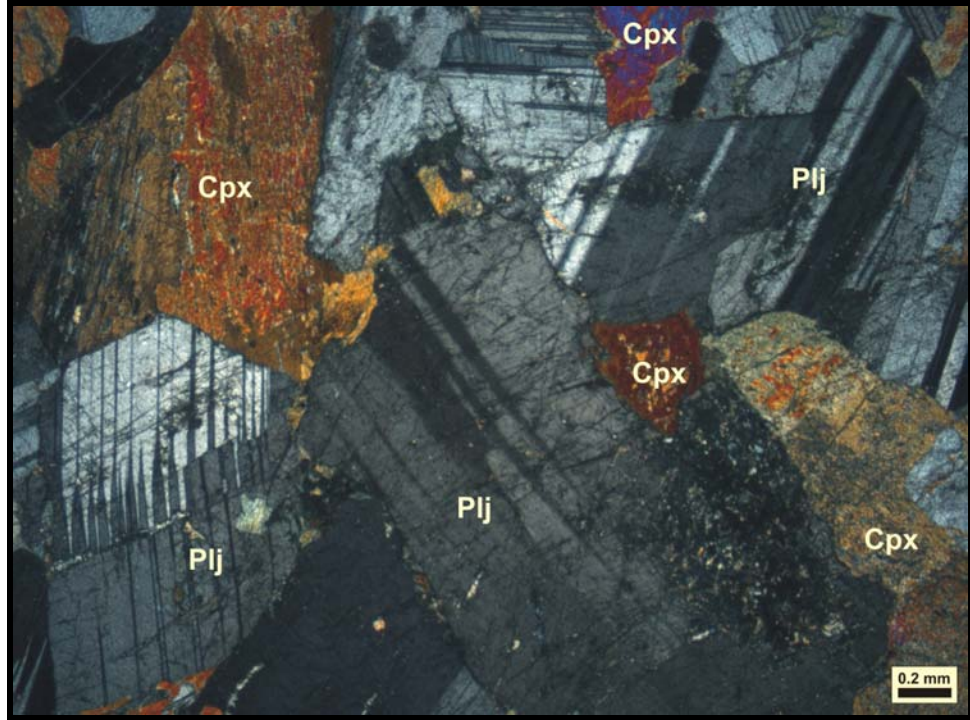
Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Genellikle yarı özşekilli ve prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklaslar kayaçta hakim minerali temsil etmektedirler (Resim 4.24). Bir kısmı kapanımlar halinde poikilitik Dokuü oluşturacak biçimde piroksenler bünyesinde yer almaktadırlar. Yaklaşık % 60-70 oranında yer almaktadırlar. Bazıları maruz kaldıkları basıncın etkisiyle dalgalı sönme göstermektedirler. Genellikle polisentetik ikizlere sahip olarak izlenen plajiyoklaslarda yapılan sönme açısı ölçümleri sonucunda Labrador (An_{50-60}) türü plajiyoklaslardan meydana geldikleri tespit edilmiştir. Bozunmaları çok yaygın olup genellikle kaolenleşme ve daha az oranda ise kalsitleşme ve kloritleşme şeklinde alterasyonlar izlenmektedir.

Klinopiroksen: Genellikle özşekilsiz yer yer de yarı özşekilli orta irilikte kristallerden oluşan klinopiroksenler tipik olarak tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahip olarak izlenmektedir. Kayaçta yaklaşık % 15-20 oranında yer almaktadırlar (Resim 4.24). Birinci sıranın sonu ile ikinci sıranın renklerinde polarize olan klinopiroksenler genellikle ayrışma göstermekte olup klorit, amfibol, bastit, talk ve opak minerallerden oluşan alterasyon ürünlerine vücut vermektedirler.

Ortopiroksen: Kayaçta özşekilsiz, orta irlikte kristaller halinde izlenen ortopiroksenler yaklaşık % 3-4 oranında yer almaktadırlar. Hemen hemen tamamına yakını tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahip olup paralel veya paralele yakın sönme göstermeleriyle karakteristiktirler. Ortopiroksenlerde klinopiroksenlerle benzer şekilde opaklaşma, kloritleşme ve uralitleşme şeklinde alterasyon ürünlerine dönüşüm göstermektedirler.



Resim 4.24. İzotrop gabrolarda taneli doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

Hornblend: Kayaçta oldukça az miktarlarda yer alan hornblendler genellikle yarı özşekilli veya çubuksu kristallerden meydana gelmektedir. Bir kısmında tek yönde diğer bir kısmında ise iki yönde gelişmiş olan dilinim izleri net olarak gözlenmektedir. Yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaları ile dikkat çekmektedirler.

Sfen: Kayaçta oldukça az miktarlarda özşekilsiz kristaller halinde izlenen sfenler sarı ve soluk pembe renklerinde polarize olmaları ve yüksek rölyepleri ile dikkat çekmektedirler.

Epidot: Genellikle canlı girişim renklerine sahip mineral grupları halinde yer alan epidotlar kayaç içerisinde eser miktarda yer almaktadırlar. Büyük bir çoğunluğu

plajiyoklaslardan dönüşüm yoluyla oluşmuştur. Limon sarısı renkte pleokroizma sunmaları ile karakteristiktirler.

Klorit: Bir kısmı ferromagnezyen minerallerden dönüşüm yoluyla oluşmuş mavi-yağ yeşili renklere polarize olmaları ve çok zayıf yeşil-sarı renkler arasında değişen pleokroizma sunmalarıyla karakteristik olan kloritler kayada eser miktarda yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Genellikle primer olmak üzere az orandada ferromagnezyen minerallerden orto ve klinopiroksenler aleyhine gelişmiş olarak izlenen opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.2.(6).(b). Diyorit

Doku: Taneli-Entergranüler

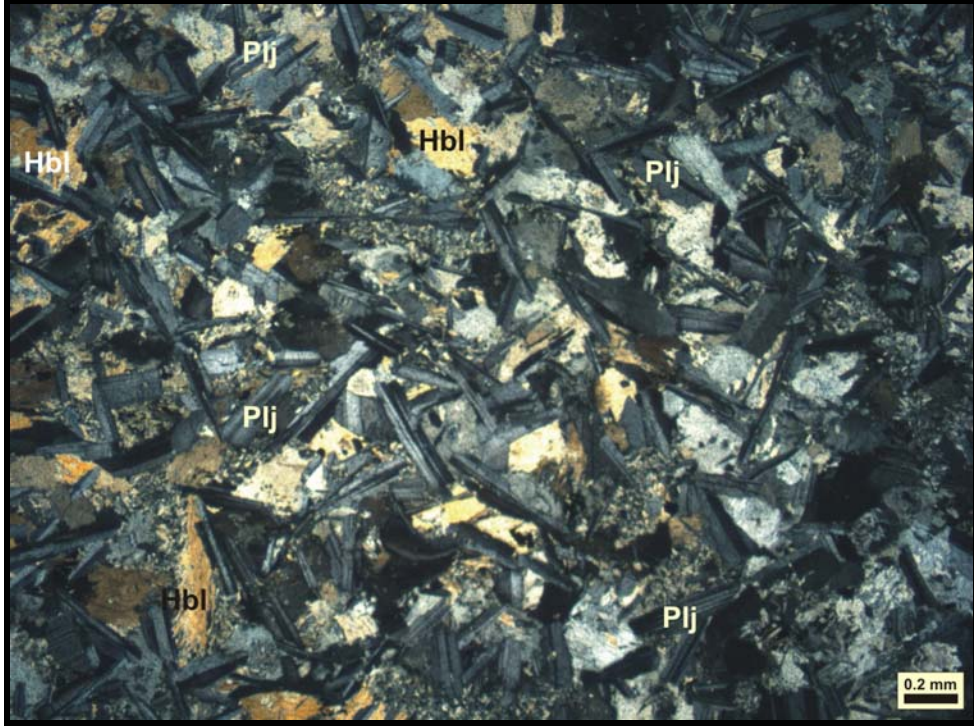
İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Genellikle yarı özşekilli ve çubuksu prizmatik kristallerle temsil edilen plajiyoklaslar kayada hakim mineral olarak yer almaktadırlar (Resim 4.25). Yaklaşık olarak % 60-70 oranında yer alan plajiyoklasların tamamına yakınında polisentetik ikizlenmeler belirgin olup uygun olan kristallerinde yapılan sönme açısı ölçümleri neticesinde 20° civarında sönme açılarına sahip andezin (An_{38}) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir. Ayrışma durumu numuneler arasında farklılıklar arz etmekte olup oldukça taze olanlarına ve killeşme, serisitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde yoğun alterasyon gösterenlerine birlikte rastlanmaktadır. Genellikle maruz kaldıkları basınç neticesinde dalgalı sönme göstermekte olup yer yerde zonlu yapı sunan kristallerine rastlanmaktadır.

Hornblend: Büyük bir çoğunluğu özşekilsiz olmak üzere yer yerde yarı özşekilli ve özşekilli kristallerden meydana gelen hornblendler kayada temel ferromagnezyen minerali temsil etmektedir (Resim 4.25). Yaklaşık olarak % 25-30 oranında izlenen hornblendlerde dilinim izleri belirgin olup kesit yönüne bağlı olarak tek yönde ve iki yönde olmak üzere iki farklı tür dilinim izide gözlenmektedir. Bir

kısmı opaklaşma bir kısımda kloritleşme şeklinde alterasyonlar sunmaktadır.

Kuvars: Kayaçta eser miktarda izlenen özşekilsiz kuvars kristallerinin tamamı dalgalı sönme göstermekte ve birinci sıranın renklerinde polarize olmaları ile dikkat çekmektedirler.



Resim 4.25. İzotrop gabrolara ait diyoritlerde gözlenen entergranüler Doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

Epidot: Kayaçta eser miktarlarda yer alan epidotlar plajiyoklaslar aleyhine gelişim göstermekte olup canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişim gösteren kloritlere oldukça az miktarlarda rastlanmakta olup mavi-yeşil girişim renkleri ve açık yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Sfen: Oldukça az miktarlarda üzeri benekli çok çeşitli renk skalasında polarize olan yüksek rölyefleri ile karakteristik sfenlere rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Genellikle primer ve yer yerde sekonder opaklara rastlanmaktadır. Eser miktarda bulunan opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.2.(6).(c). Kuvarslı Diyorit

Doku: Taneli

İçindeki Mineraller:

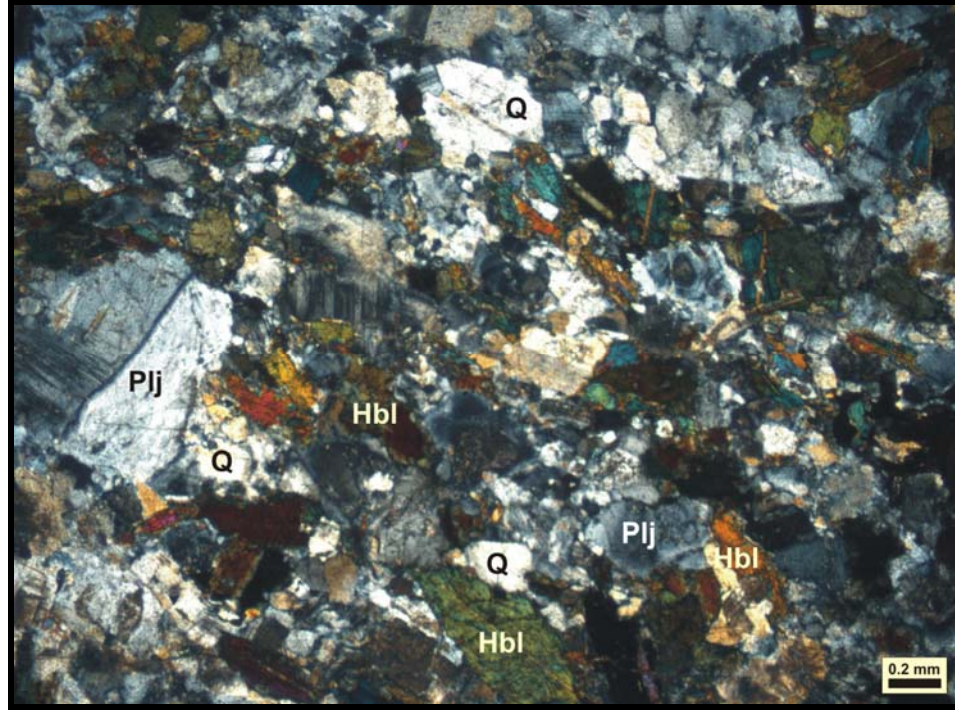
Plajiyoklas: Genellikle yarı özşekilli ve çubuksu kristallerden oluşan plajiyoklaslar kayaçta hakim minerali temsil etmektedir. Polisentetik ikizlenmeleri ayrışmanın ileri boyutta olması nedeniyle güçlükle seçilebilmekte olup bazılarında ise seçilememektedir (Resim 4.26). Yaklaşık olarak % 50 oranında izlenen plajiyoklaslar yer yer hafif zonlu yapı sunmaktadırlar. Ayrışmaları yaygın olan plajiyoklaslarda epidotlaşma, kaolenleşme, kalsitleşme ve serisitleşme şeklinde alterasyonlar gözlenmektedir.

Hornblend: Kayaçta yaklaşık % 25-30 oranında bulunan hornblendler ikinci hakim minerali temsil etmektedirler. Büyük bir çoğunluğu yarıözşekilli bir kısmı ise özşekilli olarak izlenen hornblendlerde iki yönde gelişmiş mükemmel dilinim izleri yer yer bariz bir şekilde gözlenebilmektedir (Resim 4.26). Ayrışmaları yaygın olup kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonları gözlenmektedir.

Kuvars: Hemen hemen tamamı özşekilsiz orta irilikte kristallerden oluşan kuvarslara yaklaşık % 15-20 oranında rastlanmaktadır. Birinci sıranın sarısı ve grisinin tonlarında polarize olan kuvarsların büyük bir çoğunluğu dalgalı sönme göstermektedir (Resim 4.26).

Zirkon: Canlı girişim renkleri tipik iki ucu sivri kristalleri ile karakteristik olan zirkon mineraline oldukça ender olarak rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Kayaçta yaklaşık olarak % 2-3 oranında izlenen opak minerallerin bir kısmı primer ve bir diğer kısmında ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklardan meydana gelmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.



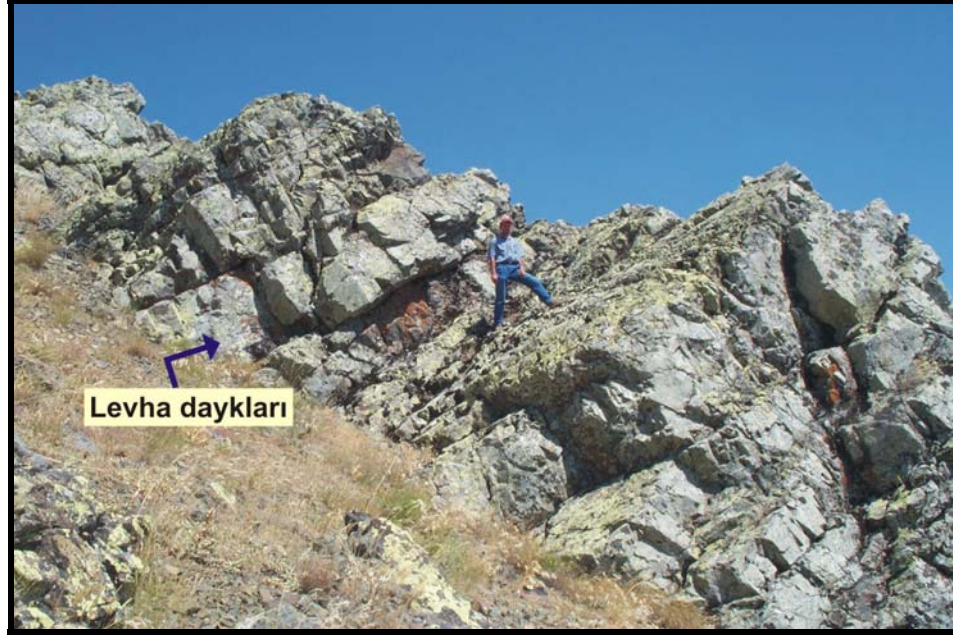
Resim 4.26. İzotrop gabro grubundaki kuvarslı diyoritlerin genel görünümü (Ç.N.Q:Kuars, Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

4.1.1.2.(7). Levha Dayk Kompleksi

Kömürhan ofiyolitine ait levha dayk kompleksi Sivrice (Elazığ) yakınlarında Kamerziyareti Tepede ve doğusunda gözlenmektedir (Resim 4.27, Ek 1.1).

Birim daha alt seviyelerde izotrop gabrolar içerisine sokulum yapan tekil diyabaz daykları ile başlamakta olup üste doğru birbirine paralel uzanan onlarca dayklarla temsil edilen levha dayklarına geçmektedir (Resim 4.27). Levha daykları esas olarak ince taneli diyabazlar, mikrodiyoritler ve kuvarslı mikrodiyoritlerle temsil edilmektedir. Kalınlıkları 15-20 cm ile 75-100 cm arasında değişen yaklaşık birbirine paralel levha dayklarında soğuma kenarları gözlenmemektedir. Yeşilin tonlarında ayrışma rengine sahip olan levha dayklarında makroskopik olarak kloritleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonlar net olarak izlenebilmektedir.

Birimden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları sonucunda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.



Resim 4.27. Levha dayklarının arazi görüntüsü (Kamerziyareti tepe doğusu, bakış doğuya)

4.1.1.2.(7).(a). Diyabaz

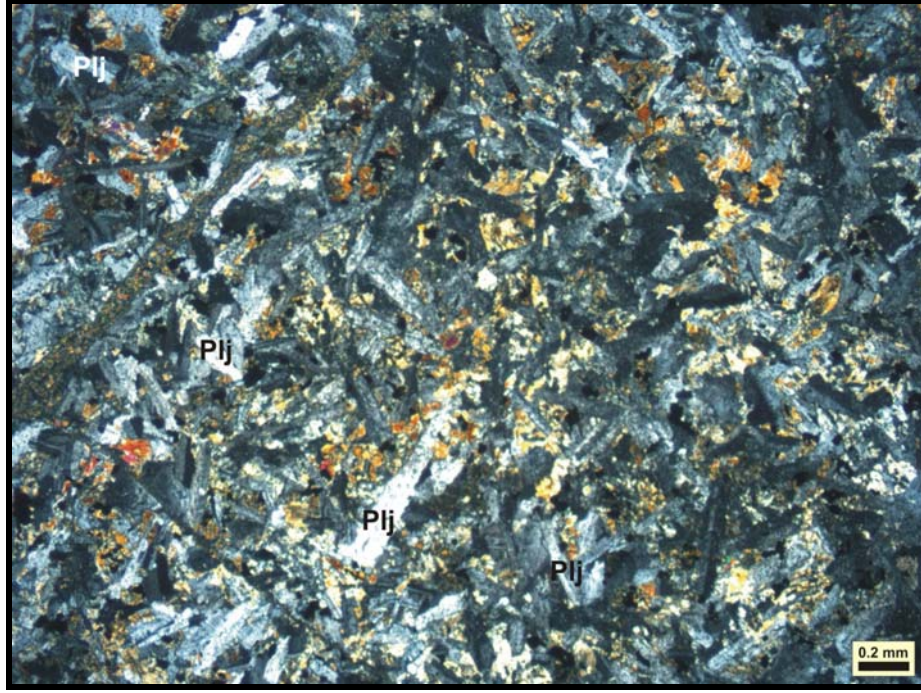
Doku: Mikrogranüler-Entergranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta yer alan hakim minerali temsil etmektedir. Yaklaşık % 50-55 mertebesinde yer almaktadırlar. Genellikle çubuksu kristallerden meydana gelen plajiyokaslarda polisentetik ikizlenmeler güçlükle ayırdedilebilmekte olup büyük bir çoğunluğu paralel veya paralele yakın sönme göstermeleri nedeniyle albitleşmiş oldukları tespit edilmiştir (Resim 4.28). Albitleşmenin yanı sıra kaolenleşme ve epidotlaşmada yaygın olarak gözlenen alterasyon türlerini temsil etmektedir.

Klinopiroksen: Kayaçta yaklaşık % 20-30 oranında yer alan klinopiroksenler canlı girişim renkleri ve tek yönde gelişmiş dilinim izleri ile karakteristiktirler. Hemen hemen tamamına yakını ayrışma göstermekte olup alterasyonları genellikle uralitleşme, kloritleşme ve opaklaşma şeklinde izlenmektedir. Tek yönde gelişmiş

dilinim izleri çoğu klinopiroksenlerde net olarak izlenebilmekte olup genellikle plajiyoklaslar arasındaki boşlukları dolduran özşekilsiz kristaller halinde yer almaktadırlar.



Resim 4.28. Levha dayklarına ait diyabazların genel görünümü (Ç.N. Plj:Plajiyoklas)

Klorit: Hemen hemen tamamına yakını ferromagnezyen mineraller aleyhine ikincil süreçlerle gelişmiş olarak izlenen kloritler plajiyoklaslar arasındaki boşlukları doldurur vaziyette izlenmektedirler. Özellikle mavi-yağ yeşili girişim renkleri ve çok açık yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Epidot: Bunlarda kloritler gibi ikincil süreçlerle plajiyoklaslar ve klinopiroksenler aleyhine gelişmişler ve canlı girişim renkleri ile dikkat çekmektedirler. Limon sarısı pleokroizma sunan epidotlar kayaçta eser miktarda kloritlerle aynı konumlarda bulunmaktadır.

Opak Mineral: Kayaçta manyetit olabilecekleri tahmin edilen büyük bir çoğunluğu primer yer yer de sekonder opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadırlar.

4.1.1.2.(7).(b). Mikrodiyorit

Doku: Mikrogranüler-Entergranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar yaklaşık olarak % 50-55 oranında genellikle prizmatik şekillerde ve polisentetik ikizleri belirgin olarak yer almaktadırlar (Resim 4.29). Epidotlaşma başta olmak üzere kaolenleşme, serisitleşme ve kalsitleşme şeklinde alterasyonları yaygın olarak izlenebilmektedir. Polisentetik ikizlerinden uygun olanlarının sönme açılarına göre yapılan bileşim tayininde andezin (An_{40-45}) bileşimli plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir.

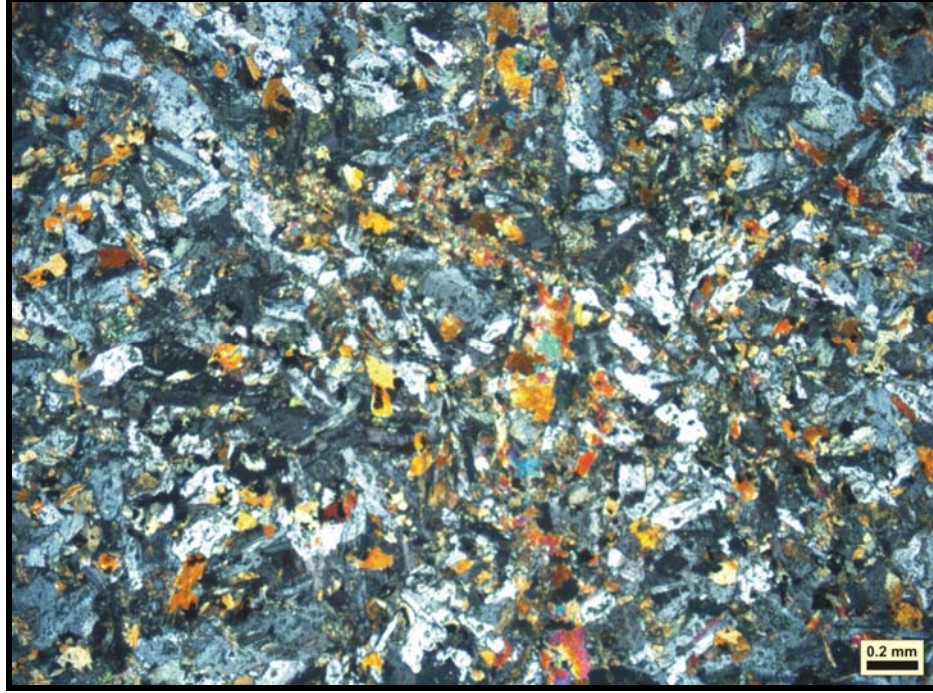
Hornblend: Bir kısmı klinopiroksenlerin aleyhine gelişmiş olarak izlenen hornblendler genellikle yarı özşekilli kristaller halinde orta irilikte minerallerden meydana gelmekte ve yaklaşık % 20-25 civarında yer almaktadırlar. İki yönde dilinim izleri net olarak izlenememekte olup özellikle çubuksu kristallerinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenebilmektedir.

Piroksen: Oldukça az miktarlarda izlenen piroksenler canlı girişim renkleri ve tek yönde gelişmiş dilinim izleri ile dikkat çekmektedirler. Bir kısmı alterasyondan etkilenecek kloritleşme, uralitleşme ve opaklaşma şeklinde dönüşümler göstermektedirler. Orta irilikte kristallerle temsil edilmektedirler.

Klorit: Yeşil-mavi girişim renkleri ve zayıf çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çeken kloritlerin büyük bir çoğunluğu kayaçta yer alan ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş olarak bulunmaktadır. Kayaçta eser miktarlarda özşekilsiz kristaller ile temsil edilmektedirler.

Epidot: Bir kısmı kayaçta yer alan çatlaklarda boşluk dolgusu materyali konumunda bulunan epidotların geneli ise kayaçta bulunan ferromagnezyen mineraller ve plajiyoklasların dönüşüm ürünleri olarak yer almaktadırlar. Kayaçta eser miktarlarda yer alan epidotlar canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Opak Mineral: Genellikle primer yer yerde ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olan sekonder opak mineral gelişimleri kayaç numuneleri arasında farklı oranlarda bulunmak kaydıyla ortalama % 10 civarında yer almaktadırlar. Manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak minerallerden primer opaklar sekonder opaklardan düzgün kenar ve köşelere sahip şekiller vermeleriyle ayrılmaktadır.



Resim 4.29. Levha dayklarında görülen mikrodiyoritlerin genel görünümü

4.1.1.2.(7).(c). Kuvarslı Mikrodiyorit

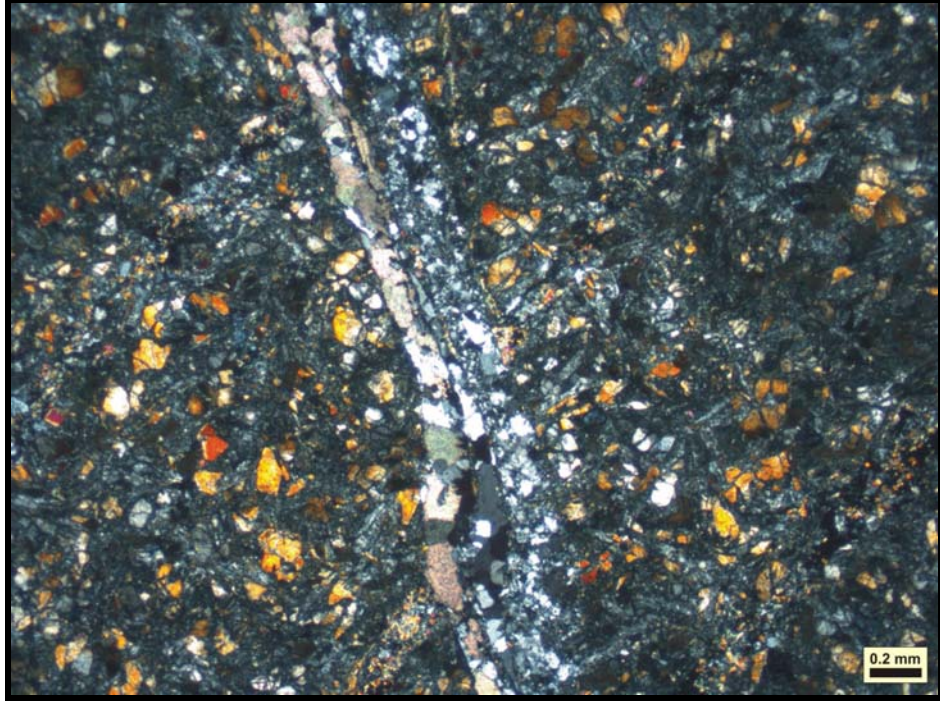
Doku: Entergranüler-Mikrogranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar yaklaşık % 50-55 oranında yer almaktadırlar. Genellikle uzun ince prizmatik şekillerde yer yerde küçük yarı özşekilli tanelerden oluşmaktadırlar. Alterasyondan önemli derecede etkilenmiş olan plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenmeler yer yer izlenebilmektedir. Kaolenleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonları yaygındır. Belirgin

ve ölçüme uygun polisentetik ikizlenmeler üzerinde yapılan bileşim saptama ölçümlerinde andezin (An_{40-45}) türü plajiyoklaslar oldukları belirlenmiştir.

Hornblend: Kayaçta yaklaşık % 5-10 civarında yer alan hornblendler sarının tonlarında girişim renkleri ve yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler (Resim 4.30). Tamamına yakını özşekilsiz kristallerden meydana gelen amfibollerde dilinim izleri de net olarak gözlenememektedir.



Resim 4.30. Levha dayklarında görülen kuvarslı mikrodiyoritlerin genel görünümü ve çatlak dolgusu şeklinde gelişen kalsitler (Ç.N)

Kuvars: Kayaçta yaklaşık % 10-15 oranında yer alan kuvarslar I. sıranın renklerinde polarize olan ve renksiz kristallerle temsil edilmektedir. En son oluşan mineral konumunda bulunmasından dolayı özşekilsiz olarak yer almaktadırlar. Hemen hemen tamamı maruz kalmış oldukları tektonizma sonucu olarak dalgalı sönme göstermektedirler.

Epidot: Canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çeken epidotlara genellikle plajiyoklaslar ve ferromagnezyen minerallerin dönüşüm ürünleri şeklinde rastlanmaktadır. Çok az bir kısmı kayaçta yer alan kırık ve çatlaklara ikincil süreçlerle dolgu malzemesi niteliğinde yerleşmiş epidotlar şeklinde yer almaktadırlar. Renkli mineral grupları halinde yer almaktadırlar.

Klorit: Genellikle ikincil süreçlerle ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olarak yer alan kloritler koyu mavi-lacivert girişim renkleri ve oldukça zayıf yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Kayaçta eser miktarlarda yer almaktadırlar.

Kalsit: Kayaçta ender olarak çatlak dolgusu şeklinde ikincil süreçlerle oluşmuş kalsitlere rastlanmaktadır (Resim 4.30). Soluk girişim renkleri ile karakteristik olarak izlenmektedirler.

Opak Mineral: Kayaçta primer ve sekonder opaklar olmak üzere iki tür opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller sekonder opaklardan düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.2.(8). Volkano-Sedimanter Kayaçlar

Kömürhan ofiyolitine ait volkano-sedimanter kayaçların Kömürhan köprüsü yakınlarında, Kuşsarayı yolu, Geli mahallesi ve Malatya-Elazığ yolu güzergahları boyunca oldukça geniş yüzlekler verdiği görülmektedir (Resim 4.31).

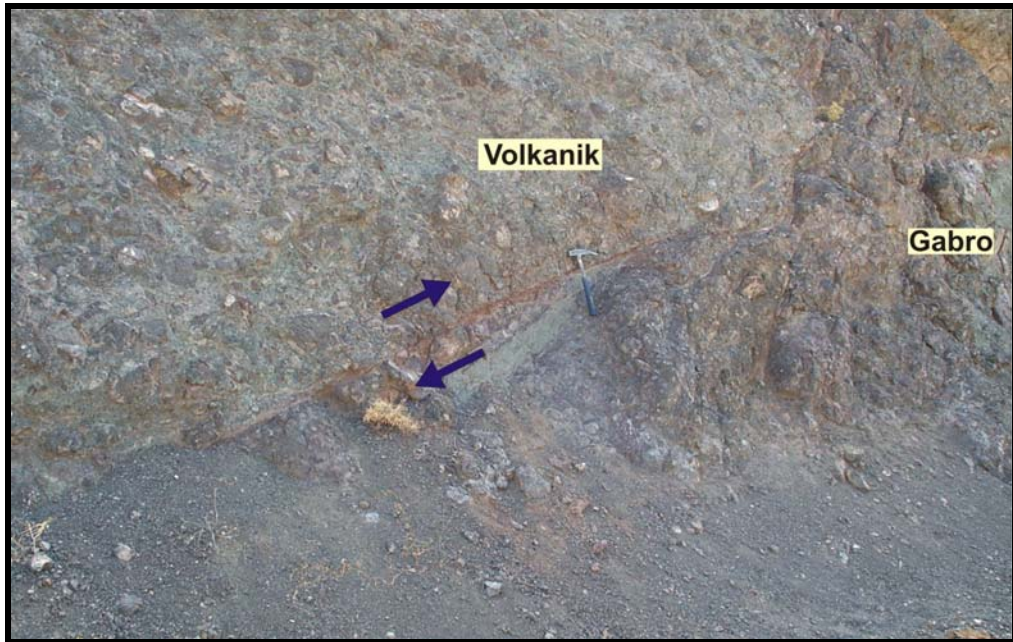
Birim bu kesimlerde asidikten bazik kayaçlara kadar değişen oldukça geniş spektrumda kayaçları içerdiğinden dolayı çok farklı ayrışma renkleri sunmaktadır (Resim 4.31). Volkano-sedimanter kayaçlar inceleme alanının güney kesimlerinde gabrolar üzerine kuzeye dalımlı bir tektonik dokanakla gelmektedirler (Resim 4.32). Bu tektonik kontak ilişkisi özellikle Malatya-Elazığ karayolu boyunca ve bu yoldan Kuşsarayı'na doğru ayrılan tali yol boyunca net olarak izlenebilmektedir.

Tavan dokanağında ise Kömürhan ofiyolitine ait volkano-sedimanter kayaçlar Baskil granitoidine ait intrüzif kayaçlar tarafından kesilmektedirler. Bu intrüzif dokanak ilişkisi arazide yer yer açık olarak izlenebilmekle beraber Baskil granitoidine ait kayaçların volkanik kayaçlara ait enklavlar içermesi bu intrüzif dokanak ilişkisinin varlığını desteklemektedir (Resim 4.33). Malatya-Elazığ yol güzergahı boyunca gözlenen volkanik kayaçlar genellikle bu istifin bazik bileşenleri ile temsil edilmekte olup daha batıda yer alan nispeten daha açık renklerde ayrışma yüzeyi renklerine sahip olan volkano-sedimanter birimler ise göreceli olarak daha

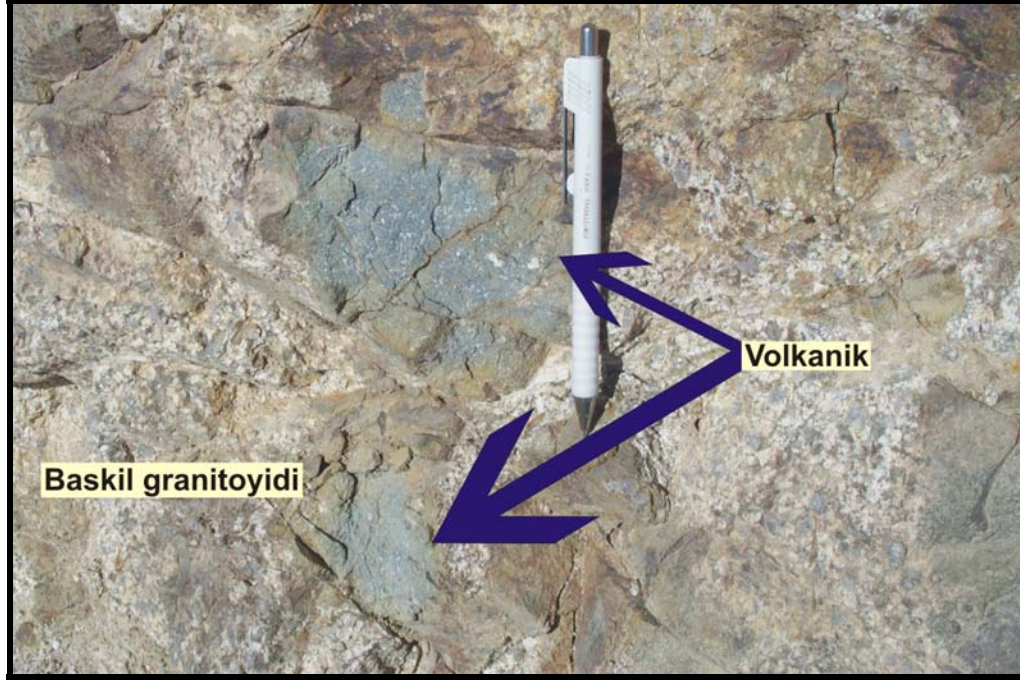
asidik bileşenlerden meydana gelmektedirler.



Resim 4.31 Volkano-sedimanter kayaçların arazi görüntüsü (Kuşsarayı yolu bakış kuzeye)

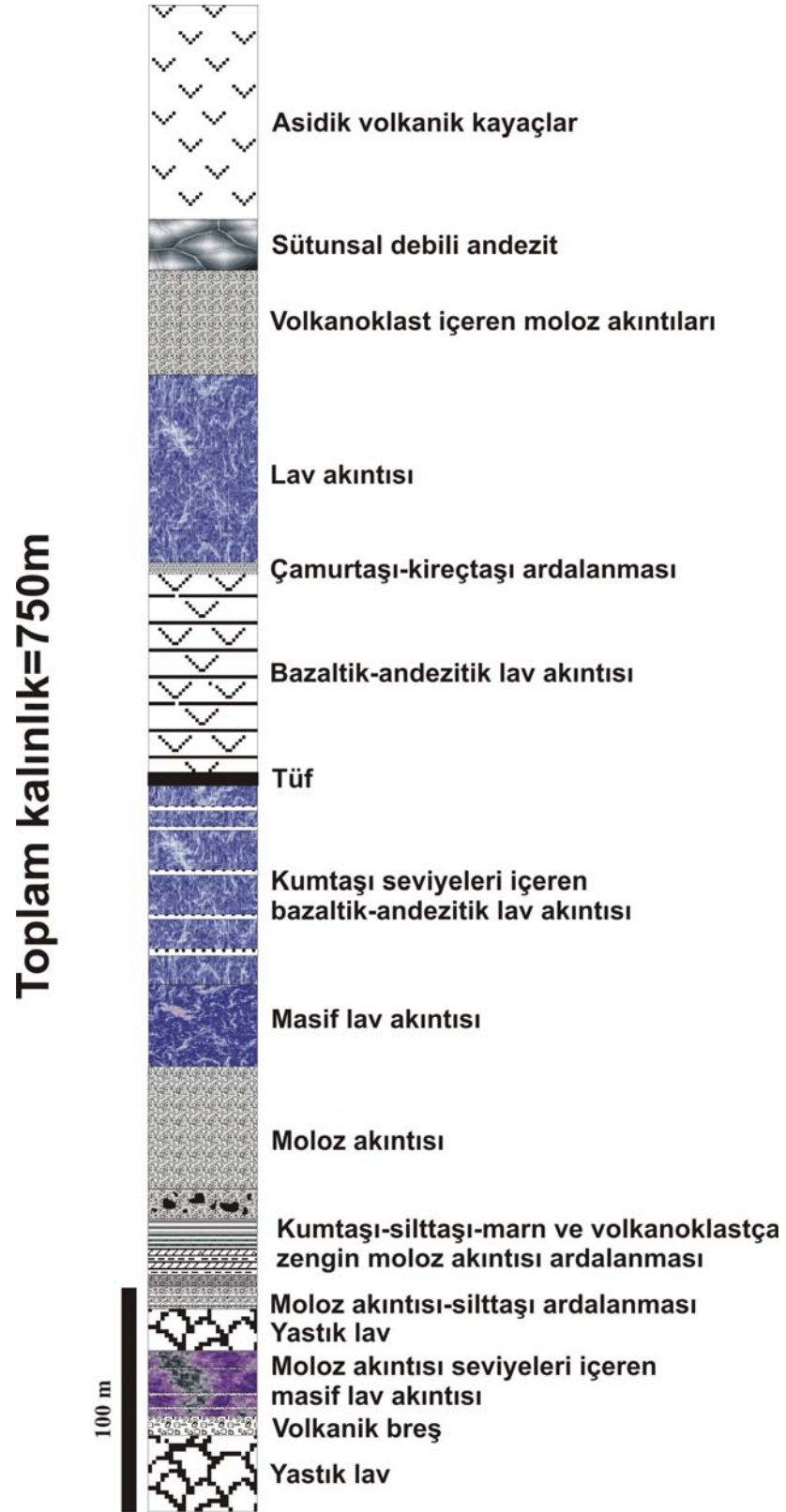


Resim 4.32. Kömürhan ofiyolitine ait volkano-sedimanter kayaçlar ile gabrolar arasındaki bindirmeli dokanak görüntüsü (Kuşsarayı yolu bakış doğuya)

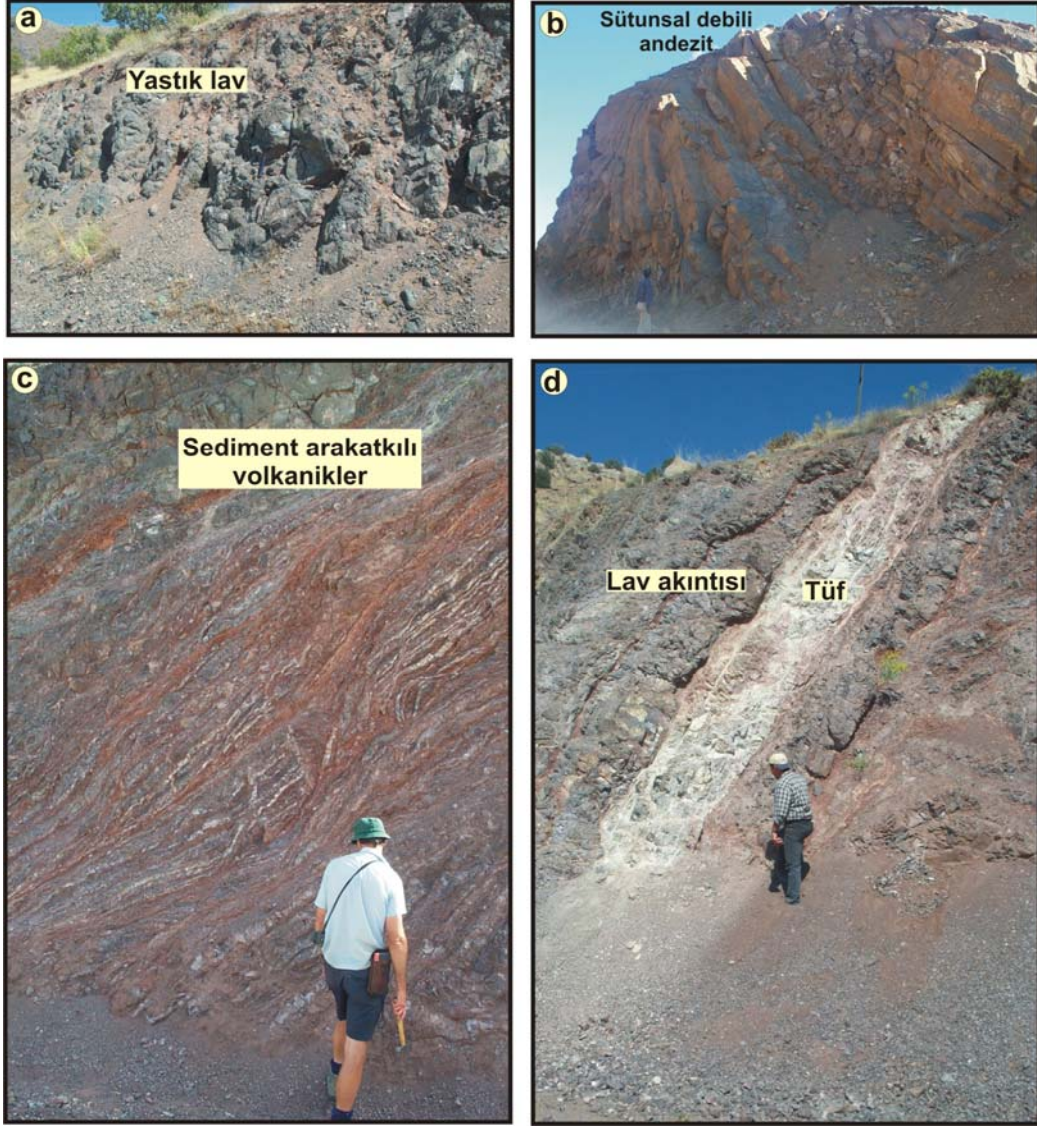


Resim 4.33. Baskil granitoidine ait intrüzif kayaçlar içerisinde volkanik enklav görüntüsü

Volkano-sedimanter kayaçların Kuşsarayı-Geli Mahallesi yol güzergahı boyunca izlenen kesitinde ölçülü stratigrafik kesit alınmış olup yaklaşık 750 m civarında bir kalınlığa sahip oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4.8). Volkanik kayaçlar tabanda gabrolarla olan tektonik dokanak ilişkisi nedeniyle ezik bir zon ile başlamaktadır. Bu zon üzerine yaklaşık 34 m kalınlıkta yastık debili lavlar (pillow lavas) gelmektedir. Yastık lavların çapı 15 ile 30 cm arasında değişmektedir (Resim 4.34 a). Yastık lavların üzerine 8-9 m kalınlıkta ayrılmış yüzeyi sarı-sarımsı kahve, taze kırık yüzeyi açık pembe-gri renklerde volkanik breş gelmektedir. Volkanik breşi oluşturan tanelerin boyutları 2-6 mm arasındadır. Volkanik breşin üzerine toplam kalınlığı 29 m olan masif lav akıntısı gelmektedir. Masif lav akıntıları arasında yer yer 0.5-1 m kalınlıklara sahip moloz akıntıları (debris flows) yer almaktadır (Şekil 4.8). Masif lav akıntıları üzerine 19 m kalınlıkta yastık lavlar (pillow lavas) gelmektedir (Resim 4.34a). Ayrılmış yüzeyi gri-mor renkli olan yastık lavların çapı 10-15 cm arasında değişmektedir. Yastık lavların üzerine yaklaşık olarak 100 m kalınlıkta moloz akıntısı ve silttaşı ardalanması gelmektedir. Silttaşları ince katmanlı (3-5 cm) ve gri-bej renktedir. Moloz akıntısı içinde değişik boyutlarda volkanojenik



Şekil 4.8. Kömürhan ofiyolitine ait volkano-sedimanter kayaların Kuşsarayı yolundan alınan ölçülü stratigrafik kolon kesiti



Resim 4.34. a) Yastık debili lavlar, b) Sütunsal debili andezit, c) Sedimanter kayaç arakatlı volkanikler, d) Lav akıntıları arasında tüf seviyesi görüntüleri (Kuşsarayı yolu)

kumtaşları, çamurtaşları ve volkanik kayaç parçaları gözlenmektedir. Moloz akıntısı (debris flow)-silta taşı ardalanmasının üzerine yaklaşık 40 m kalınlıkta şarabi renkli masif lav akıntısı gelmektedir. Bununla birlikte yer yer 1 m kalınlıkta volkanojenik kumtaşı bantları içeren grimsi-yeşilimsi renkte 90 m kalınlıkta lav akıntısı gözlenmektedir. Bu birimin üzerine 1.5 m kalınlıkta grimsi-beyaz renkte tüf seviyesi gelmektedir (Resim 4.34b). İnce tüf seviyesi üzerine toplam kalınlığı 94 m olan ince-orta katmanlı lav akıntısı gelmektedir. Bu birimin üzerine 5 m kalınlıkta ince katmanlı çamurtaşı-kireçtaşı ardalanımı gelmektedir (Resim 4.34c) ve tekrardan

85 m kalınlıkta ve ayrışmış yüzeyi yeşilimsi, taze kırık yüzeyi grimsi-yeşil renkli lav akıntısı tarafından örtülmektedir. Bu birim yaklaşık kalınlığı 50 m olan ve içerisinde değişik boyutta volkanik parça-blok (5-25 cm) içeren moloz akıntıları (debris flow) tarafından üzerlenmektedir. Bu birimin üzerine Geli Mahallesi civarında sütunsal debili andezitler gelmektedir (Resim 4.34b). Bu bölgede volkanik birimin üst seviyelerinde ortaç ve asidik bileşimli (andezit-riyodasit/dasit) kayaçlar gözlenmektedir. Bunların kalınlığı da yaklaşık 200 m civarındadır. Bu asidik volkanik kayaçlar içerisinde pirit, kalkopirit, sfelarit, bornit vb sülfür cevherleşmeleri ve yer yer damarlar halinde yüzeysel alterasyon ürünü jips oluşukları izlenmektedir (Şekil 4.8).

Yapılan arazi çalışmaları sırasında volkano-sedimanter kayaçlar içerisinde yer alan volkanik kayaçlardan derlenen örneklerin ince kesitleri üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaçların petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

4.1.1.2.(8).(a). Bazalt

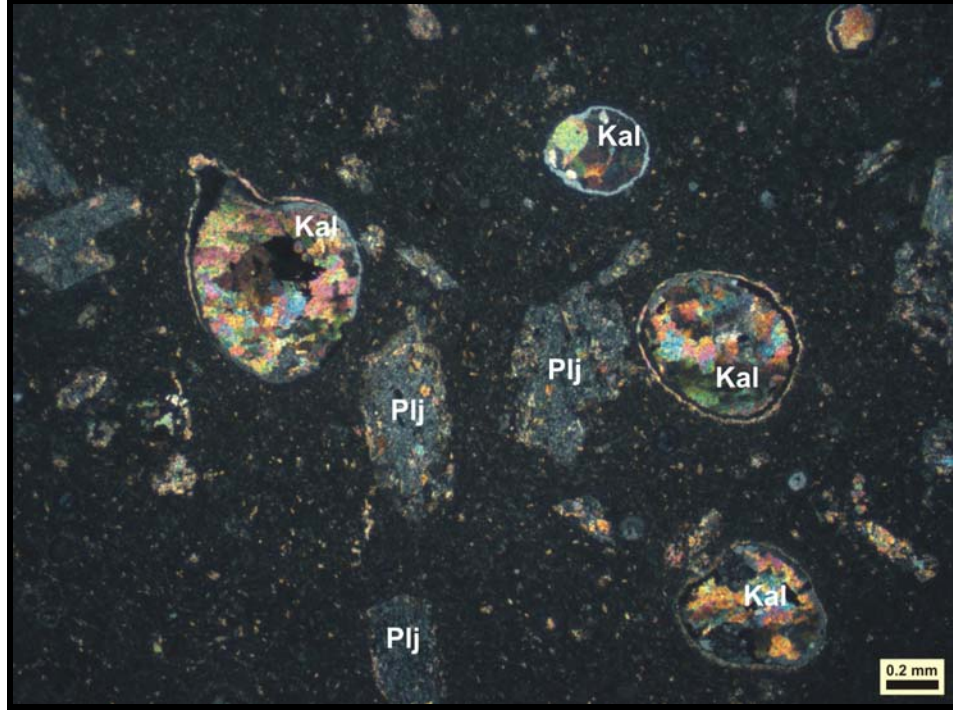
Doku: Mikrolitik Porfirik-Amigdaloidal-Fluidal-Entersertal-
Hyalomikrolitik porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Fenokristaller halinde ve mikrolitler halinde olmak üzere iki farklı soğuma zamanının ürünleri olarak kayaçta hakim minerali oluşturmaktadırlar (Resim 4.35). Plajiyoklaslar oldukça fazla alterasyon geçirmiş ve genellikle kaolenleşme göstermektedirler. Fenokristallerde polisentetik ikizlenmeler kaolenleşme nedeniyle güçlükle farkedilmektedirler. Özellikle fenokristaller halinde yer alan plajiyoklasların bir kısmı zonlu yapı sunmaktadırlar.

Piroksen: İri fenokristaller ve hamurda küçük kristaller halinde yer alan piroksenlerin bir kısmı kenarlarından itibaren opaklaşma göstermektedirler. Kayaçta hakim ferromagnezyen minerali temsil eden piroksenlerin geneli özşekilsiz

kristallerden oluşmakla birlikte yarı özşekilli ve özşekilli kristallerine de rastlamak mümkündür (Resim 4.36). Bir kısım piroksenler uralitleşme, kloritleşme şeklinde alterasyonlar sergilemektedir. Bazılarında h^1 (100) ikizine rastlanmaktadır (Resim 36).



Resim 4.35. Bazallarda gözlenen amigdaloidal doku görüntüsü (Ç.N. Kal: Kalsit, Plj: Plajiyoklas)

Olivin: Kayaçta ender olarak yer alan olivinler bol miktarda çatlak içermeleri, oldukça canlı girişim renkleri ve yüksek rölyefleri ile karakteristik olarak izlenmektedir. Kayaçta yer alan çatlaklardan itibaren genellikle serpantinleşme ve yer yerde iddingsitleşme şeklinde alterasyonları izlenmektedir.

Epidot: Kayaçta genellikle boşluk dolgusu şeklinde kalsit ve kloritlerle birlikte ikincil olarak oluşmuş epidotlar canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmalarıyla dikkat çekmektedirler. Bir kısmı özşekilli uzun ekseni belirgin kristaller halindedirler. Boşluk dolgusunun yanısıra çatlaklarda ve kayaç içinde bağımsız dağılmış kristaller halinde yerleşimlerinde izlenmektedir.

Kalsit: Epidot ve kloritler ile birlikte ikincil olarak oluşmuş kalsitler genellikle boşluk dolgusu şeklinde yerleşmişler ve belirgin iki yönde dilinim izleri ve polisentetik ikizlenme sunmaktadırlar (Resim 4.35). Bir kısım kalsitler boşlukları

doldurarak midye kabuğu görüntüsü meydana getirmektedirler



Resim 4.36. Bazaltlarda gözlenen mikrolitik porfirik doku ve özşekli piroksen görüntüsü (Ç.N. Px: Piroksen, Plj: Plajiyoklas).

Klorit: İkincil olarak bir kısmı boşluk dolgusu şeklinde gelişmiş genellikle ise kayada gelişigüzel dağılmış mineraller halinde izlenmektedirler. Koyu mavi-yağ yeşili girişim renkleri ve çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Kuvars: Kayada yer alan gaz boşluklarına ikincil süreçlerle yerleşmiş olarak yer alan kuvarlara az miktarda rastlanmaktadır. Özşekilsiz irili ufaklı mineral yığışmaları şeklindedirler ve boşluk içerisinde taneli bir dokunun gelişimini sağlamaktadırlar.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen minerallerden itibaren oluşmuş sekonder olmak üzere kayaç içinde dağılmış vaziyette manyetit oldukları tahmin edilen opak mineraller gözlenmektedir.

4.1.1.2.(8).(b). Spilitik Bazalt

Doku: Entersertal-Amigdaloidal

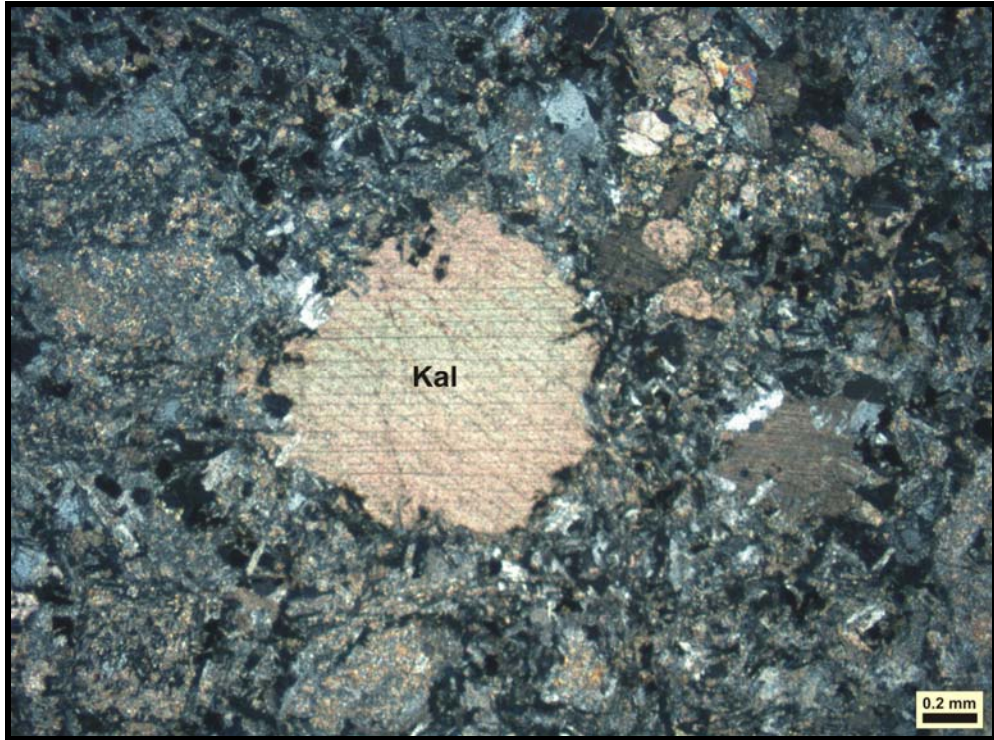
İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Büyük bir çoğunluğu albitleşmiş mikrolitler halinde bir kısmı ise fenokristal halinde izlenmekte olan kaolenleşme gösteren kristaller halinde yer almaktadırlar. Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklasların özellikle fenokristaller halinde izlenenlerinde polisentetik ikizlenmeler belirgin olarak gözlenmektedir.

Kuvars: Orta irilikte kristaller halinde genellikle ikincil süreçlerle oluşmuş boşluk dolgusu konumunda kalsitlerle birlikte yer almaktadırlar. Birinci sıranın renklerinde polarize olan kuvarslarda genellikle dalgalı sönme izlenmektedir.

Klorit: Yaygın bir biçimde izlenmekte ve ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişerek yoğun alterasyonu oluşturmaktadırlar.

Kalsit: Genellikle ikincil olarak kayaçta yer alan boşluklarda kuvarslarla birlikte yer almaktadırlar. Belirgin polisentetik ikizlenmelere ve iki yönde gelişmiş mükemmel dilinim izlerine sahip olarak gözlenmektedirler (Resim 4.37).



Resim 4.37. Spilitik bazaltların genel görünümü (Ç.N. Kal: Kalsit)

Epidot: Oldukça az miktarda yer yer boşluk dolgusu olarak yer yer de bağımsız bir şekilde gelişmiş epidot grubu mineralleri canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde dağılmış manyetit oldukları tahmin edilen opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Büyük bir kısmı primer olan opak minerallerin çok az bir kısmı ise ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklardan meydana gelmektedir.

4.1.1.2.(8).(c). Andezit

Doku: Mikrolitik Porfirik- Hyalomikrolitik Porfirik-Fluidal

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hem fenokristaller halinde hemde mikrolitler halinde iki farklı soğuma zamanının ürünleri olarak yer alan plajiyoklaslar hakim minerali temsil etmektedirler. Polisentetik ikizleri alterasyon nedeniyle güçlkle seçilen plajiyoklaslarda kaolenleşme, serisitleşme, epidotlaşma ve kalsitleşme şeklinde ayrışmalar gözlenmektedir.

Hornblend: Kayaçta yer alan ana ferromagnezyen minerali temsil eden hornblendlerde plajiyoklaslar gibi iki farklı soğuma zamanı ile ilişkili olarak yer almakta olup hem mikrokristaller hemde fenokristaller halinde yer almaktadırlar. Fenokristallerin bir kısmı otomorf ve sub-otomorf şekillerde izlenmektedir (Resim 4.38). Özellikle fenokristaller halinde yer alan hornblendlerde tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilirken bir kısmında ise h^1 (100) ikizi gelişimleri gözlenmektedir (Resim 38). Bir kısım hornblendlerde opaklaşma ve kloritleşme şeklinde alterasyonlar izlenmektedir

Klorit: Kayaçta eser miktarlarda yer alan kloritlerin büyük bir bölümü boşluk dolgusu şeklinde yerleşim gösterirken az bir kısmı ise amfiboller aleyhine gelişerek meydana gelmişlerdir. Mavi-lacivert girişim renkleri ve çimen yeşili pleokroizmaları ile karakteristiktirler.

Epidot: Kayaçta oldukça az miktarlarda izlenen epidotlara canlı girişim renklerine sahip mineral kümeleri halinde rastlanmaktadır. Plajiyoklasların aleyhine gelişim gösterdikleri düşünülmektedir.

Kalsit: Kayaçta ender olarak rastlanan kalsitler ikincil dönüşüm süreçleriyle plajiyoklasların aleyhine gelişmiş olarak izlenmektedirler.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde gelişigüzel dağılmış vaziyette çoğunluğu primer olan ve manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak mineral gelişimlerine az oranda rastlanmaktadır. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla dikkat çekmektedirler.



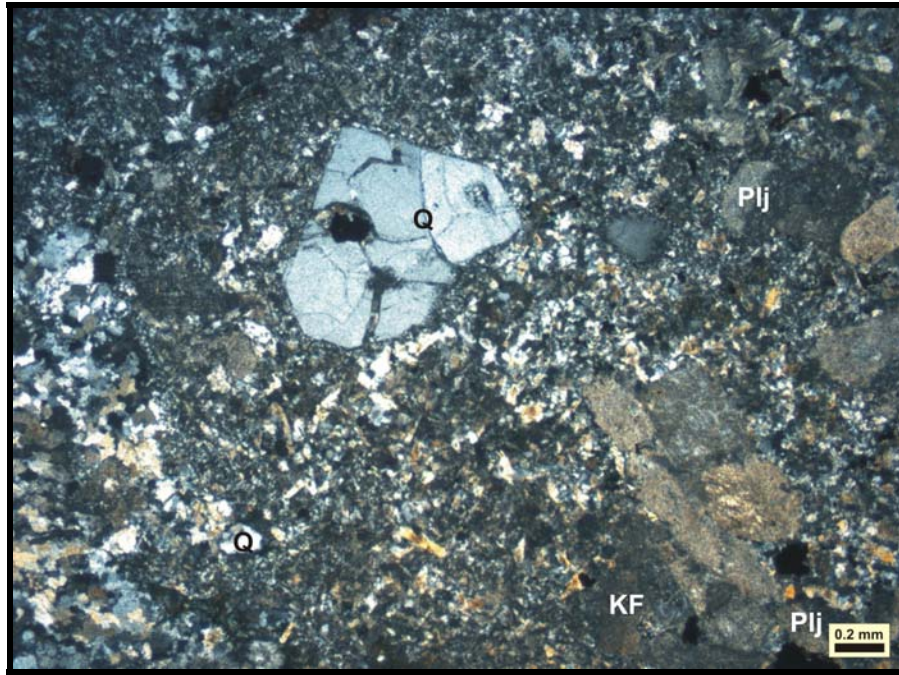
Resim 4.38: Andezitlerin genel görünümü (Ç.N. Hbl: Hornblend)

4.1.1.2.(8).(d). Riyodasit/Dasit

Doku: Mikrolitik Porfirik-Mikrogranüler Porfirik

İçindeki Mineraller:

Kuars: Kayaçta hakim minerali temsil etmektedirler. Gri ve tonlarında polarize olan kuvarslar hem mikrogranüler hamur içerisinde hemde fenokristaller halinde izlenmektedirler. Özellikle fenokristaller halinde izlenen kuvarsların bir kısmı otomorf ve sub-otomorf kristaller halinde mikrokristaller ise genellikle ksenomorf olarak yer almaktadırlar (Resim 4.39, 4.40). Genellikle dalgalı sönme göstermektedirler. Fenokristaller halinde izlenen kuvarsların bir kısmı mikrogranüler hamur tarafından yenmiş (korrode) formlarda izlenmektedir. Özellikle fenokristallerde bol miktarda çatlaklar gözlenmektedir.



Resim 4.39. Riyodasit/Dasitlerde sub-otomorf kuvars ve genel görünüm (Ç.N. Q:Kuvars, Plj: Plajiyoklas, KF: K'lu feldispat)

K'lu Feldispat: Kayaçta genellikle mikrokristaller halinde yer yer de fenokristal olarak yer almaktadırlar. Bunlarda plajiyoklaslar gibi yoğun alterasyondan etkilenmiş olup kaolenleşme şeklinde bozunmaları yaygındır (Resim 4.39).

Plajiyoklas: Kayaçta bol miktarda izlenen plajiyoklaslar hem mikrolitler ve mikrogranüller halinde hemde fenokristal olarak yer almaktadırlar. Ayrışma düzeyleri oldukça ileri seviyelerde izlenen plajiyoklaslar kaolenleşme, serisitleşme, epidotlaşma ve kalsitleşme şeklinde çok geniş spektrumda alterasyon sunmaktadırlar

(Resim 4.40). Bir kısmında zonlu yapı izlenmektedir (Resim 4.40). Polisentetik ikizlenmeleri fenokristallerde dahi bu yoğun alterasyon nedeniyle güçlükle seçilebilmektedir. Fenokristalleri genellikle prizmatik şekillerde olup bunlarda kuvarslar gibi maruz kaldıkları basıncın bir sonucu olarak dalgalı sönme göstermektedirler.



Resim 4.40 Riyodasit-Dasitlerde zonlu plajiyoklas ve genel görünüm (Ç.N,Plj:Plajiyoklas)

Amfibol: Kayaçta oldukça az miktarda (% 10 civarında) izlenen amfiboller genellikle fenokristaller halinde izlenmektedirler. Yeşilin tonlarında pleokroizmaları ve eğik sönmeleriyle karakteristik olan amfiboller kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonlar sunmaktadırlar. Bir kısmı piroksenlerin aleyhine gelişmiş olarak izlenmektedirler.

Piroksen: İkinci sıranın canlı renklerinde polarize olan ve özşekilsiz kristallerden meydana gelen piroksenler hem fenokristaller halinde hemde mikrokristaller halinde iki farklı soğuma zamanının ürünleri olarak yer almaktadırlar. Büyük bir kısmı opaklaşma ve uralitleşme şeklinde alterasyonlar sunmaktadır.

Biyotit: Hemen hemen tamamına yakını ayrılmış ve klorite dönüşmüş olarak az miktarda biyotit izlenmektedir.

Epidot: Birçoğu plajiyoklaslardan dönüşüm yoluyla oluşmuş olan canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile karakteristik olan epidotlar az miktarda izlenmektedir.

Klorit: Genellikle özşekilsiz kristaller halinde izlenen kloritler mavi-yeşil girişim renkleri ve zayıf yeşil-sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Büyük bir çoğunluğu ferromagnezyen minerallerin dönüşümü neticesinde oluşmuşlardır. Kayaçta eser miktarlarda rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Bir kısmı primer diğer bir kısmı ise sekonder opak minerallerden oluşan manyetit olabilecekleri tahmin edilen az miktarda kristalden ibarettir. Özellikle kübik kristaller halinde izlenenlerin ise pirit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

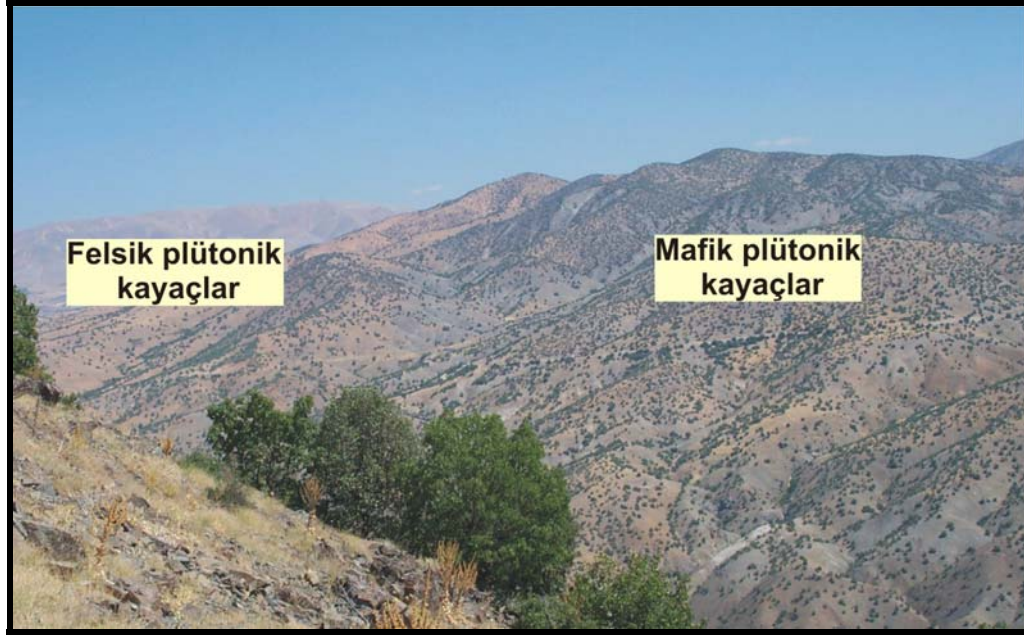
4.1.1.3. Baskil Granitoyidi

Granitoyidler yeryuvarının petrolojik ve yapısal evriminde rol oynayan karakteristik bir kayaç grubunu temsil etmektedirler. Bilim tarihinde oldukça önemli bir süre yeryuvarının ortalama bileşimi granit bileşimiyle eşdeğer olarak kabul edilmiştir. Günümüzde yapılan çalışmalara göz atıldığında ise granitlerin, kıtasal kabuğun ana bileşeni olduğu ve kabuğun oluşumunda ve yeniden çevrimlenmesinde (recycling) çok önemli roller oynadıkları görülmektedir. Granitoyidlerin sokulum yaptıkları derinlikler sedimanter kayaçların bulunduğu sığ derinliklerden granülit fasiyesi koşullarındaki metamorfizmanın geliştiği derinliklere kadar değişmekle birlikte, genel olarak kabuğun orta kesimlerindeki derinliklerde daha boldur (Yılmaz ve Boztuğ, 1994).

Güneydoğu Anadolu'da Neotetis'in kapanımıyla ilişkili granitoyidler Üst Kretase yaşlı olup Göksun-Afşin (Kahramanmaraş), Doğanşehir (Malatya) ve Baskil (Elazığ) olmak üzere başlıca üç bölgede yüzlek vermektedirler (Şekil 4.3). Granitoyidler metamorfik platform karbonatları (Malatya- Keban metamorfikleri), ofiyolitler (Göksun-Berit-İspendere ve Kömürhan ofiyolitleri) ve volkanik yay birimleri (Yüksekova/Elazığ magmatikleri) ile intrüzif dokanak ilişkileri sunmaktadırlar (Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve ark, 1993;

Parlak ve Rızaoğlu, 2004; Robertson ve ark, baskıda b). Granitoidlerin Malatya-Keban platformunu, ofiyolitleri ve ofiyolit tabanı metamorfiklerini kesmesi Üst Kretase'de ofiyolitlerin ve metamorfiklerin granitoidlerin sokulumu öncesi yan yana gelmiş olduklarını göstermektedir.

Baskil granitoyidi inceleme alanında en geniş alanda (~170 km²) yüzlek veren kaya grubunu temsil etmektedir. Birim başlıca mafik ve felsik kaya gruplarından oluşan derinlik ve yarıderinlik kayaçları ile temsil edilmekte olup bu iki farklı kaya grubunun sınırları 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasına geçirilmiştir (Ek 1.1, Resim 4.41)



Resim 4.41. Mafik ve felsik plütonik kayaçların dokanağından bir görünüm (Baskil-Kömürhan köprüsü yolu bakış kuzeydoğuya)

Mafik plütonik kayaçlar gabro, diyorit ve kuvarslı diyoritlerle temsil edilirken yarı derinlik kayaçları ise diyabaz, mikrodiyorit, kuvarslı mikrodiyorit, diyorit porfir, orbiküler gabro ve kuvarslı diyorit porfirlerle temsil edilmektedir. Felsik plütonik kayaçlar granit, granodiyorit, tonalit ve kuvarslı monzonit kaya grubundan oluşmakta, felsik yarıderinlik kayaçları ise apolit, granofir, granit porfir ve granodiyorit porfir ile temsil edilmektedir.

4.1.1.3.(1). Felsik kayaçlar

Baskil granitoidine ait felsik kayaçlara genellikle Baskil ilçesi civarında yaygın olarak rastlanmaktadır. İlçenin kuzeyinde Tavşanuşağı köyü çevresinde, güneyde Yazıkonak köyü ve Büksor tepe yakın dolaylarında, daha güneyde Dutluköy ve Eskiköy yakınlarında yüzleklerine rastlanmaktadır (Ek 1.1). Felsik kayaçlar granit, granodiyorit, tonalit ve kuvarslı monzonitlerden oluşan plütonik ve aplit, granofir, granit porfir ve granodiyorit porfirlerden oluşan yarı derinlik kayaçlarından meydana gelmektedirler.

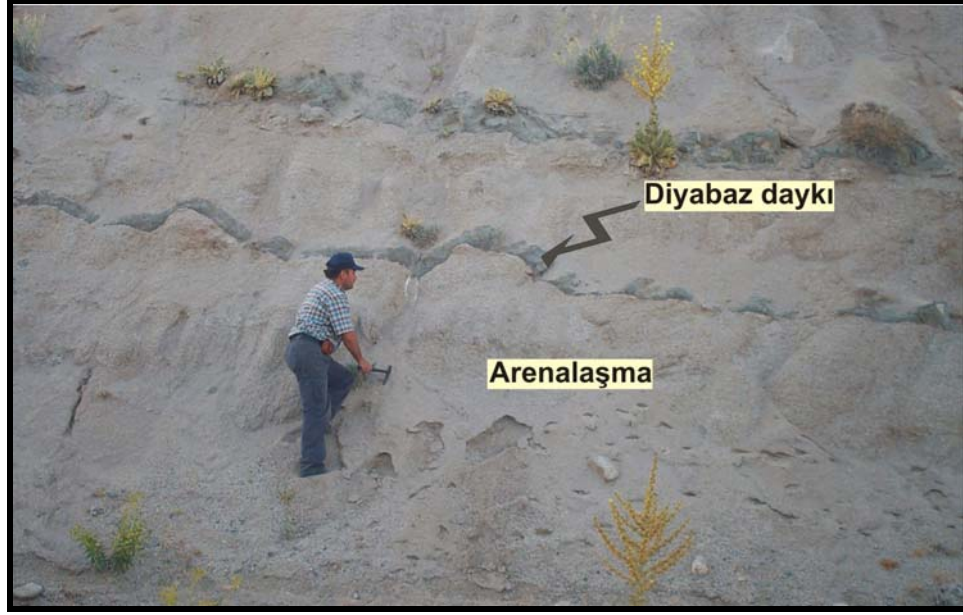
Baskil granitoidine ait felsik kayaçlardan derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon ve arazi çalışmaları neticesinde elde edilen bulgular aşağıda verilmektedir.

4.1.1.3.(1).(a). Derinlik Kayaçları**4.1.1.3.(1).(a).(a). Granit**

İnceleme alanında Baskil ilçesi civarında yaygın olarak izlenen granitler genellikle açık renklerde ayrışma yüzeyine sahip olup büyük bir kısmı alterasyondan etkilenmiş olarak izlenmektedir. Anılan bu alterasyon neticesinde arenalaşma yaygın olarak gözlenmektedir (Resim 4.42).

Taze örneklerine oldukça ender olarak rastlanmaktadır. Birim çeşitli seviyelerde kalınlıkları birkaç cm'den 1-1.5 metreye varan aplit ve diyabaz daykları ile granit porfirler tarafından kesilmektedir. Birimin Tavşanuşağı köyü ve Yazıkonak civarlarındaki mostralarda mafik ve felsik dayklar yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı istikametinde birbirine paralel olarak uzanan dayk serileri şeklinde yer almaktadırlar. Yer yer bu diyabaz ve aplitik dayklar birbirini kesmektedirler.

Ayrıca birim içerisinde yer yer çeşitli şekil ve boyutlarda eş yaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımının ürünü olan mafik mikrogranüler enklavlara (MME) rastlanmaktadır.



Resim 4.42. Granitlerde arenalaşma ve diyabazik dayk görüntüsü (Baskil-Aydınlar yolu bakış kuzeye)

Birimden derlenen örneklere ait ince kesitlerin petrografik determinasyonu neticesinde aşağıdaki özellikler saptanmıştır.

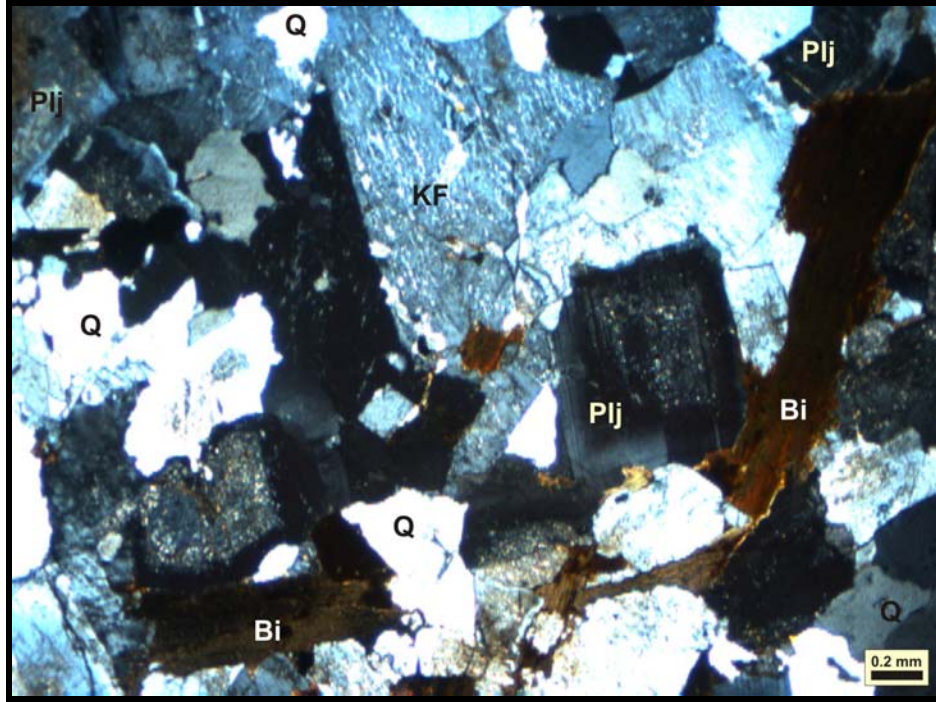
Doku: Taneli-Mikrografik-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

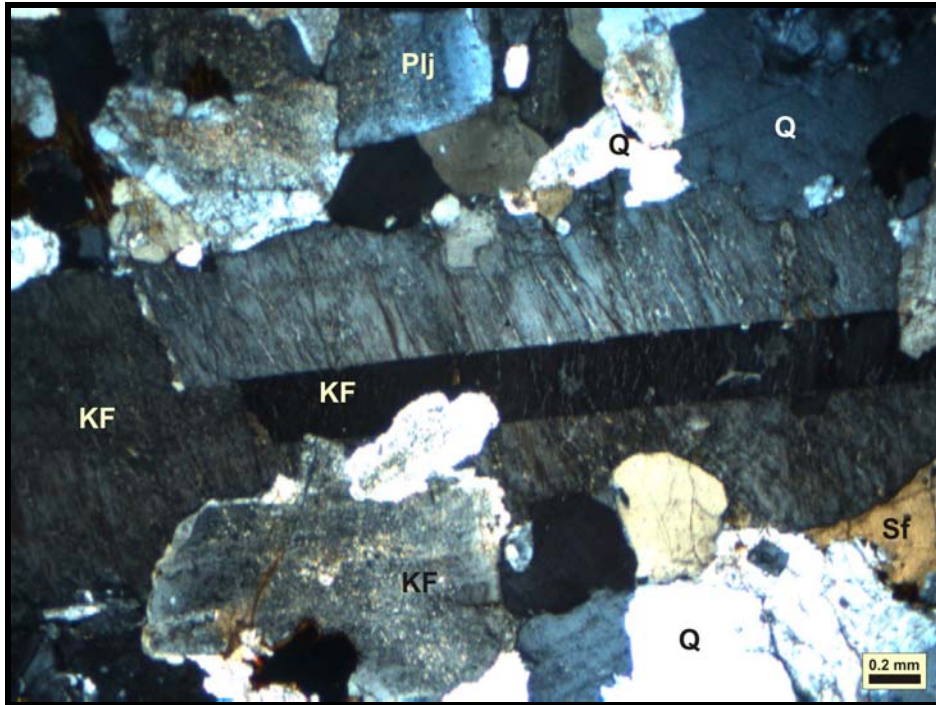
Kuvars: Genellikle orta irilikte özşekilsiz kristaller halinde yer yer nispeten daha küçük tanelerden oluşan dalgalı sönme gösteren minerallerden oluşmaktadır. Bir kısmı kapanım halinde küçük K'lu feldispat minerallerini bünyesinde barındırmakta ve buda yersel olarak mikrografik dokunun oluşmasını sağlamaktadır (Resim 4.43, 4.44).

Plajiyoklas: Genellikle prizmatik şekillerde orta irilikte kristallerden oluşan plajiyoklasların büyük bir çoğunluğu polisentetik ikizlenmeler sunmakta ve bir kısım plajiyoklas kristallerinde zonlu yapı izlenmektedir (Resim 4.43). Ayrışma oldukça ileri seviyelerde olup serisitleşme, kaolenleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonları izlenmektedir. Yaklaşık olarak % 40-50 mertebesinde izlenen

plajiyoklaslar hakim minerali temsil etmektedirler.



Resim 4.43. Granitlerde gözlenen zonlu plajiyoklas ve genel görünüm (Ç.N.Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, KF: K'lu feldispat, Bi:Biyotit)



Resim 4.44. K'lu feldispatlarda gözlenen karlspat ikizi ve ipliksi pertitlerden bir görünüm (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, KF: K'lu feldispat, Q: Kuvars, Sf: Sfen)

K'lu Feldispat: Paljiyoklaslara nazaran daha az oranda izlenen K'lu feldispatlar genellikle sub-otomorf yer yer de otomorf kristaller şeklinde izlenmekte, az bir kısmında karlspat ikizlenmesi net olarak gözlenebilmektedir (Resim 4.44). Hemen hemen hepsinde çeşitli oranlarda ayrışma mevcut olup kaolenleşme şeklinde alterasyonları gözlenmektedir. Bir kısım K'lu feldispatlarda ipliksi pertitler gözlenmektedir (Resim 4.43, 4.44).

Biyotit: İnce uzun latalar halinde, tek yönde gelişmiş belirgin dilinim izlerine sahip olarak izlenen biyotitlerin büyük bir kısmı ayrışmış ve klorite dönüşmüştür. Bir kısmında ise opaklaşmalar izlenmektedir (Resim 4.43).

Hornblend: Genel olarak çubuksu veya özşekilsiz yer yer de özşekilli altı köşeli kristallerden oluşan amfiboller kayaçta yaklaşık % 2-3 oranında yer almaktadırlar. Yeşilin tonlarında pleokroizmaları ile hornblend türünün tipik özelliklerini sunan amfibollerin özellikle otomorf olanlarında iki yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir. Ayrışmaları yersel olup kloritleşme ve opaklaşma şeklinde bozunmaları tipiktir. Bazı amfiboller kapanımlar halinde K'lu feldispatlar içerisinde poikilitik dokunun bir bileşeni konumunda yer almaktadır.

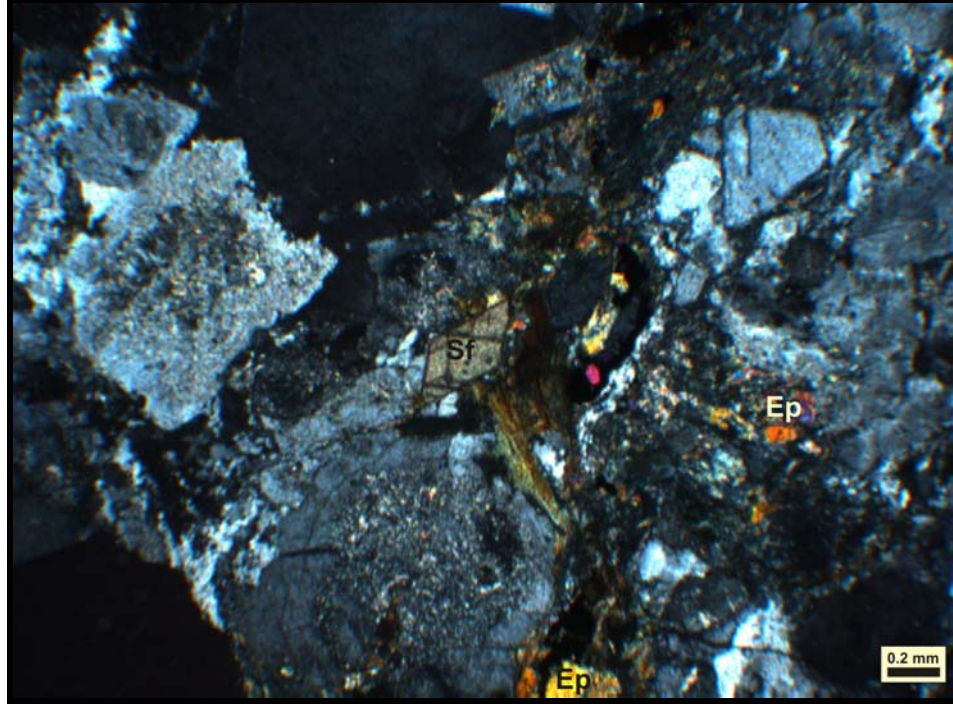
Muskovit: Canlı girişim renkleri, levhamsı kristalleri, tek yönde gelişmiş dilinim izleri, paralel sönmeleri ve kedi gözü yansımaları ile karakteristik olan muskovitlere eser miktarda rastlanmaktadır.

Epidot: Canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile karakteristik olan epidotlara kayaçta genel olarak kümelenmiş kristaller halinde rastlanmaktadır. Bir kısmı ise plajiyoklaslardan dönüşüm yoluyla oluşmuştur. Kayaçta oldukça az miktarlarda yer almaktadırlar (Resim 4.45).

Klorit: Büyük bir çoğunluğu biyotitlerin aleyhine gelişmiş, mavi-lacivertimsi füme girişim renklerine sahip ve bir diğer kısmı ise bağımsız, koyu girişim renkli ve açık yeşil pleokroizma sunan kristaller halinde izlenmektedir.

Sfen: Kirli sarı girişim renkleri yüksek rölyefi, genellikle özşekilsiz, yer yer özşekilli baklava şeklinde kristalleriyle karakteristik olan sfen mineraline oldukça az miktarlarda rastlanmaktadır (Resim 4.44, 4.45). Bazı sfenlere dikkatlice bakıldığında üzerinde pembe, yeşil ve sarının değişik tonlarında benekleri izlenmektedir. Özellikle

otomorf kristallerinde iki yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.45).



Resim 4.45. Granitlerde gözlenen epidot ve otomorf sfen görüntüsü (Ç.N. Ep:Epidot, Sf: Sfen)

Zirkon: Canlı girişim renkleri, çubuksu kristalleri, paralel sönmesi ve yüksek rölyefleri ile karakteristik olan zirkon mineraline yer yer rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Genellikle ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş düzensiz şekilli ikincil opaklar ile bir kısmı düzgün kenar ve köşelere sahip birincil opaklardan oluşmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(1).(a).(b). Granodiyorit

Granodiyoritlere de genellikle granitler gibi Baskil ilçesi ve civarında rastlanmakta olup Tavşanuşağı köyü ve Yazıkonak dolaylarında yoğunlaşmaktadır (Ek 1.1). Açık renklerde ayrışma yüzeyi rengine sahip olan granodiyoritler granitlere nazaran daha dayanımlı olup, ayrışmaları ve arenalaşmaları nispeten daha azdır.

Ayrıca granodiyoritler genel olarak tane büyüklüğü bakımından diğer plütonik kayalara göre daha iri tanelidirler. Bunlarda granitler gibi yer yer değişik kalınlıklarda aplitik ve diyabazik dayklar tarafından kesilmekte olup yer yer dokanakları net olarak izlenemeyen granodiyorit porfirler tarafından da kesilmektedirler. Bazı bölgelerde çeşitli biçim ve boyutlarda mafik mikrogranüler enklavlar (MME) içerdikleri izlenmektedir. Granodiyoritlerden derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler saptanmıştır.

Doku: Taneli-Mikrografik

İçindeki Mineraller:

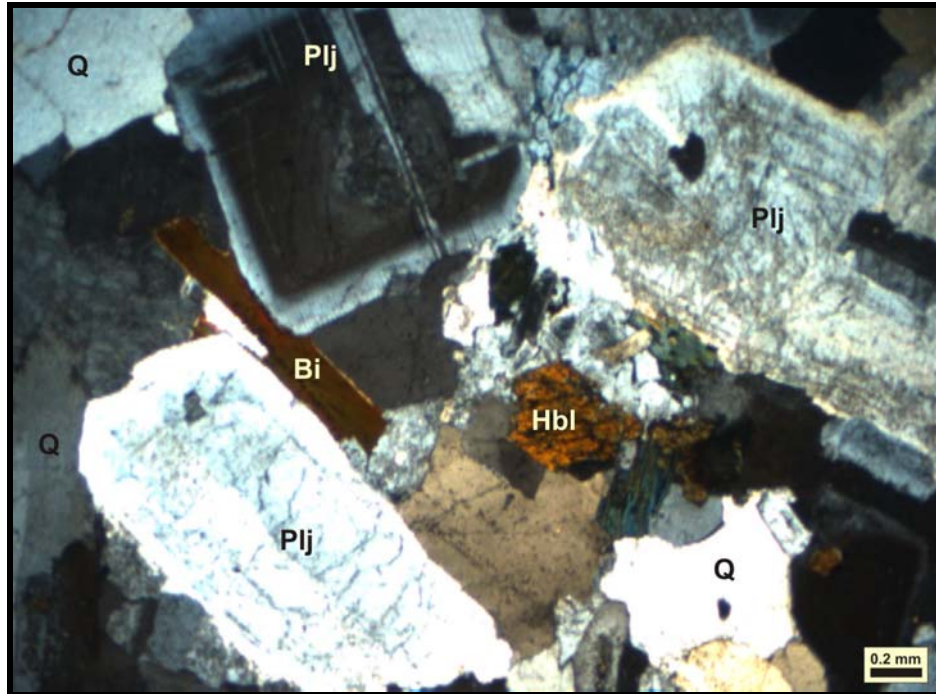
Kuvars: Gri ve sarının tonlarında girişim renklerine sahip, genellikle özşekilsiz orta irilikte tanelerden oluşan, bol miktarda çatlak ve kırıklar içeren ve çatlakları ikincil minerallerle (kalsit) doldurulmuş olarak izlenir (Resim 4.46, 4.47). Maruz kaldığı basıncın bir sonucu olarak dalgalı sönme gösteren kuvarslar yaklaşık % 30-40 arasında yer alırlar.

Plajiyoklas: Genellikle orta irilikte prizmatik şekilli kristallerden meydana gelen plajiyoklaslar oldukça ileri derecede alterasyon göstermekte ve bu ayrışma kaolenleşme, serisitleşme, epidotlaşma ve kalsitleşme şeklinde geniş bir spektrumda izlenmektedir. Polisentetik ikizlenmeleri anılan bu yoğun alterasyon neticesinde genel olarak güçlükle ayırdedilebilmekte, ancak taze örneklerinde net olarak izlenebilmektedir. Hemen hemen tüm plajiyoklaslarda zonlu yapı gözlenmekte ve kuvarslarda olduğu gibi plajiyoklaslarda da basıncın sonucu olarak dalgalı sönme izlenmektedir (Resim 4.46, 4.47).

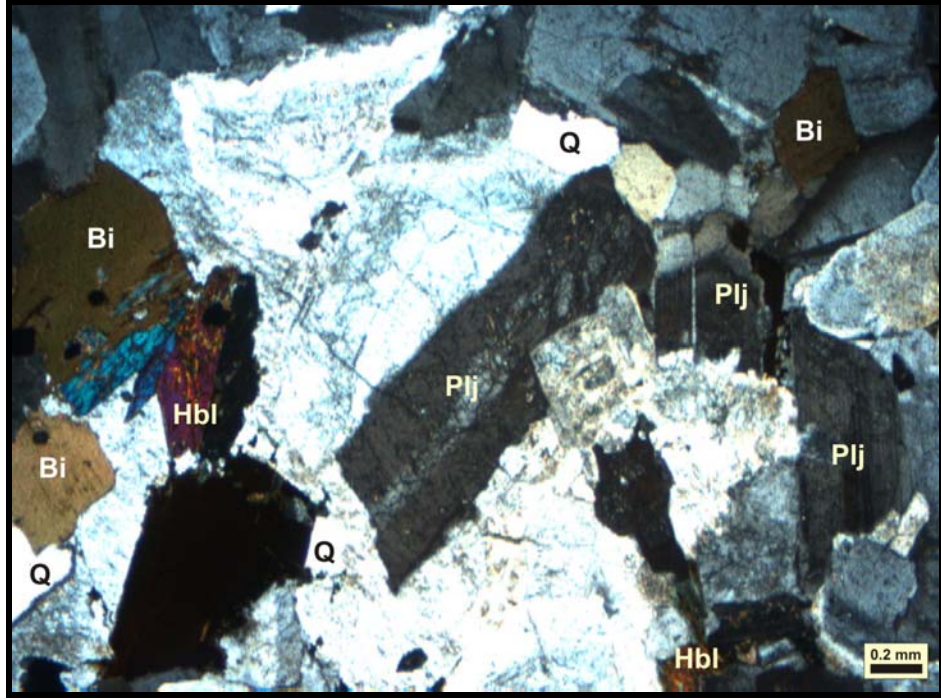
K'lu Feldispat: Yaklaşık % 15-20 oranında izlenen K'lu feldispatlar sub-otomorf şekillerde ve ileri derecede kaolenleşme şeklinde alterasyon gösteren orta irilikte tanelerden meydana gelmektedir. Yer yer kuvarslarla arasında meydana gelen mikrografik Dokuün bir bileşeni olarak yer almaktadırlar.

Biyotit: Genellikle ince uzun prizmatik şekillerde yer yer de düzensiz şekilli olarak gözlenen biyotitler kayada izlenen diğer mineraller gibi ayrışma göstermekte olup yoğun bir şekilde kloritleşme sunmaktadır. Bir kısmı ise özellikle dilinimleri boyunca izlenen opaklaşma göstermektedirler. Bir kısmında tektonizmanın etkisiyle kırılma, kırılma ve bükülmeler izlenmektedir (Resim 4.46, 4.47).

Hornblend: Kayada yer alan ikinci hakim ferromagnezyen minerali temsil eden amfiboller yaklaşık % 4-5 civarında yer almaktadırlar. Genellikle özşekilsiz ancak yer yer yarıözşekilli veya özşekilli olarak yer alan amfibollerde c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde iki yönde gelişmiş baklava şekilli dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.46, 4.47). Özellikle çubuksu kesitlerinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenmektedir. Bir kısım hornblendlerde h'(100) ikizi net olarak izlenmektedir (Resim 4.47). Yeşilin tonlarında pleokroizma sunan amfiboller hornblend türünün karakteristik özelliklerini taşımaktadır. Yer yer kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonlarına rastlanmaktadır.



Resim 4.46. Granodiyoritlerin genel görünümü (Ç.N. Plj. Plajiyoklas, Q: Kuvars, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit)



Resim 4.47. Granodiyoritlerde otomorf ve h¹ (100) ikizli amfibol ve genel görünüm (Ç.N. Q: Kuvars, Plj. Plajiyoklas, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit)

Muskovit: Oldukça az miktarlarda izlenen muskovitler canlı girişim renkleri, tek yönde gelişmiş dilinim izleri, paralel sönmeleri ve kedi gözü yansımaları ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Biyotitlerin ve amfibollerin aleyhine gelişmiş yağ yeşili-mavi girişim renklerine sahip belirgin çimen yeşili pleokroizma sunan kloritler izlenmektedir. Özşekilsiz kristallerden oluşmaktadır.

Epidot: Hemen hemen hepsi plajiyoklasların aleyhine gelişmiş canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile karakteristik olarak izlenen epidotlar kayada oldukça az miktarlarda izlenmektedir. Küçük kristal yığılımlarından meydana gelen renkli gruplar oluşturmaktadırlar.

Sfen: Baklava şeklinde tipik kristal şekilleriyle beraber yer yerde düzensiz şekillerde izlenen sfenler açık sarı girişim renkleri ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler. Kayada eser miktarlarda yer almaktadırlar.

Apatit: Kayada eser oranlarda bulunmaktadır. Özşekilsiz yuvarlağımsı kristalleri, düşük çift kırınımı ve yüksek rölyefi ile tanınmaktadır.

Zirkon: Tipik iki ucu veya bir ucu sivri çubuğumsu kristalleri, canlı girişim

renkleri, paralel sönmeleri ve yüksek rölyepleri ile karakteristik olan zirkonlara eser oranda rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki tür opak mineral izlenmektedir. Primer opak mineraller sekonder opaklardan düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(1).(a).(c). Tonalit

Tonalitler inceleme alanında Görmezler mahallesi dolaylarında ve Baskil-Kömürhan yolunda oldukça dar alanlarda yüzlek vermekte olup arazide yeşilimsi ayrışma rengi sunmaktadırlar. Birimden derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler saptanmıştır.

Doku: Taneli-Mikrografik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Sarı ve grinin tonlarında polarize olan kuvarslar en son kristalleştikleri için kayaçta bulunan diğer minerallerden geriye kalan boşlukların şeklini alacak biçimde özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedirler (Resim 4.48). Yaklaşık olarak % 30-35 oranında izlenen kuvarsların hemen hemen hepsi maruz kaldıkları tektonizmayı yansıtabilecek biçimde dalgalı sönme göstermektedirler. Bir kısmında bünyelerinde plajiyoklas kristallerini kapanımlar halinde içermektedirler.

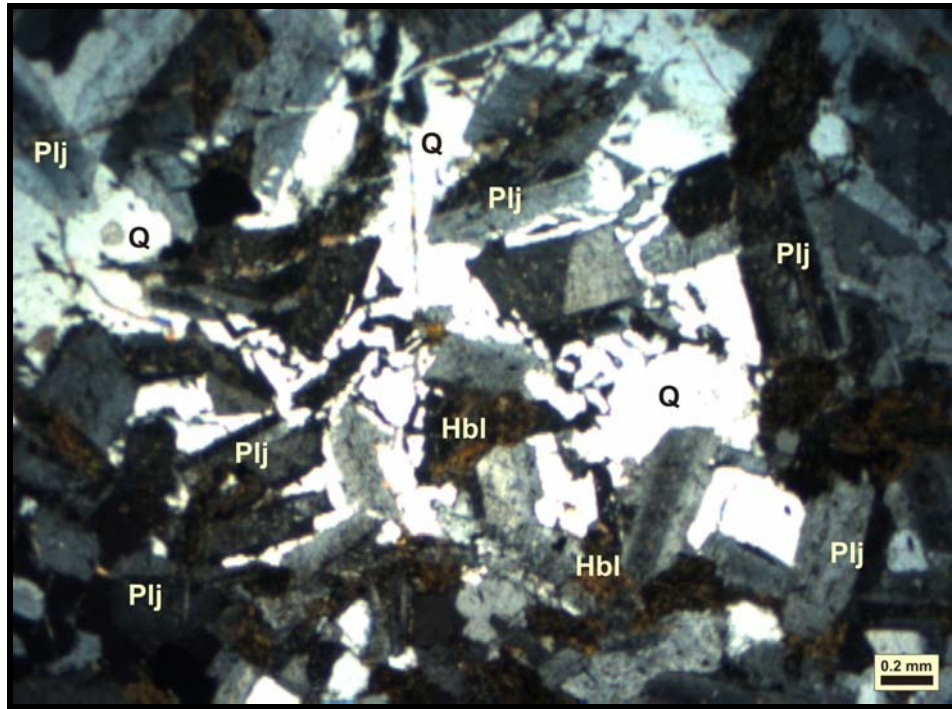
Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslara genellikle prizmatik şekillerde yer yer de yarı özşekilli orta irilikte kristaller halinde rastlanmaktadır. Yaklaşık olarak % 60-65 mertebesinde izlenen plajiyoklasların hemen hemen tamamında polisentetik ikizlenmeler gözlenmekte olup bir kısmında kaolenleşme dolayısıyla bu ikizlerin seçilmesinde güçlük çekilmektedir (Resim 4.48). Kayaçta yer alan plajiyoklasların büyük bir çoğunluğunda zonlu yapı

gözlenmektedir. Plajiyoklaslarda alterasyon oldukça yaygın olup genellikle kaolenleşme, çok daha az olarak serizitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde bozunmalar gözlenmektedir.

K'lu Feldispat: Kayaçta ender olarak rastlanan K'lu feldispat mineralleri genellikle aşırı dercede altere olmuş ve kaolenleşme gösteren minerallerden ibarettir. Yaklaşık olarak % 5 civarında izlenmektedirler.

Biyotit: Hemen hemen tamamı ayrışma göstererek opak mineral ve klorite dönüşmüş olarak izlenen biyotitler levhamsı kristaller halinde gözlenmekte ve kayaçta yaklaşık % 5-6 oranında yer almaktadırlar. Biyotitlerin Büyük bir çoğunluğunda tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir.

Hornblend: Genel olarak yarı özşekilli kristaller halinde izlenen hornblendler kayaçta yaklaşık % 3-4 oranında izlenmektedirler. Dilinim izleri belirgin olarak izlenen hornblendler yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaktadırlar. Bir kısım hornblendler ise sub-otomorf şekillerde yer almakta ve iki yönde gelişmiş dilinim izleri belirgin olarak izlenmektedir (Resim 4.48).



Resim 4.48. Tonalitlerin genel görünümü (Ç.N. Q:Kuvars, Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

Epidot: Plajiyoklasların aleyhine gelişmiş olarak kayaçta yaklaşık olarak % 1-2 oranında izlenen epidotlar canlı girişim renkleri, yüksek rölyepleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişen kloritlere yaklaşık % 3-4 oranında rastlanmakta olup mavi-lacivert girişim renkleri ve çok zayıf yeşil-sarı ile koyu yeşil renkler arasında değişim gösteren pleokroizmaları ile karakteristiktirler.

Apatit: İğnemsî ve ince uzun kristaller halinde izlenen apatitlere eser miktarda rastlanmaktadır Birinci sıranın gri ve sarı tonlarında girişim renkleri, kristal şekilleri ve yüksek rölyepleri ile dikkat çekmektedirler.

Zirkon: Canlı girişim renkleri ve çubuksu kristalleri ve yüksek optik engebeleri ile karakteristik olan zirkona kayaçta ender olarak rastlanmaktadır.

Sfen: Kirli sarı girişim renkleri, yüksek rölyepleri ve çatlaklı oluşlarıyla dikkat çeken sfenlere az miktarda rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Primer ve sekonder opak minerallere rastlanmaktadır. Sekonder opak mineraller ferromagnezyen minerallerden biyotitler aleyhine gelişme göstermekte olup düzensiz şekiller sunmaktadırlar. Primer opak mineraller ise düzgün kenar ve köşelere sahip olup bu özellikleriyle ikincil opak minerallerden ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(1).(a).(d). Kuvarslı Monzonit

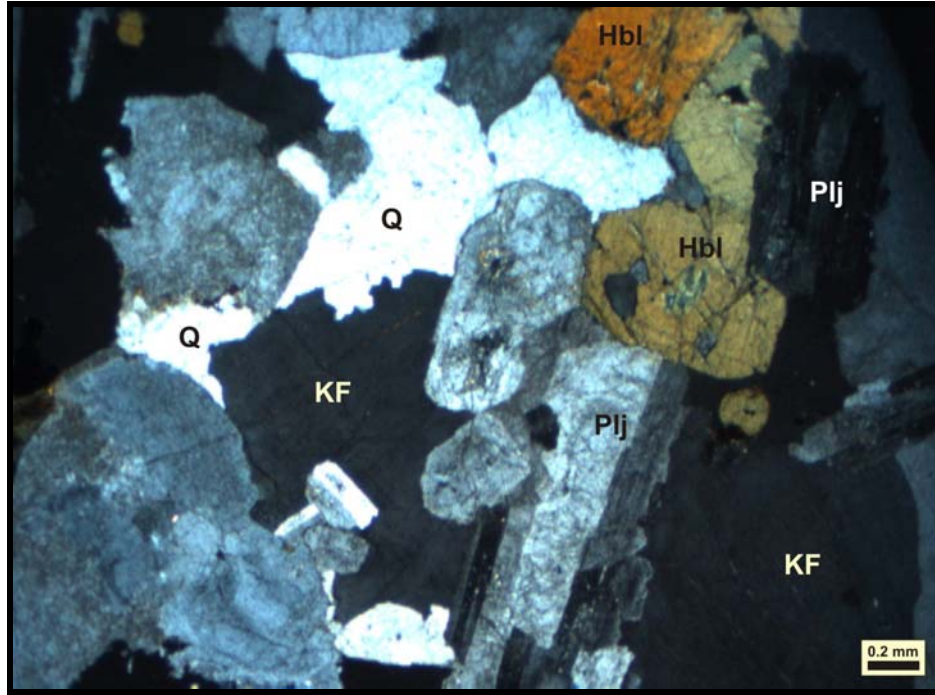
Kuvarslı monzonitlere Baskil ilçesinin güneyinde Büksor tepe civarında rastlanmaktadır. Kırmızımsı ayrışma rengine sahip kuvarslı monzonitler orta derecede dayanıma sahip olup yer yer dayanımlı örneklerine de rastlanmaktadır. Birimden derlenen örnekler üzerinde yapılan mikroskopik çalışmalar neticesinde aşağıdaki petrografik özellikler tespit edilmiştir.

Doku: Taneli-Monzonitik-Mikrografik-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Sarı ve grinin tonlarında girişim renklerine sahip özşekilsiz orta irilikte tanelerden oluşan kuvarsların hemen hemen tamamına yakını dalgali sönme göstermektedir. Kayaçta yaklaşık % 15-20 dolaylarında yer almaktadırlar (Resim 4.49).

K'lu Feldispat: Kayaçta hakim minerali temsil eden K'lu feldispatlara yaklaşık % 40-45 civarında rastlanmaktadır. Büyük bir çoğunluğu iri, yarı özşekilli kristallerden oluşan K'lu feldispatların birçoğunda karlspat ikizlenmesi açık bir şekilde izlenebilmektedir (Resim 4.49, 4.50). Bazı K'lu feldispatlarda yama ve ipliğimsi pertit çeşitlerine rastlanmaktadır. Ayrışma orta seviyede gözlenmekte olup kaolenleşme ve serizitleşme şeklinde iki tür alterasyon gözlenmektedir.



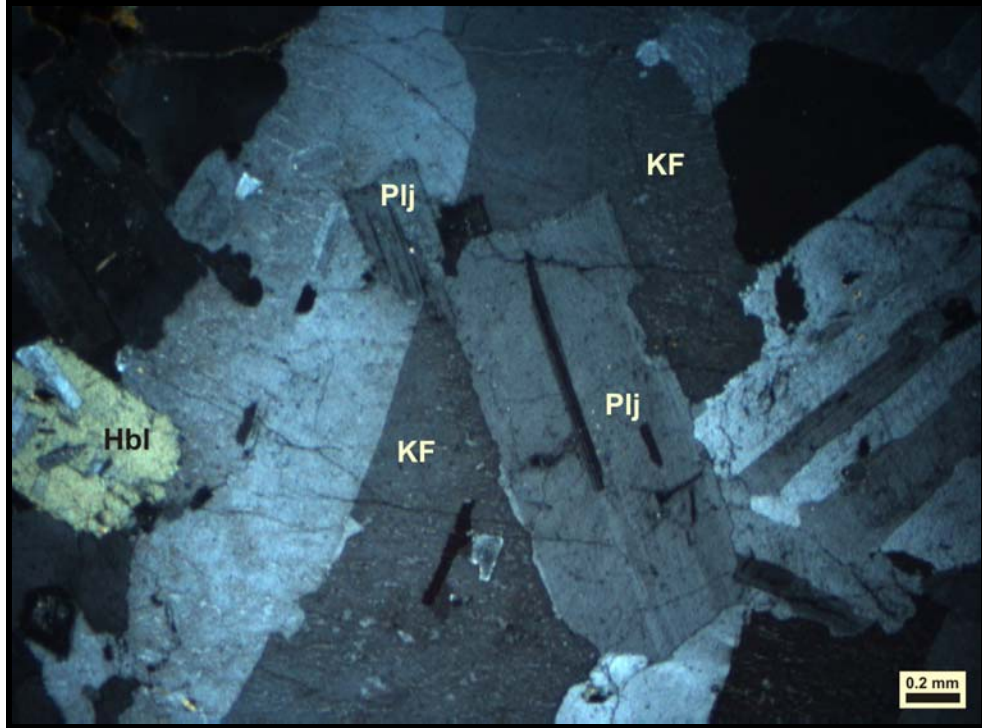
Resim 4.49. Kuvarslı monzonitlerin genel görünümü (Ç.N. Q: Kuvars, Plj:Plajiyoklas, KF: K'lu feldispat, Hbl: Hornblend)

Plajiyoklas: Orta irilikte prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklasların hemen hemen tamamına yakınında polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenmektedir (Resim 4.49, 4.50). Kayaçta ikinci hakim minerali temsil etmekte olup yaklaşık % 30 civarında yer almaktadırlar. Yersel olarak plajiyoklaslarda zonlu yapı gözlenmekte

olup tüm kayaç boyunca yaygın değildir. Plajiyoklas kristallerinde orta yoğunlukta kaolenleşme, epidotlaşma ve serisitleşme şeklinde alterasyonlar gözlenmektedir.

Hornblend: Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller şeklinde gözlenen hornblendlerde özellikle c eksenine dik veya dike yakın geçmiş kesitlerinde iki yönde gelişmiş baklava şeklinde, c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde ise tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak gözlenmekte olup, yeşil ve kahverenginin tonlarında pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. İkinci sıranın renklerinde polarize olmakta ve yaklaşık % 5-6 mertebesinde izlenmektedirler. Bir kısım hornblendler K'lu feldispatlar içerisinde kapanımlar halinde izlenmektedirler (Resim 4.49, 4.50). Bazıları ise bünyelerinde küçük plajiyoklasları kapanımlar halinde içermektedirler (Resim 4.49). Bazı kesitlerinde opaklaşmalar izlenmektedir

Biyotit: Levha şekilli kristaller halinde izlenen biyotitler kayaçta % 2-3 miktarında bulunmaktadır. Hemen hemen tüm biyotitlerde tek yönde mükemmel dilinim izleri gözlenmekte olup bazı biyotitler opaklaşma ve kloritleşme şeklinde alterasyonlar göstermektedir.



Resim 4.50. Kuvarlı monzonitlerde monzonitik ve poikilitik Doku görüntüsü (Ç.N. KF:K'lu feldispat, Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

Apatit: Çubuk şeklinde kristalleri, paralel sönmeleri ve yüksek rölyefleri ile karakteristik apatitler izlenmektedir. Ayrıca iğnemsî şekilli apatit mineralleride gözlenmektedir.

Sfen: Oldukça az miktarlarda kirli sarı girişim renklerine sahip ve yüksek rölyefli sfen mineraline eser miktarda rastlanmaktadır.

Zirkon: Canlı girişim renkleri, karakteristik çubuksu kristal şekli ve yüksek optik engebeleriyle kendini belli eden zirkon mineraline kayaçta ender olarak rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadır. Siyah renkli bu iki tür opak mineralin manyetit olabilecekleri düşünülmektedir. Ayrıca kayaçta kırmızımsı renkli demir oksit mineral gelişimide izlenmektedir.

4.1.1.3.(1).(b). Yarı Derinlik Kayaçları

4.1.1.3.(1).(b).(a). Granit Porfir

Felsik kayaçlar içerisine sokulum yapmış konumda izlenen granit porfirler arazide granitlerle karıştırılabilecek kadar dokusal ve makroskopik benzerlikler sunmakta olup mikroskopik çalışmalar neticesinde ayırtlanmışlardır. Birimden derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler saptanmıştır.

Doku: Mikrogranüler porfirik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kayaçta hakim minerali temsil eden kuvarlar yaklaşık %35-40

oranında yer almaktadırlar. Hem iri fenokristaller halinde hemde mikrogranüler taneler halinde özşekilsiz kristaller olarak izlenen kuvarların hemen hemen tamamında maruz kalmış oldukları basıncın bir sonucu olarak dalgalı sönme gözlenmektedir (Resim 4.51).

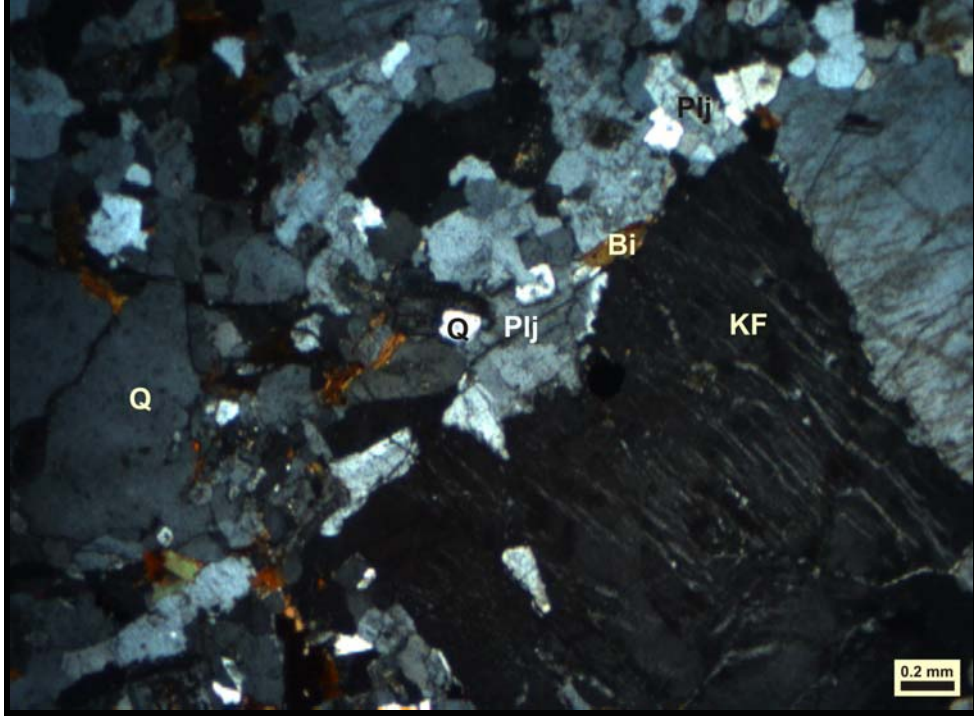
K’lu Feldispat: Kayaçta ikinci hakim minerali temsil etmektedir. Yaklaşık % 30-35 oranında izlenen K’lu feldispatlar birinci sıranın düşük renklerinde polarize olmakta ve oldukça ileri seviyelerde alterasyona uğrayıp kaolenleşme göstermeleriyle tanınmaktadır. Kayaçta hem mikrogranüler olarak hemde fenokristaller halinde yer almaktadırlar. Bir kısım K’lu feldispatlar ipliksi pertitler içermekte, bir kısmında ise karlspat ikizlenmesi net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.51). Özellikle fenokristaller halinde izlenen K’lu feldispatların bir kısmı plajiyoklasları kapanım halinde içermektedirler.

Plajiyoklas: Genellikle prizmatik şekillerde hem fenokristal olarak hemde mikrokristal olarak izlenen plajiyoklasların büyük bir çoğunluğunda polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.51). Yaklaşık % 15-20 oranında yer almaktadırlar ve genellikle zonlanma göstermektedirler. Ayrışma yaygın olarak izlenmekte ve kaolenleşme, epidotlaşma ve serisitleşme şeklinde alterasyonları mevcuttur.

Biyotit: Orta irilikte levhamsı kristallerden oluşan biyotitlerin genelinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenmektedir (Resim 4.51). Büyük bir çoğunda ayrışma gözlenmemekle birlikte kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonları gözlenmektedir. Bu alterasyonlar genellikle dilinim izlerinden itibaren başlamaktadır. Yaklaşık olarak % 3-4 oranında yer almaktadırlar. Bir kısmı K’lu feldispatlar içerisinde kapanımlar halinde izlenmektedir.

Hornblend: Orta irilikte yarı özşekilli minerallerden oluşan amfiboller sarı, turuncu ve yeşilin tonlarında polarize olmaları ve açık yeşil sarı ve koyu yeşil arasında değişen pleokroizma sunmaları ile karakteristik olan hornblend türü amfibollerden oluşmaktadırlar. Oldukça az miktarlarda gözlenen hornblendler kayaçta yaklaşık olarak % 2-3 oranında yer almaktadırlar. Bir kısım K’lu feldispatlar içerisinde kapanımlar halinde gözlenmektedir. Yarı özşekilli kesitlerinde iki yönde , c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde ise tek yönde gelişmiş

dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir. Genel olarak opaklaşma, yer yerde kloritleşme şeklinde alterasyonları izlenmektedir.



Resim 4.51. Granit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü (Ç.N. Q:Kuars, Plj: Plajiyoklas, KF: K'lu feldispat, Bi: Biyotit)

Muskovit: Canlı girişim renkleri, levhamsı kristalleri, tek yönde gelişmiş dilinim izleri, paralel sönmeleri ve kedi gözü yansımaları ile karakteristik olan muskovitlere eser miktarda rastlanmaktadır.

Klorit: Oldukça az miktarlarda genellikle biyotitlerin alterasyonu sonucu oluşmuş kloritlere rastlanmaktadır. Lacivert girişim renkleri ve çok açık yeşil-sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Epidot: Kayaçta özellikle ara dolgu şeklinde ikincil süreçlerle oluşmuş olan epidotlar çok canlı ve geniş spektrumdaki renkleri, limon sarısı pleokroizmaları ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler. Yer yer ışınal şekillerde yer yerde mineral gruplaşmaları halinde izlenmektedirler. Bir kısmı plajiyoklaslar aleyhine gelişmiş olan epidotlar yaklaşık % 1-2 oranında yer almaktadırlar.

Granat: Kayaçta eser miktarlarda yer alan granatlar tipik izotrop karakterleri, yüksek optik engebeleri ve üzerlerinde bolca çatlak içermeleri ile dikkat

çekmektedirler.

Sfen: Kayaçta eser miktarda bulunan sfenler çok yüksek çift kırınımları, yüksek rölyefleri ve kirli sarı renkleri ile dikkat çekmektedirler.

Zirkon: Canlı girişim renkleri, oldukça küçük çubuksu kristalleri, paralel sönmeleriyle tanınan zirkonlar genellikle biyotitler içerisinde kapanımlar halinde izlenmekte ve biyotitlerde pleokroik haleler oluşturmaktadırlar. Kayaçta eser miktarda yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Primer ve sekonder opaklar olmak üzere iki tür opak mineral gelişimi izlenmekle beraber bağıl olarak ferromagnezyen minerallerden biyotit ve hornblendler aleyhine gelişmiş sekonder opaklar daha baskın durumdadır. Primer opak mineraller daha düzgün kenar ve köşelere sahipken sekonder opaklar düzensiz dağılmış kütleler halinde izlenmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

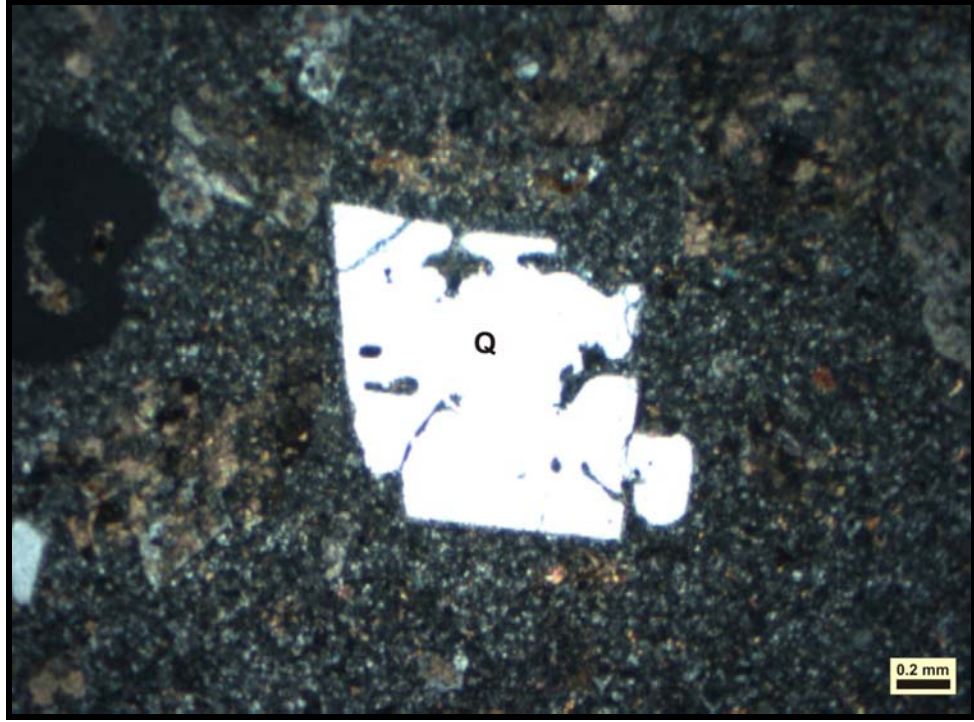
4.1.1.3.(1).(b).(b). Granodiyorit Porfir

Granodiyorit porfirlerde granit porfirler gibi felsik intrüzif kayaçları keser konumda yer almaktadırlar. Yeşilimsi renkte ayrışma yüzeyine sahip olan granodiyoritlerden derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler tespit edilmiştir.

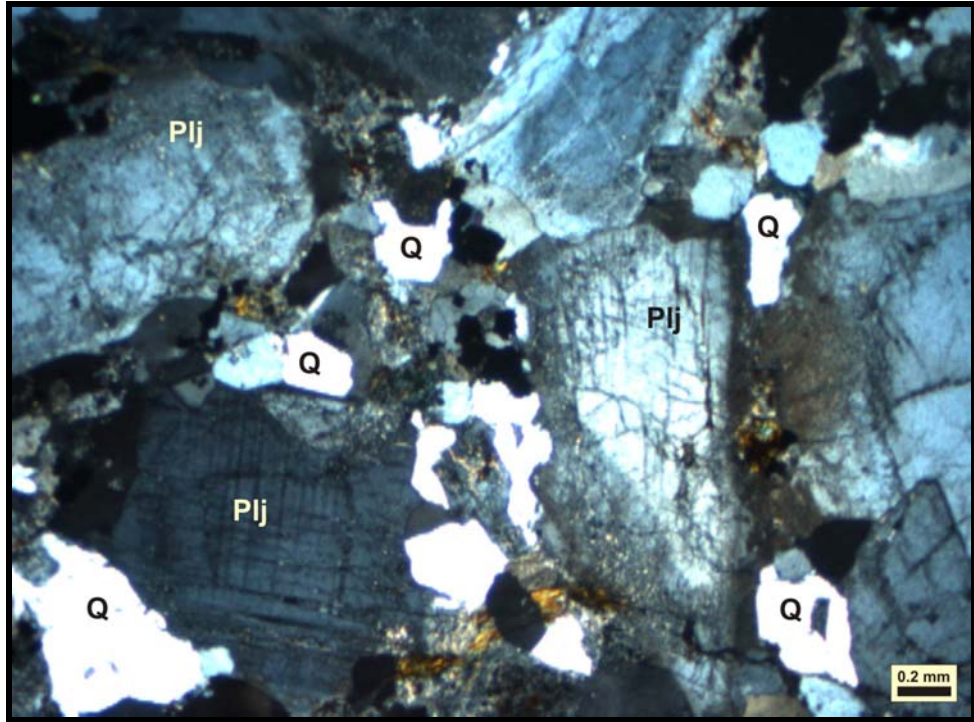
Doku: Mikrogranüler Porfirik-Mikrografik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kayaçta yaklaşık % 40-45 oranında yer alan kuvarslara hem mikrokristaller halinde hamurda ve hemde fenokristaller halinde rastlanmaktadır. Kuvarsların bir kısmı mikrogranüler hamur tarafından yenilerek korozyona uğratılmış (korrode) şekillerde izlenmektedir (Resim 4.52). Hemen hemen tamamı özşekilsiz kristallerden oluşan kuvarsların oldukça az bir kısmı yarıözşekilli ve özşekilli olarak izlenmekte ve maruz kaldıkları basıncın sonucu olarak dalgalı sönmeye göstermektedirler (Resim 4.53).



Resim 4.52. Mikrogranüler hamur tarafından yenmiş (korrode) otomorf kuvarsın görünümü (Ç.N. Q: Kuvars)



Resim 4.53. Granodiyorit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü (Ç.N. Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas)

Plajiyoklas: Genellikle prizmatik şekillerde hem fenokristal olarak hemde mikrokristal olarak izlenen plajiyoklasların büyük bir çoğunluğunda polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmektedir (Resim 4.53). Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar yaklaşık % 30-35 civarında yer almaktadırlar ve genellikle zonlanma göstermektedirler. Ayrıca numuneden numuneye farklılıklar arz etmek kaydıyla kaolenleşme, epidotlaşma, kalsitleşme ve serizitleşme şeklinde alterasyonları yaygın olarak izlenmektedir.

K'lu Feldispat: Kayaçta ortalama %10 civarında yer alan K'lu feldispatlar özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde hem fenokristaller hem mikrokristaller halinde hemde kuvarlarla beraber içiçe geçerek mikrografik Dokuü oluşturan mineraller halinde bulunmaktadır. Özellikle fenokristallerinde ipliksi pertitlere ve karlspat ikizlerine rastlanmaktadır. Yoğun alterasyona sahip olup tamamına yakını kaolenleşme göstermektedir.

Biyotit: Orta irilikte levhamsı kristallerden oluşan biyotitlerin hemen hemen tamamında tek yönde gelişmiş dilinim izleri açıkça gözlenmektedir. Alterasyon ileri seviyede gözlenmekte olup biyotitlerin büyük bir çoğunluğu dilinimleri boyunca kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyona maruz kalmış olarak izlenmektedir.

Hornblend: Oldukça az miktarlarda bir kısmı özşekilli ve büyük bir kısmı özşekilsiz veya yarı özşekilli minerallerden oluşmaktadır. Yeşil ve sarının tonlarında pleokroizma sunan amfiboller özellikle özşekilli kristallerinde iki yönde gelişmiş dilinim izlerini açık bir şekilde sunmaktadırlar.

Epidot: Özellikle plajiyoklasların aleyhine gelişen epidotlara sıkça rastlanmaktadır. Kayaçta eser miktarda yer alan epidotlar canlı girişim renkleri, limon sarısı pleokroizmaları ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler. Genellikle masif, özşekilsiz mineral gruplaşmaları halinde izlenmektedir.

Klorit: Büyük bir çoğunluğu ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş kloritler de epidotlar gibi eser miktarda (% 1-2) yer almakta olup tipik mavi-lacivert girişim renkleri ve çok zayıf yeşil ile sarı arasında değişim gösteren pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Ferromagnezyen minerallerden biyotitlerin dilinim izleri boyunca dönüşmeleri sonucu oluşumları sıkça izlenmektedir.

Muskovit: Canlı girişim renkleri, levhamsı kristalleri, tek yönde gelişmiş dilinim izleri, ve kedi gözü yansımaları ile karakteristik olan muskovitlere eser miktarda rastlanmaktadır.

Apatit: Kayaçta eser miktarda çubuksu ve iğnemsî şekilleri, paralel sönmeleri ve orta-yüksek rölyefleri ile karakteristik apatit mineralleri izlenmektedir.

Zirkon: Kayaçta eser miktarlarda izlenen zirkon minerali üçüncü ve dördüncü sıranın yüksek renklerinde çift kırınımı, yüksek rölyefi ve paralel sönmeleriyle karakteristik olarak izlenmektedir. Genellikle çubuksu kristaller halinde bir ucu veya yer yer iki ucu sivri çubuklar halinde yer almaktadırlar.

Granat: Özşekilsiz veya yarı özşekilli, yuvarlağımsı mineraller halinde az miktarda izlenen granatlar izotrop minerallerin karakteristik optik özellikleri, yüksek rölyefleri ve bol çatlaklı ve damarlı görünümleri ile az miktarda yer almaktadırlar.

Sfen: Kayaçta eser miktarda bulunan sfenler çok yüksek çift kırınımları, yüksek rölyefleri ve kirli sarı renkleri ile dikkat çekmektedirler. Genelde çubuksu ve özşekilsiz kristaller halinde izlenmektedir ancak yer yer baklava şeklinde otomorf kristallerine de rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğeri bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(1).(b).(c). Granofir

Doku: Mikrografik-Sferolitik-Mikrogranüler Porfirik

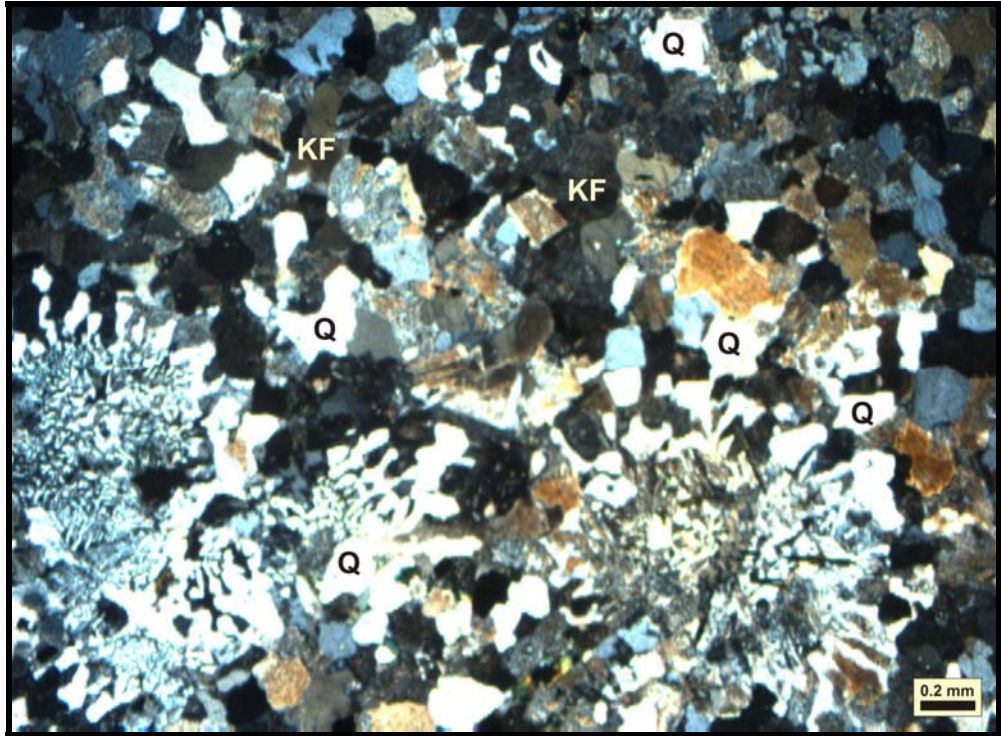
İçindeki Mineraller:

Kuvars: Genellikle özşekilsiz, mikrogranüler ve fenokristaller halinde bir kısmı ise K'lu feldispatlarla eşzamanlı büyüme göstererek granofirik (mikrografik) Doku bünyesinde yer alan kuvarslar kayaçta yaklaşık olarak % 30-35 civarında yer

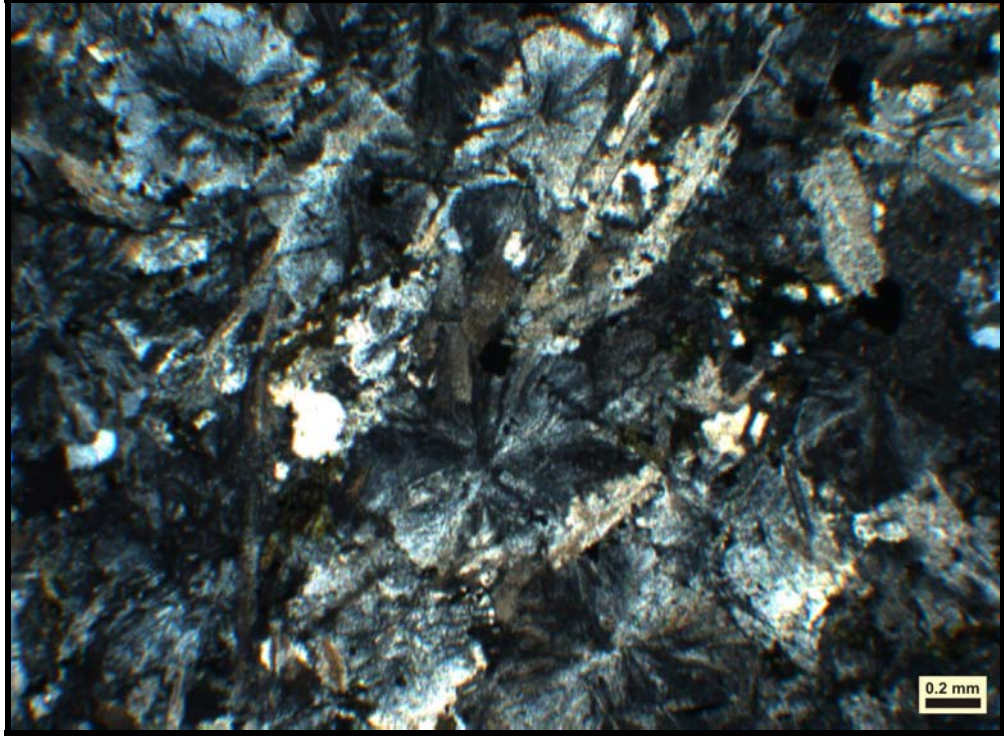
almaktadırlar (Resim 4.54). Hemen hemen tamamına yakını maruz kalmış oldukları basıncın sonucu olarak dalgalı sönme göstermektedirler.

K'lu Feldispat: Kayaçta hakim mineral konumunda olan K'lu feldispatlar yaklaşık olarak % 40 civarında yer almaktadırlar. K'lu feldispatlar sferolitik dokuyu oluşturan yelpaze şeklinde kristaller, mikrografik Dokude kuvarlarla birlikte büyüyen kristaller, prizmatik, mikrokristal ve fenokristaller halinde olmak üzere kayaçta çeşitli formlarda yer almaktadırlar (Resim 4.54, 4.55). Özellikle yarı özşekilli prizmatik kristallerde kalspat ikizlenmesi net olarak izlenmektedir. K'lu feldispatlarda genel olarak ayrışma oldukça ileri düzeylerde olup kaolenleşme şeklinde alterasyonları yaygındır.

Plajiyoklas: Kayaçta genellikle prizmatik şekillerde yer alan plajiyoklaslar yaklaşık olarak % 10-15 civarında yer almaktadırlar. Polisentetik ikizlenmeleri ayrışmadan dolayı oldukça zor ayırdedilmektedir. Kaolenleşme şeklinde alterasyonlar yaygın olup yer yer serizitleşmeleri izlenmektedir. Büyük bir kısmında zonlu yapı gözlenmekte olup bunlarda kaolenleşme etkisiyle güçlükle seçilebilmektedir.



Resim 4.54. Granofirlerde mikrografik doku görüntüsü (Ç.N. Q: Kuvars, Plj:Plajiyoklas)



Resim 4.55. Granofirlerde sferolitik doku görüntüsü (Ç.N)

Biyotit: Genellikle uzun ince levha şekilli kristaller halinde, yer yer de orta irilikte prizmatik kristaller şeklinde yer alan biyotitler ikinci sıranın sarı, kırmızı, yeşil ve mavi renklerinde polarize olmaları ve kahverenginin tonlarında pleokroizma sunmalarıyla karakteristik olarak izlenmektedirler. Ayrışma düzeyi oldukça ileri seviyelerde olup kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonları izlenmektedir. Tek yönde gelişmiş dilinim izleri genellikle net olarak izlenebilmekte olan biyotitlerde anılan bu ayrışmalar genellikle dilinim izlerinden itibaren gerçekleşmektedir.

Muskovit: Muskovitlerde biyotitlerle benzer formlarda yer almakta olup canlı girişim renkleri, paralel sönmeleri, kedi gözü yansıması ve düşük rölyefleri ile kolaylıkla ayrılmaktadırlar. Kayaçta % 1-2 oranında yer almaktadırlar.

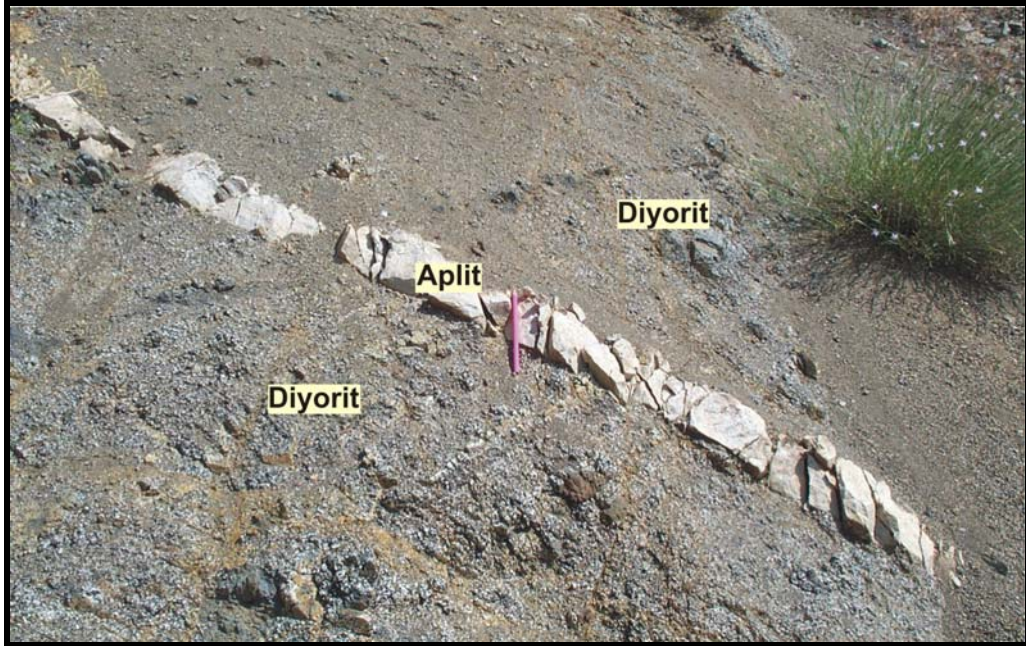
Amfibol: Kayaçta eser miktarda izlenen amfiboller genellikle çubuksu yer yerde özşekilliden özşekilsiz kadar çeşitli formlarda kristallerden oluşmaktadır. Alterasyon çok yaygın olup kloritleşmeleri izlenmektedir. Genellikle hornblend türü amfibollerin yanısıra çok seyrek olarak lamprobolit türü amfibollerde izlenmektedir.

Klorit: Genellikle ferromagnezyen minerallerden biyotitler ve amfiboller aleyhine gelişmiş olarak izlenen kloritlere yer yerde kümelenmiş mineral yığılımları halinde rastlanmaktadır. Koyu mavi-lacivert renklerde polarize olmaları ve çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler ancak bir kısmı yağ yeşili girişim renklerine sahiptir.

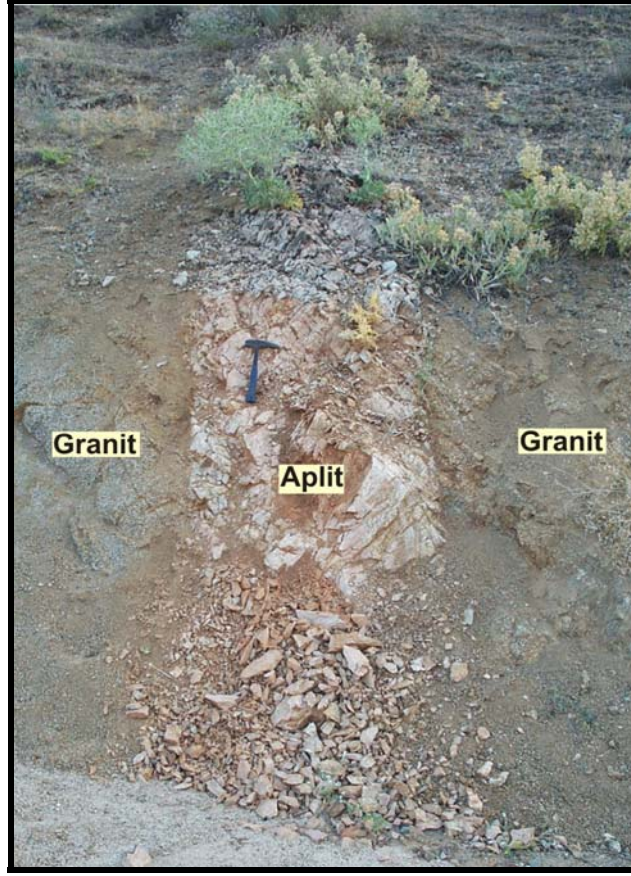
Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(1).(b).(d). Aplit

Aplitik kayaçlar genellikle Baskil granitoidine ait felsik intrüzif kayaçlar içerisinde, nispeten daha az oranda ise mafik intrüzif kayaçlar içerisinde dayklar halinde sokulum yapan kalınlıkları birkaç santimetreden 1-1.5 metreye varan pembe renkli dayklardan oluşmaktadır (Resim 4.56, 4.57).



Resim 4.56. Mafik intrüzif kayaçları kesen aplitik dayk görüntüsü (Geli mahallesi kuzeyi, bakış kuzeye)



Resim 4.57. Felsik intrüzif kayaçları kesen aplitik dayk görüntüsü (Şahaplı köyü güneyi, bakış güneybatıya)

Birimden derlenen örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler saptanmıştır.

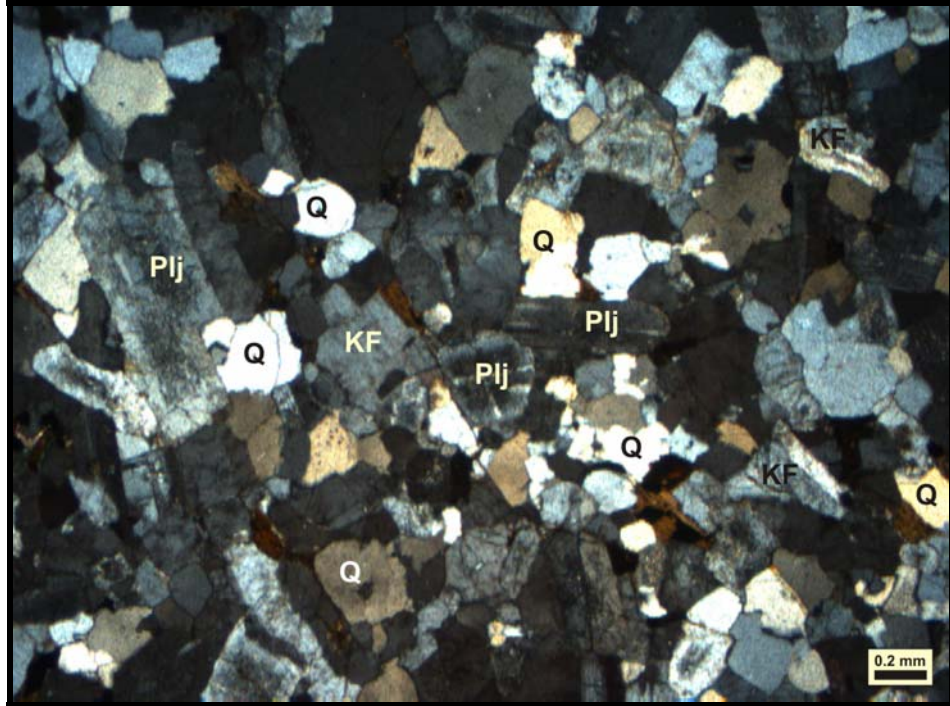
Doku: Aplitik-Mikrografik

İçindeki Mineraller:

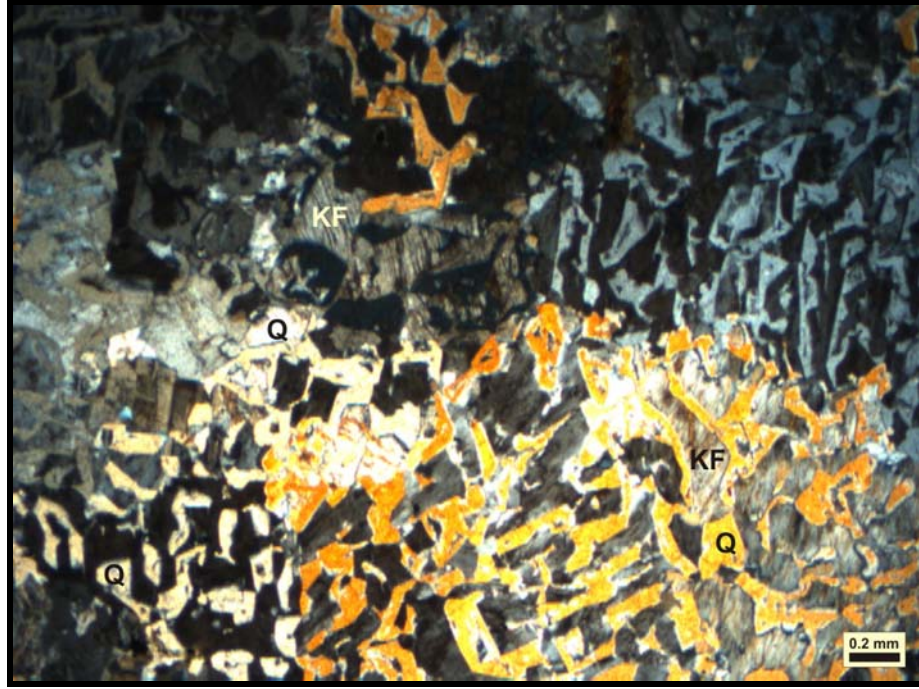
Kuvars: Büyük bir çoğunluğu K'lu feldispatlarla birlikte mikrografik Dokuü oluşturacak biçimde içiçe büyümüş kristaller halinde, diğer bir kısmı ise bağımsız ve kayaçta gelişigüzel dağılmış ksenomorfik minerallerden oluşmaktadır (Resim 4.58, 4.59). Tane boyu olarak farklılıklar arzeden kuvarslar yer yer mikrogranüller halinde, yer yerde orta irilikte taneler halinde izlenmektedirler. Genellikle gri ve sarının tonlarında polarize olmaları ve dalgalı sönme göstermeleri ile dikkat çekmektedirler.

K'lu Feldispat: Kuvarslara nazaran daha baskın olarak gözlenen K'lu feldispatların bir kısmı kuvarslarla birlikte içiçe büyüme göstererek mikrografik dokunun bir bileşeni olarak yer almakta, diğer bir kısmı ise sub-otomorf/ksenomorf kristaller halinde izlenmektedir (Resim 4.58, 4.59). Kayaçta yaklaşık olarak % 30-35 oranında yer almaktadırlar. Hemen hemen tüm K'lu feldispatlarda kaolenleşme, serisitleşme ve kalsitleşme şeklinde alterasyona rastlanmaktadır. Bir kısım K'lu feldispatlarda ipliksi pertitler gözlenmektedir. Bazı K'lu feldispatlarda karlıspat ikizlenmesi net olarak izlenebilmektedir.

Plajiyoklas: Kayaçta hemen hemen K'lu feldispatlarla eşit miktarlarda izlenen plajiyoklasların bir kısmı ayrılmış ve kaolen, epidot ve prehnit gibi minerallere dönüşmüştür. Genellikle prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklaslarda ayrışmaların ileri dercede olması nedeniyle polisentetik ikizlenmeleri tüm kesitlerde net olarak izlenememektedir (Resim 4. 58). Bir kısım plajiyoklaslarda zonlu yapı gözlenmektedir.



Resim 4.58. Aplitik Dokunun genel görünümü (Ç.N. Q: Kuvars, Plj:Plajiyoklas, KF: K'lu feldispat)



Resim 4.59. Aplitlerde mikrografik Doku görüntüsü (Ç.N. Q: Kuvars, KF: K'lu feldispat)

Biyotit: İnce uzun prizmatik ve düzensiz şekillerde kayaçta eser miktarda yer alan biyotitlerde oldukça yoğun alterasyon izlenmektedir. Anılan bu alterasyon neticesinde klorit ve opak minerale dönüşümleri sıklıkla izlenmektedir. Tek yönde gelişmiş dilinim izleri belirgin olan biyotitlerde alterasyon genellikle dilinim izlerinden itibaren gelişme göstermektedir.

Hornblend: Yeşil, sarı, turuncu girişim renkleri, yüksek rölyefi ve yeşilin tonlarında pleokroizmaları ile kolaylıkla diğer minerallerden ayrılan hornblend türü amfiboller oldukça az miktarlarda yer almaktadırlar. Özellikle c eksenine dik geçmiş özşekilli kristallerinde iki yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir.

Muskovit: Oldukça az miktarda özşekilsiz veya levha şekilli kristallerden oluşan paralel sönmesi, canlı girişim renkleri ve dilinim izleriyle kolaylıkla ayırdedilen muskovitlere rastlanmaktadır.

Epidot: Canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile karakteristik olan epidotlar plajiyoklasların aleyhine gelişmiştir. Düzensiz şekillerde ve mineral yığılımları şeklinde izlenen epidotlar kayaçta eser miktarlarda yer almaktadırlar.

Klorit: Oldukça az miktarlarda izlenen kloritler koyu mavi-lacivert girişim renkleri ve çok zayıf çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Genellikle ferromagnezyen mineral olan biyotitler aleyhine gelişim göstermektedirler ve onların dilinimleri boyunca yerleşmektedirler.

Sfen: İçerisinde sarı, pembe, yeşil benekler bulunan kirli sarı girişim renkleri, yüksek rölyefi ile karakteristik olan sfen mineraline oldukça az miktarlarda rastlanmaktadır. Bir kısmında tipik baklava şeklinde kristal formu ve iki yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir.

Prehnit: Pembe-yeşil-sarı ve mavinin tonlarında canlı girişim renkleri ile karakteristik olan prehnitler plajiyoklasların aleyhine gelişmiş ve oldukça az miktarlarda izlenmektedirler. Tek yönde gelişmiş mükemmel dilinim izleri açık bir şekilde gözlenmektedir.

Opak Mineral: Oldukça az miktarlarda küçük ksenomorfik tanelerden ibaret olan opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir. Bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar, bir diğer kısmı ise primer opaklar olmak üzere iki farklı opak mineral gelişimi izlenmektedir.

4.1.1.3.(2). Mafik kayaçlar

İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait mafik kayaçlar diyorit, kuvarslı diyorit, gabro ve orbiküler gabrolarla temsil edilen plütonik ve diyabaz, mikrodiyorit, kuvarslı mikrodiyorit, diyorit porfir ve kuvarslı diyorit porfirlerle temsil edilen yarı derinlik kayaçlarından meydana gelmektedir. Baskil granitoyidine ait mafik kayaçların mostralalarına inceleme alanının orta kesimlerinde Meydancık mahallesi, Ayrıanlı mahallesi civarları, Şahaplı köyü güneybatısında ve Sarıgül köyü kuzeyinde rastlanmaktadır (Ek 1.1).

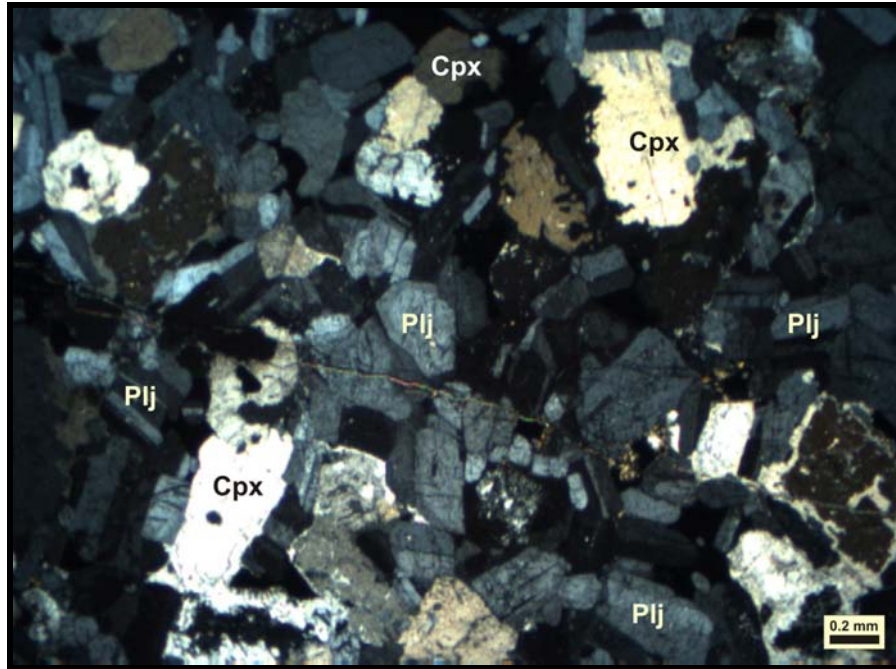
4.1.1.3.(2).(a). Derinlik Kayaçları

4.1.1.3.(2).(a).(a). Gabro

Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Genellikle prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklaslar kayaçta hakim minerali temsil etmekte ve yaklaşık % 70-75 oranında yer almaktadırlar. Bir kısmı ise poikilitik Doku bünyesinde yer alacak şekilde klinopiroksenler içinde kapanımlar halinde görülmektedirler (Resim 4.60). Hemen hemen tamamında polisentetik ikizlenmeler belirgin bir şekilde izlenmektedir. Bir kısmında zonlu yapı izlenmektedir. Polisentetik ikizlerindeki sönme açılarına göre yapılan ölçümlerde 33° - 35° 'lik sönme açılara sahip olan labrador (An_{58-62}) türü plajiyoklaslardan oluştukları tespit edilmiştir. Alterasyonları oldukça az miktarda gözlenmekte olup çok küçük ölçeklerde epidotlaşma ve kaolenleşme şeklinde bozunmaları izlenmektedir.



Resim 4.60. Gabrolarda gözlenen taneli doku görüntüsü (Ç.N. Cpx: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklas)

Klinopiroksen: Genellikle yarı özşekilli, yer yer de özşekilli şekillerde yer alan klinopiroksenlerin büyük bir çoğunluğu tek yönde gelişmiş dilinim izlerine

sahip olarak izlenmektedir. Kayaçta yaklaşık % 20-25 oranında yer almaktadırlar (Resim 4.60). Klinopiroksenlerde ayrışma genellikle amfibole dönüşüm şeklinde gözlenmekte olup bu dönüşümler mineralin çeperlerinden merkeze doğru bir gelişim göstermektedir. Bu dönüşüm tek nikelde pleokroik olan ve olmayan kısımlar şeklinde daha rahat izlenmektedir. Bir kısım piroksenlerde kloritleşme şeklinde alterasyon sunmaktadır.

Klorit: Oldukça az miktarlarda izlenen kloritlere genellikle dönüşüm ürünleri şeklinde rastlanmaktadır. Mavi-lacivert-yeşil girişim renkleri ve çimen yeşili-sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Opak Mineral: Büyük bir çoğunluğu düzgün kenar ve köşelere sahip primer opak minerallerden oluşmaktadır. Oldukça az miktarda ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opak minerale rastlanmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

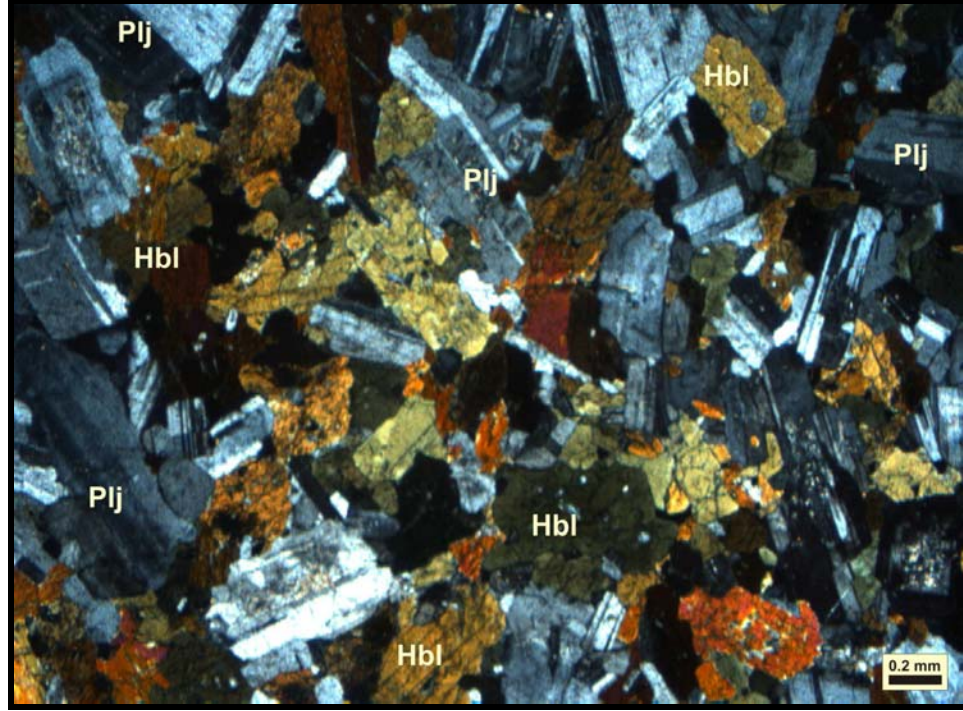
4.1.1.3.(2).(a).(b). Diyorit

Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim felsik minerali temsil eden plajiyoklaslar yaklaşık % 50-60 oranında yer almaktadırlar. Genellikle birinci sıranın düşük renklerinde polarize olan plajiyoklasların büyük bir çoğunluğu prizmatik şekillerde izlenmekte ve hemen hemen tamamında polisentetik ikizlenmeleri belirgin olarak gözlenmektedir (Resim 4.61). Oldukça önemli bir kısmında zonlu yapı gözlenmekte olup yine büyük bir kısmında kaolenleşme ve serizitleşme şeklinde alterasyon izlenmektedir. Maruz kaldıkları basıncın sonucu olarak hafif dalgalı sönme sunan plajiyoklasların bazılarında tektonizma ve deformasyonel etkiler sonucu kırık ve çatlaklar izlenmektedir. Polisentetik ikizlerine göre seçilen uygun taneler üzerinde yapılan sönme açısı tayinleri sonucunda andezin ve oligoklas türü plajiyoklaslar tespit edilmiştir. Bir kısım plajiyoklaslar poikilitik dokuyu oluşturacak şekilde

amfiboller içerisinde kapanım şeklinde yer almaktadırlar (Resim 4.62).

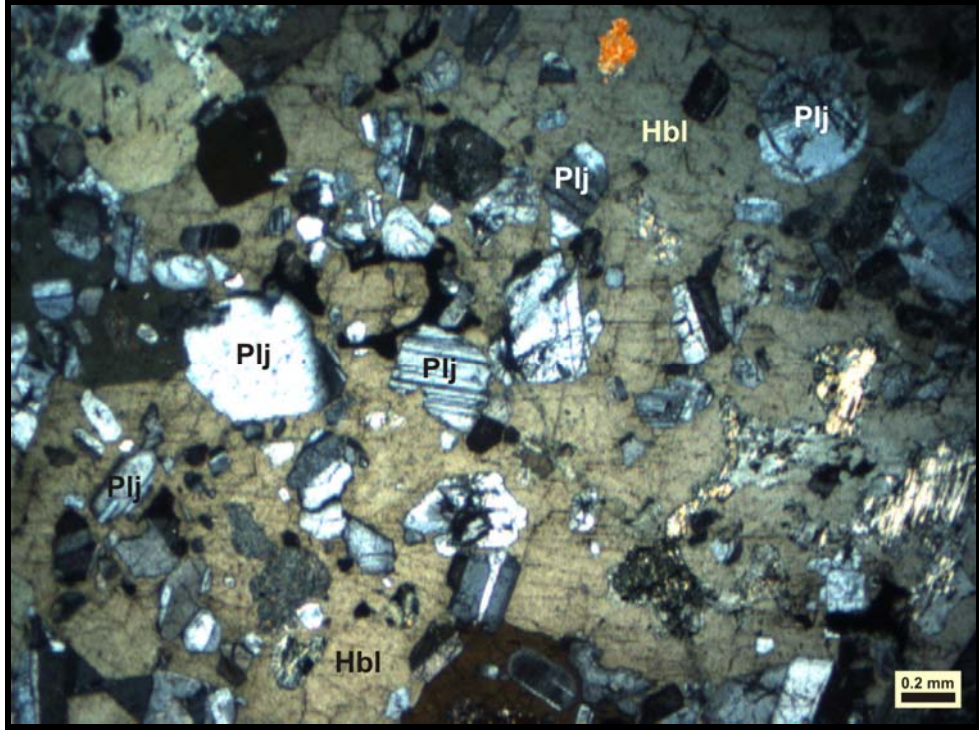


Resim 4.61. Dioritlerde taneli doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas Hbl:Hornblend)

Hornblend: Genellikle orta irilikte tanelerden oluşan minerallerden oluşan ve örnekler arasında şekil itibariyle farklılıklar arzedecek şekilde özşekilli ve yarı özşekilli hornblend kristallerine rastlanmaktadır (Resim 4.61, 4.62). İkinci sıranın ortalarına denk gelen sarı, turuncu ve mavinin tonlarında girişim renkleri ve açık yeşil-sarı ve koyu yeşil arasında değişen belirgin pleokroizmaları ile tipik hornblend türü amfibollerden oluşmaktadır. Özellikle otomorf kristallerinde iki yönde gelişmiş, c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde ise tek yönde mükemmel dilinim izleri ve bir kısmında ise $h^1(100)$ ikizi gözlenmektedir. Bir kısım hornblendler kloritleşme şeklinde alterasyon göstermektedirler.

Kuvars: Genellikle küçük tanelerden oluşan dalgalı sönmeli kuvarslara kayacıkta oldukça az miktarlarda (~% 2-3) rastlanmaktadır.

K'lu Feldispat: Oldukça az miktarda hemen hemen tamamı özşekilsiz çok küçük minerallerden oluşan ve kaolenleşme gösteren K'lu feldispatlara rastlanmaktadır.



Resim 4.62. Dioritlerde gözlenen poikilitik doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

Ojit: Genellikle orta irilikte sub-otomorf kristallerden oluşan piroksenlerin büyük bir çoğunluğu ojit türü piroksenlerden oluşmaktadır. Oldukça az miktarlarda izlenen piroksenler genellikle tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahiptirler. Bir kısım piroksenlerde uralitleşme şeklinde alterasyonlar izlenmektedir.

Biyotit: Genellikle levha şekilli kristallerden oluşan biyotitler ileri derecede alterasyonla klorite dönüşmüş olarak izlenmektedir. Kloritleşme biyotitlerin tek yönde mükemmel gelişmiş dilinimlerinden itibaren gelişmiştir. Biyotitler ayrıca opaklaşma şeklinde alterasyonda sunmaktadır.

Klorit: Özellikle ferromagnezyen minerallerden biyotitler ve amfiboller aleyhine gelişmiş olarak izlenen kloritler mavi-lacivert-yağ yeşili girişim renkleri ve zayıf yeşil-sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Kayaçta oldukça az miktarlarda rastlanmaktadır.

Sfen: Çok yüksek çift kırınımı ve çok yüksek rölyefi ile karakteristik olan sfenlere kayaçta eser miktarda (~ % 1) rastlanmaktadır. Genellikle özşekilsiz kristallerden oluşmaktadır.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen minerallerden biyotit ve amfiboller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(2).(a).(c). Kuvarlı Diyorit

Doku: Taneli-Poikilitik-Mikrografik

İçindeki Mineraller

Plajiyoklas: Kayaçta hakim felsik minerali temsil eden plajiyoklaslar genellikle prizmatik şekillerde yer yerde yarı özşekilli kristaller halinde gözlenmektedirler. Yaklaşık % 45-50 oranında yer almaktadırlar. Polisentetik ikizlenmeleri yaygın olarak izlenebilen plajiyoklaslarda zonlanmada sık izlenen bir özelliktir (Resim 4.63). Polisentetik ikizlenmelerine göre yapılan ölçümlerde plajiyoklas türünün 18° - 20° arasında sönme açısına sahip andezin (An_{36-38}) olduğu tespit edilmiştir. Bir kısmı amfibollerle iç içe geçmiş olarak grafik doku benzeri oluşumları meydana getirmektedir. Orta veya ileri seviyede alterasyon gösteren plajiyoklaslarda en yaygın alterasyon türü kaolenleşme olmakla birlikte az miktarda serisitleşme ve epidotlaşma şeklinde dönüşümlerde izlenmektedir.

Kuvars: Özşekilsiz, gelişigüzel dağılmış kristaller halinde gri ve sarının tonlarında polarize olan minerallerden oluşmaktadır (Resim 4.63, 4.64). Kayaçta ikinci hakim felsik minerali temsil eden kuvarlar yaklaşık % 10-15 mertebesinde bulunmaktadır. Oluşum sırası itibariyle son sırada kristalleştiklerinden dolayı genellikle özşekilsiz, önoluşumlu diğer minerallerden geriye kalan boşlukları dolduracak şekilde yerleşmişlerdir. Genellikle maruz kaldıkları basıncı yansıtan dalgalı sönme özelliği sunmaktadırlar.

K'lu Feldispat: Oldukça az miktarda hemen hemen tamamı özşekilsiz ve kaolenleşme gösteren K'lu feldispatlara rastlanmaktadır.

Hornblend: Genellikle yarı özşekilli yer yerde özşekilli minerallerden oluşan hornblendler ikinci sıranın ortalarına denk gelen sarı, turuncu ve mavinin tonlarında girişim renklerine sahip olarak izlenmektedirler (Resim 4.63, 4.64). Yapılan ölçümler neticesinde 20^0 - 22^0 arasında sönme açlarına sahip yeşilin tonlarında pleokroizma sunan hornblend türü amfibol oldukları tespit edilmiştir. Bir kısım amfiboller $h'(100)$ ikizi göstermektedirler (Resim 4.64). Kesit yönüne göre değişen tek yönde ve iki yönde dilinim izleri yaygın olarak izlenmektedir. Yaklaşık % 30-35 oranında yer almaktadırlar. Yer yer kalsitleşme, kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonları gözlenmektedir.

Biyotit: Orta irilikte levhamsı kristaller halinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri, paralel sönmesi ve tipik kahverengi tonlarında pleokroizmaları ile karakteristik olan biyotitlere eser miktarda rastlanmaktadır. Genellikle ayrışma göstermekte olup kloritleşmesi yaygın olarak izlenmektedir. Bunun yanısıra opaklaşma şeklinde alterasyonları da gözlenmektedir.

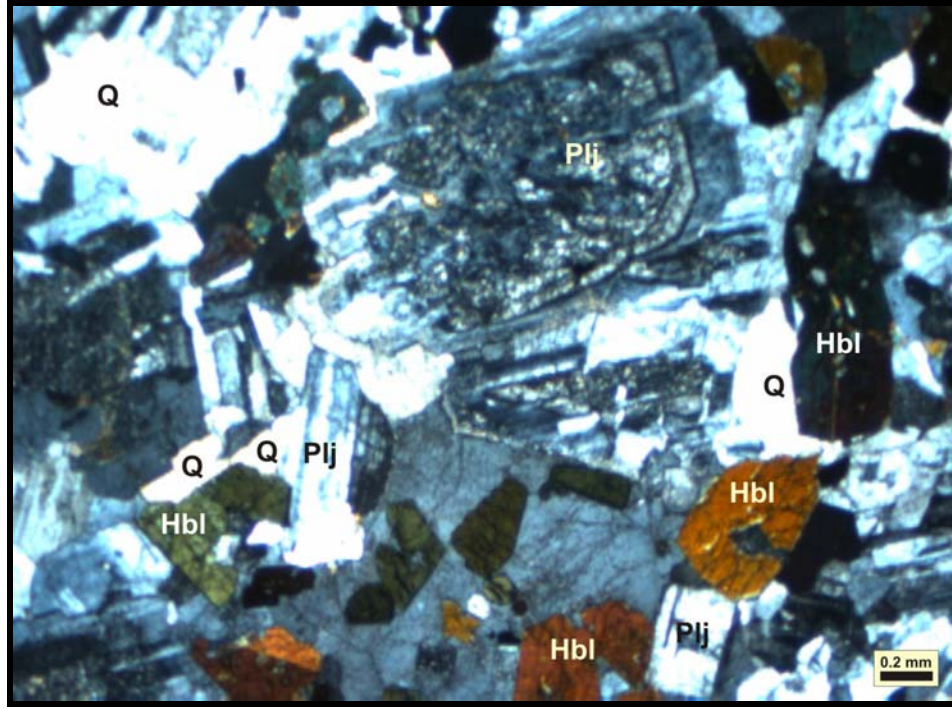
Piroksen: Oldukça az miktarlarda yer yer özşekilli, genellikle yarı özşekilli, mavi ve sarının tonlarında polarize olan piroksen minerallerine rastlanmaktadır.

Sfen: Kayaçta eser miktarda genellikle plajiyoklas ve kuvarslar içinde kapanım halinde izlenen sfenler gözlenmektedir.

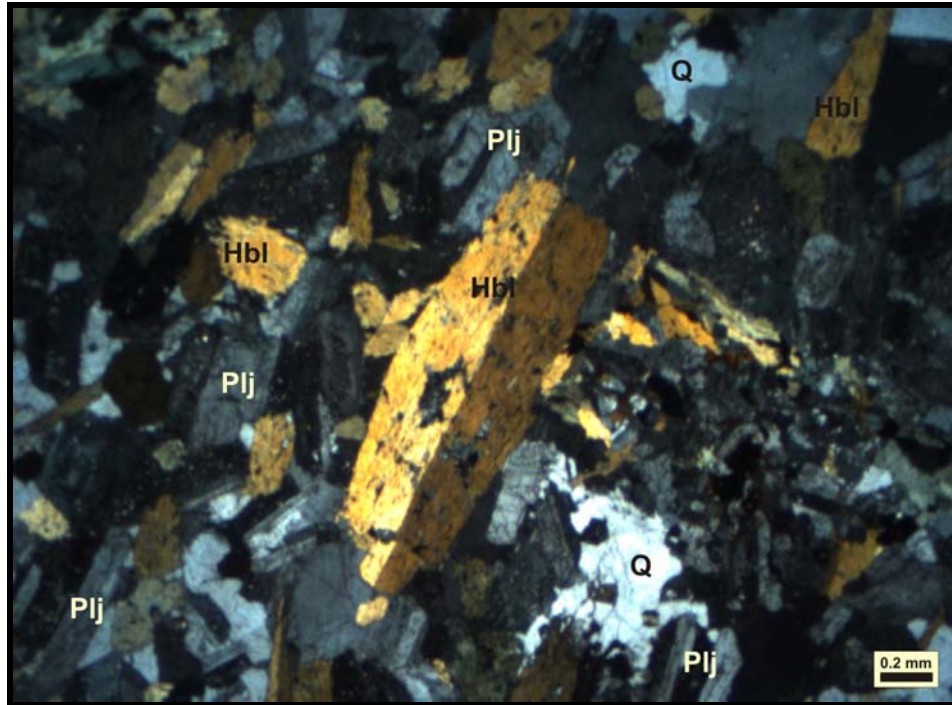
Epidot: Canlı girişim renklerine sahip ve limon sarısı pleokroizmaları ile karakteristik olan epidotlar genellikle plajiyoklaslar aleyhine gelişmiş olarak izlenmektedirler. Eser miktarda rastlanmaktadır.

Klorit: Özellikle ferromagnezyen minerallerden biyotitler ve amfiboller aleyhine gelişmiş olarak izlenen kloritler koyu mavi-lacivert-füme girişim renkleri ve çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Kayaçta oldukça az miktarlarda rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.



Resim 4.63. Kuvarslı diyoritlerde gözlenen taneli doku ve zonlu plajiyoklas görüntüsü (Ç.N. Q. Kuvars, Plj. Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)



Resim 4.64. Kuvarslı diyoritlerde otomorf ve h^1 (100) ikizli hornblend ve genel görünüm (Ç.N. Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

4.1.1.3.(2).(a).(d). Mafik Mikrogranüler Enklav

Jeoloji literatüründe enklav teriminin ilk kez Hutton, (1795) tarafından İskoçya'daki granitlerde tanımlandığı ve bunların granitlerin kökeninin magmatik olabileceği şeklindeki düşünceye kanıt olarak kullanıldıkları bilinmektedir (Didier ve Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994'ten).

Literatürde enklavların isimlendirilmelerine ilişkin pek çok değişik tanımlamalar ve isimler mevcut olup en son tanımlama Didier ve Barbarin, (1991) tarafından yapılmıştır (Çizelge 4.1).

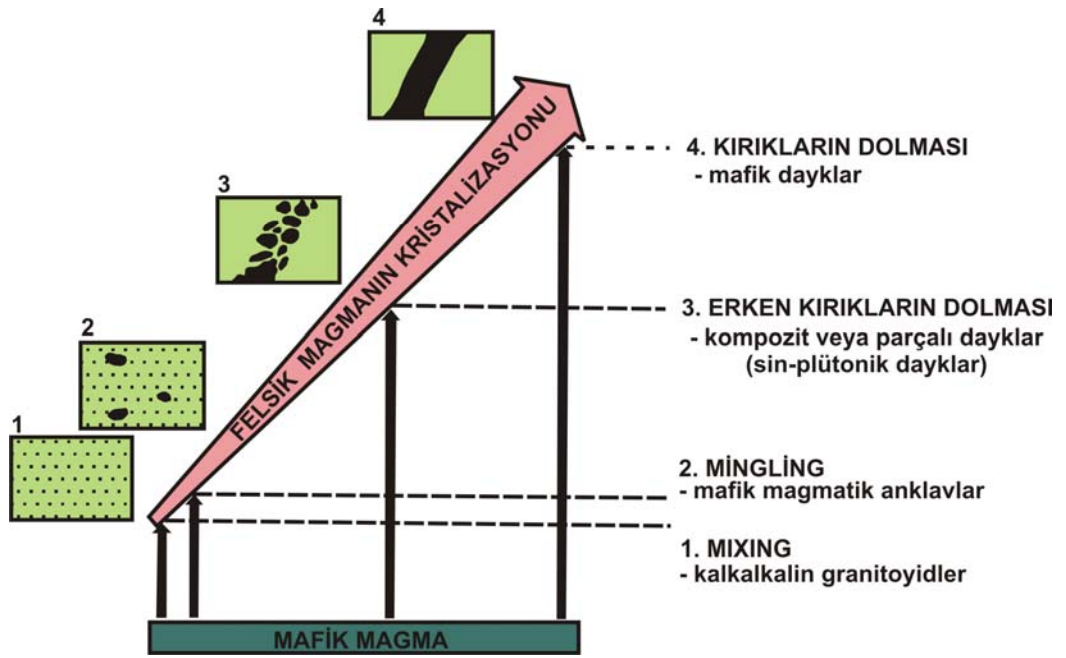
Çizelge 4.1. Didier ve Barbarin (1991) tarafından önerilen güncel enklav tanımı (Yılmaz ve Boztuğ, 1994'ten)

	Terim	Bulunuş Şekli	Sınır İlişkisi	Biçim	Karakteristik Özellikler
E N K L A V	Ksenolit	Yan Kayaç parçaları	Keskin	Köşeli	Kontakt Metamorfizma Dokusu ve Mineralleri
	Kseno-kristal	İzole Edilmiş Yabancı Kristaller	Keskin	Küresel	Korozyon Reaksiyon Kuşağı
	Mikamsı Enklav	Erime Kalıntısı (Restit)	Keskin (Özellikle Biyotit Kabuk ile Keskinleşmiş)	Merceksi	Metamorfik doku, Mikalar ve Al'ca Zengin Mineraller
	Şiliren	Düzensizleştirilmiş Enklav	Dereceli	Elipsoidal	Düzlemsel Yapılar
	Felsik Mikrogranüler Enklav (FME)	Düzensizleştirilmiş İnce Taneli Kenar	Keskin veya Dereceli	Yuvarlağımsı Elipsoidal	İnce Taneli Magmatik Doku
	Mafik Mikrogranüler Enklav(MME)	Eşyaşlı Mafik Magma Damlacığı	Çoğunlukla Keskin	Yuvarlağımsı Elipsoidal	İnce Taneli Magmatik Doku
	Kümülat Enklav (Otolit)	Düzensizleştirilmiş Kümülat	Çoğunlukla Dereceli	Yuvarlağımsı Elipsoidal	İri Taneli Kümülat Dokusu

Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımlarının bir sonucu olan mafik mikrogranüler enklavlar (MME) ise arazi boyutunda cm-dm ve hatta yer yer metre düzeyinde gözlenmektedir. Mafik mikrogranüler enklavlar genellikle I-tipi kalk-alkalen granitoidlerde gözlenmektedir (Didier, 1973).

Sierra Nevada batolitinde bulunan mikrogranüler dokulu mafik enklavlarda yapılan ayrıntılı çalışmalarda mikrogranüler dokulu mafik enklavlar, porfirik dokulu

mafik enklavlar, sin-plütonik dayklar ve kümülat enklavlar olmak üzere dört farklı tür mafik mikrogranüler enklav (MME) ayırılmıştır (Barbarin, 1991: Yılmaz ve Boztuğ, 1994'ten). Felsik kayalar içerisinde belirli bir zon boyunca irili ufaklı mafik mikrogranüler enklavların varlığı felsik magma içerisinde sin-plütonik daykların oluşumuna işaret etmektedir (Şekil 4.9).

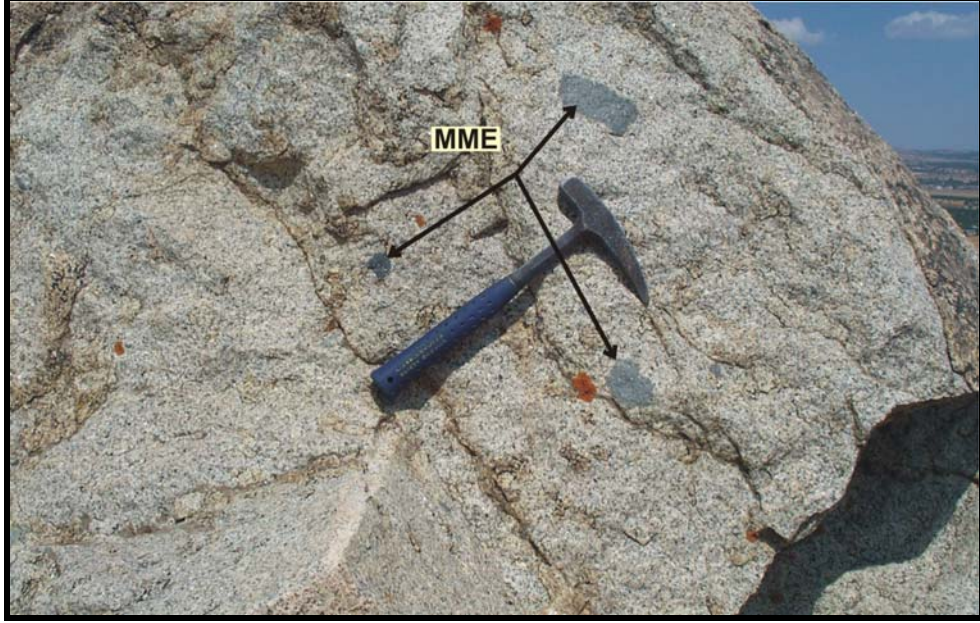


Şekil 4.9. Felsik bir magmanın katılaşması sırasında, farklı kristalleşme evrelerinde mafik magma karışması sonucu meydana gelebilecek etkileşimler ve ürünler (Fernandez ve Barbarin, 1991: Yılmaz ve Boztuğ, 1994'ten)

İlksel bazik magmanın kalıntılarını temsil eden mafik mikrogranüler enklavlar (MME) üzerine yapılan detaylı çalışmalar kaynak kayacın oluşumu ve granitik magmanın üretimi ile ilgili önemli ipuçlarını ortaya çıkarmaktadır (White ve Chappel, 1977: Akal ve Helvacı, 1999'dan).

İnceleme alanında gözlenen ve ilksel bazik magmaya ait kalıntıları temsil eden mafik mikrogranüler enklavlar genellikle felsik intrüzif kayalar içerisinde çok değişik biçim ve boyutlarda izlenmektedirler (Resim 4.65). Büyük bir çoğunluğu ana kayaçla keskin bir sınıra sahip olup yaygın olarak yuvarlağımsı elipsoidal şekiller sunmakta, yer yer de hafif köşeli olarak yer almaktadırlar. Belirli bir gruplaşma

sunmayan mafik mikrogranüler enklavların genel olarak diyoritik bir bileşime sahip oldukları petrografik çalışmalar neticesinde ortaya konmuştur.



Resim 4.65. Granodiyoritler içerisinde gözlenen mafik mikrogranüler enklavlardan bir görünüm (Baskil ilçesi batısı Aydınlar yolu üzeri)

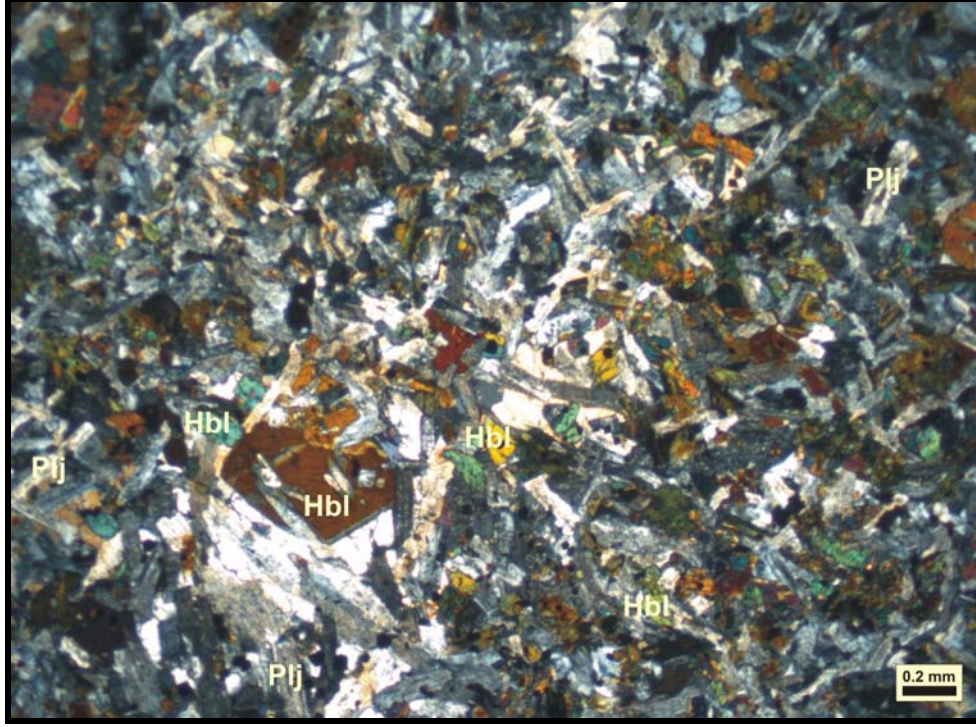
İnceleme alanında gözlenen mafik mikrogranüler enklavlardan derlenen numunelerin petrografik analizleri sonucunda aşağıdaki özellikler tespit edilmiştir.

Doku: Mikrogranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta oldukça bol miktarda yaklaşık olarak % 30 oranında yarı özşekilli kristaller halinde yer almaktadırlar (Resim 4.66). Büyük bir çoğunluğu orta irilikte kristaller halinde enklavin genel dokusuna uyumluluk gösteren şekillerde yer alan plajiyoklasların hemen hemen tamamına yakınında polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmektedir. Ayrışmaları çok fazla yaygın olmayıp kaolenleşme şeklinde alterasyonları gözlenmektedir. Bir kısmında zonlu yapı gözlenen

plajiyokaslardan elde edilen sönme açıları yaklaşık 17° - 20° arasında değişmekte olup andezin (An_{34-38}) bileşimine sahip oldukları tespit edilmiştir.



Resim 4.66. Felsik kayalar içerisinde yer alan mafik mikrogranüler enklavların (MME) ince kesit görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Amf. Amfibol)

Hornblend: Kayaçta hakim minerali temsil eden hornblendlere yaklaşık % 60 oranında rastlanmaktadır. İkinci sıranın ortalarına denk gelen sarı, turuncu ve mavinin tonlarındaki polarizasyon renkleri karakteristiktir (Resim 4.66). Büyük bir çoğunluğu yarı özşekilli kristallerden oluşan hornblendlere yer yer özşekilli mineraller halinde rastlanmaktadır. Özellikle özşekilli minerallerde iki yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenirken yarı özşekilli kristallerde tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak gözlenmektedir. Bir kısmı mikrogranüller halinde izlenirken bir kısımda nispeten daha iri kristaller halindedirler. Yeşilin tonlarında değişim gösteren pleokroizma sunmaktadırlar. Alterasyondan oldukça az miktarda etkilenen hornblendlerde yersel olarak kloritleşme ve opaklaşma şeklinde ikincil dönüşüm süreçlerinin etkili olduğu izlenmektedir.

Kuvars: Kayaçta oldukça ender olarak izlenen kuvarslar tipik birinci sıranın grisi ve tonlarında polarizasyona sahip olmaları, kayaçta en son oluşan mineral

olmaları nedeniyle özşekilsiz kristalleri, alterasyona karşı dayanımlı olmaları nedeniyle pürüzsüz yüzeyler sunmaları ve dalgalı sönme göstermeleriyle karakteristiktirler. Genellikle orta irilikte enklavin genel dokusuna uyan minerallerden oluşan kuvarsların yer yer çatlaklı bir yapı sundukları izlenmektedir. Yaklaşık olarak % 5 civarında yer almaktadırlar.

K'lu Feldispat: Oldukça ender olarak diğer minerallere oranla biraz daha iri kristallerden oluşan K'lu feldispatlar yaygın olarak alterasyondan etkilenmiş olup kaolenleşme şeklinde alterasyonları karakteristiktir.

Opak Mineral: Kayaçta oldukça bol miktarda izlenen opak mineraller primer ve sekonder opaklardan meydana gelmektedir. Sekonder opaklar bağıl olarak daha az miktarlarda olup kayaçta yer alan hornblendlerin aleyhine gelişim gösterdikleri izlenmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(2).(b). Yarı Derinlik Kayaçları

İnceleme alanında yer alan mafik yarı derinlik kayaçları diyabaz, mikrodiyorit, kuvarslı mikrodiyorit, diyorit porfir ve kuvarslı diyorit porfirlerle temsil edilmektedirler. Bu kayaçlar intrüzif kayaçlar içerisinde dayklar ve damarlar halinde yer almakta olup yer yer dokanak ilişkileri belirsizdir. Mafik yarı derinlik kayaçlarından alınan örnekler üzerinde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde aşağıdaki özellikler tespit edilmiştir.

4.1.1.3.(2).(b).(a). Orbiküler Gabro

Orbiküler gabro ilk kez Schaller (1911) tarafından Amerika'nın Kaliforniya bölgesinde rastlanmış olduğu orbiküler gabro yuvarlarına dayanarak duyurulmuştur (Asutay, 1985). Orbiküler yapıli kayaçlara Sierra Nevada Batoliti-Kanada (Batten ve Clemens- Knott, 1997; McKinney, 1985), Güney Afrika, Yeni Zelanda ve Korsika adası gibi dünyanın değişik bölgelerinde ender olarak rastlanmaktadır.

İnceleme alanında yalnız Sarıgül köyü kuzeyinde yer alan Hısırik derenin sağ sahilinde oldukça dar bir alanda 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaya geçirilemeyecek

ölçekte ve bir jeolojik miras olarak yorumlanacak nitelikte olan orbiküler gabro daykına rastlanmaktadır.

Daykın kalınlığı birkaç metre olup yüzeysel alterasyondan dolayı her kesiminde net olarak izlenememektedir. Orbiküler gabrolar hem kopmuş ve kayaçtan bağımsız kalmış yumrular halinde hemde özellikle Hısırık dere iç kısımlarına taşınmış olarak bloklar şeklinde yer almaktadırlar (Resim 4.67).



Resim 4.67. Orbiküler gabroların arazi görüntüsü (Hısırık dere sağ sahili)

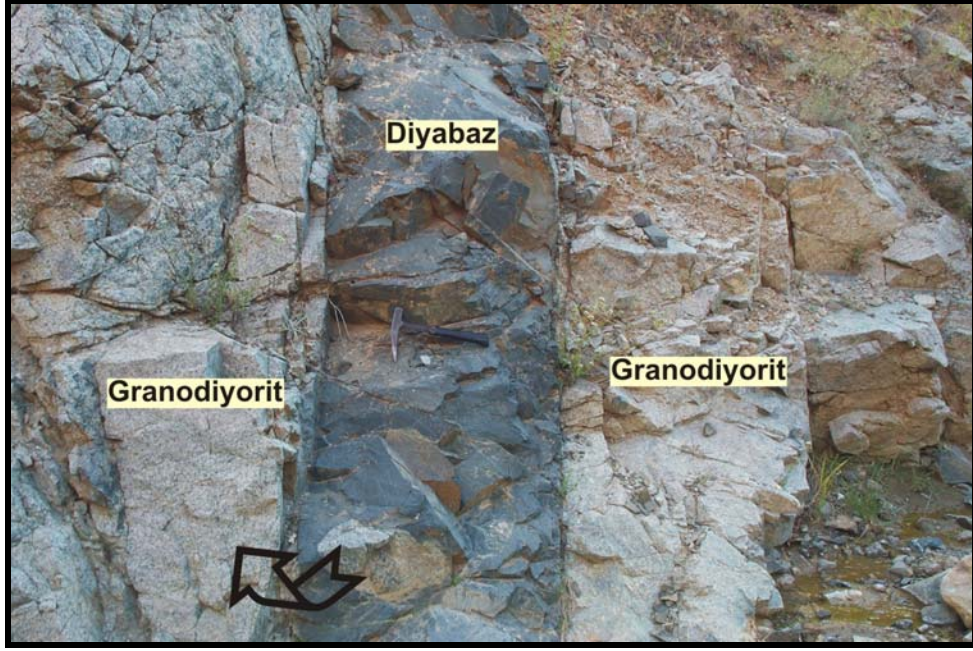
Bölgede yer alan orbiküler gabroların petrografisi daha önceki çalışmacılar tarafından detaylı olarak ortaya konulmuştur (Asutay, 1985; Yazgan ve Asutay, 1983; Yazgan ve Mason, 1988). Bloklar halinde izlenen orbiküler gabro makroskopik olarak birkaç santimetre ile 15 santimetre arasında değişen çaplara sahip orbiküller ve bu orbikülleri bünyesinde barındıran orta irilikte kristallerden oluşan hamurdan ibarettir. Orbiküllerin şekilleri genel olarak elipsoidal ve dairesel olmakla birlikte yer yer dikdörtgenimsi şekiller arzedenlerine de rastlamak mümkündür (Resim 4.67)

Orbiküler gabrolar makroskopik olarak orbiküllerin çekirdeği, troktolitik zarf ve orbikülleri saran gabroik matriks olmak üzere üç farklı bölümden oluşmaktadır (Yazgan ve Mason, 1988). Asutay (1985) orbiküllerin çekirdeğinin olivinli gabro-

norit bileşiminde olduğunu, çekirdeğin dış kısmını saran troktolitik zarfın dışında ise pegmatitik yapıda gabroların matris konumunda olduklarını belirtmiştir.

4.1.1.3.(2).(b).(b). Diyabaz

İnceleme alanında oldukça yaygın olarak gerek mafik gerekse felsik plütonik kayalar içerisinde dayklar halinde izlenmektedirler. Yeşilin tonlarında ayrışma yüzeyi rengine sahip olan diyabaz dayklarının kalınlıkları oldukça değişken olup birkaç cm'den birkaç metreye kadar değişebilmektedir. Yer yer katetmiş olduğu yankayaç parçalarını içermektedir (Resim 4.68).



Resim 4.68. Granodiyoritler içerisinde gözlenen diyabaz daykı ve içerdiği enklavin görüntüsü (Tavşanuşağı köyü kuzeyi)

Birimden derlenen örneklerde yapılan mikroskopik çalışmalar neticesinde tespit edilen özellikler aşağıda verilmektedir.

Doku: Entergranuler-Mikrogranüler Porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar genellikle prizmatik latalar halinde olmalarıyla kolayca diğer minerallerden ayrılmaktadırlar (Resim 4.69). Yaklaşık olarak % 70-80 mertebesinde izlenen plajiyoklasların hemen hemen hepsi albitleşme göstermekte ve polisentetik ikizleri pek azında gözlenmektedir. Plajiyoklasların büyük bir çoğunluğunda zonlu yapı izlenmektedir. Ayrıca plajiyoklaslarda kaolenleşme, serisitleşme, kalsitleşme, epidotlaşma ve prehnitleşme şeklinde alterasyonlarda sıklıkla izlenmektedir.

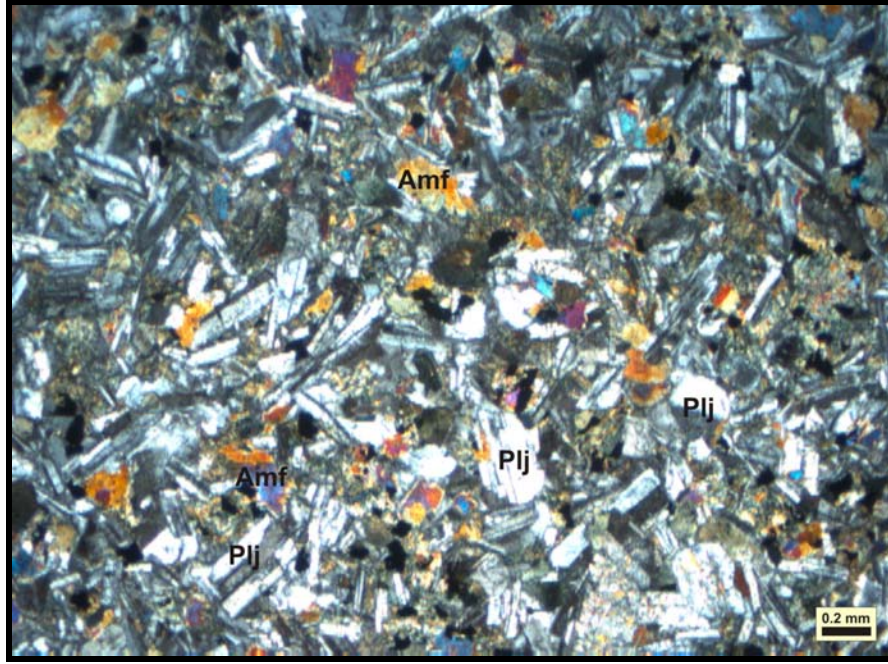
Klinopiroksen: Kayaçta yer alan ikinci hakim mineral konumundaki klinopiroksenler genellikle sarı ve kahverenginin tonlarında girişim renklerine sahip olarak gözlenmektedir. Genellikle yarı özşekilli, yer yer de özşekilli mineraller halinde yer almaktadırlar. Kesit yönüne bağlı olmak üzere tek yönde ve birbirine yaklaşık dik (89°) iki yönde gelişmiş mükemmel dilinim izlerine sahiptirler. Bazı klinopiroksenlerde tektonizmaya bağlı olarak gelişmiş dalgalı sönme izlenmektedir. Bir kısmı uralitleşme şeklinde alterasyon neticesinde amfibol mineraline dönüşüm göstermektedir.

Amfibol: Hemen hemen tamamı piroksenlerin uralitleşme şeklinde alterasyonu neticesinde oluşmuş minerallerden oluşmaktadır. Tek yönde lifsi görünüm sunan dilinim izleri ve yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaları ile karakteristiktirler (Resim 4.69).

Klorit: Kayaçta yaygın olarak piroksen ve plajiyoklasların arasını dolduran, yağ yeşili-mavi girişim renkleri ve açık yeşil pleokroizmaları ile karakteristik olarak izlenen kloritler özşekilsiz, gelişigüzel dağılmış mineraller olarak izlenmektedir. Ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişerek oluştukları düşünülmektedir.

Kalsit: Genellikle plajiyoklasların alterasyonu ile yer yer de ikincil süreçlerle kayaçta yer alan kırık ve çatlaklarda yerleşen kalsitlere rastlanmaktadır.

Epidot: Kayaçta yer yer gözlenen epidotlara genellikle plajiyoklasların alterasyon ürünü olarak rastlanmaktadır. İkinci ve üçüncü sıranın canlı renklerinde polarize olmaları ve çok açık limon sarısı renkli pleokroizmaları ile karakteristik olarak izlenmektedir. Bir kısmı prizmatik şekillerde ve diğer bir kısmı ise yuvarlak ve elipsoidal kristal kümeleri şeklinde yer almaktadır.



Resim 4.69. Granodiyoritler içerisinde gözlenen diyabazlarda izlenen Entergranüler Doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Amf: Amfibol)



Resim 4.70. Diyabazlarda gözlenen kalsit damarı ve epidotların görünümü (Ç.N.)

Opak Mineral: Kayaçta primer ve sekonder olmak üzere iki tür opak mineral gelişimi izlenmekte ve primer opaklar düzgün kenar ve köşelere sahip olmaları ile

ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişen sekonder opak minerallerden ayrılmaktadırlar. Kayaçta gelişigüzel dağılmış taneler halinde izlenen opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir ve yaklaşık % 7-8 civarında izlenmektedirler.

4.1.1.3.(2).(b).(c). Mikrodiyorit

Doku: Mikrogranüler (Resim 4.71)

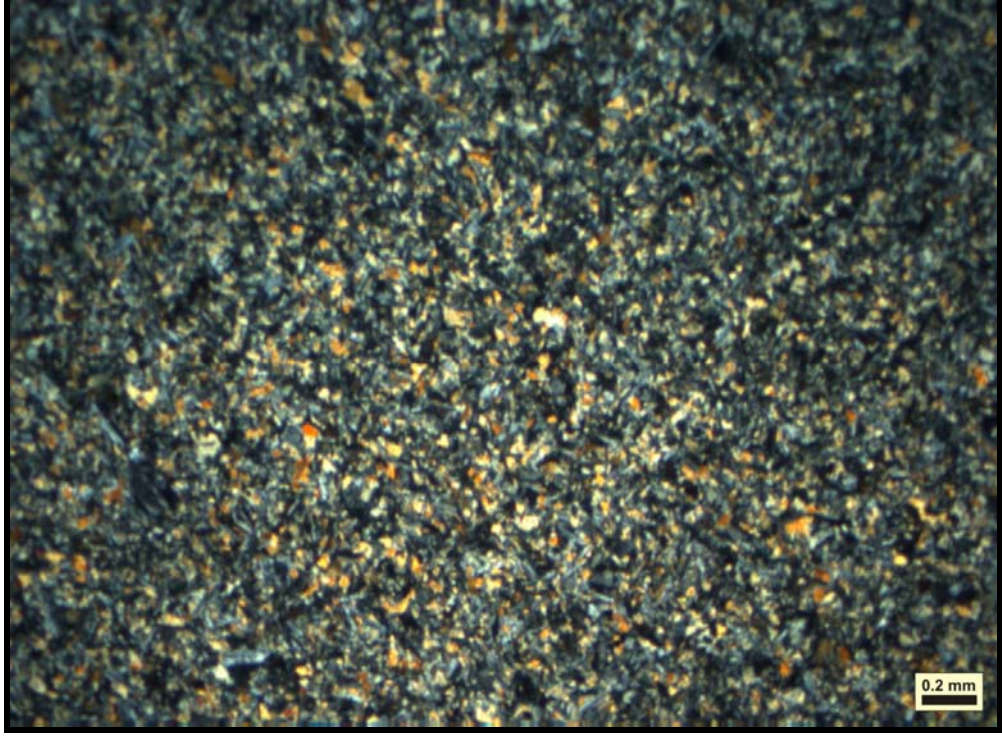
İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar genellikle küçük çubuğumsu kristaller ve mikrogranüller halinde izlenmektedir. Bir kısmı ise gnispeten hafif iri kristaller halinde yer almaktadırlar. Gerek mikrogranüllerde gerekse çubuksu kristallerde polisentetik ikizlenmeleri net olarak izlenebilmekte olan plajiyoklaslar yaklaşık % 55-60 oranında yer almaktadırlar. Yer yer alterasyona maruz kalmış olup genellikle kaolenleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonları izlenmektedir. Polisentetik ikizleri ölçüme uygun olan kristallerinde yapılan ölçümlerde yaklaşık 25° - 26° sönme açısına sahip andezin (An_{44-46}) türü plajiyoklaslar oldukları saptanmıştır.

Hornblend: Oldukça küçük mikrogranüller halinde izlenen hornblendler kayaçta yer alan temel ferromagnezyen minerali temsil etmektedir. Yaklaşık % 35-40 oranında izlenen amfiboller sarının ve turuncunun tonlarında çift kırınımına uğramaları ve özellikle yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaları ile karakteristik olan hornblend türü amfibollerden oluşmaktadır. Bir kısmı ise piroksenlerin uralitleşme ile sonuçlanan alterasyonu sonucunda oluşan amfibollerden oluşmaktadır. Bir kısmı kloritleşme şeklinde alterasyon göstermektedir. Özellikle c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitli orta boydaki hornblendlerde tek yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenebilmektedir.

Piroksen: Bir kısmı mikrogranüller halinde ve çok az bir kısmında orta irilikte kristallerden oluşan klinopiroksenler eser miktarda yer almaktadırlar. Hemen hemen

tamamı uralitleşme sonucu amfibole dönüşmüş olarak izlenmektedir.



Resim 4.71. Mikrodioritlerde mikrogranüler Doku görüntüsü (Ç.N.)

Klorit: Mavi-lacivert-yeşil girişim renkleri ve çok zayıf yeşil ile sarı arasında değişim gösteren pleokroizmaları ile dikkat çeken kloritler genellikle ikincil süreçlerle amfiboller aleyhine gelişerek onların alterasyon ürünü olarak oluşmuşlardır. Oldukça az miktarda (% 2-3) izlenmektedirler.

Epidot: Plajiyoklasların dönüşümü sonucu oluşan canlı girişim renkleri ve yeşilimsi limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çeken epidotlara az miktarda rastlanmaktadır. Yaklaşık % 1-2 oranında yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde gelişigüzel dağılmış, büyük bir çoğunluğu primer olan, manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Oldukça az bir kısmı ferromagnezyen minerallerden dönüşüm yoluyla oluşmuş sekonder opak minerallerden oluşmaktadır. Primer opak mineraller sekonder opaklardan düzgün kenar ve köşelere sahip olmaları ile bariz bir şekilde ayrılmaktadırlar.

4.1.1.3.(2).(b).(d). Kuvarşlı Mikrodiyorit

Doku: Mikrogranüler (Resim 4.72)

İçindeki Mineraller:

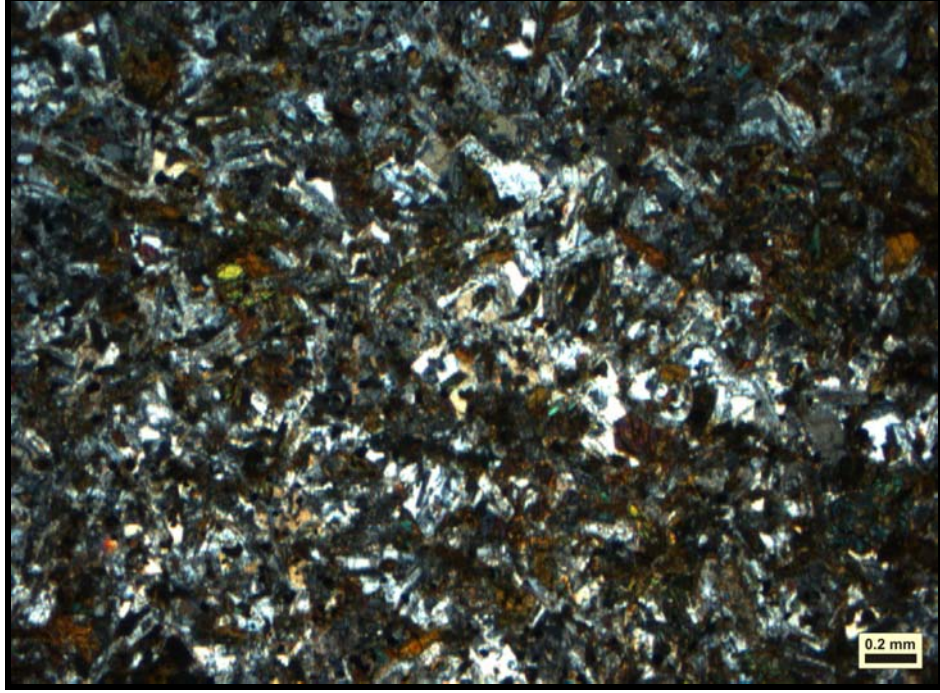
Kuvars: Kayaçta yaklaşık olarak % 10-15 oranında yer alan kuvarslara özşekilsiz kristaller halinde rastlanmaktadır. Hemen hemen tamamına yakını maruz kalmış oldukları basıncı yansıtabilecek biçimde dalgalı sönme göstermektedirler.

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslara genellikle mikrogranüller ve çok küçük prizmatik şekillerde rastlanmaktadır ve yaklaşık % 50-60 oranında yer almaktadırlar. Büyük bir kısmında polisentetik ikizlenmeleri belirgin olarak izlenen plajiyoklasların uygun ikizlere sahip olanlarından yapılan ölçümlerde 23^0 - 26^0 arasında sönme açılarına sahip andezin (An_{42-46}) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir. Ayrışmaları çok yoğun olmayıp kaolenleşme ve epidotlaşma şeklinde iki tür bozunma sunmaktadırlar.

Hornblend: Kayaçta temel ferromagnezyen mineral konumunda bulunan hornblendlere genellikle oldukça küçük çubuksu ve mikrogranüler şekillerde rastlanmaktadır. Bazı küçük mikrogranüler hornblendler özşekilli ve yarı özşekilli formlar arz etmektedir. Özellikle özşekilli kristallerde iki yönde gelişmiş dilinim izleri rahatlıkla izlenebilmektedir. Yaklaşık olarak % 30 civarında yer alan hornblendler ikinci sıranın ortalarına denk gelen sarı, turuncu, mavi ve yeşilin tonlarında polarize olmakta ve yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaktadırlar. Bu özellikleri hornblend türü amfibol olduklarını göstermektedir. Bir kısım hornblendlerde $h'(100)$ ikizi gözlenmekte olup bu ikiz özellikle nispeten iri tanelerde iyi görülebilmektedir. Ayrışması kloritleşme ve opaklaşma şeklinde olan hornblendlerin bir kısmında uralitleşme neticesinde piroksenler aleyhine gelişmiş olarak yer almaktadırlar.

Piroksen: Bir kısmı mikrogranüller halinde ve çok az bir kısmında orta irilikte kristallerden oluşan klinopiroksenler eser miktarda yer almaktadırlar. Hemen hemen tamamı uralitleşme sonucu amfibole dönüşmüş olarak izlenmektedir. Özellikle orta

irilikteki mavi renkli ojit türü klinopiroksenlerde c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak izlenebilmektedir.



Resim 4.72. Kuvarslı mikrodiyoritlerde mikrogranüler Doku görüntüsü

Klorit: Koyu mavi-lacivert girişim renkleri ve açık yeşil-sarı pleokroizmaları ile dikkat çeken kloritler genellikle ikincil süreçlerle amfiboller aleyhine gelişerek onların alterasyon ürünü olarak gelişmişlerdir. Oldukça az miktarda (%2-3) izlenmektedirler.

Epidot: Plajiyoklasların alterasyonu sonucu oluşan canlı girişim renkleri ve yeşilimsi limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çeken epidotlara eser miktarlarda rastlanmaktadır. Yaklaşık % 1-2 oranında yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Bir kısmı primer ve diğer bir kısmı ferromagnezyen minerallerden amfiboller aleyhine gelişmiş sekonder opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. Primer opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla sekonder opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

4.1.1.3.(2).(b).(e). Diyorit Porfir

Doku. Mikrogranüler Porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar hem mikrogranüller halinde hamurda hemde fenokristaller halinde yer almaktadırlar (Resim 4.73). Kayaçta yaklaşık olarak % 50-55 oranında bulunmaktadırlar. Gerek mikrogranüllerde gerekse fenokristallerde polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmektedir. Polisentetik ikizlenmelerinin uygun olanlarından yapılan sönme açısı ölçümlerine göre $\sim 20^{\circ}$ - 24° sönme açlarına sahip andezin (An_{38-44}) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir. Bir kısmında zonlu yapı izlenmektedir. Ayrışmaları orta düzeyde olup genel olarak kaolene, epidota ve kalsite dönüşüm şeklinde bozunmalar görülmektedir.

Kuvars: Özşekilsiz enterstisiyel kristaller halinde az miktarda yer alan kuvarlar genellikle gri ve grinin tonlarında polarize olmaları ve dalgalı sönme göstermeleri ile karakteristiktirler.

Hornblend: Kayaçta yer alan hakim ferromagnezyen minerali temsil etmektedir. Yaklaşık % 15-20 oranında yer alan hornblendler sarı-turuncu girişim renkleri ve yeşil pleokroizmaları ile karakteristik olarak izlenmektedir (Resim 4.73). Genel olarak yarı özşekilli veya özşekilli minerallerden oluşmaktadır. Bir kısmı piroksenlerin uralitleşmesi sonucunda oluşmuş sekonder amfibollerden meydana gelmektedir. Özellikle c eksenine paralel veya paralele yakın geçmiş kesitlerinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenmektedir.

Piroksen: Genellikle mavi ve tonlarında polarize olan piroksenler, çoğunlukla yarı özşekilli yer yer de özşekilli kristaller halinde hem mikrogranüller hemde fenokristaller halinde kayaçta yaklaşık % 5 civarında izlenmektedirler. Bir kısmı uralitleşme şeklinde alterasyon sonucunda amfibole dönüşmüştür.

Biyotit: Genellikle düzensiz şekilli çubuğumsu kristallerden oluşan biyotiler oldukça ileri seviyede alterasyona maruz kalmış olup kloritleşme ve opaklaşma

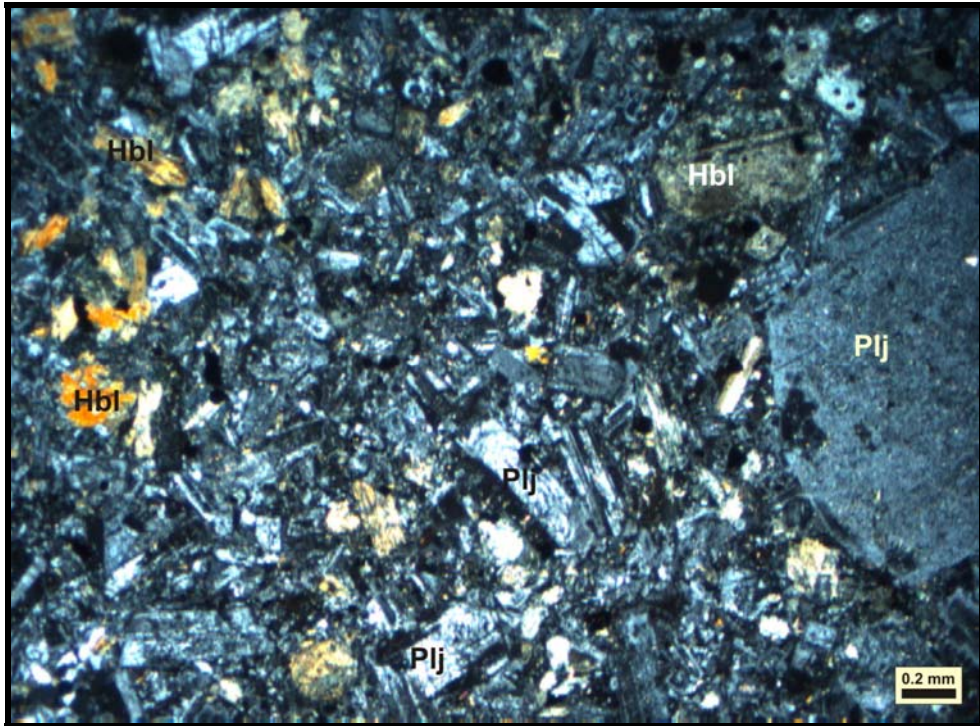
şeklinde bozunmalar sunmaktadırlar. Tek yönde gelişmiş dilinim izleri ve paralel sönmeleri ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Mavi-lacivert girişim renkleri ve çok zayıf yeşil pleokroizmaları ile karakteristik olan kloritlere genellikle ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş veya boşluk dolgusu şeklinde ikincil süreçlerle oluşan kristaller şeklinde rastlanmaktadır.

Epidot: Canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çeken epidotlara oldukça az miktarlarda rastlanmaktadır.

Kalsit: Büyük bir çoğunluğu kayaçta yer alan çatlakların ikincil süreçlerle doldurulmasıyla yerleşmiş kalsitlere az miktarda rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Kayaçta ortalama olarak % 10 oranında yer almaları ile dikkat çekicidirler. Genellikle primer, düzgün kenar ve köşelere sahip olarak izlenen opak minerallerden ve yer yer ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklardan meydana gelmektedirler. Manyetit olabilecekleri düşünülmektedir.



Resim 4.73. Diorit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü (Ç.N. Plj: Plajiyoklas, Hbl: Hornblend)

4.1.1.3.(2).(b).(f). Kuvarşlı Diyorit Porfir

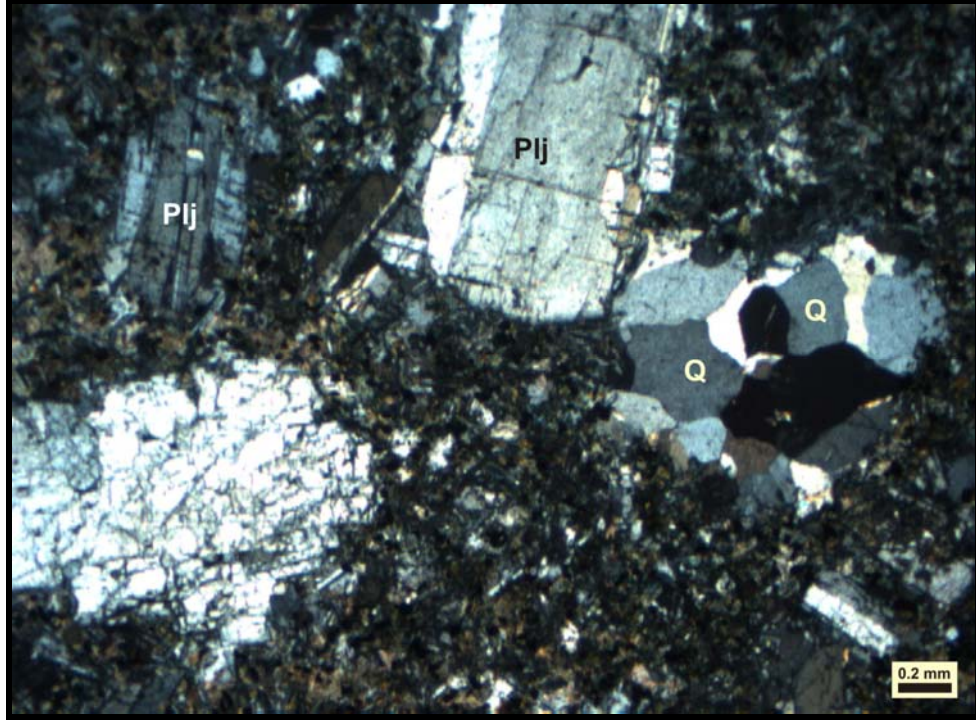
Doku: Mikrogranüler Porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar kristalleşme safhaları farklı olan fenokristaller halinde ve mikrogranüller halinde olmak üzere iki farklı şekilde yer almaktadırlar (Resim 4.74). Yaklaşık olarak % 45-50 oranında yer alan plajiyoklasların hemen hemen tamamında polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenebilmektedir. Polisentetik ikizlerinden uygun olanlarına göre yapılan ölçümlerde ~ 20⁰-22⁰ arasında sönme açısına sahip andezin (An₃₈₋₄₀) türü plajiyokaslardan oluştukları tespit edilmiştir. Özellikle fenokristallerde tektonizmanın etkisiyle kırılmalar ve çatlamlar yaygın olarak izlenmektedir. Alterasyonları yaygın olarak gözlenmekte olup kaolenleşme başta olmak üzere kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde bozunmaları gözlenmektedir.

Kuvars: Kayaçta yer alan ikinci hakim felsik minerali oluşturan kuvarşlar genellikle diğer minerallerin oluşumunu izleyen süreçlerde oluşmalarından dolayı özşekilsiz kristaller halinde yer almaktadırlar. Yaklaşık olarak % 10 civarında izlenen kuvarşlar gri ve tonlarında girişim renkleri, alterasyon göstermemeleri ve dalgalı sönmeleriyle karakteristiktirler (Resim 4.74).

Hornblend: Kayaçta yer alan hakim ferromagnezyen minerali oluşturan hornblendler mikrogranüller ve fenokristaller halinde olmak üzere iki farklı fazın ürünleri olarak yer almaktadırlar. Sarı ve turuncunun tonlarında polarize olan amfiboller yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaları ile hornblend türü amfibollerin tipik optik özelliklerini yansıtmaktadırlar. Kayaçta yaklaşık olarak % 20-25 oranında yer alan hornblendlerin bu oranları örnekler arasında farklılıklar arz etmektedir. Ayrışmaları yaygın olan amfibollerin bir kısmı birincil amfibol olmakla beraber bir kısmında kayaçta yer alan piroksenlerin uralitleşme şeklinde alterasyonları sonucu oluşmuşlardır. Bazı hornblendler kloritleşme şeklinde dönüşüm göstermektedirler. Bir kısmında h¹ (100) ikizi gözlenmektedir.



Resim 4.74. Kuvarslı diyorit porfirlerde mikrogranüler porfirik doku görüntüsü (Ç.N. Q: Kuvars, Plj: Plajiyoklas)

Piroksen: Oldukça az miktarlarda büyük bir çoğunluğu uralitleşmiş olarak izlenen piroksenler mavi ve sarının tonlarında polarize olmaktadır. Uralitleşme genellikle mineralin dış çeperinden iç kısımlara doğru gelişim göstermektedir. Fenokristal ve mikrogranüller halinde izlenmektedirler.

Kalsit: Büyük bir çoğunluğu kayada yer alan çatlakların ikincil süreçlerle doldurulmasıyla yerleşmiş kalsitlere az miktarda rastlanmaktadır. Oldukça az bir kısmı ise plajiyoklaslardan dönüşüm yoluyla oluşmuştur.

Klorit: Mavi-lacivert renklerde polarize olmaları ve çimen yeşili pleokroizmaları ile karakteristik olan kloritlere genellikle ferromagnezyen minerallerden amfiboller ve biyotitler aleyhine gelişmiş olarak veya boşluk dolgusu şeklinde ikincil süreçlerle oluşan kristaller şeklinde rastlanmaktadır.

Epidot: Canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çeken epidotlara oldukça az miktarlarda rastlanmaktadır. Bir kısmı plajiyoklasların ikincil süreçlerle dönüşümleri ile oluşmuş olan epidotların bir kısmı ise kayada yer alan kırık ve çatlaklara dolgu şeklinde yerleşmiştir.

Opak Mineral: Kayaçta ortalama olarak % 20-25 oranında yer almaları ile dikkat çekicidirler. Genellikle primer, düzgün kenar ve köşelere sahip olarak izlenen opak minerallerden ve yer yer ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklardan meydana gelmektedirler. Manyetit olabilecekleri düşünülmektedir.

4.1.2. Senozoyik

4.1.2.1. Seske Formasyonu

Birimin adı ilk kez Erdoğan (1975) tarafından Adıyaman iline bağlı Gölbaşı ilçesi yakınlarında Seske köyü civarlarında tanımlanmıştır. İnceleme alanında Baskil ilçesi kuzeyinde Hasandağı civarında, Odabaşı köyü ve güneyde Kömürhan köprüsü kuzeyinde Hırsıztaşı tepede ve Harabekayış yakınlarında yüzleklerine rastlanan birim Baskil granitoyidi üzerine uyumsuz olarak gelmekte olup tavan dokanağında ise Kırkgeçit formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Türkmen ve ark, 2001). Birim tabanda kırmızımsı renkli metamorfik ve magmatiklerden türeme çakıllardan ve kum kil boyutu bağlayıcı malzeme içeren taban konglomeraları ile başlamakta ve üste doğru grimsi boz renkli kumtaşları ve daha üste doğru karstik karakterli kireçtaşları ile devam etmektedir (Resim 4.75).

Birimin tabanında gözlenen kırmızımsı çakıltaşları önceki bazı çalışmacılar tarafından Kuşçular formasyonu adı altında ayrı bir formasyon olarak diğer bazı araştırmacılar tarafından ise Seske formasyonunun taban konglomerası olarak incelenmiştir. Bu çalışmada ise bu birim taban konglomerası olarak değerlendirilmiştir. Birim genellikle orta kalınlıkta tabakalardan meydana gelmekte olup yer yer tektonizmanın etkisiyle yüksek eğim açısı değerlerine sahip olarak izlenmektedir (Resim 4.76).

Yazgan (1984a) birimi bölgede yer alan Harami formasyonu ile birlikte değerlendirerek Üst Kretase-Paleosen yaşını vermiş olup Özkul (1988) ve Turan ve Bingöl (1991) birimin yaşı için Üst Paleosen-Alt Eosen yaşını öngörmüşlerdir. Özgen ve ark (1993) ise Harami, Kuşçular ve Seske formasyonlarını birlikte

değerlendirerek Üst Maastrichtiyen- Tanesiyen yaşlı Harabekayış formasyonu adı altında incelemiştir (Türkmen ve ark, 2001).



Resim 4.75. Seske formasyonunun taban konglomeralarından bir görünüm(Sarıgül köyü kuzeyi)



Resim 4.76. Seske formasyonuna ait kireçtaşlarında yüksek dereceli eğimler ve Baskil granitoyidi ile dokanak ilişkisinin görünümü (Görmezler mahallesi bakış güneybatıya)

Türkmen ve ark (2001) birimden elde ettikleri bentik ve planktik foraminiferlere dayanarak birimin yaşını Üst Paleosen-Alt Eosen olarak tespit etmişlerdir. Bu çalışmada birimin yaşı için Türkmen ve ark., 2001'in önerdikleri yaş olan Üst Paleosen-Alt Eosen yaşı kullanılacaktır.

4.1.2.2. Kırkgeçit Formasyonu

İnceleme alanında Odabaşı köyü kuzeybatısında, Hasandağı doğusunda ve Akçakent civarlarında yüzleklerine rastlanan Kırkgeçit formasyonu ilk kez Perinçek (1979) tarafından Van iline bağlı Kıkgeçit köyü yakınlarında tanımlanmıştır. Birim inceleme alanında izlenen kesimlerinde Seske formasyonunun üzerinde yer almakta olup konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ve marnlardan oluşan bir litolojiye sahiptir (Resim 4.77, 4.78).

Yeşilimsi ayrışma rengi ve oldukça yumuşak bir topografya sunmasıyla karakteristiktir.



Resim 4.77. Kırkgeçit formasyonuna ait kireçtaşı ve konglomeraların arazi görüntüsü (Odabaşı köyü kuzeybatısı)



Resim 4.78. Kırkgeçit formasyonu içerisinde gözlenen marnların arazi görüntüsü (Odabaşı köyü kuzeybatısı)

Birime Avşar (1983, 1996) Elazığ civarında yaptığı çalışmalarda Orta-Üst Eosen, Turan ve Bingöl (1991), Özkul ve Kerey (1996) Baskil ilçesi civarında yaptıkları çalışmalarında Orta Eosen- Oligosen yaşlarını vermişlerdir. Türkmen ve ark (2001) birimden derledikleri bentik ve planktik foraminifer topluluğuna göre birime Orta Eosen yaşını vermişlerdir.

4.1.2.3. Kuvaterner

İnceleme alanında Kuaterner çökelleri; alüvyon, yamaç molozu, ve taraçalarla temsil edilmekte olup özellikle bu örtü birimlerinden alüvyonlar önemli bir yüzlek genişliğine sahip olarak izlenmektedir (Ek 1.1).

4.1.2.3.(1). Alüvyon

İnceleme alanında irili ufaklı birçok dere mevcut olup bu dereler boyunca bölgede yüzeyleyen metamorfik, magmatik ve sedimanter birimlerden parçalar

içeren alüvyonlar gözlenmektedir. Özellikle inceleme alanının doğusunda Kamışlık deresi, Geli mahallesi civarında Geli çayı, inceleme alanının orta kesimlerinde Malatya-Elazığ yol güzergahı boyunca Büyük çay ve Baskil ilçesi civarlarında irili ufaklı birçok dere boyunca alüvyal materyal çökelimleri izlenmektedir. Alüvyal malzemelerin boyutları blok ve çakıl boyutundan kum, kil ve silt boyutuna kadar oldukça geniş aralıkta tane boyu dağılımı sunmaktadır.

Özellikle inceleme alanının güneybatısında yer alan Geli mahallesinde Geli çayı boyunca bölgede geniş yayılımlar sunan granitoidlerdeki fiziksel alterasyonun ürünlerinden ayrışmaya karşı dayanımı yüksek olan kuvarslar depolanmakta ve bu kısmın alüvyal materyali içerisinde oldukça önemli bir yer tutmaktadır..

4.1.2.3.(2). Yamaç Molozu

İnceleme alanında en yaygın olarak Baskil ilçesi ve kuzeyinde yüzeylemekte olup ilçenin de içinde bulunduğu ovada geniş alanlarda yayılım sunmaktadır. Birim çalışma alanında yüzeyleyen sedimanter ve magmatik birimlerden bileşenler içermektedir. Genellikle köşeli ve düzensiz dağılımlı olarak izlenen birimin bileşenleri baskın olarak kireçtaşı olmak üzere Baskil granitoidine ait mafik ve felsik kayaç parçaları da içermektedir. Boyut bakımından blok çakıl ve kum boyutunda malzemelerin tamamını içermektedir. Özellikle inceleme konusunu teşkil eden tektonomagmatik birimlerden birisi olan Baskil granitoidindeki yaygın fiziksel alterasyon (arenalaşma) yamaç molozu depolanmasının ana nedenlerinden biri olarak düşünülmektedir. Birimin kalınlığı 10 metreye kadar ulaşmaktadır.

4.1.2.3.(3). Taraça

Özellikle Baskil ilçesi ve yakın dolaylarındaki eski dere yatakları ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının güneybatısında Geli mahallesi kuzeyinde kalınlığı 5-6 metreye varan taraçalar izlenmektedir. Ayrıca Topaluşağı köyü ve doğusunda da taraçalar önemli bir alanda gözlenmektedir. Kalınlıkları değişkenlik sunmakla birlikte ortalama olarak 1-2 metre civarındadır.

4. 2. Jeokimya

Doktora tezi kapsamında yapılan arazi çalışmaları neticesinde Kömürhan ofiyoliti ve Baskil granitoyidinin değişik seviyelerinden derlenen numuneler üzerinde Çizelge 4.2’de ayrıntıları verilen jeokimyasal analizler yapılmıştır.

Çizelge 4.2. Kömürhan ofiyoliti ve Baskil granitoyidine ait kayaçlardan yapılan jeokimyasal analizlerin ayrıntılı dağılımı

KÖMÜRHAN OFİYOLİTİ			
	Ana-İz Element	Nadir Toprak Elementleri (REE)	Mineral Kimyası Analizi
Volkanik kayaçlar	24 Adet	17 Adet	-
Levha daykları	15 Adet	10 Adet	-
İzotrop gabro	6 Adet	3 Adet	-
Mafik kümülatlar	18 Adet	-	4 adet numune 174 adet nokta analizi
Ultramafik kümülatlar	1 Adet	-	-
Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri	10 Adet	-	4 adet numune 76 adet nokta analizi
Toplam	74 Adet	30 Adet	8 adet numune 250 adet nokta analizi
BASKİL GRANİTOYİDİ			
FELSİK KAYAÇLAR	Ana-İz Element	Nadir Toprak Elementleri (REE)	Mineral Kimyası Analizi
Granit	10 Adet	5 Adet	2 adet numune 48 adet nokta analizi
Granodiyorit	6 Adet	5 Adet	3 adet numune 119 Adet nokta analizi
Tonalit	4 Adet	4 Adet	-
Kuvarslı monzonit	5 Adet	4 Adet	-
Granofir	2 Adet	2 Adet	-
Aplitik dayk	5 Adet	4 Adet	-
Granodiyorit porfir	5 Adet	4 Adet	-
Toplam	37 Adet	28 Adet	5 adet numune 167 adet nokta analizi
MAFİK KAYAÇLAR	Ana-İz Element	Nadir Toprak Elementleri (REE)	Mineral Kimyası Analizi
Diyorit	4 Adet	4 Adet	-
Kuvarslı diyorit	3 Adet	2 Adet	-
Dolerit/Diyabaz	4 Adet	4 Adet	-
Mikrodiyorit	2 Adet	2 Adet	-
Kuvarslı mikrodiyorit	1 Adet		-
Toplam	14 Adet	12 Adet	-

4.2.1. Kömürhan Ofiyolitinin Jeokimyası

4.2.1.1. Volkanik Kayaçlar

4.2.1.1.(1). Ana- İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen volkanik kayaçların ana ve iz element içerikleri Ek 4.1’de nadir toprak element içerikleri ise Ek 4.4’te verilmektedir.

Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaç gruplarına ait en yüksek ve en düşük ana element oksit içerikleri Çizelge 4.3’te verilmektedir.

Çizelge 4.3. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların ana element oksit içerikleri

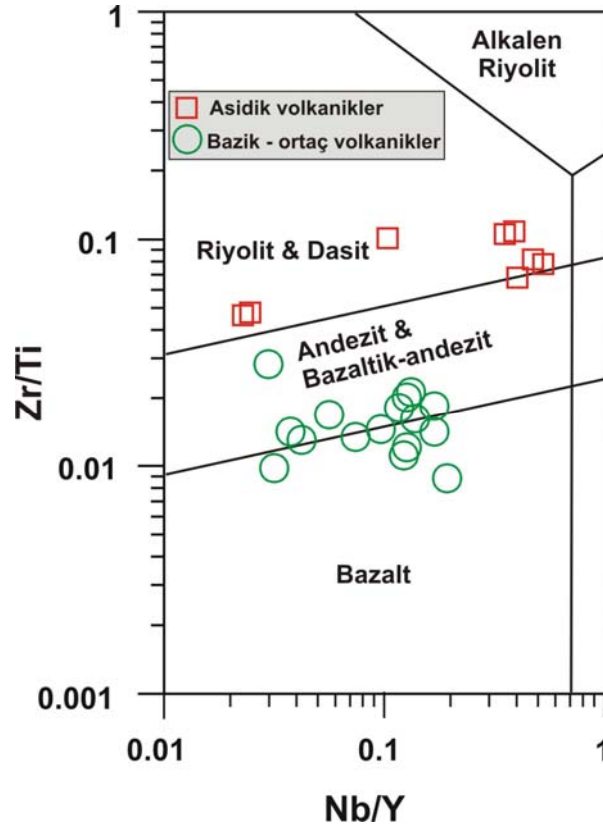
Ana elementler	Bazik-ortaç volkanikler	Asidik volkanikler
SiO ₂	% 47.54-60.75	% 60.56-77.87
TiO ₂	% 0.66-1.43	% 0.21-0.49
Al ₂ O ₃	% 17.73-14.20	%12.02-17.10
FeO*	% 6.91-11.20	% 2.45-5.01
MnO	% 0.10-0.31	% 0.05-0.16
MgO	% 1.68-5.65	% 0.04-2.16
CaO	% 2.49-11.69	% 0.65-4.98
Na ₂ O	% 0.68-6.20	% 0.03-6.26
K ₂ O	% 0.31-3.09	% 0.08-3.86
P ₂ O ₅	% 0.07-0.19	% 0.04-0.12
AK	% 1.22-9.12	% 0.67-8.01

Ateşte kayıp (AK) değerlerinin volkanik kayaçlarda % 9.12’ye ulaşması ve petrografik determinasyonlarında epidot, klorit ve kalsit gibi minerallerin ortaya çıkmasından da anlaşılacağı üzere değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyonun varlığı kesinlik kazanmaktadır (Ek 4.1, Çizelge 4.3).

Ofiyolitlere bağlı volkanik kayaçların deniz tabanı yayılması ve hidrotermal metamorfizma sırasında düşük dereceli alterasyona uğradıkları ve bunun sonucu olarak ana elementlerin birçoğunun hareketli oldukları birçok araştırmacı tarafından ortaya konulmuştur (Matthews, 1971; Cann, 1971; Pearce ve Cann, 1971, 1973; Hart ve ark., 1974; Pearce, 1975, Wood ve ark., 1976; Andrews, 1977; Humphris ve

Thompson, 1978,1991; Saunders ve ark., 1980). Bu nedenle Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayalar gruplandırmak, petrojenetik trendlerini ve tektonik ortamlarını ortaya koymak için göreceli olarak daha hareketsiz olan Ti, P, Zr, Y, Nb ve nadir toprak elementleri ve daha az olarak Cr, Ni, Sc ve V gibi elementler kullanılacaktır (Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester 1975, 1978; Pearce ve Norry 1979).

Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayalar Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kendi içinde asidik-ortaç ve bazik kayalardan oluşan, bazalttan riyodasit-dasit'e kadar geniş bir aralıktta uzanan kayaç topluluğundan meydana gelmektedir (Şekil 4.10).

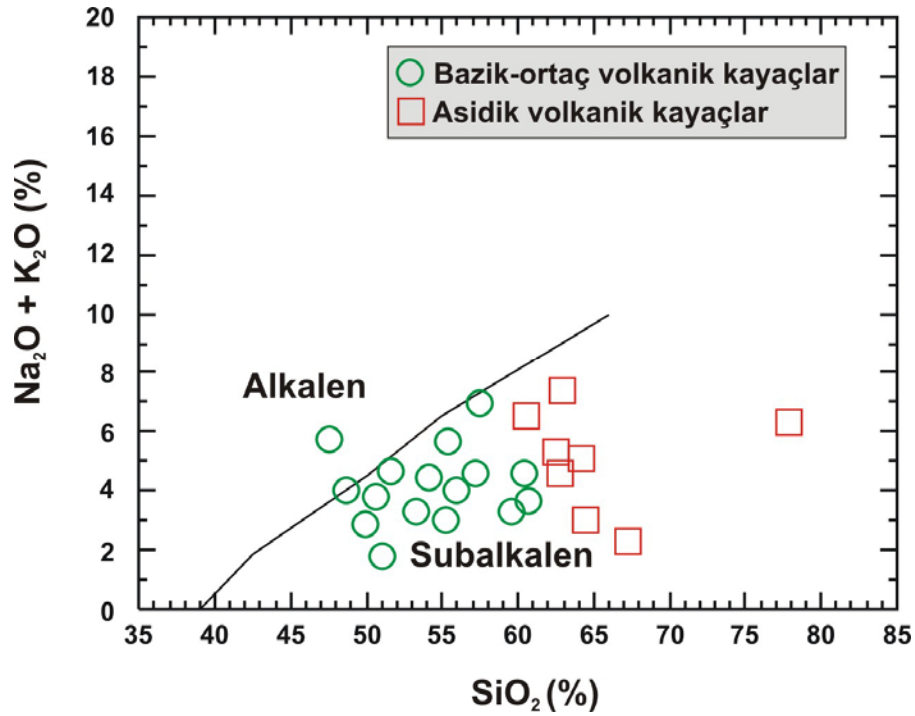


Şekil 4.10. Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaların Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı (Pearce, 1996)

Toplam alkalilerin (K_2O+Na_2O) silise (SiO_2) göre olan değişiminin incelendiği toplam alkali-silis (TAS) diyagramı kayaç sınıflandırmalarında yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntemde, kayaç analizi sonuçlarından ateşte kayıp (AK) değerleri çıkarılıp daha sonra geriye kalan kısmın tekrar yüzdelik

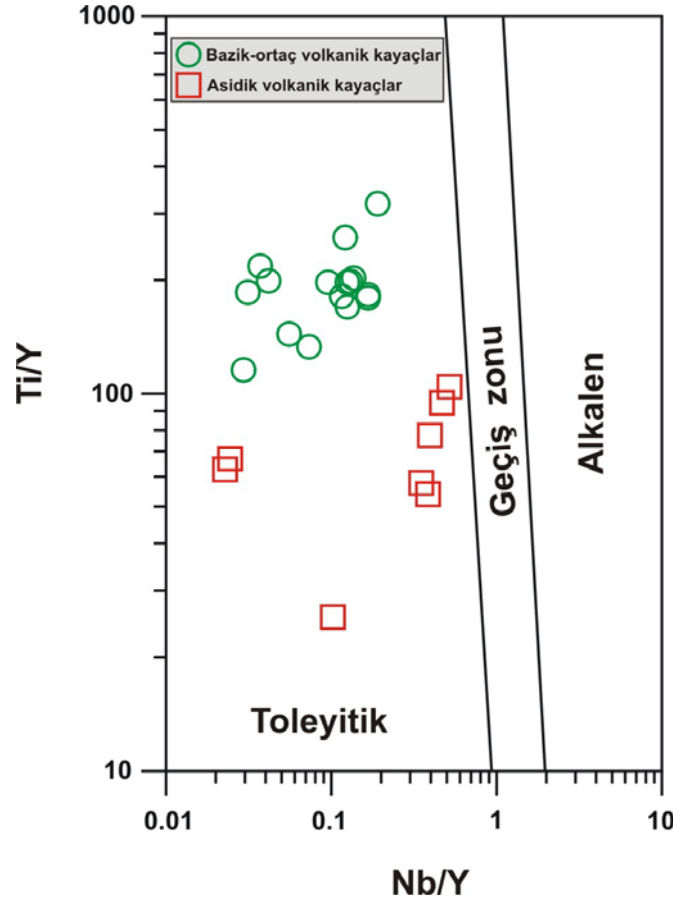
değerleri bulunarak bu diyagrama aktarılır. TAS diyagramı olarak bilinen bu diyagram ilk defa Le Bas ve ark., 1986 tarafından ortaya konulmuş ve sonraki yıllarda diğer bir kısım araştırmacılar tarafından da (Irvine ve Baragar, 1971; Miyashiro, 1978) benzer çalışmalar yapılmıştır (Temel, 2001).

Irvine ve Baragar (1971) tarafından geliştirilen diyagramda ise Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların hemen hemen tamamının subalkalen karakterde olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.11). $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ değerleri % 1.83-7.39 arasında, SiO_2 değerleri ise % 47.5-77.8 arasında değişmektedir (Ek 4.1, Çizelge 4.3).



Şekil 4.11. Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaların toplam alkali-silika (TAS) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971)

Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaların Nb/Y oranları 0.02-0.5 arasında değişmekte olup birimden derlenen örneklerin tamamı Nb/Y oranının Ti/Y oranına göre değişiminin incelendiği Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen diyagramda toleyitik kayaç alanına düşmektedir (Şekil 4.12).

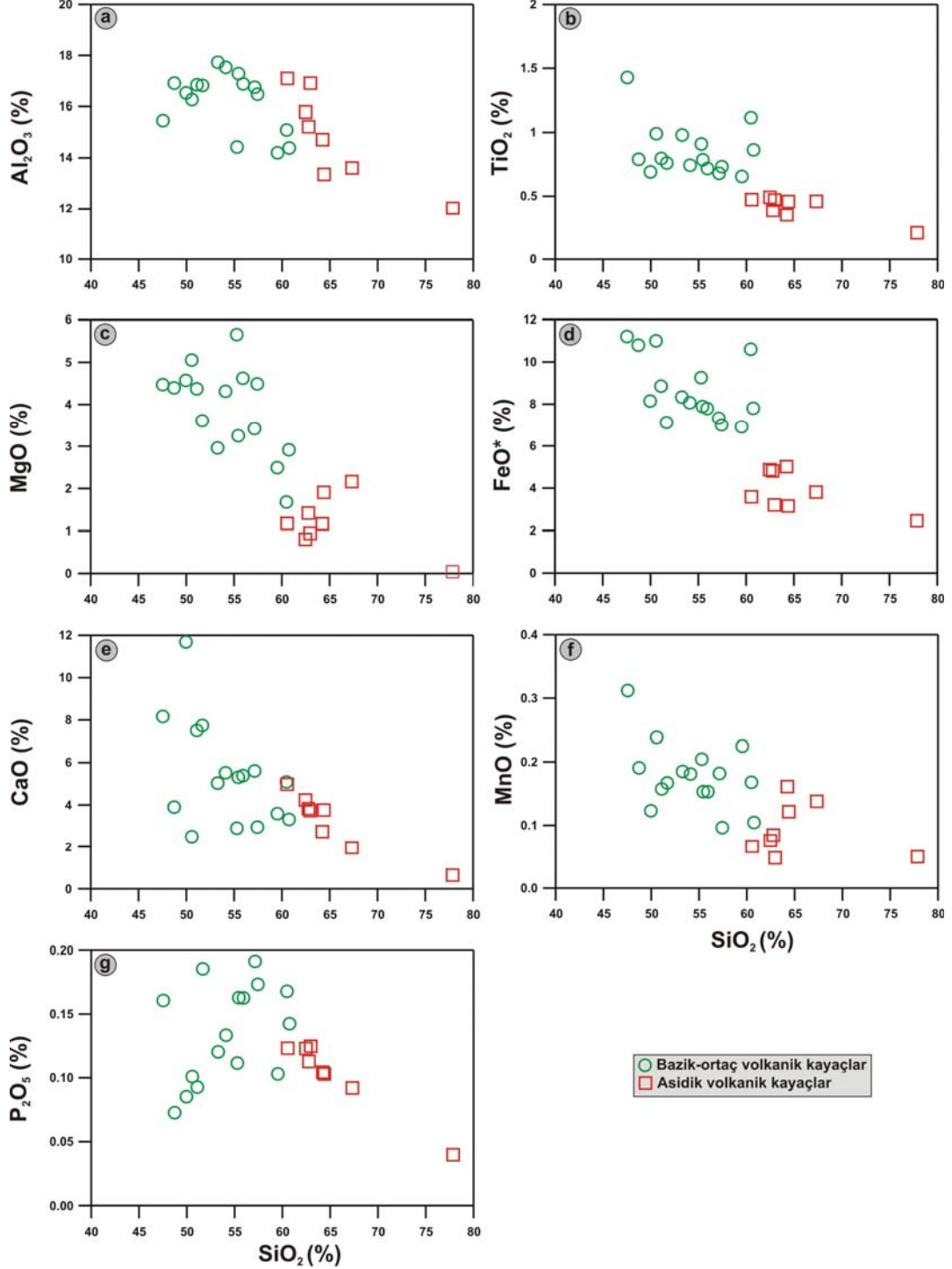


Şekil 4.12. Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977)

İnceleme alanında yüzeyleyen volkanik kayaların ana element içeriklerinin SiO_2 'ye göre değişimini gösteren Harker (1909) diyagramı Şekil 4.13' te verilmektedir. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların Harker diyagramı incelendiğinde Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO^* , CaO , MnO , ve P_2O_5 'in bazik-ortaç volkanik kayalardan asidik volkanik kayalara doğru artan SiO_2 içeriğine karşılık yaklaşık lineer bir trend çizerek genel olarak azalma gösterdikleri izlenmektedir (Şekil 4.13).

Artan SiO_2 içeriğine karşılık Al_2O_3 içeriğinde bazik-ortaç volkanik kayalardan asidik volkanik kayalara doğru azalan bir trendin gözlenmesi feldispat ve mika gibi alüminyumlu silikatların fraksiyonlanmasına işaret etmektedir (Şekil 4.13a). Aynı şekilde FeO^* ve TiO_2 içeriklerindeki azalmanın piroksen ve demir -titan oksit minerallerinin fraksiyonlanmasına (Şekil. 4.13b,d), MgO içeriğindeki azalmanın

klinopiroksen fraksiyonlanmasına (Şekil 4.13c), CaO içeriğindeki azalımın kalsik plajiyoklas fraksiyonlanmasına (Şekil 4.13e), MnO içeriğindeki azalımın mangan

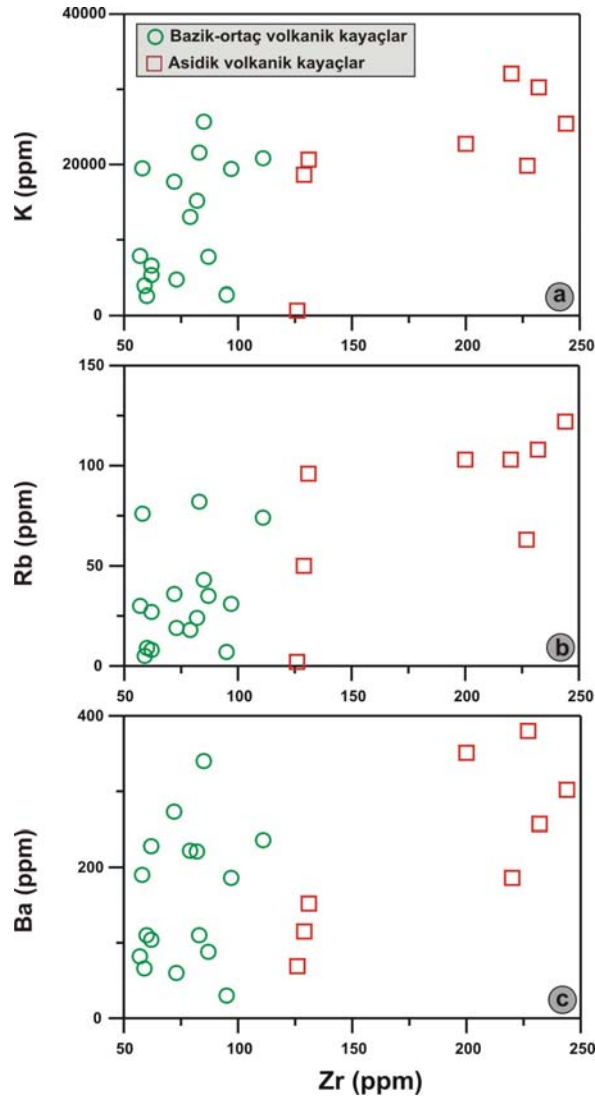


Şekil 4.13. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların ana element oksitlerinin SiO₂'ye göre değişim diyagramı (Harker, 1909)

içeren silikatların (klinopiroksen, mika vs) fraksiyonlanmasına (Şekil 4.13f) ve P_2O_5 içeriğindeki azalımın ise apatit ve zirkon fraksiyonlanmasına (Şekil 4.13g) bağlı olarak geliştiği söylenebilir (Temel, 2001).

Bu özelliklere dayanarak volkanik kayaçların fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak aynı magmadan itibaren oluştukları söylenebilir.

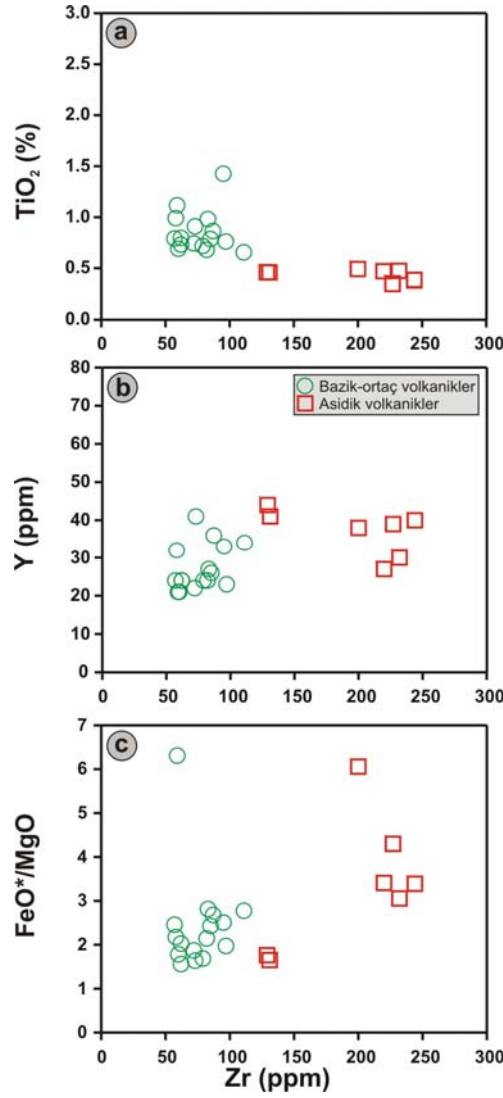
Alterasyona karşı dirençli olan Zr elementinin K gibi bazı ana ve Rb, Ba gibi iz elementlere karşı değişimine bakıldığı zaman, artan Zr değerine karşılık K, Rb ve Ba elementlerinin belirli bir sistematik yönelim sunmadığı ve oldukça düzensiz bir korelasyona sahip oldukları izlenmektedir (Şekil 4.14).



Şekil 4.14. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları

Pearce ve Cann (1971, 1973); Pearce (1975, 1982) ve Saunders ve ark (1980) yüksek iyon yarıçaplı elementlerden Th dışında kalan Ba, Sr ve Rb elementlerinin düşük-dereceli hidrotermal alterasyondan kolayca etkilenen hareketli elementler grubuna dahil olduklarını belirtmişlerdir. Bu nedenle Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayalar üzerinde yapılan petrojenetik çalışmalarda anılan elementlerin kullanımının güvenilir sonuçlar veremeyeceği açıktır.

Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların kimyasal ilişkilerini göstermek amacıyla hareketsiz elementlere dayalı üç farklı diyagram oluşturulmuştur (Şekil 4.15).



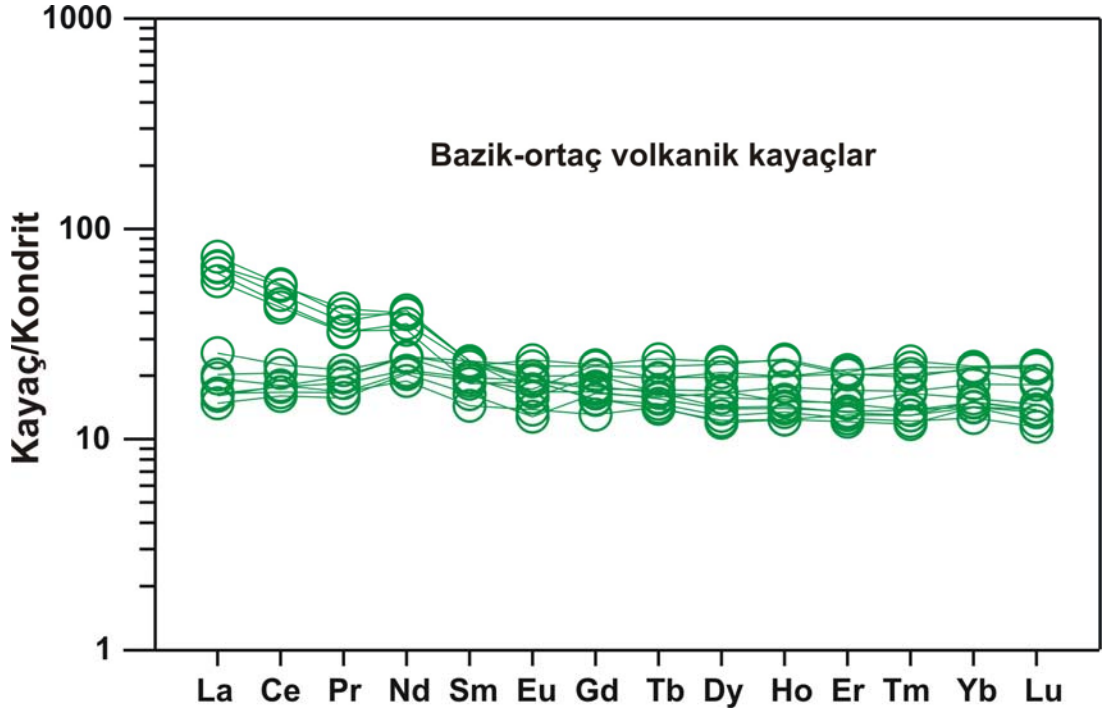
Şekil 4.15. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları

Zr içeriğinin TiO_2 içeriğine göre değişimini gösteren Şekil 4.15a'da volkanik kayalar bazik-ortaç kayalardan (%1.43 TiO_2) asidik kayalara (% 0.21 TiO_2) doğru artan Zr içeriğine karşılık azalan TiO_2 içeriği şeklinde lineer bir trend sunmaktadır. Bu durum volkanik kayalarda nispeten daha evrimleşmiş kayalara doğru gidildikçe manyetit/titano-manyetit kristallenmesini işaret etmektedir (Winchester ve Floyd, 1977; Pearce ve Norry, 1979). Şekil 4.15b ve c ise sırasıyla Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların Y içeriği ve FeO^*/MgO oranlarının Zr içeriğine karşı değişimini göstermektedir. Y ve FeO^*/MgO oranları Zr ile uyumlu ve pozitif bir korelasyon sunmaktadır. Bir kısım asidik volkanik kayalardaki Y konsantrasyonundaki azalma amfibol fraksiyonlanmasının bir sonucu olarak yorumlanabilir. Volkanik kayalarda gözlenen kimyasal özellikler Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaların ana element harker diyagramı ile uyumluluk arzettiği ve bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaların aynı kökensel magmadan itibaren benzer fraksiyonlanma trendleri ile oluştuğuna işaret etmektedir.

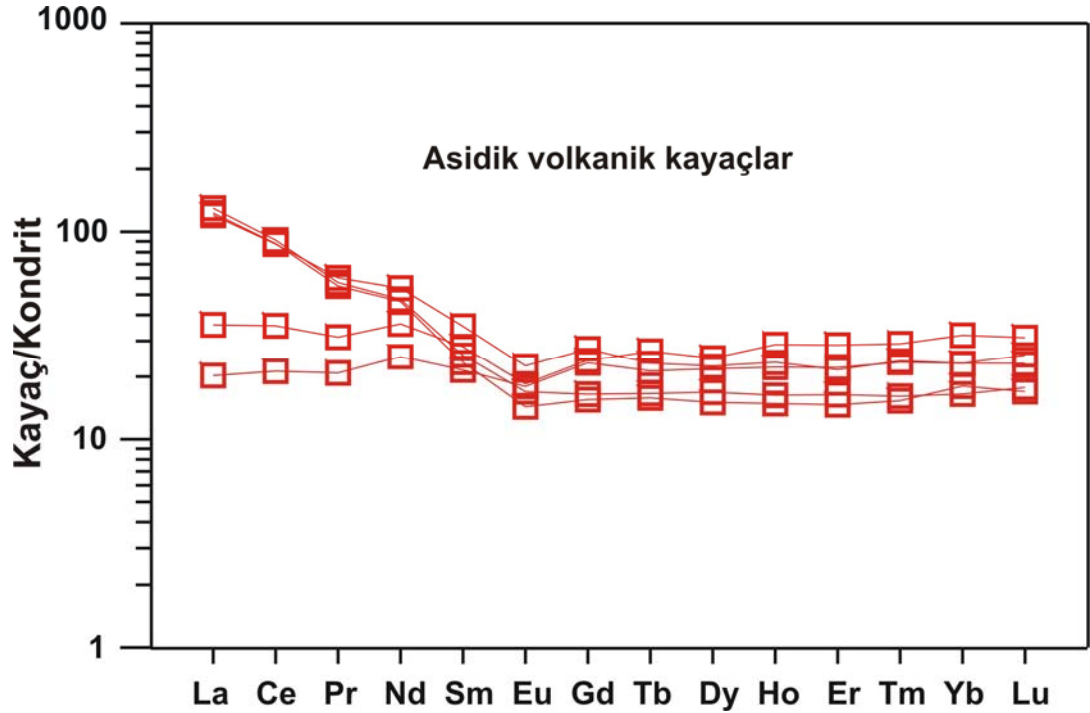
Kömürhan ofiyolitinde gözlenen bazik-ortaç volkanik kayaların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.16'da gösterilmektedir.

Bazik-ortaç volkanik kayaların bir kısmının nadir toprak element dağılımı yatay veya yataya yakın $[(La/Yb)_N=1.65-0.75]$ bir şekil sunarken bir kısmının ise hafif nadir toprak elementleri (LREE) açısından ağır nadir toprak elementlerine (HREE) göre zenginleşme $[(La/Yb)_N=4.96-4.36]$ gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.16). Ayrıca Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç volkanik kayalarda oldukça hafif negatif Eu anomalisi gözlenmektedir (Şekil 4.16).

Kömürhan ofiyolitine ait asidik volkanik kayalarda bazik-ortaç volkaniklerle benzer nadir toprak elementleri (REE) dağılımları sunmakta olup bir grup yatay veya yataya yakın $[(La/Yb)_N=1.12-0.87]$ dağılım gösterirken diğer grup hafif nadir toprak elementlerince (LREE) zenginleşme $[(La/Yb)_N=7.89-5.18]$ sunmaktadır (Şekil 4.17). Ayrıca asidik volkanik kayalarda hafif Eu negatif anomalisi dikkat çekmektedir (Şekil 4.17). Volkanik kayalarda gözlenen bu negatif Eu anomalisi feldispat fraksiyonlanmasının veya kaynak materyalinin fraksiyonel kristallenmesi sonucu kaynak bünyesinde feldispat alıkonulmasının bir sonucudur (Rollinson, 1993).



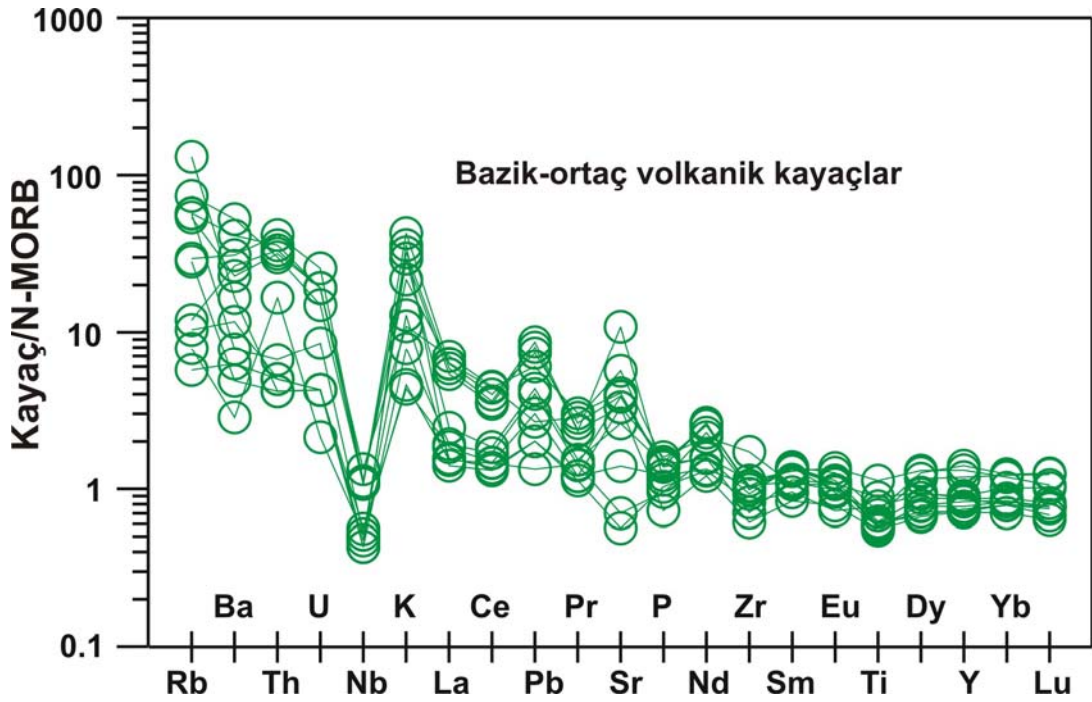
Şekil 4.16. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen bazik-ortaç volkanik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)



Şekil 4.17. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen asidik volkanik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Gerek bazik-ortaç volkanik kayaçlarda ve gerekse asidik volkanik kayaçlarda gözleendiği gibi yataya yakın veya hafif nadir toprak elementleri açısından zenginleşme gösteren volkanik kayaçlar tipik olarak ensimatik ada-yayı (Jakes ve Gill, 1970) ve Doğu Akdenizdeki okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan (Suprasubduction zone) ofiyolitlerde görülmektedir (Desmons ve ark., 1980; Searle ve ark., 1980; Alabaster ve ark., 1982; Pearce ve ark., 1984a; Parlak, 1996; Yalınz ve ark., 1996, 2000; Parlak ve ark., 2000, 2002b,c, 2004; Al-Riyami ve ark., 2002).

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen bazik-ortaç volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.18'de verilmektedir.

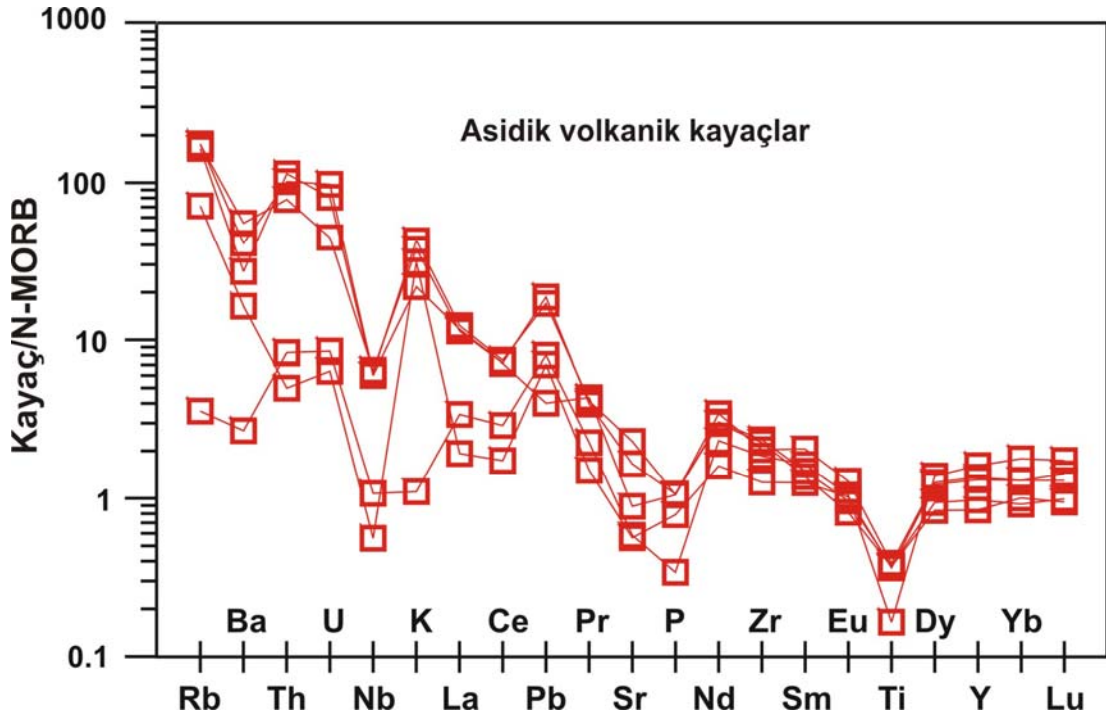


Şekil 4.18. Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Bazik-ortaç volkanik kayaçların yüksek iyon yarıçaplı (LIL) elementler (Rb, Ba, K, Th)'deki zenginleşme haricinde genel olarak kalıcılığı yüksek elementlerce (HFS) yataya yakın bir dağılım sundukları ve N-MORB'a benzedikleri görülmektedir (Şekil 4.18). Bununla beraber bazik-ortaç volkanik kayaçların Nb elementi bakımından da negatif bir anomali sundukları görülmektedir (Şekil 4.18). Nb elementi bakımından fakirleşme okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan

ofiyolitlerin temel özelliklerinden biri olup bu fakirleşme Nb'un dalan okyanusal kabuğun kısmi ergimesi esnasında Ti içeren minerallerce (ilmenit, sfen) tutulmasıdır (McCulloch ve Gamble, 1991).

Kömürhan ofiyolitine ait asidik volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.19'da verilmektedir. Asidik volkanik kayaçların yüksek iyon yarıçaplı (LIL) elementler (Rb, Ba, Th, K)'deki zenginleşme dışında kalıcılığı yüksek elementlerce (HFS) hemen hemen yataya yakın bir dağılım sundukları izlenmektedir (Şekil 4.19). Asidik volkanik kayaçlar bu özelliklerinin dışında Nb ve Ti elementlerince negatif bir anomali sunmaktadırlar (Şekil 4.19).



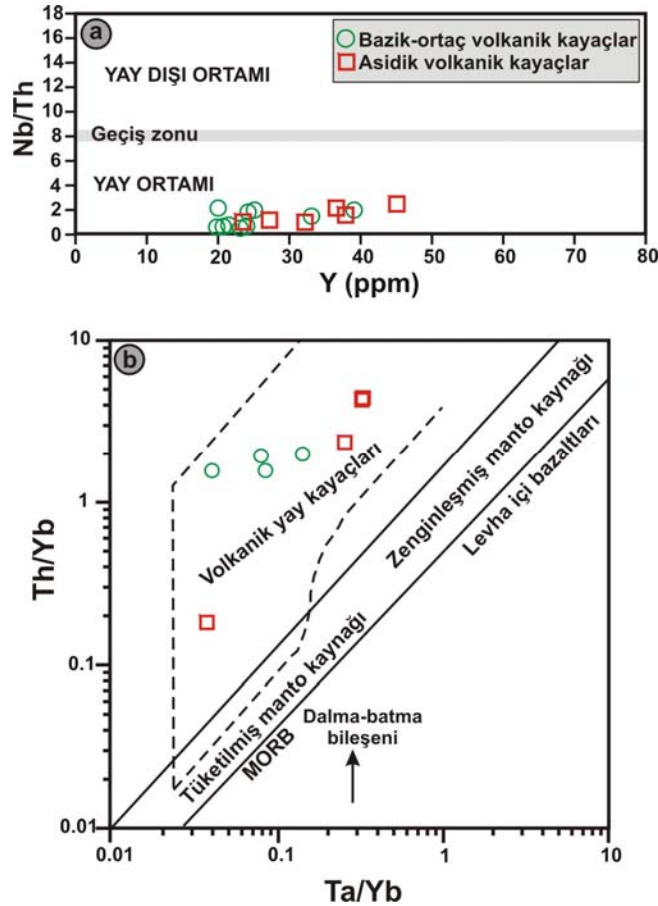
Şekil 4.19. Kömürhan ofiyolitine ait asidik volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Th elementinde [hafif nadir toprak elementler (LREE) ile birlikte] zenginleşme ve Nb-Ta elementlerince tüketilme dalma-batmayla ilişkili volkanik kayaçların genel özelliklerindedir (Wood ve ark., 1979; Pearce 1983; Arculus ve Powel, 1986; McCulloch ve Gamble, 1991; Yogodzinski ve ark., 1993; Wallin ve Metcalf, 1998). Kömürhan ofiyolitindeki volkanik kayaçların Th elementince zenginleşme, Nb elementince tüketilme sunması volkanik kayaçların dalma-batmayla

ilişkili bir tektonik ortamda oluştuklarını işaret etmektedir.

Yüksek iyon yarıçaplı (LIL) elementlerdeki (Rb, Ba, Th, K) zenginleşme dalan levhadan ayrılan elementlerin manto kamasına katılması ve kısmi ergime olayları sırasında zenginleşmeye neden olmaları ile açıklanmaktadır. Nb ve Ta gibi kalıcılığı yüksek elementler (HFS) ise dalan levhada kalmakta ve manto kamasına katılmamaktadır (Perfit ve ark., 1980; Pearce, 1982; Arculus ve Powel, 1986; Yogodzinski ve ark., 1993; Wallin ve Metcalf, 1998). Bu nedenle Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayalarda görülen negatif Nb anomalisinin direk olarak onu oluşturan magmanın birincil özelliği olduğu düşünülmektedir.

Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların Y içeriklerinin Nb/Th oranına göre değişimi ve Ta/Yb oranının Th/Y oranına göre değişim diyagramları Şekil 4.20a ve b'de verilmektedir.

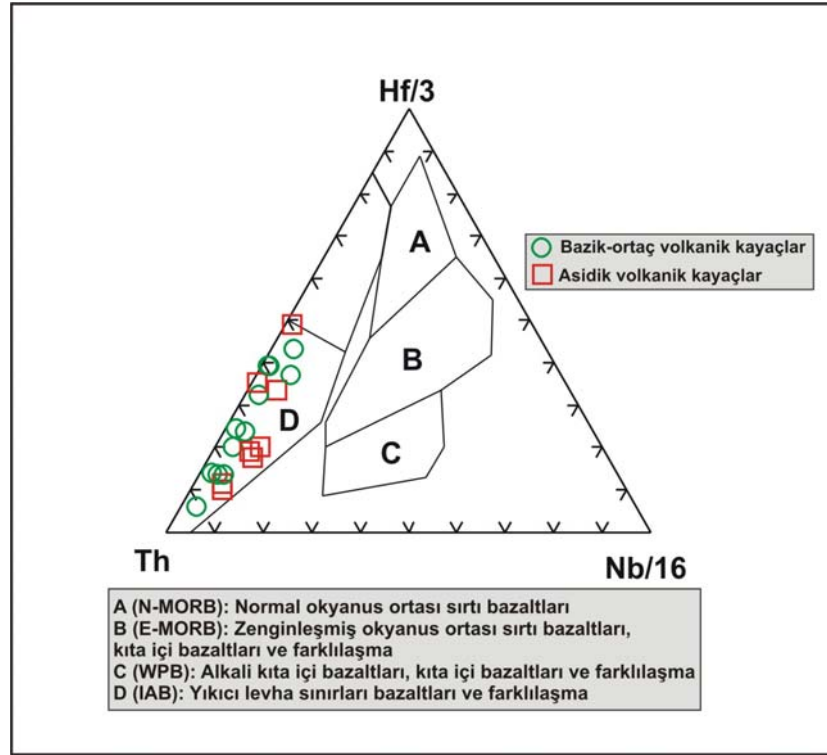


Şekil 4.20. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların a) Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı (Jenner ve ark. 1991) b) Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce, 1982)

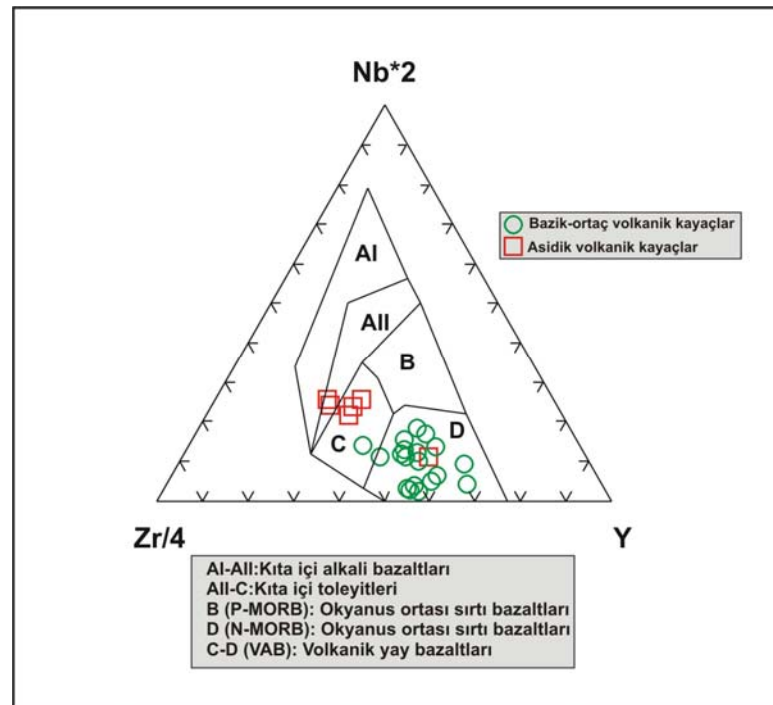
Jenner ve ark, (1991) tarafından geliştirilen Nb/Th-Y diyagramı yay ortamı ile yay dışı ortamını birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.20a). Bu diyagram Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu açıkça göstermektedir (Şekil 4.20a). Pearce 1982 tarafından geliştirilen Th/Yb oranının Ta/Yb oranına göre değişimini gösteren diyagram tüketilmiş manto (MORB) ve zenginleşmiş mantoyu (levha içi) birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.20b). Şekildeki okun gösterdiği gibi dalan levhadan ayrılan uçucular ve sıvılar gibi dalma-batma bileşenlerinin eklenmesiyle manto kaynağında Th/Yb oranında bir artış meydana gelmektedir (Şekil 4.20b). Bu diyagramda da Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayalar volkanik yay alanına düşmekte olup Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaların okyanus içi dalma-batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 4.20b).

Wood (1980) tarafından geliştirilen Th-Ta-(Nb)-Hf üçgen diyagramı adayı (volcanic arc) ortamında oluşan volkanik kayaları okyanus ortası sırta (MORB) ve kıta içi (Within Plate) tektonik ortamında oluşan volkanik kayalardan ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.21). İnceleme alanında gözlenen Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaların tamamı adayı toleyitleri tektonik ortamına düşmekte olup bu durumda Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 4.21).

Meschede (1986) tarafından geliştirilen Nb-Zr-Y uç bileşenlerinden oluşan üçgen diyagram adayı bazaltlarını (VAB) kıta içi bazaltları (WPB) ve okyanus ortası sırtı bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriğine sahip olması ile ayırmaktadır (Şekil 4.22). Kömürhan ofiyolitine ait bazik-ortaç ve asidik volkanik kayaların hemen hemen tamamının adayı tektonik ortamında oluştuğu gözlenmekte olup buda Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluştuğunu işaret etmektedir (Şekil 4.22).



Şekil 4.21. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Wood, 1980)



Şekil 4.22. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaların Nb-Zr-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Meschede, 1986)

4.2.1.2. Levha Daykları ve İzotrop Gabrolar

4.2.1.2.(1). Ana- İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait ana ve iz element içerikleri Ek 4.2’te nadir toprak elementleri (REE) içerikleri Ek 4.4’te, izotrop gabrolara ait kayaçların ana ve iz element içerikleri ise Ek 4.3’te verilmektedir.

Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait en yüksek ve en düşük ana element oksit içerikleri Çizelge 4.4’te verilmektedir.

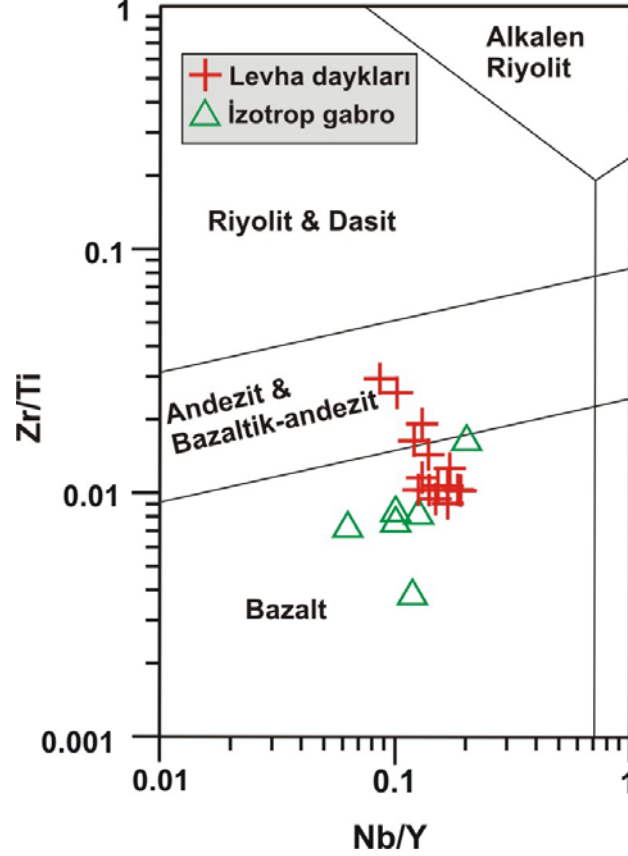
Çizelge 4.4. Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların ana element oksit içerikleri

Ana elementler	Levha daykları	İzotrop gabrolar
SiO ₂	% 58.63-48.78	% 48.00-60.83
TiO ₂	% 2.69-1.20	% 0.20-0.81
Al ₂ O ₃	% 15.17-13.61	% 14.81-18.39
FeO*	% 7.32-14.53	% 4.51-8.91
MnO	% 0.03-0.24	% 0.10-0.17
MgO	% 2.84-7.49	% 5.54-10.44
CaO	% 4.52-9.82	% 8.72-15.59
Na ₂ O	% 3.42-6.21	% 1.18-2.42
K ₂ O	% 0.06-0.34	% 0.04-0.86
P ₂ O ₅	% 0.09-0.38	% 0.01-0.03
AK	% 0.86-2.41	% 0.82-3.21

Ateşte kayıp (AK) değerlerinin levha dayklarına ait kayaçlarda % 2.41’e, izotrop gabrolarda ise % 3.21’e ulaşması ve her iki kayaç grubunda yapılan petrografik determinasyon çalışmaları neticesinde epidot, klorit ve kalsit gibi minerallerin gözlenmesinden de anlaşılacağı üzere bu grup kayaçlar değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyona maruz kalmışlardır (Çizelge 4.4).

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçlar Pearce (1996) tarafından geliştirilen Zr/Ti ile Nb/Y oranlarının korele edildiği kaya sınıflama diyagramında değerlendirilmiş ve levha dayklarına ait

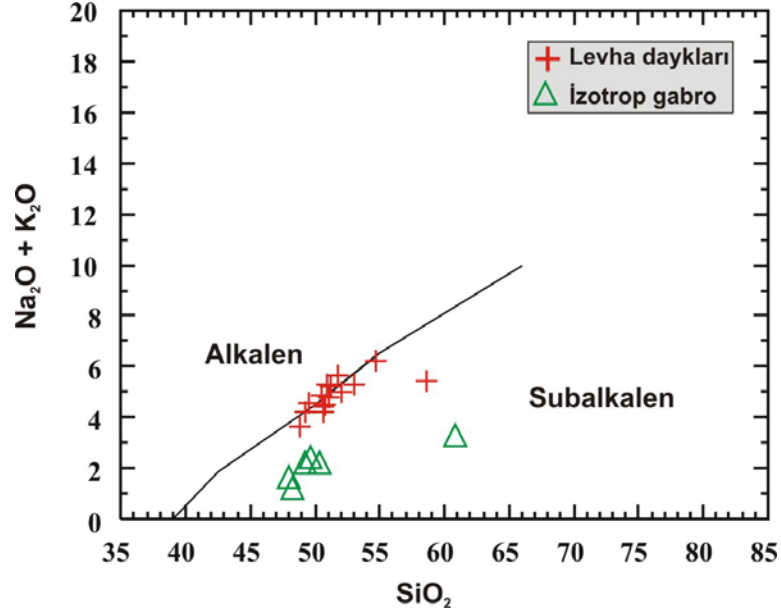
kayaçlar diyabaz, mikrodiyorit ve kuvarşlı mikrodiyoritlerle; izotrop gabrolara ait kayaçlar ise diyorit, gabro ve kuvarşlı diyoritlerle temsil edilmektedirler (Şekil 4.23).



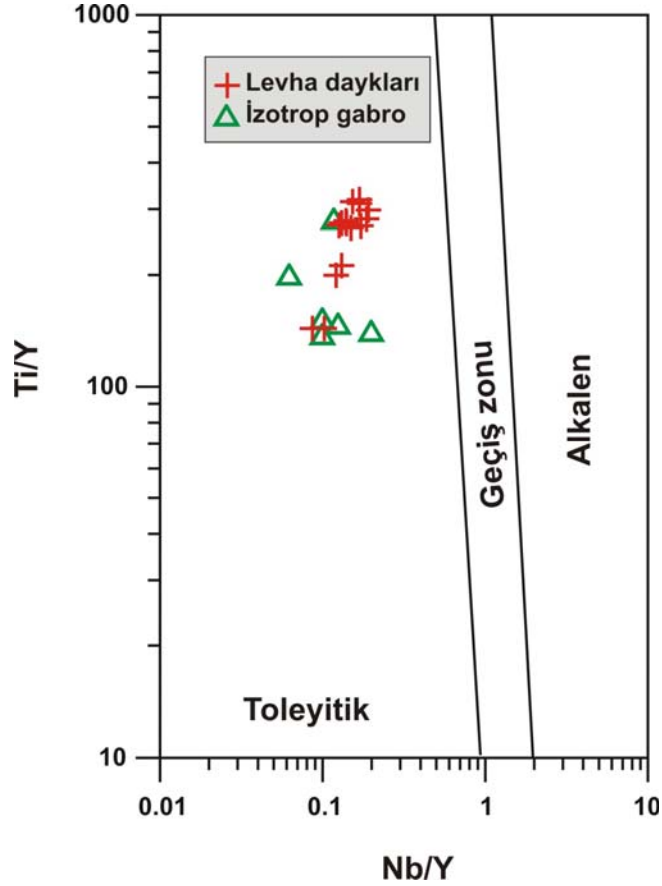
Şekil 4.23. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre sınıflandırma diyagramı (Pearce, 1996)

Bu kayaçların Irvine ve Baragar (1971) tarafından geliştirilen ve $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ içeriğinin SiO_2 içeriği ile korelasyonuna dayanan toplam alkaliler-silika (TAS) diyagramında ise levha dayklarına ait kayaçların birkaçı hariç büyük bir çoğunluğunun, izotrop gabroların ise tamamının subalkalen karakterde olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.24).

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarının Nb/Y oranları 0.09-0.19 arasında, izotrop gabroların ise 0.06-0.2 arasında değişmekte olup her iki birimden derlenen örneklerin tamamı Winchester ve Floyd, 1977 tarafından geliştirilen Nb/Y oranının Ti/Y oranına göre değişiminin incelendiği diyagramda toleyitik kayaç alanına düşmektedirler (Şekil 4.25).

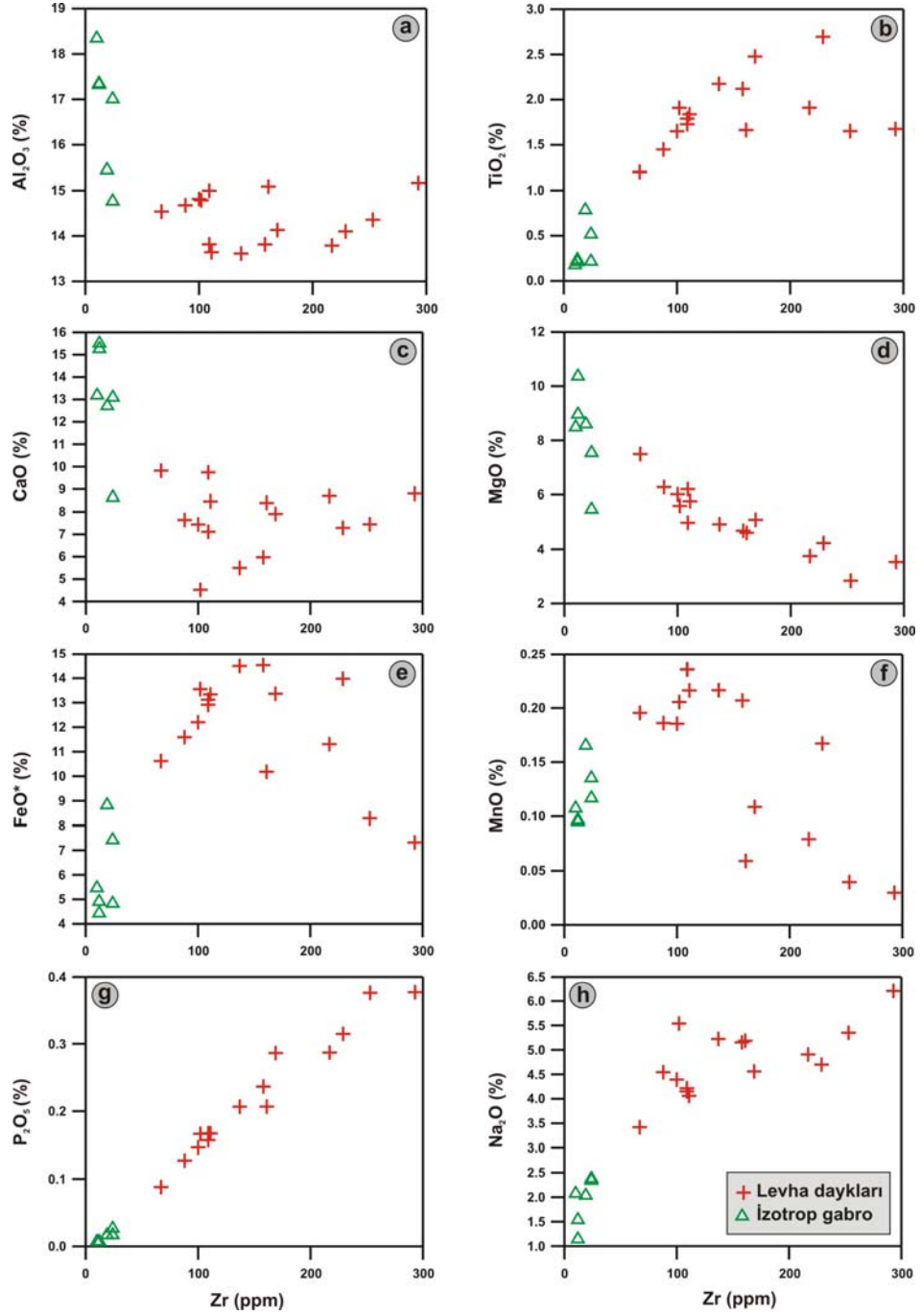


Şekil 4.24. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların toplam alkali-silika (TAS) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971)



Şekil 4.25. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977)

İnceleme alanında yüzeyleyen levha daykları ve izotrop gabroların ana element oksit içeriklerinin Zr içeriğine göre değişimini gösteren Harker (1909) diyagramı Şekil 4.26'da verilmektedir.



Şekil 4.26. Kömürhan ofiyolitindeki levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların ana element oksitlerinin Zr içeriğine göre değişim diyagramı (Harker, 1909)

Bu diyagram incelendiğinde artan Zr içeriklerine karşılık Al_2O_3 , CaO, MgO değerlerinde izotrop gabrolardan levha dayklarına doğru negatif bir korelasyon (Şekil 4.26a,c,d), TiO_2 , FeO ve MnO içeriklerinde önce pozitif, evrimleşmiş kesimlerinde ise negatif (Şekil 4.26b,e,f), P_2O_5 ve Na_2O içeriklerinde ise genel olarak lineer bir pozitif trend izlenmektedir (Şekil 4.26g,h).

Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabroların artan Zr içeriklerine karşılık Al_2O_3 , CaO ve MgO içeriklerindeki negatif korelasyon sırasıyla alüminyum silikatları, kalsik plajiyoklaslar ve klinopiroksen fraksiyonlaşması ile izah edilebilir. TiO_2 , FeO* ve MnO içeriklerinde özellikle levha dayklarına ait örneklerde evrimleşmiş kesimlerinde ani düşüş ise demir-titan ve mangan oksitlerinin fraksiyonlaşması ile açıklanabilir. P_2O_5 ve Na_2O içeriklerinde izlenen genel lineer artış ise yine fraksiyonel kristallenme süreçleri ile izah edilebilir (Temel, 2001).

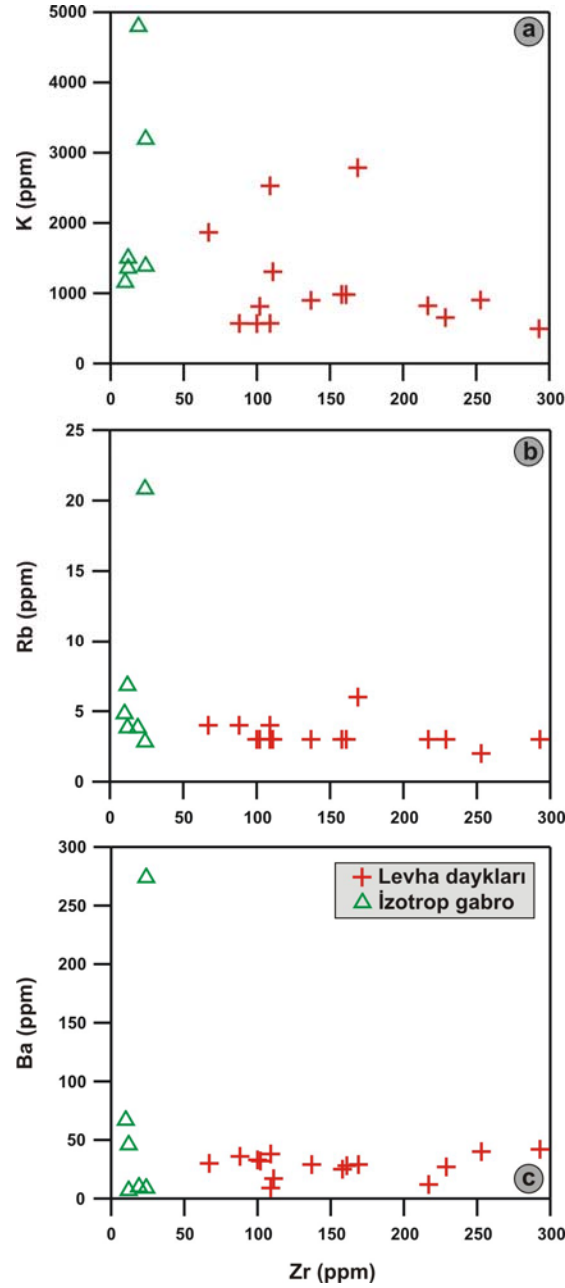
Bu özelliklere dayanarak Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabroların fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak aynı magmadan itibaren oluştukları söylenebilir.

Alterasyona karşı dirençli olan Zr elementinin K gibi bazı ana ve Rb, Ba gibi iz elementlere karşı değişimine bakıldığı zaman, artan Zr değerine karşılık K, Rb ve Ba elementlerinin artma veya azalma şeklinde belirli bir sistematik yönelim sunmadığı ve oldukça düzensiz bir korelasyon sundukları izlenmektedir (Şekil 4.27).

Zr ve Y magma evrimleşmesi sırasında birbirleriyle benzer jeokimyasal davranış sunmaktadırlar ve uyumsuz (incompatible) elementler olarak tanımlanmaktadırlar (Pearce ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979). Magma kristallenmesi esnasında kristalleşen gereçlerin magmadan ayrılması ile anılan bu elementler artık sıvı içerisinde yoğunlaşmaktadırlar bu olay nedeniyle her iki elementte birbirleriyle korele edildikleri zaman pozitif bir trend içerisinde oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.28a).

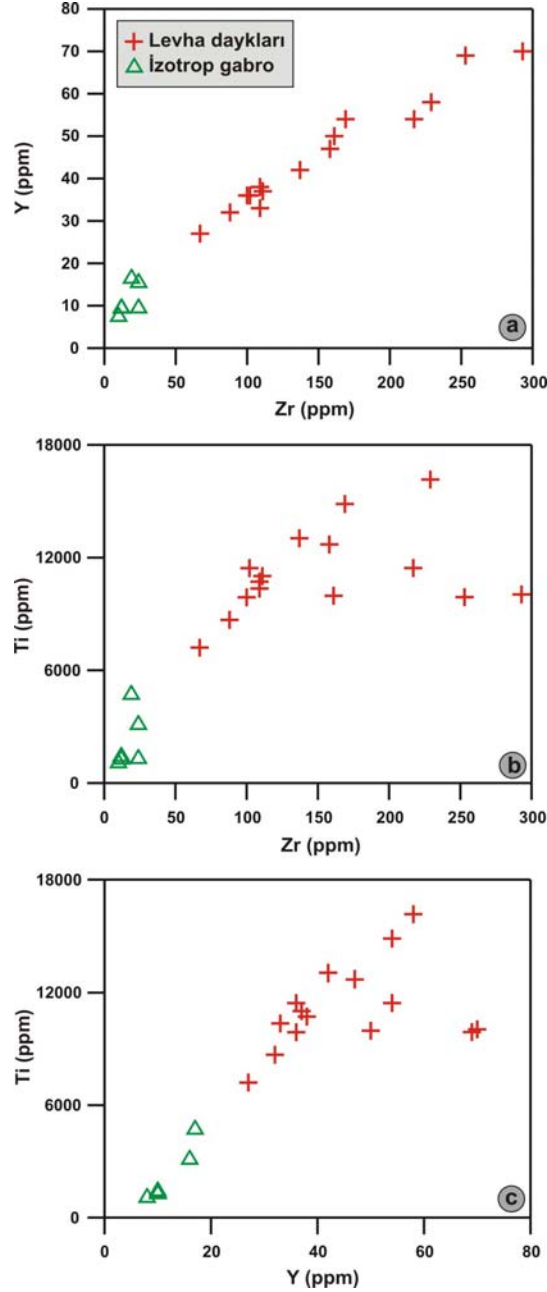
Pearce ve Norry (1979) ada yayı sistemlerinde toleyitik fraksiyonlanma trendinin olivin-klinopiroksen ve plajiyoklas kristallenmesi ile karakterize edildiğini ve Zr-Y elementlerinin tüm seri boyunca pozitif bir korelasyon sergileyeceklerini belirtmişlerdir (Parlak ve ark, 2002c).

Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Ti içeriklerinin Zr ve Y içeriğine göre değişimini gösteren diyagram (Şekil 4.28b,c) incelendiği zaman artan Zr ve Y içeriklerine karşılık Ti içeriğinin izotrop gabrolarda artış gösterdiği levha dayklarında ise evrimleşmemiş bölümlerde bu lineer artışın sürdüğü, evrimleşmiş bölümlerinde ise ani bir düşüş olduğu izlenmektedir.



Şekil 4.27. Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları

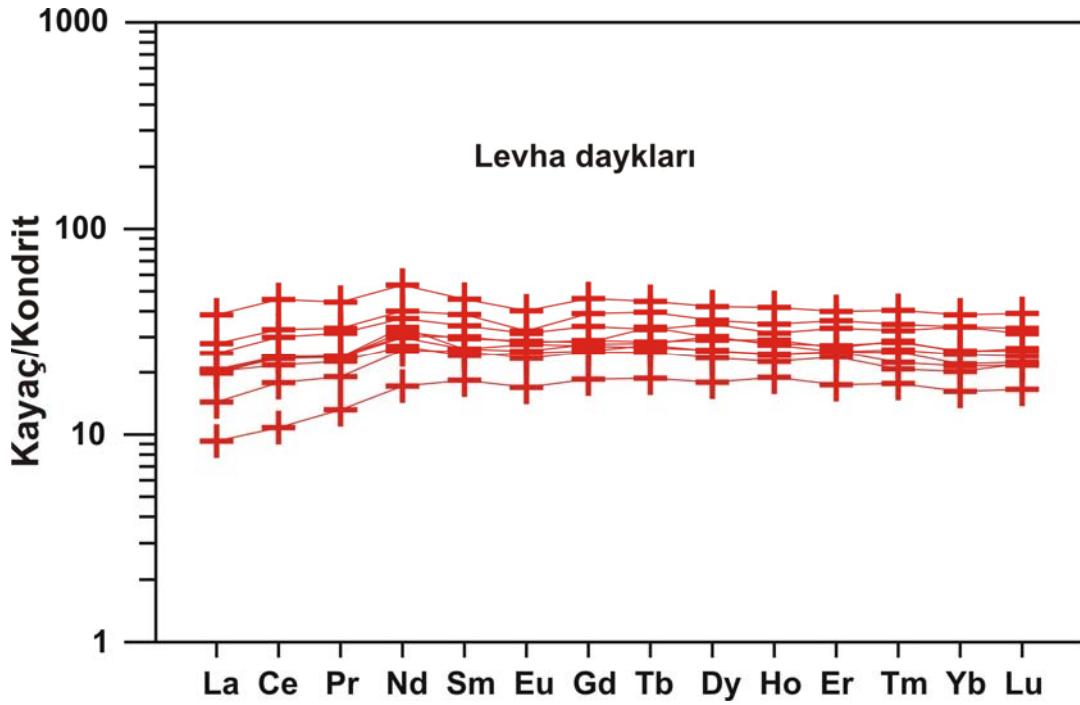
Bu durumun da magmanın kristalleşme süreçleri içerisinde evrimleşmesini tamamlama aşamasında manyetit ve ilmenit gibi minerallerin kristalleşmesinin bir sonucu olduğu düşünülmektedir. Bu minerallerin kristalleşmesi magma evriminin son aşamalarında Ti/Zr ve Ti/Y oranında bir düşüşe neden olmaktadır (Winchester ve Floyd, 1977; Pearce ve Norry, 1979; Parlak ve ark 2002c'den).



Şekil 4.28. Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayalarda alterasyona karşı dirençli olan bazı ana ve iz elementlerin değişim diyagramı

Levha dayklarına ait kayaçların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.29'da gösterilmektedir.

Levha daykları genellikle yatay $[(La/Yb)_N=0.96-0.57]$ olmak üzere hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından oldukça az tüketilme sunmaktadırlar. Levha dayklarının kondrite göre zenginleşmeleri 10X ile 30X arasında değişmektedir (Şekil 4.29).



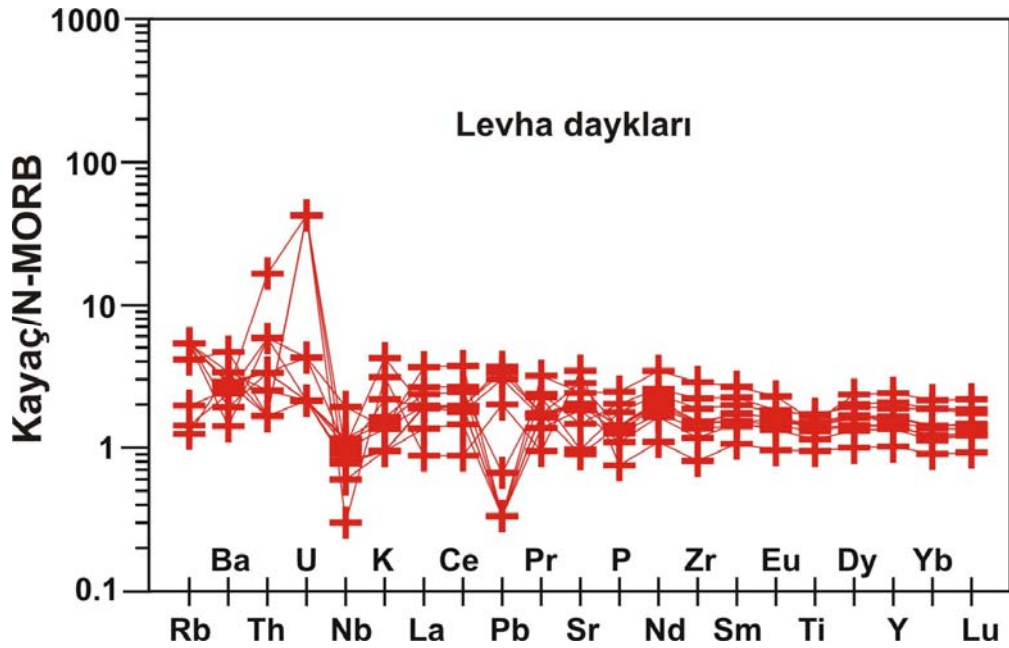
Şekil 4.29. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.30'da verilmektedir. Levha dayklarına ait kayaçların yüksek iyon yarıçaplı (LIL) elementler (Rb, Ba, Th, K)'deki zenginleşme dışında kalıcılığı yüksek elementlerce (HFS) hemen hemen yataya yakın bir dağılım sundukları ve N-MORB'a benzedikleri görülmektedir (Şekil 4.30). Levha dayklarına ait kayaçlar bu özelliklerinin dışında Nb elementince negatif bir anomali sunmaktadırlar (Şekil 4.30)

Th elementinde [hafif nadir toprak elementler (LREE) ile birlikte] zenginleşme ve Nb-Ta elementlerince tüketilme dalma-batmayla ilişkili volkanik

kayaçların genel özelliklerindedir (Wood ve ark. 1979; Pearce 1983; Arculus ve Powel 1986; Yogodzinski ve ark. 1993; Wallin ve Metcalf 1998). Kömürhan ofiyolitindeki levha dayklarına ait kayaçların Th elementince zenginleşme, Nb elementince tüketilme sunması bu kayaçların dalma-batmayla ilişkili bir tektonik ortamda oluştuklarını işaret etmektedir.

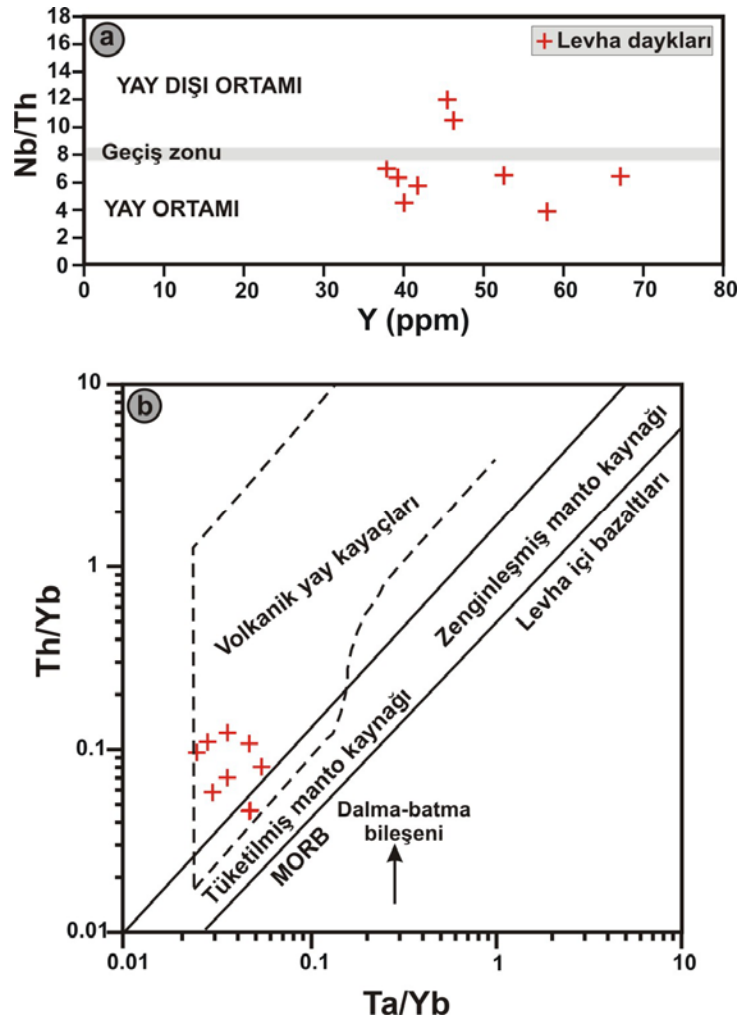
Yüksek iyon yarıçaplı (LIL) elementlerdeki (Rb, Ba, Th, K) zenginleşme dalan levhadan ayrılan elementlerin manto kamasına katılması ve kısmi ergime olayları sırasında zenginleşmeye neden olmaları ile açıklanmaktadır. Nb ve Ta gibi kalıcılığı yüksek elementler (HFS) ise dalan levhada kalmakta ve manto kamasına katılmamaktadır (Perfit ve ark., 1980; Pearce, 1982; Arculus ve Powel, 1986; Yogodzinski ve ark., 1993; Wallin ve Metcalf, 1998). Bu nedenle Kömürhan ofiyolitine ait volkanik kayaçlarda görülen negatif Nb anomalisinin direk olarak onu oluşturan magmanın birincil özelliği olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.30. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Jenner ve ark., (1991) tarafından geliştirilen Y-Nb/Th diyagramı yay ortamı ile yay dışı ortamını birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.31a). Bu diyagram Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaçların dalma-batma zonu üzerinde

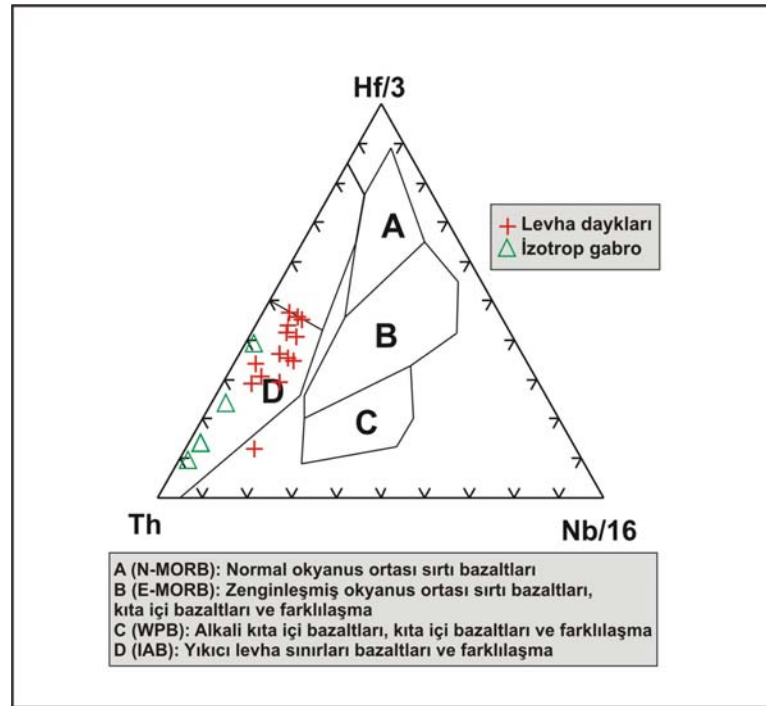
oluşturduğunu açıkça göstermektedir. Pearce 1982 tarafından geliştirilen Th/Yb oranının Ta/Yb oranına göre değişimini gösteren diyagram tüketilmiş manto (MORB) ve zenginleşmiş mantoyu (levha içi) birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.31b). Şekildeki okun gösterdiği gibi dalan levhadan ayrılan uçucular ve sıvılar gibi dalma-batma bileşenlerinin eklenmesiyle manto kaynağında Th/Yb oranında bir artış meydana gelmektedir (Şekil 4.31b). Bu diyagramda Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayalar volkanik yay alanına düşmektedir.



Şekil 4.31. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha dayklarına ait kayaların (a) Nb/Thoranın Y içeriğine göre değişim diyagramı (Jenner ve ark. 1991) (b) Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce, 1982)

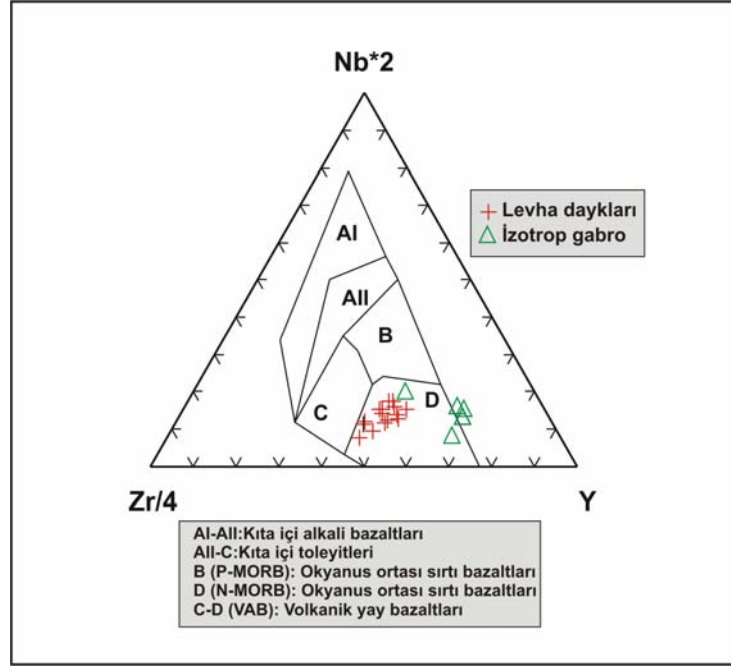
Wood, (1980) tarafından geliştirilen Th-Ta-(Nb)-Hf üçgen diyagramı adayayı (volcanic arc) ortamında oluşan volkanik kayaları okyanus ortası sırta (MORB) ve

kıta içi (Within Plate) tektonik ortamında oluşan volkanik kayalar ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.32). İnceleme alanında gözlenen Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayalardan levha dayklarından bir örnek hariç tamamı adayayı toleyitleri tektonik ortamına düşmekte olup bu durum da Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabroların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluştuğunu işaret etmektedir (Şekil 4.32).



Şekil 4.32. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaların Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Wood, 1980)

Meschede, (1986) tarafından geliştirilen Zr-Nb-Y üçgen diyagramı adayayı bazaltlarını (VAB) kıta içi bazaltları (WPB) ve okyanus ortası sırtı bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriğine sahip olması ile ayırmaktadır (Şekil 4.33). Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaların hemen hemen tamamının adayayı tektonik ortamında oluştuğu gözlenmekte olup bu durum da Kömürhan ofiyolitine ait levha daykları ve izotrop gabroların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluştuğunu işaret etmektedir (Şekil 4.33).



Şekil 4.33. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Zr-Nb-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Meschede, 1986)

4.2.1.3. Kümülatlar

4.2.1.3.(1). Ana-İz Element Jeokimyası

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ultramafik ve mafik kümülat kayaçların ana-iz ve nadir toprak elementleri analizleri Ek 4.3'te verilmektedir.

Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kayaç örneklerinin jeokimyasal analizlerinden elde edilen en yüksek ve en düşük ana element oksit içerikleri Çizelge 4.5'te verilmektedir.

Ateşte kayıp (AK) değerlerinin mafik kümülatlarda % 3.05'e, ultramafik kümülatlarda ise % 6.97'ye ulaşması özellikle ultramafik kayaçlarda serpantinleşme şeklinde alterasyonun varlığına işaret etmektedir. Ayrıca mafik kümülat kayaçların petrografik determinasyonlarından da anlaşılacağı üzere kayaçta ikincil süreçlerle gelişen düşük dereceli alterasyon meydana gelmiş ve bunun neticesinde de klorit, epidot gibi mineral parajenezinin kayaç bileşimine girmiş olmasına rağmen ateşte kayıp (AK) değerlerinin nispeten düşük olması bu kayaçların alterasyondan fazlaca

etkilenmediklerini göstermektedir.

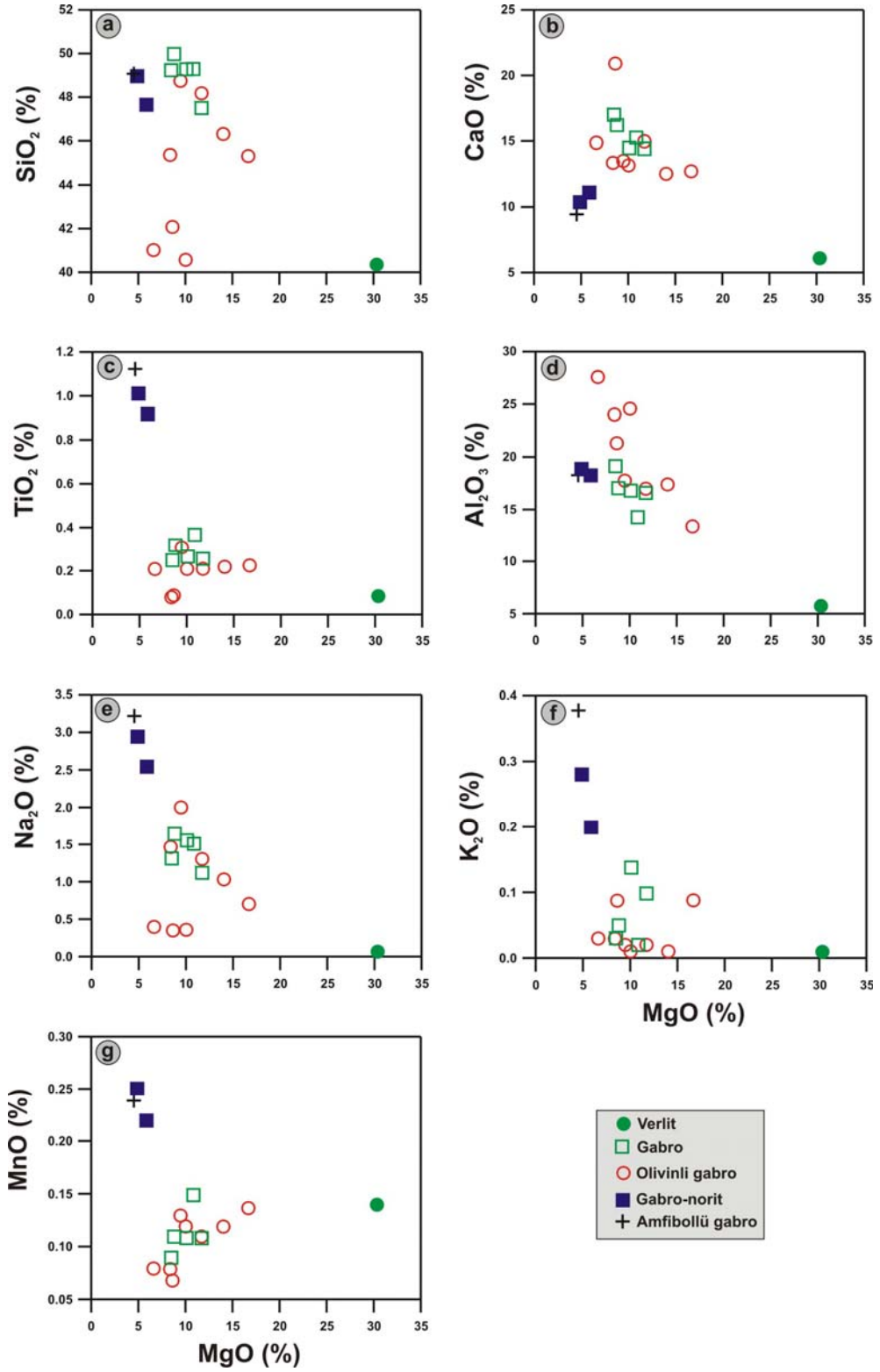
Çizelge 4.5. Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kümülat kayaçlarının ana element oksit içerikleri

Ana elementler	Mafik kümülatlar	Ultramafik kümülatlar
SiO ₂	% 40.57-49.87	% 40.35
TiO ₂	% 0.08-1.12	% 0.08
Al ₂ O ₃	% 13.39-27.57	% 5.73
FeO*	% 3.09-12.12	% 10.34
MnO	% 0.07-0.25	% 0.14
MgO	% 4.53-16.68	% 30.35
CaO	% 9.44-20.90	% 6.09
Na ₂ O	% 0.35-3.22	% 0.07
K ₂ O	% 0.01-0.38	% 0.01
P ₂ O ₅	% 0.01-0.29	% 0.02
AK	% 0.29-3.05	% 6.97

Kümülat kayaçlarda kimyasal farklılıklar kümülüs kristallerin magmanın soğuma süreçleri içerisinde sürekli olarak kristallenip interkümüülüs materyalden ayrılması ile denetlenmektedir. Bu durum da kümülat kayaçların taban kesimlerinde MgO bakımından zengin CaO ve Al₂O₃ bakımından fakir ultramafik kümülatların yer alması sonucunu doğurmaktadır (Çizelge 4.5, (Ek 4.3)).

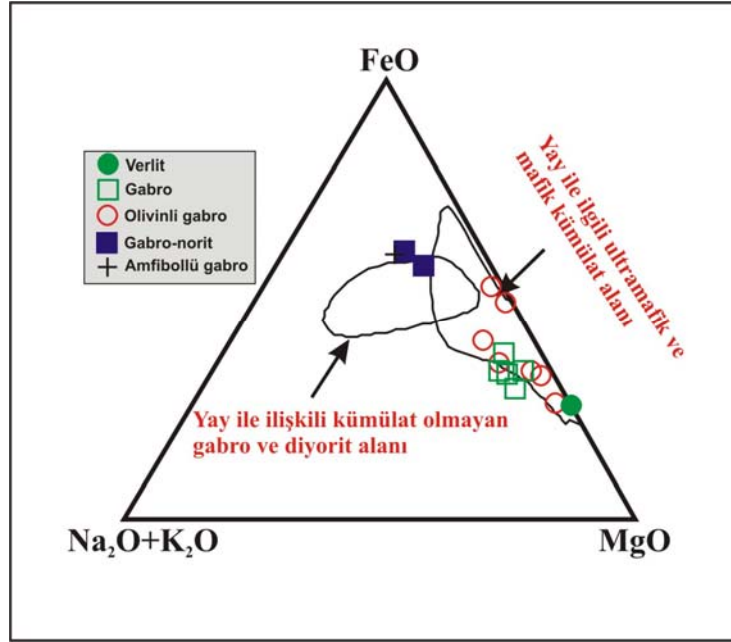
Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik ve ultramafik kümülat kayaçların ana element içeriklerinin MgO' e karşı değişiminin incelendiği Harker diyagramı Şekil 4.34'de verilmektedir.

SiO₂, TiO₂, CaO, Al₂O₃, Na₂O ve K₂O içeriklerinde genel olarak artan MgO'e göre mafik kümülat kayaçlardan ultramafik kümülatlara doğru negatif bir trend izlenmektedir (Şekil 4.34). MnO içeriğinde ise belirgin bir korelasyon izlenememesine rağmen diğer ana element oksitleriyle benzer şekilde genel olarak ultramafik kayaçlardan mafik kayaçlara doğru bir azalma sözkonusudur (Şekil 4.34). Ultramafik kümülatlardan mafik kümülat kayaçlara gidildikçe CaO ve Al₂O₃ içeriklerindeki artma kalsik plajiyoklaslar, piroksen ve olivin fraksiyonlanmasına bağlanabilir (Şekil 4.34b,d).



Şekil 4.34. Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kayaların ana element oksitlerinin MgO'ye göre değişim diyagramı (Harker, 1909)

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ultramafik ve mafik kümülatların ana elementlerine göre çizilen AFM diyagramında (Beard, 1986) ultramafik kümülatlardan mafik kümülatlara doğru MgO içeriğinde azalma ve FeO* içeriğinde ise zenginleşme göze çarpmakta olup her iki kaya grubuna ait örnekler okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan kümülat kayalarla yakın benzerlikler sunmaktadır (Şekil 4.35).

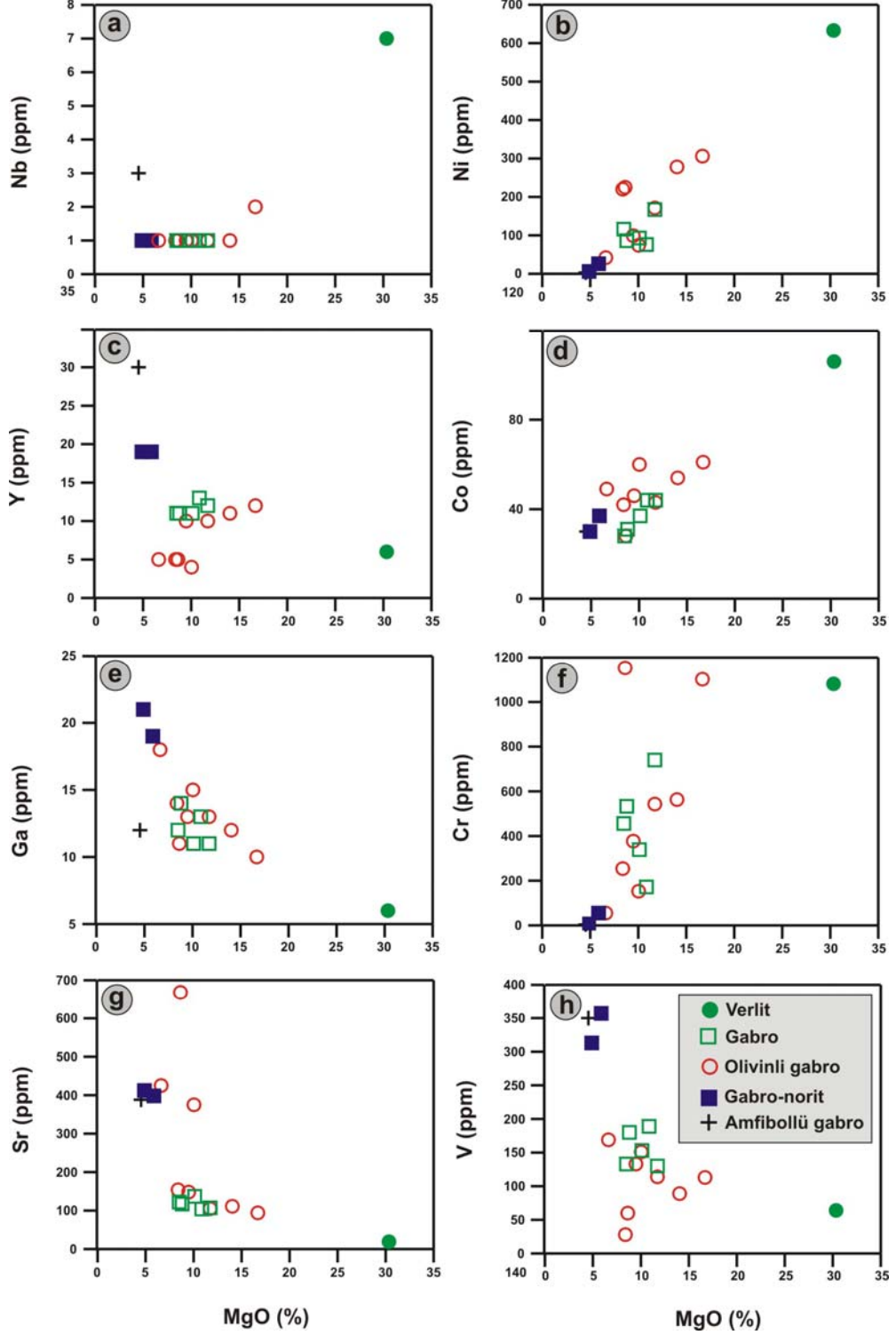


Şekil 4.35. Kömürhan ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kümülatların AFM diyagramı (Beard, 1986)

İnceleme alanında yüzeyleyen mafik ve ultramafik kümülatlara ait kayaların MgO'e karşı bazı iz elementlerinin değişimini gösteren diyagram Şekil 4.36'da verilmektedir.

Genel olarak bakıldığında Nb, Ni, Co ve Cr içeriklerinde artan MgO içeriğine göre bir artma (Şekil 4.36a,b,d,f); Y, Ga, Sr ve V oranlarında bir azalma görülmektedir (Şekil 4.36c,e,g,h). Bu şekilde artan MgO içeriklerine karşı lineer bir artma veya azalma trendi fraksiyonel kristalleşme ile açıklanabilir. Ni, Co, ve Cr içeriklerinin genel olarak ultramafik kümülatlarda mafik kümülatlara nazaran daha yüksek olması olivin, spinel ve klinopiroksen fraksiyonlanmasına işaret etmektedir (Şekil 4.36b,d,f). V elementinin ise mafik kümülatlarda ultramafik kümülatlara nazaran daha fazla olması bu elementin magma kristallenmesi safhasında

klinopiroksenler tarafından tutulmasının bir sonucudur (Ross ve ark, 1954; Barisenko, 1967; Ballantyne, 1992) (Şekil 4.36h).



Şekil 4.36. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik ve ultramafik kümülatlara ait bazı iz element içeriklerinin MgO içeriğine karşı değişim diyagramı

Şekil 4.36g'de de açıkça görüldüğü üzere artan MgO içeriklerine karşı mafik kümülatlardan ultramafik kümülatlara doğru Sr içeriğinde bir azalma trendinin varlığı kümülatlardaki plajiyoklas içeriğinden kaynaklanmaktadır (Grove ve Baker, 1984; Beard, 1986; Bağcı, 2004'ten).

Ayrıca kümülat kayaçların Nb, Zr ve Y gibi kalıcılığı yüksek (incompatible) element konsantrasyonları açısından fakir olmaları, bu elementlerin magma kristalleşmesi esnasında kalıntı sıvıda kalmayı tercih ettikleri bilindiğinden (Pearce ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979) kümülat kayaçlarda interkümümlüs materyalin kümülüs kristallerden daha az miktarda olduğu sonucunu işaret etmektedir (Şekil 4.36a,c,g).

4.2.1.3.(2). Mineral Kimyası

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik kümülat kayaçlardan 4 numunede olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, plajiyoklas ve amfibol mineralleri üzerinde toplam 173 noktanın analizi yapılmıştır (Ek 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10).

4.2.1.3.(2).(a). Olivin

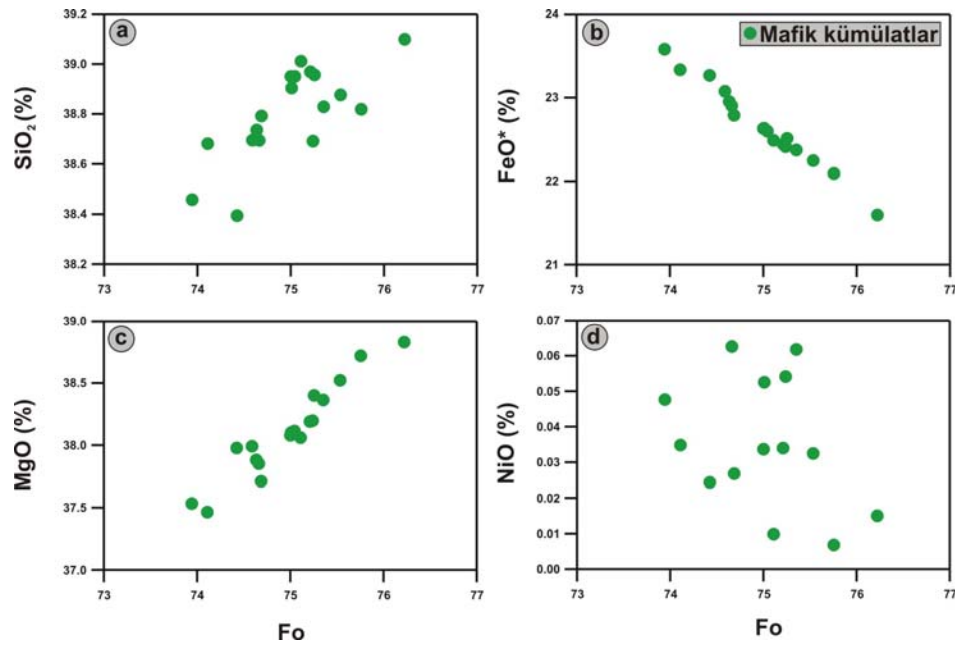
Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen olivinlerin mineral kimyası analizleri Ek 4.5'de verilmektedir.

Mafik kümülat kayaçlarda gözlenen olivinler düşük SiO₂ (% 38.39-39.10), FeO (% 21.60-23.58), Cr₂O₃ (% 0-0.05), NiO (% 0-0.06), CaO (% 0.01-0.03) ve yüksek MgO (% 37.46-38.83) içeriği ile temsil edilmektedir (Ek 4.5). Olivinlerdeki Forsterit (Fo) içeriği % 73.94 ile % 76,22 arasında; Fayalit (Fa) içeriği ise % 23.78 ile % 26,06 arasında değişmektedir (Ek 4.5).

Bu kayaçlarda gözlenen olivin kristallerinin merkez kısımları ile kenar kısımları arasında belirgin bir zonlanma gözlenmemektedir.

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik kümülatlardaki olivinlerin forsterit (Fo) içeriklerinin ana elementlerine göre değişimini gösteren diyagram (Şekil 4.37) incelendiğinde SiO₂ ve MgO içerikleri artan MgO içeriğiyle beraber artış

göstermekte, FeO ve NiO içerikleri ise azalan bir trend sunmaktadırlar. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin ana oksitlerinde gözlenen bu lineer artış ve azalışlar ve kompozisyonlar arasında önemli bir boşluk bulunmaması aynı magmadan itibaren fraksiyonel kristalleşme ile oluştuklarına işaret etmektedir. FeO ve MgO içeriğindeki lineer trend ayrıca olivinlerin Fe ve Mg uç bileşenlerinden oluşan katı eriyik (solid-solution) şeklinde kristallenme süreçlerinin etkili olduğu izomorf dizi oluşturmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 4. 37).



Şekil 4.37. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin bazı ana element oksitlerinin MgO'ye göre değişim diyagramı

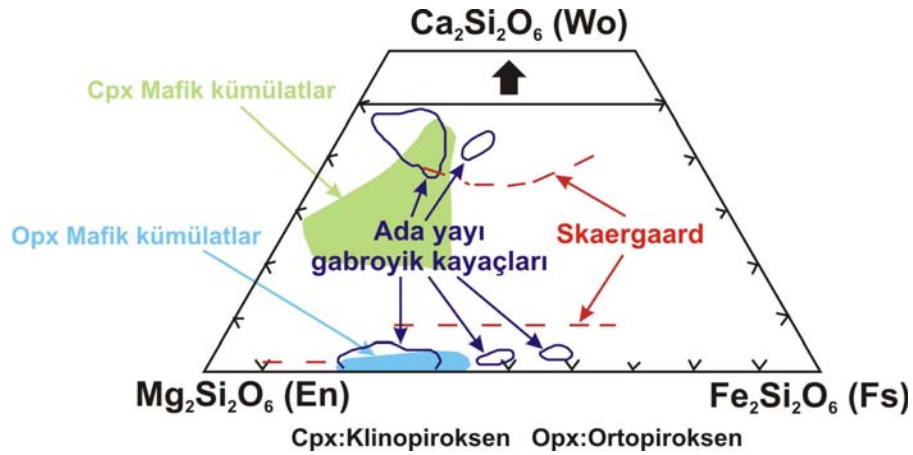
Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin yüksek Mg içeriğine sahip olmasından dolayı okyanus ortası sırtlarda oluşan okyanusal kümülatlardan (Hébert, 1982, 1985; Elthon, 1987) farklılıklar, bazı doğu Akdeniz ofiyolitleri [Mersin ofiyoliti (Parlak, 1996; Parlak ve ark., 1996), Pozantı-Karsantı ofiyoliti (Parlak ve ark., 2000,2002b), Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004; Bağcı ve ark., 2005), Antalya ofiyoliti (Bağcı, 2004)] ve dünyanın çeşitli bölgelerinde bulunan yay ortamında okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitler [Troodos ofiyoliti (Hebert ve Laurent, 1990), Tonsina Kompleksi (De Bari ve Coleman, 1989) Border Range ultramafik ve mafik kompleksi (Burns, 1985), Bay of Island ofiyoliti (Elthon ve ark., 1984)] ile de yakın benzerlikler sunmaktadır.

4.2.1.3.(2).(b). Klinopiroksen

İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlardaki klinopiroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçları Ek 4.6'da verilmektedir.

Bu klinopiroksenlerin SiO₂ içeriği % 51.90-60.46; TiO₂ içeriği % 0.01-0.43; Al₂O₃ içeriği % 0.07-2.14; MgO içeriği % 13.55-25.67; CaO içeriği % 10.52-21.73; MnO içeriği %0.08-0.70; Cr₂O₃ içeriği % 0-0.03 arasında değişmektedir (Ek 4.6). Klinopiroksenlerin Mg numarası [$Mg^{\#}=(100 \cdot Mg / (Mg + Fe))$] gabro-noritlerde 68-74, olivinli gabrolarda ise 90-95 arasında değişmektedir (Ek 4.6). Kümülüs klinopiroksenlerin Wollastonit (Wo), Enstatit (Ens) ve Ferrosillit (Frs) bileşenleri sırasıyla gabro-noritte Wo_{21.14-44.87}; Ens_{39.42-69.89}; Frs_{3.68.-27.34}; olivinli gabrolarda En_{69.5-69.9}Fs_{3.7-8.0}Wo_{22.2-26.8} arasında değişmektedir (Ek 4.6).

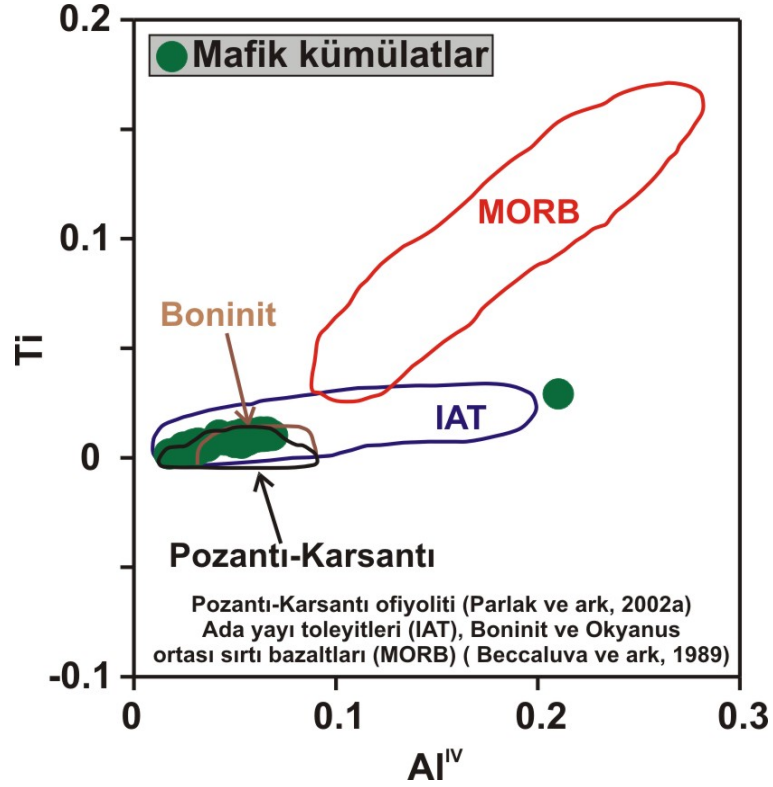
Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarında gözlenen klinopiroksenlerin Burns (1985) tarafından ortaya konulan Wo-En-Fs sınıflandırma diyagramına bakıldığı zaman klinopiroksenlerin adayayı gabroyik kayaçlarında gözlenen klinopiroksenlerle oldukça yakın benzerlikler sundukları ve diyopsit alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.38).



Şekil 4.38. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki konumları (Burns, 1985)

Beccaluva ve ark (1989) tarafından oluşturulan Al^{IV} elementinin Ti elementine göre değişiminin incelendiği diyagram okyanus ortası sırtında (MORB) ve Ada yayı toleyitik ortamında (IAT) oluşan ofiyolitik kayaçları birbirinden

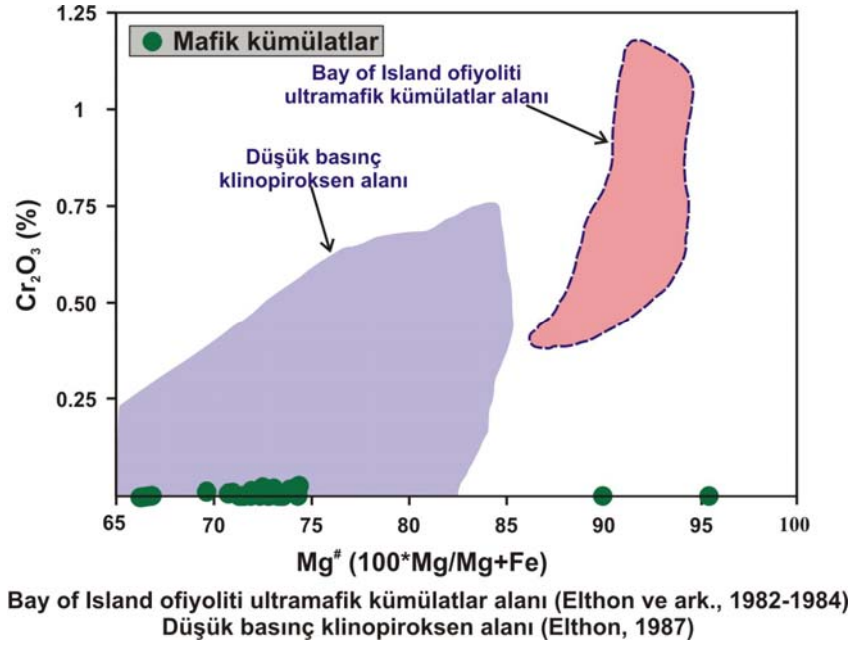
ayırmak için kullanılmaktadır (Şekil 4.39). Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarda gözlenen klinopiroksenlerin hemen hemen tamamının adayayı toleyitleri alanına düştükleri izlenmektedir (Şekil 4.39).



Şekil 4.39. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksenlerin Al^{IV} -Ti değişim diyagramı (Beccaluva ve ark., 1989)

Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin magnezyum numaralarının [$Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)$] Cr_2O_3 içeriği ile deneştirildiği basınç sınıflandırma diyagramında iki örnek hariç tüm örneklerin düşük basınç klinopiroksen alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.40). Klinopiroksen fraksiyonlanması sonucu mafik kümülatlarda Cr içeriğinin oldukça düşük seviyelerde olduğu izlenmektedir.

Elthon (1987) yüksek TiO_2 ve Cr_2O_3 içeriğine sahip klinopiroksenlerin aynı zamanda yüksek Al_2O_3 içeriğine sahip olduğunu ve bu durumun yüksek basınç klinopiroksenlerinde gözlendiğini ifade etmiştir.

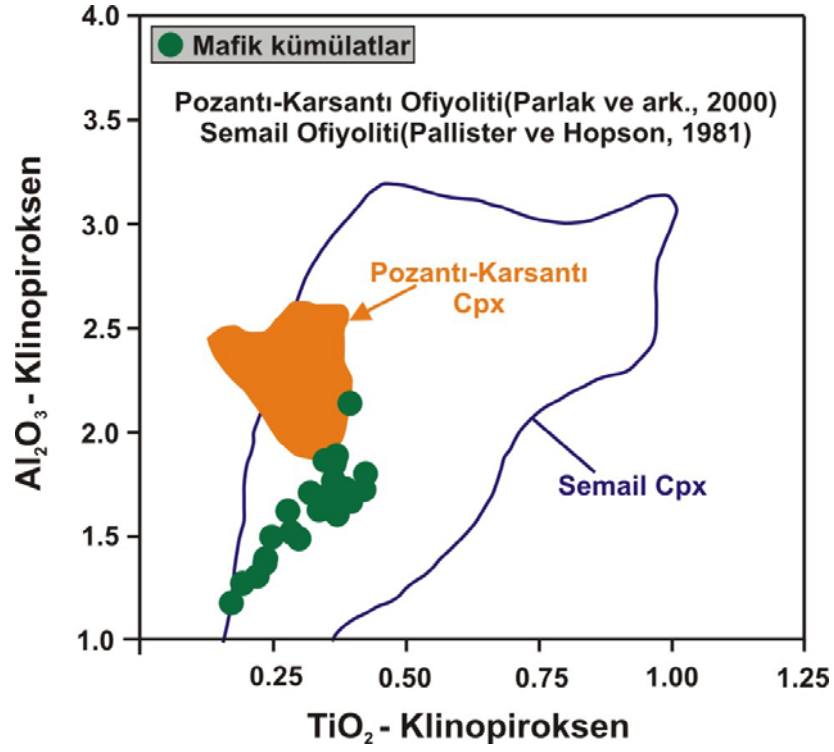


Şekil 4.40. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksen minerallerinin $Mg^{\#}$ ($100 \cdot Mg/Mg+Fe$)- Cr_2O_3 değişim diyagramı

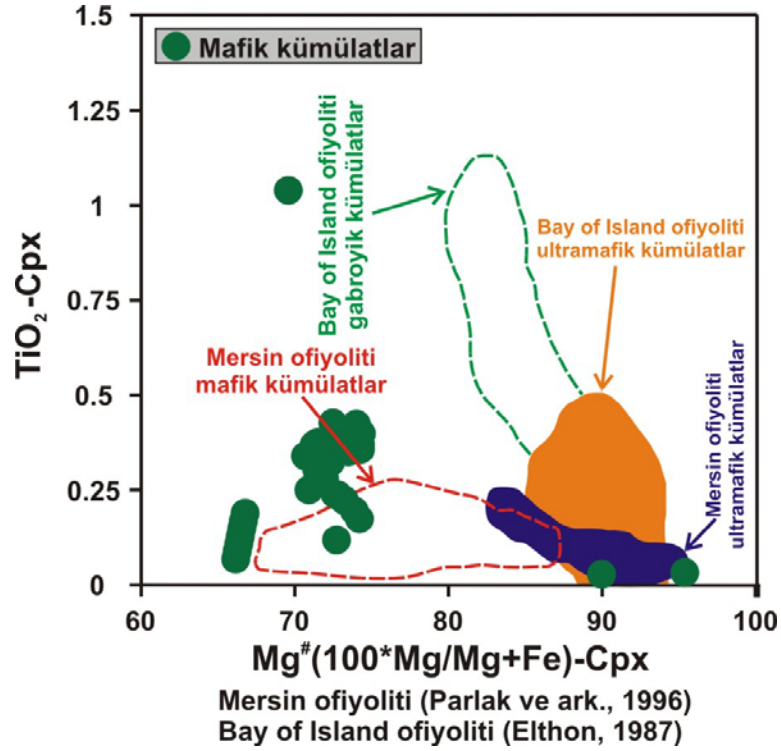
Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlardaki klinopiroksenler TiO_2 içeriklerinin Al_2O_3 içeriklerine göre değişimlerinin incelendiği diyagramda Semail ofiyolitinin (Pallister ve Hopson, 1981) düşük basınçlı klinopiroksenler alanına düşmekte ve Pozantı-Karsantı ofiyolitine (Parlak ve ark., 2000) ait mafik kümülatlar ile benzer özellikler sunmakla beraber onlardan daha düşük basınç bölgesinde yer almaktadırlar (Şekil 4.41).

İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksenlerin magnezyum numaralarının [$Mg^{\#}=(100 \cdot Mg/Mg+Fe)$] TiO_2 içerikleri ile korelasyonunun yapıldığı diyagram Şekil 4.42’de verilmektedir.

Klinopiroksenler oldukça düşük Ti içeriğine sahip olup bölgede yer alan mafik kümülatlar Mersin ofiyolitine ait mafik kümülatlar (Parlak ve ark., 1996) ile yakın benzerlikler sunmaktadırlar. Klinopiroksenlerdeki Ti içeriği soğuma hızıyla ilgili önemli bilgiler barındırmakta olup hızlı soğuma karşısında Ti konsantrasyonunda bir artış gözlenmektedir (Coish ve Taylor, 1979; Gamble ve Taylor, 1980; Elthon, 1987; Bağcı, 2004’ten).



Şekil 4.41. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayalardaki klinopiroksenlerin TiO_2 içeriğine karşı Al_2O_3 içeriğinin değişim diyagramı



Şekil 4.42. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksen minerallerinin $Mg^{\#}$ ($100 * Mg / Mg + Fe$)- TiO_2 değişim diyagramı

4.2.1.3.(2).(c). Ortopiroksen

Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen ortopiroksenlerin mineral kimyası analizleri Ek 4.7’de verilmektedir. Bu ortopiroksenlerin SiO₂ içeriği % 52.28-55.06; TiO₂ içeriği % 0.05-0.22; Al₂O₃ içeriği % 0.73-2.62; MgO içeriği % 20.52-28.27; CaO içeriği % 0.27-1.12; MnO içeriği % 0.35-1.24; Cr₂O₃ içeriği % 0-0.03 arasında değişmektedir (Ek 4.7). Ortopiroksenlerin Mg numarası $[Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)]$ gabro-noritlerde 60.1 ile 63.9; olivinli gabrolarda ise 77.3 ile 78.2 arasında değişmektedir (Ek 4.7). Ortopiroksenlerin Enstatit (Ens), Ferrosillit (Frs) ve Wollastonit (Wo) bileşenleri sırasıyla gabro noritlerde En_{57.9-61.3}Fs_{36.4-40.4}Wo_{1.3-2.3}; olivinli gabrolarda ise En_{76.2-77.3}, Fs_{22.1-23.1}Wo_{0.6-0.8} arasında değişmektedir.

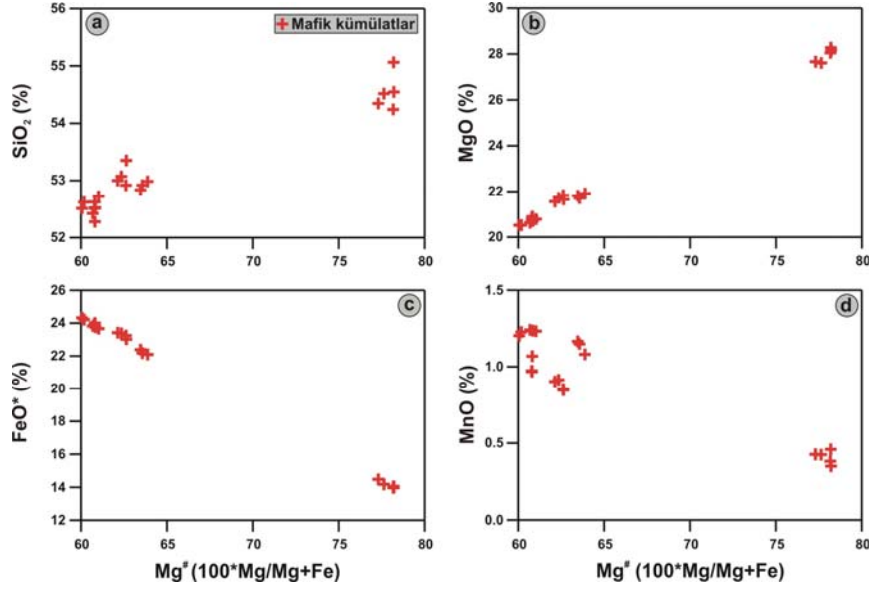
Burns (1985) tarafından geliştirilen ve piroksenlerin sınıflandırılmasında kullanılan Wo-En-Fs üçgen diyagramında Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlardaki ortopiroksenlerin hipersten bileşiminde oldukları izlenmektedir (Şekil 4.38).

İnceleme alanında yüzeyleyen mafik kümülatlarda gözlenen ortopiroksenlerin magnezyum numaraları $[Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)]$ ile bazı ana element oksitlerinin birbirine göre değişimini gösteren diyagrama bakıldığında SiO₂ ve MgO içeriklerinin artan magnezyum numarası değerleri ile birlikte artarak pozitif bir korelasyon sunduğu (Şekil 4.43a,b) FeO* ve MnO içeriklerinin ise bunun aksi bir durum sergileyerek artan magnezyum numaralarına karşılık azalma trendi sundukları gözlenmektedir (Şekil 4.43c,d).

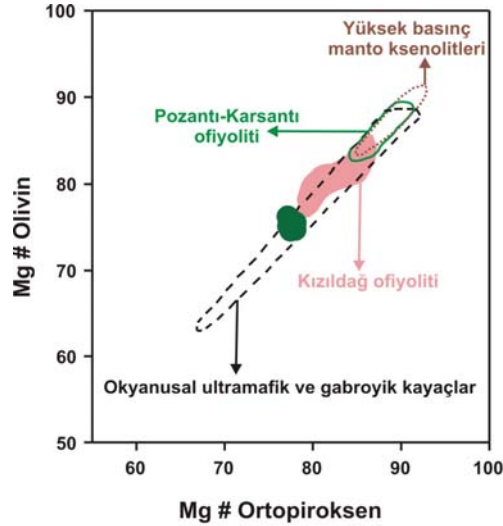
Ortopiroksenlerdeki yüksek magnezyum numarası $[Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)]$ değerleri okyanus ortası dalma-batma zonu üzerinde oluşan bazı doğu akdeniz ofiyolitlerinde Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004 ve Bağcı ve ark., 2005), Pozantı-Karsantı ofiyoliti (Parlak ve ark., 2000, 2002b), Mersin ofiyoliti (Parlak, 1996; Parlak ve ark., 1996) gözlenen ortopiroksenlerle yakın benzerlikler sunmaktadır.

Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarda gözlenen olivinlerin ve ortopiroksenlerin magnezyum numaralarının $[Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)]$ birbirine göre değişimlerinin gösterildiği diyagramda inceleme alanında yer alan mafik kümülat

kayaçların tamamının okyanusal gabroyik kayaçlar alanına düştükleri izlenmekte olup bu kayaçlar Kızıldağ ofiyolitine (Bağcı, 2004) ait düşük magnezyum numaralı gabroyik kayaçlarla benzerlik sunmaktadırlar (Şekil 4.44).



Şekil 4.43. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen ortopiroksenlerin magnezyum numaraları [$Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)$] ile bazı ana element oksit içeriklerinin değişim diyagramı



Pozantı-Karsanti Ofiyoliti (Parlak ve ark., 2002a)
Yüksek Basınç Manto Ksenolitleri (Frey ve Prinz, 1978)
Okyanusal ultramafik ve gabroyik kayaçlar
(Tiezzi ve Scott, 1980; Hodges ve Papike, 1976)
Kızıldağ Ofiyoliti (Bağcı, 2004)

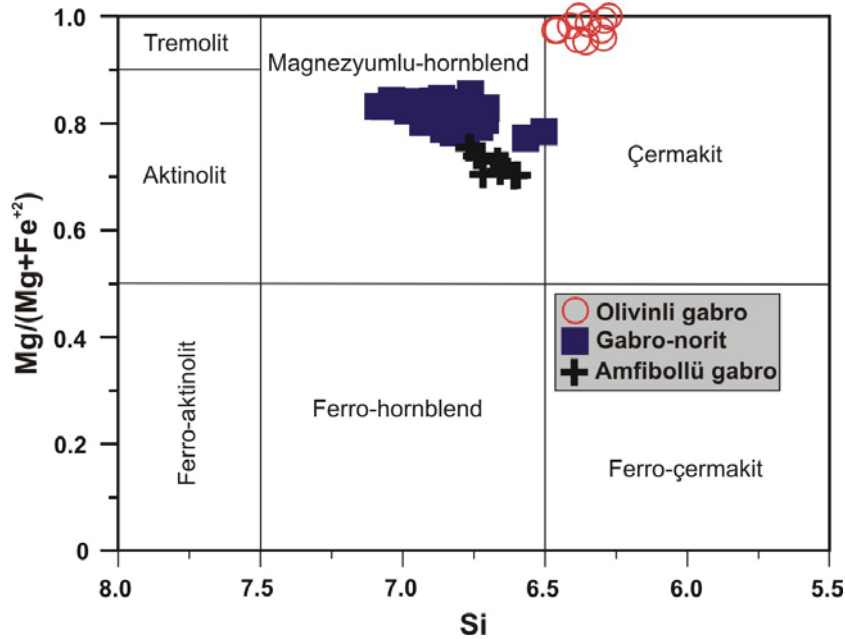
Şekil 4.44. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarda gözlenen ortopiroksen ve olivinlerin magnezyum numaralarının [$Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)$] değişim diyagramı

Piroksenlerdeki Al_2O_3 miktarı basınç ile doğru orantılı olarak artmaktadır (DeBari ve Coleman, 1989; Elthon, 1987). Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayalardaki ortopiroksenler ve klinopiroksenlerde Al_2O_3 miktarı genellikle düşük seviyelerde (ortopiroksenlerde % 0.73 ile 2.62 arasında; klinopiroksenlerde % 0.07 ile 2.14 arasında) olup Kömürhan ofiyolitindeki mafik kümülatların düşük basınçlarda oluştuğuna işaret etmektedir.

4.2.1.3.(2).(d). Amfibol

Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen amfibollerin mineral kimyası analizleri Ek 4.8'de verilmektedir. Amfibollerin SiO_2 içeriği % 44.15-49.83; TiO_2 içeriği % 0.60-2.17; Al_2O_3 içeriği % 6.26-13.68; MgO içeriği % 11.61-16.39; CaO içeriği % 10.70-11.77; MnO içeriği %0.12-0.64; Cr_2O_3 içeriği % 0-0.06 arasında değişmektedir (Ek 4.8).

Amfibollü gabrolarda gözlenen amfibol mineralleri primer olup Leake ve ark (1997) tarafından geliştirilen sınıflandırma diyagramında magnezyumlu hornblend alanına düşmektedir (Şekil 4.45).



Şekil 4.45. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayalarda gözlenen amfibollerin sınıflandırma diyagramı (Leake ve ark., 1997)

Gabro-norit ve olivinli gabrolarda gözlenen amfiboller ise piroksenlerin aleyhine gelişmiş ikincil oluşumlar olup gabro-noritte gözlenen amfiboller magnezyumlu hornblendlerle, olivinli gabrolarda gözlenen amfiboller ise çermakitlerle temsil edilmektedir (Şekil 4.45). Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen amfibollerin magnezyum numaraları $[Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)]$ amfibollü gabrolarda 56.4 ile 59.4, gabro-noritlerde 63.7 ile 70.3, olivinli gabrolarda ise 75.9 ile 77.9 arasında değişmektedir.

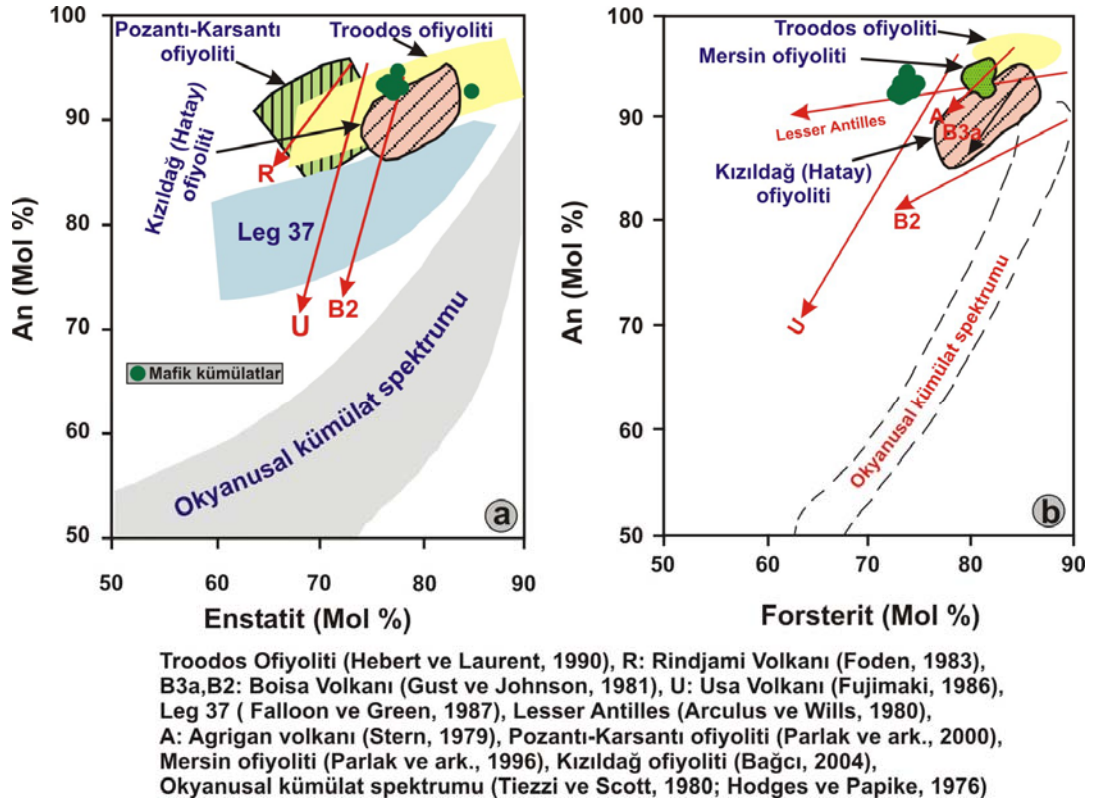
4.2.1.3.(2).(e) Plajiyoklas

İnceleme alanında yüzeyleyen mafik kümülatlarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası analizleri Ek 4.9'da verilmektedir.

Bu kayalarda gözlenen plajiyoklasların SiO₂ içeriği % 44.09-58.15; TiO₂ içeriği % 0-0.07; Al₂O₃ içeriği % 26.25-35.12; MgO içeriği % 0-0.36; CaO içeriği % 8.87-18.95; Na₂O içeriği % 0.57-6.33; K₂O içeriği % 0-0.31 arasında değişmektedir (Ek 4.9). Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen plajiyoklaslar oldukça geniş bir yelpazede bileşim sunmakta olup anortit (An) içeriği olivinli gabrolarda % 92.2-94.48; gabro-noritlerde % 52.2-77.8; amfibollü gabrolarda ise % 43.4-56.9 arasında değişmektedir (Ek 4.9). Plajiyoklaslardaki bu geniş spektrumlu bileşim aralığı evrimleşmiş ve evrimleşmemiş kayaların birlikteliğinden kaynaklanmaktadır.

Olivinli gabro ve gabro-noritlerde kalsiyumca zengin plajiyoklasların varlığı magma diferansiasyonu esnasında magmadaki su buharı basıncının yüksek olduğunu ifade etmektedir (Green ve Ringwood, 1968; Nesbitt ve Hamilton, 1970; Arculus ve Wills, 1980; Sisson ve Grove, 1993, Panjasawatwong ve ark., 1997; Bağcı, 2004'ten). Amfibollü gabrolardaki plajiyoklaslar hem normal hem ters zonlanma göstermekte olup daha az evrimleşmiş kayaç gruplarındaki (olivinli gabro ve gabro-norit) plajiyoklaslarda ise zonlanma gözlenmemektedir. Arculus ve Wills (1980) kümülat kayaçların oluşumu sırasında interkümüllüs suyun bulunmasının ters zonlanmayı meydana getirebileceğini ifade etmişlerdir.

Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarda gözlenen ortopiroksenlerin enstatit içerikleri ile plajiyoklasların anortit (An) içeriğinin karşılaştırıldığı diyagram (Şekil 4.46a) ve olivinlerin forsterit içeriğinin plajiyoklasların anortit (An) içeriğine karşı değişiminin incelendiği diyagram (Şekil 4.46b) birlikte değerlendirildiğinde Kömürhan ofiyolitine ait kayaçların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan bazı doğu akdeniz ofiyolitleri [(Pozantı-Karsanti ofiyoliti, (Parlak ve ark., 2000,2002b), Troodos ofiyoliti (Hebert ve Laurent, 1990), Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004)] ile ve dünyanın çeşitli bölgelerinden adayayı tektonik ortamında oluşmuş gabroyik kayaçlarla yakın benzerlikler sunduğu ve okyanus ortası sırtı (MOR) tektonik ortamında oluşan ofiyolitik kayaçlardan da farklılıklar gösterdiği izlenmektedir (Şekil 4.46).



Şekil 4.46. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen plajiyoklasların anortit (An) içeriğinin a) ortopiroksenlerin enstatit içeriğine ve b) olivinlerin forsterit (Fo) içeriğine karşı değişim diyagramları

4.2.1.4. Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri

4.2.1.4.(1). Ana-İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarına ait ana ve iz element içerikleri Ek 4.2’te, nadir toprak element analizleri (REE) içerikleri ise Ek 4.4’te verilmektedir.

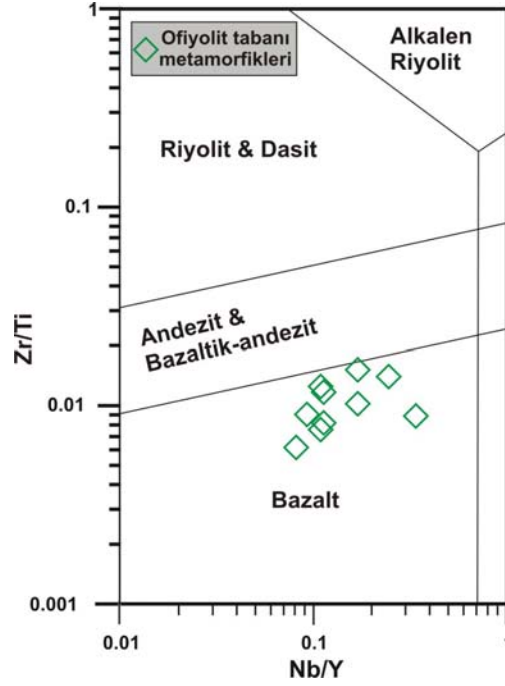
Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaç örneklerinin jeokimyasal analizlerinden elde edilen en yüksek ve en düşük ana element oksit içerikleri Çizelge 4.6’ da verilmektedir.

Ateşte kayıp (AK) değerlerinin geniş bir aralıkta değişmesi ikincil hidrotermal alterasyonu ve karbonat fazının gelişimini yansıtmaktadır. Ateşte kayıp (AK) değerlerinin ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarda % 4.10’a ulaşması düşük dereceli alterasyonun varlığına işaret etmektedir (Çizelge 4.6).

Çizelge 4.6. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların ana element oksit içerikleri

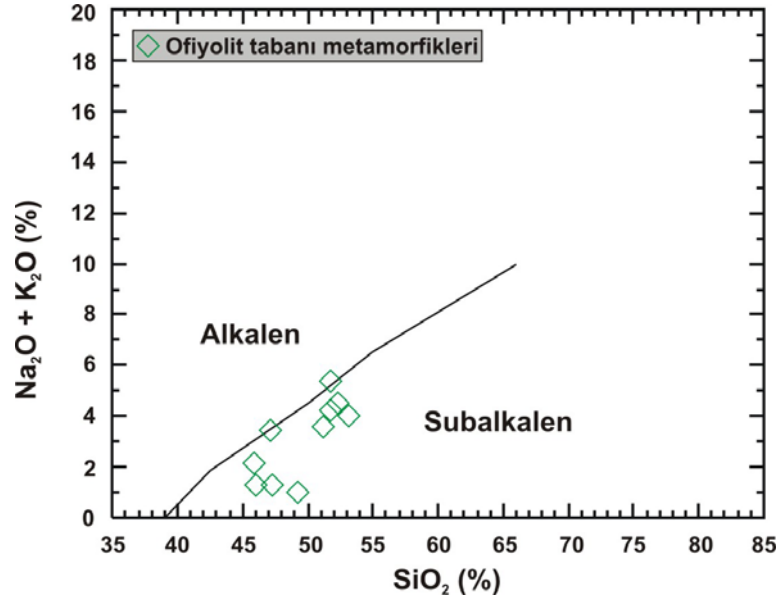
Ana elementler	Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri
SiO ₂	% 45.94-53.16
TiO ₂	% 0.16-1.28
Al ₂ O ₃	% 8.69-18.85
FeO*	% 5.83-11.12
MnO	% 0.10-0.33
MgO	% 4.05-15.88
CaO	% 4.53-15.02
Na ₂ O	% 0.62-4.03
K ₂ O	% 0.15-1.33
P ₂ O ₅	% 0.01-0.23
AK	% 1.43-4.10

Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Pearce (1996) tarafından geliştirilen Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına dayalı kayaç sınıflandırma diyagramında değerlendirildiğinde bu kayaçların bazaltik kayaçların metamorfizması sonucu oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.47).



Şekil 4.47. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Zr/Ti ve Nb/Y oranlarına göre sınıflandırma diyagramı (Pearce, 1996)

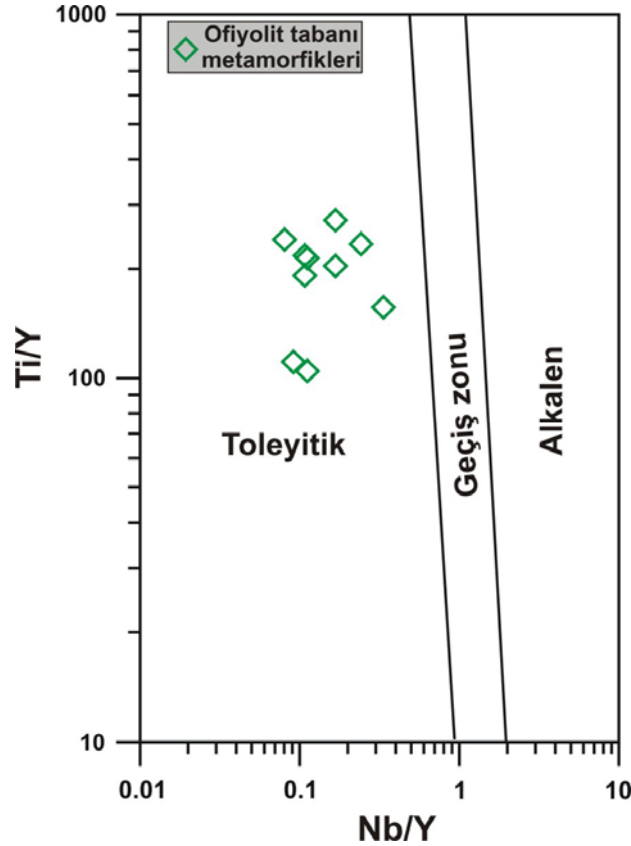
Irvine ve Baragar (1971) tarafından $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ içeriğinin SiO_2 ile korelasyonuna dayanarak geliştirilen toplam alkali-silika (TAS) diyagramı ise ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların kaynak kayacının subalkalen magmadan türediğini göstermektedir (Şekil 4.48).



Şekil 4.48. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinin toplam alkali-silika (TAS) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971)

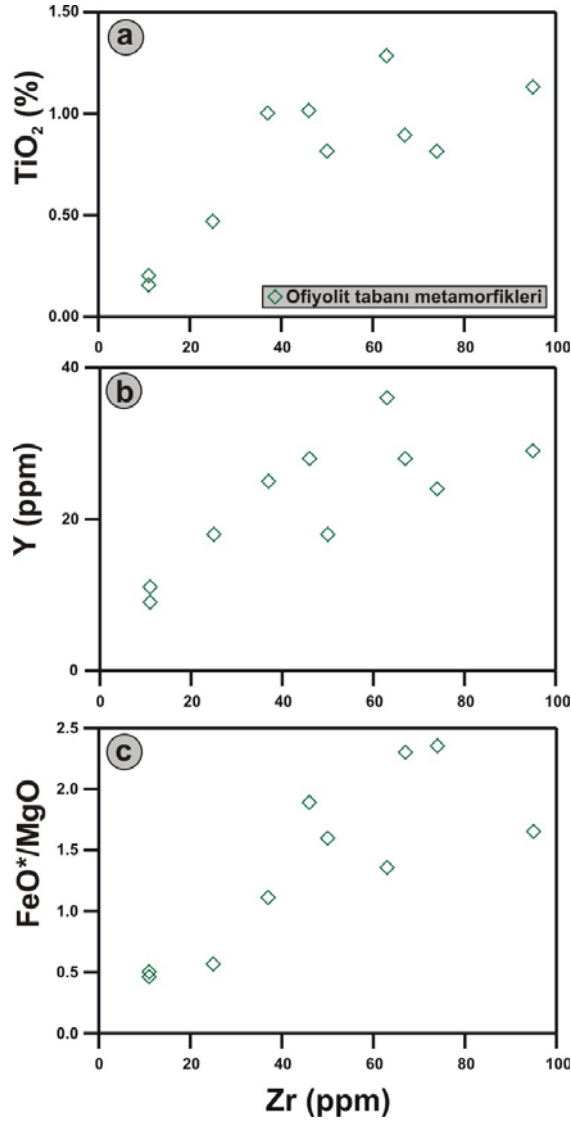
Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların Nb/Y oranlarının 0.06-0.33 arasında olması nedeniyle birimden derlenen örneklerin tamamı Nb/Y oranının Ti/Y oranına göre değişiminin incelendiği Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen diyagramda toleyitik kayaçlar alanına düşmektedirler (Şekil 4.49).

Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların kimyasal ilişkilerini göstermek için hareketsiz elementlerden Zr içeriğine karşı TiO₂ ve Y içeriği ve FeO*/MgO oranının değişim diyagramları Şekil 4.50’de verilmektedir. Artan Zr içeriğine karşılık genel olarak TiO₂ ve Y içeriklerinde ve FeO*/MgO oranlarında bir artış sözkonusu olup bu durumda Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinin ilksel kayalarının oluşumunda fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin etkin olduğunu göstermektedir (Şekil 4.50 a,b,c). Nispeten daha fazla evrimleşmiş kayaçlarda TiO₂ içeriğinde hafif bir düşüş manyetit/titanomanyetit kristalleşmesine işaret etmektedir.

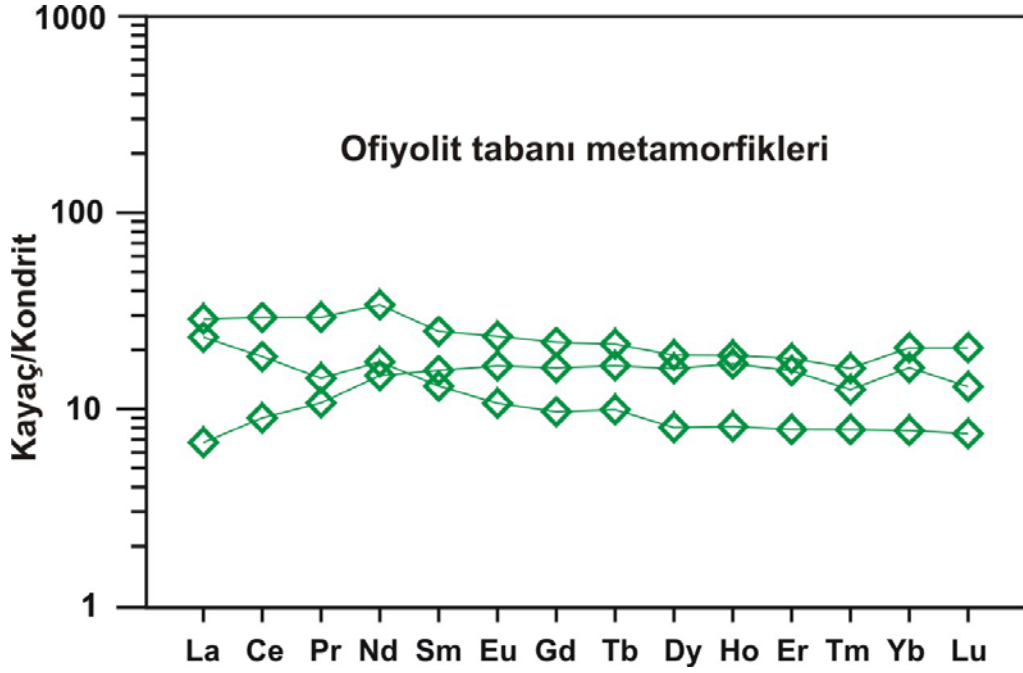


Şekil 4.49. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977)

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayaçların kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı Şekil 4.51'de verilmektedir. Üç örnekten bir tanesi hafif nadir toprak elementleri bakımından fakirleşme göstermektedir. Diğer iki örnekte ise hafif nadir toprak elementleri bakımından zenginleşme görülmektedir (Şekil 4.51). Her üç örnekte de ağır nadir toprak elementleri yataya yakın bir dağılım sunmaktadırlar. Genel olarak bu tür dağılımlar Doğu Akdenizdeki ofiyolitlerin tabanında görülen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlara benzerlik sunmaktadırlar (Parlak ve ark.,1995; Çelik ve Delaloye, 2003; Al-Riyami ve ark., 2002).

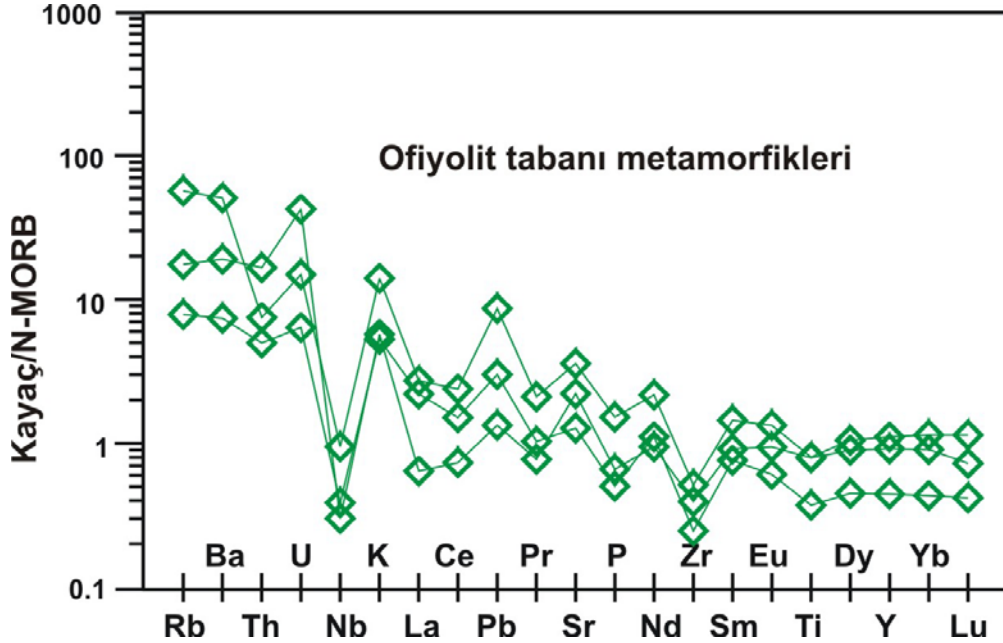


Şekil 4.50. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların bazı ana ve iz element içeriklerinin Zr'a karşı değişim diyagramları



Şekil 4.51. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

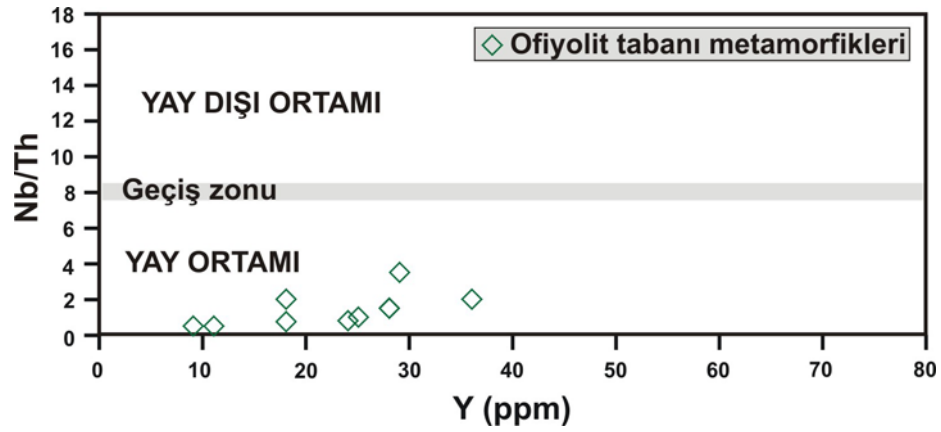
Ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.52'de verilmektedir.



Şekil 4.52. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarının yüksek iyonik yarıçaplı (LIL) elementler (Rb, Ba, K, Th)'deki zenginleşme haricinde genel olarak yataya yakın bir dağılım sundukları görülmektedir (Şekil. 4.55). Bununla beraber ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Nb elementi bakımından negatif bir anomali, Th elementi bakımından da pozitif anomali sundukları görülmektedir. Bu iki elementteki anomaliler okyanus içi dalma-batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluşan bazaltik volkanik kayaçların tipik özellikleridir (Perfit ve ark., 1980; Pearce, 1982).

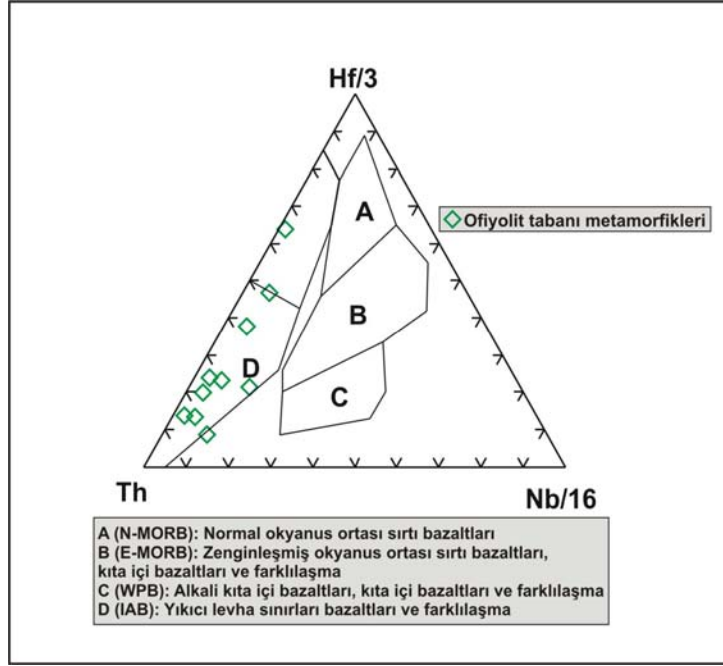
Jenner ve ark., (1991) tarafından geliştirilen Nb/Th-Y diyagramı yay ortamı ile yay dışı ortamını birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.53). Bu diyagram Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarının kaynak kayacı olan bazaltların yay ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu açıkça göstermektedir.



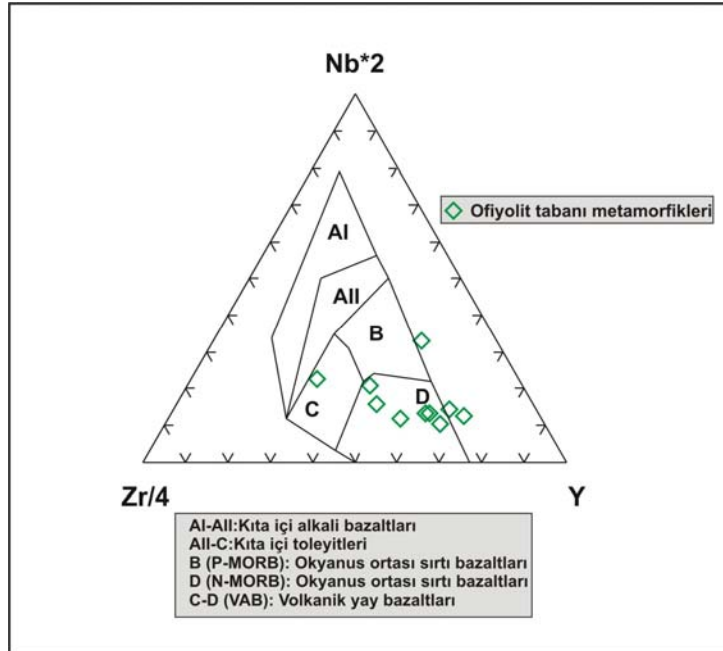
Şekil 4.53. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı (Jenner ve ark., 1991)

Wood (1980) tarafından geliştirilen Th-Ta-(Nb)-Hf üçgen diyagramı adayayı (volcanic arc) ortamında oluşan volkanik kayaçları okyanus ortası sırta (MORB) ve kıta içi (Within Plate) tektonik ortamında oluşan volkanik kayaçları ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.54). Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların kaynak kayası olan bazaltik volkaniklerin oluştuğu jeodinamik ortamı tespit etmek amacıyla bu üçgen diyagram kullanıldığında bu kayaçların dalma-batma ile ilişkili bir ortamda oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.54).

Meschede, (1986) tarafından geliştirilen Nb-Zr-Y üçgen diyagramı adayayı bazaltlarını (VAB) kıta içi bazaltları (WPB) ve okyanus ortası sırtı bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriğine sahip olmaları ile ayırmaktadır (Şekil 4.55).



Şekil 4.54. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Wood ve ark., 1979)



Şekil 4.55. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayaçların Nb-Zr-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Meschede, 1986)

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayaçların büyük bir çoğunluğu adayı tektonik ortamını gösteren bölge içerisinde

veya hemen sınırdadır. Bu durum da Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaların kaynak kayası olan bazaltik volkaniklerin okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluştuğunu işaret etmektedir (Şekil 4.55).

4.2.1.4.(2). Mineral Kimyası

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayalardan toplam 4 adet numune üzerinde klinopiroksen, plajiyoklas ve amfibol mineralleri üzerinde 75 noktanın detaylı mineral kimyası analizleri yapılmıştır (Ek 4.10, 4.11, 4.12).

4.2.1.4.(2).(a). Klinopiroksen

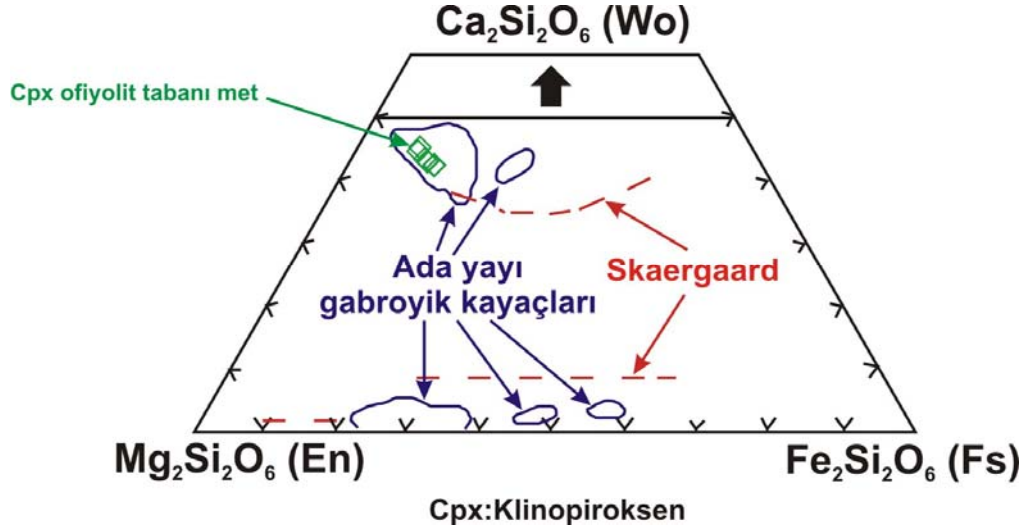
İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen klinopiroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçları Ek 4.10'de verilmektedir.

Bu klinopiroksenlerin SiO₂ içeriği % 43.15-51.28; TiO₂ içeriği % 0.34-1.76; Al₂O₃ içeriği % 5.58-12.75; MgO içeriği % 10.11-17.63; CaO içeriği % 10.81-12.50; MnO içeriği %0.15-0.54; Cr₂O₃ içeriği % 0-0.73 arasında değişmektedir (Ek 4.10). Klinopiroksenlerin Mg numarası [$Mg^{\#}=(100*Mg/Mg+Fe)$] ise 82.71-87 arasında değişmektedir (Ek 4.10). Wollastonit (Wo), Enstatit (Ens) ve Ferrosillit (Frs) bileşenleri ise Wo_{46.48-48.93}; Ens_{42.52-45.41}; Frs_{6.94-9.27} arasında değişmektedir (Ek 4.10).

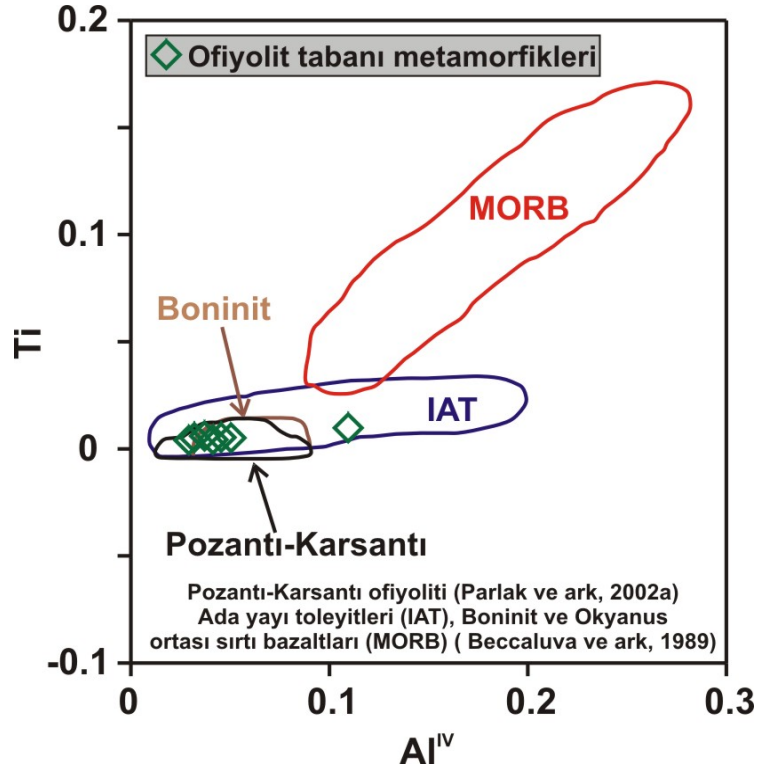
Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen klinopiroksenlerin Burns (1985) tarafından ortaya konulan Wo-En-Fs sınıflandırma diyagramına bakıldığı zaman klinopiroksenlerin adayayı gabroyik kayalarında gözlenen klinopiroksenlerle oldukça yakın benzerlikler sundukları ve diyopsit alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.56).

Beccaluva ve ark (1989) tarafından oluşturulan Al^{IV} elementinin Ti elementine göre korelasyonunun değerlendirildiği diyagram okyanus ortası sırtında

(MORB) ve Ada yayı toleyitik ortamında (IAT) oluşan ofiyolitik kayaçları birbirinden ayırmak için kullanılmaktadır (Şekil 4.57).



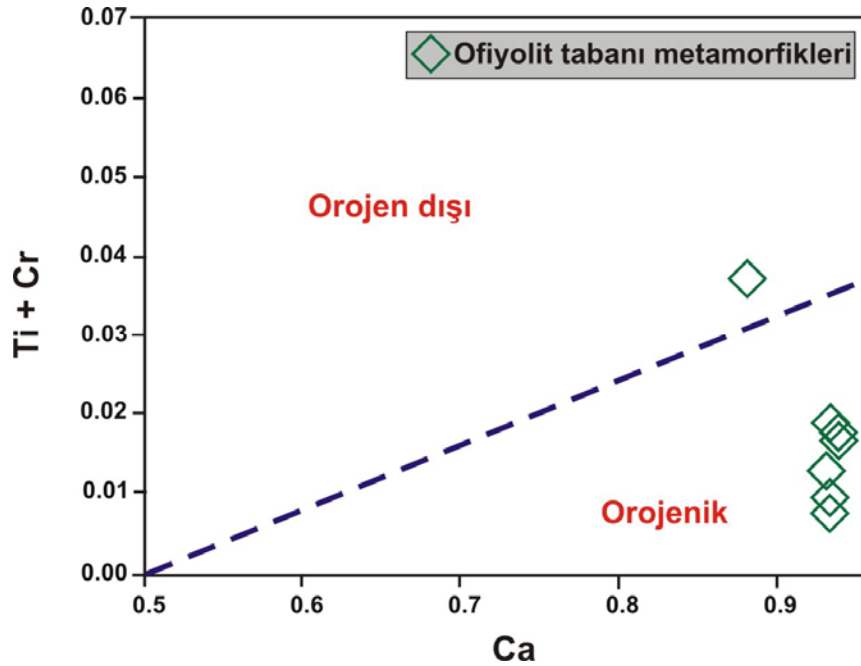
Şekil 4.56. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarında gözlenen klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki konumları (Burns, 1985)



Şekil 4.57. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarda gözlenen klinopiroksenlerin Al^{IV} -Ti değişim diyagramı (Beccaluva ve ark., 1989)

Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayalarda gözlenen klinopiroksenlerin tamamı Pozantı-Karsantı ofiyolitine ait mafik kümülatlara (Parlak ve ark., 2002b) ve Boninitlere (Beccaluva ve ark., 1989) benzer özellikler sunmakta olup ofiyolit tabanı metamorfiklerini oluşturan ilksel bazaltik magmanın adayayı toleyitleri tektonik ortamına düştükleri izlenmektedir (Şekil 4.57).

Laterrier ve ark (1982) tarafından oluşturulan klinopiroksenlerin Ca içeriklerinin (Ti + Cr) içeriklerine göre korelasyonunun yapıldığı diyagram orojenik ve orojenik olmayan bölgelerde oluşan magmatik kayaları birbirinden ayırmada kullanılmaktadır (Şekil 4.58). Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen klinopiroksenlerden bir örnek hariç tamamı orojenik bölgeye düşmekte olup bu durum da Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfik kayaları oluşturan magmatik kayacın yay ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu işaret etmektedir (Şekil 4.58).



Şekil 4.58. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen klinopiroksenlerin Ca içeriğinin Ti + Cr içeriğine karşı değişim diyagramı (Laterrier ve ark., 1981)

Elthon (1987) yüksek TiO_2 ve Cr_2O_3 içeriğine sahip klinopiroksenlerin aynı zamanda yüksek Al_2O_3 içeriğine sahip olduğunu ve bu durumun yüksek basınç

klinopiroksenlerinde gözlendiğini ifade etmiştir. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayalarından amfibolitler içerisinde gözlenen klinopiroksenlerin mineral kimyası sonuçlarına göre (Ek 4.10) Al_2O_3 içerikleri oldukça düşük (% 1.33-3.29) seviyelerde olup bu değerlerde ofiyolit tabanı metamorfiklerinin düşük basınçlara maruz kaldığına işaret etmektedir.

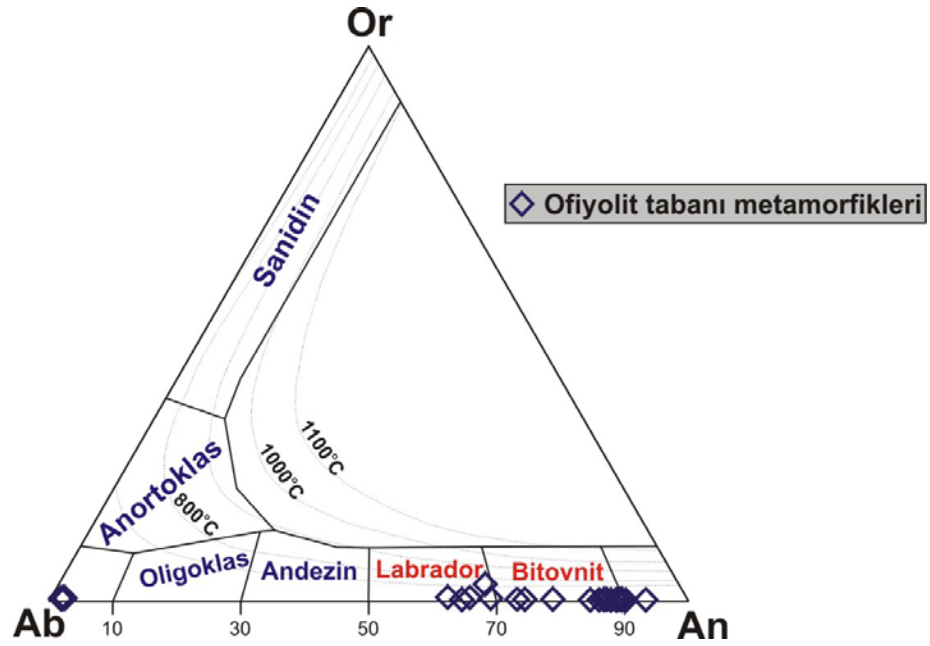
Laird (1977) amfibolitik kayaları içerisinde sfen ve rutil'in bulunmasına göre iki alt gruba ayrıldığını belirtmiş, sfenin düşük dereceli amfibolitlerde bulunan olağan Ti içeren mineral olduğunu, ilmenit, rutil ve hematit minerallerinin ise yüksek dereceli amfibolitlerde yaygın olarak bulunan mineral parajenezi olduğunu ifade etmiştir. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait amfibolitlerde yaygın olarak sfen mineraline rastlanması ve rutil, ilmenit ve hematit'in gözlenmemesi bu kayaların düşük basınç altında olduğu konusunda mineral kimyası verilerini desteklemektedir.

4.2.1.4.(2).(b). Plajiyoklas

İnceleme alanında yüzeleyen ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası analizleri Ek 4.11'de verilmektedir.

Bu kayalarda gözlenen plajiyoklasların SiO_2 içeriği % 48.48-68.44; TiO_2 içeriği % 0-0.03; Al_2O_3 içeriği % 19.45-32.73; MgO içeriği % 0-0.09; CaO içeriği % 0.22-16.27; Na_2O içeriği % 2.04-11.51; K_2O içeriği % 0.01-1.81 arasında değişmektedir (Ek 4.11). Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen plajiyoklaslar oldukça geniş bir yelpazede bileşim sunmakta olup anortit (An) içeriği % 1.06-81.43 arasında değişmektedir (Ek 4.11).

Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerde gözlenen plajiyoklasların ortoklas, albit ve anortit içeriklerine bağlı olarak sınıflandırma diyagramı Şekil 4.59'da verilmektedir. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfik kayalarındaki plajiyoklaslar genellikle labrador ve bitovnit bileşim aralığında yer almakla beraber bir kısım örnekler sodyum metasomatizması neticesinde albitleşmiş olarak izlenmektedir.



Şekil 4.59. Kömürhan ofiyolitindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen plajiyoklasların sınıflandırma diyagramı (Barth, 1962)

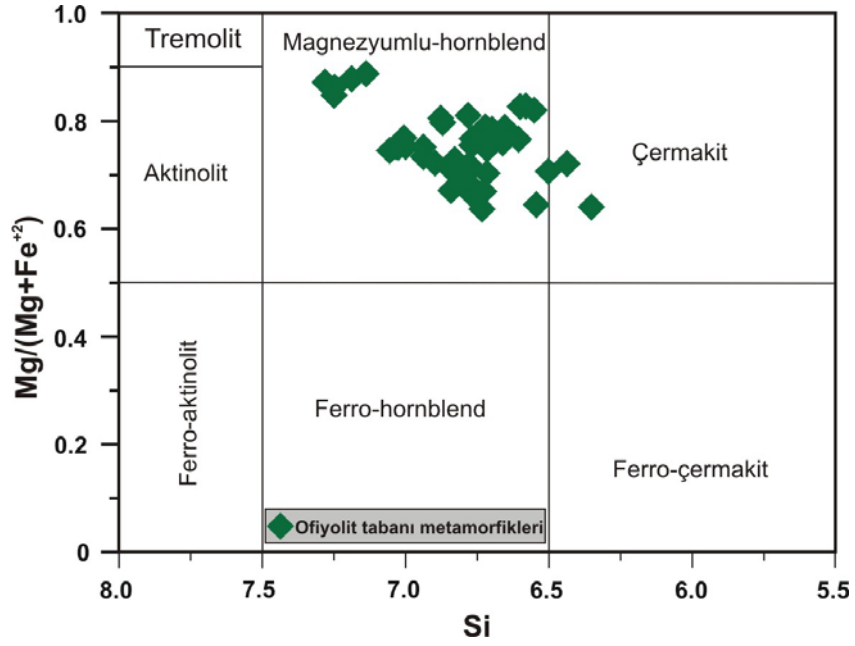
4.2.1.4.(2).(c). Amfibol

İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen amfibollerin mineral kimyası analiz sonuçları Ek 4.12’de verilmektedir.

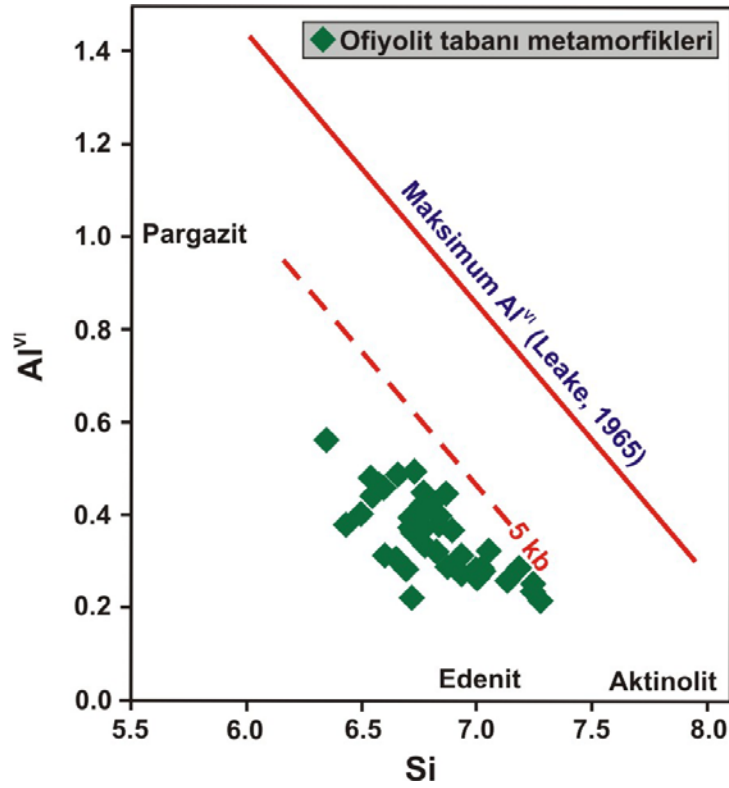
Bu amfibollerin SiO₂ içeriği % 51.28-53.48; TiO₂ içeriği % 0.13-0.34; Al₂O₃ içeriği % 1.33-3.29; MgO içeriği % 14.90-15.77; CaO içeriği % 22.29-23.82; MnO içeriği % 0.16-0.23; Cr₂O₃ içeriği % 0.24-1.27 arasında değişmektedir (Ek 4.12).

Leake ve ark (1997) tarafından geliştirilen sınıflandırma diyagramında Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen amfibollerden iki adedi çermakit diğerleri ise magnezyumlu hornblend ile temsil edilmektedir (Şekil 4.60).

Raase (1974) tarafından geliştirilen amfibollerin Si içerikleri ile Al^{VI} içeriklerinin korelasyonunun yapıldığı basınç sınıflandırma diyagramında Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarında gözlenen amfibollerin 5 kb’dan daha düşük bir basınç altında oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.61).



Şekil 4.60. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfiklerinde gözlenen amfibollerin sınıflandırma diyagramı (Leake ve ark., 1997)



Şekil 4.61. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarda gözlenen amfibollerin Si içeriklerinin Al^{VI} içeriklerine karşı değişim diyagramı (Raase, 1974)

4.2.1. Baskil Granitoidinin Jeokimyası**4.2.1.1. Ana- İz ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası**

Baskil granitoidinde gözlenen felsik ve mafik derinlik-yarıderinlik kayaçlarının ana-iz ve nadir toprak element analizleri Ek 4.13, 4.14 4.15 ve 4.16'de verilmektedir. İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoidindeki kayaçların en yüksek ve en düşük ana element oksit içerikleri Çizelge 4.7'de verilmektedir.

Baskil granitoidine ait kayaçlar Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramında oldukça geniş spektrumlu kayaç topluluğu ile temsil edilmekte ve granit, granodiyorit, tonalit, kuvarslı monzonit, diyorit, kuvarslı diyorit kayaçlarından oluşan derinlik kayaçları ve bunların yarıderinlik eşlenikleri ile temsil edilmektedir (Şekil 4.62). Bu grup kayaçlar petrografik determinasyon çalışmaları ile de uyumluluk sunmaktadırlar.

Baskil granitoidine ait kayaçlar toplam alkalilerin ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) SiO_2 'e göre değişiminin incelendiği diyagramda subalkalen karakterde (Şekil 4.63) olup AFM diyagramında ise felsik kayaçların tamamı kalk-alkalen karakter sunup mafik kayaçlara doğru toleyitik karaktere geçiş göstermektedirler (Şekil 4.64).

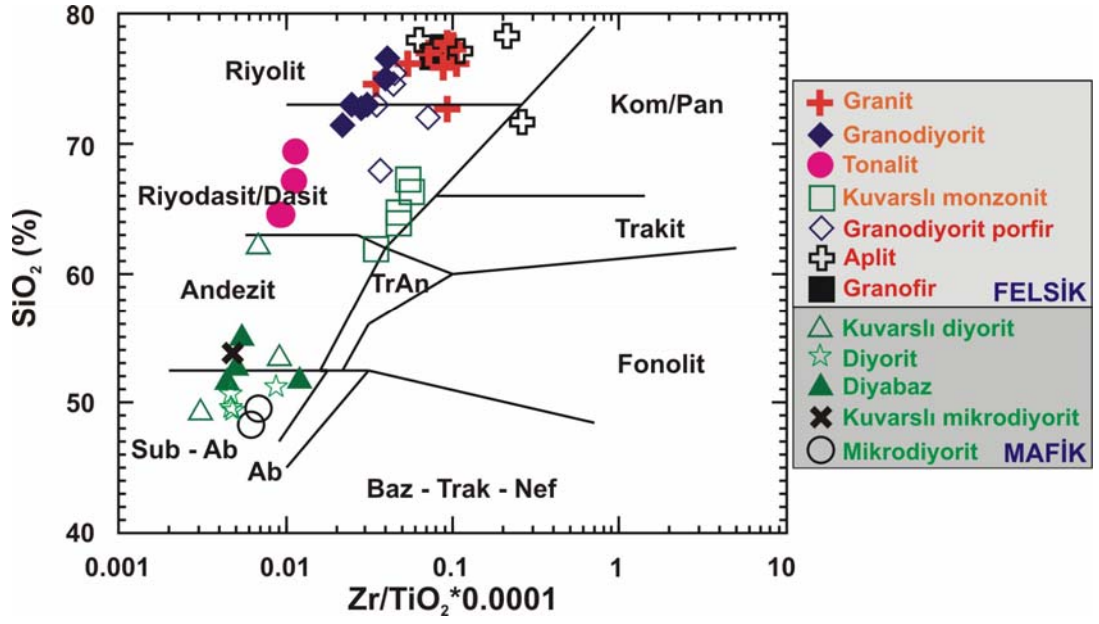
Maniar ve Piccoli (1989) tarafından geliştirilen ACNK diyagramında inceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoidine ait kayaçların tamamının peralümino karakter sunduğu izlenmektedir (Şekil 4.65).

I-tipi granitler kalkalkalen karakterde olup genellikle granodiyorit, tonalit, ve monzonitik granit ile temsil edilirler. Egemen mafik mineralleri hornblend ve biyotittir. Aksesuar olarak ilmenit, magnetit ve sfen bulunur. Alkali feldispatlar ksenomorf olup diğer kristallerin arasını doldururlar. Bu tür özellikler gösteren granitlerin kıtasal kabuk (alt veya orta kabuk) ve manto kökenli malzemelerin kısmi ergimesi sonucu oluşan magmaların homojen bir şekilde karışarak hibridleşmesi ile ortaya çıktıkları belirtilmektedir (Chappel ve Stephens, 1988; Fernandez ve Barbarin, 1991; Didier ve Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994; Ekici ve Boztuğ, 1997).

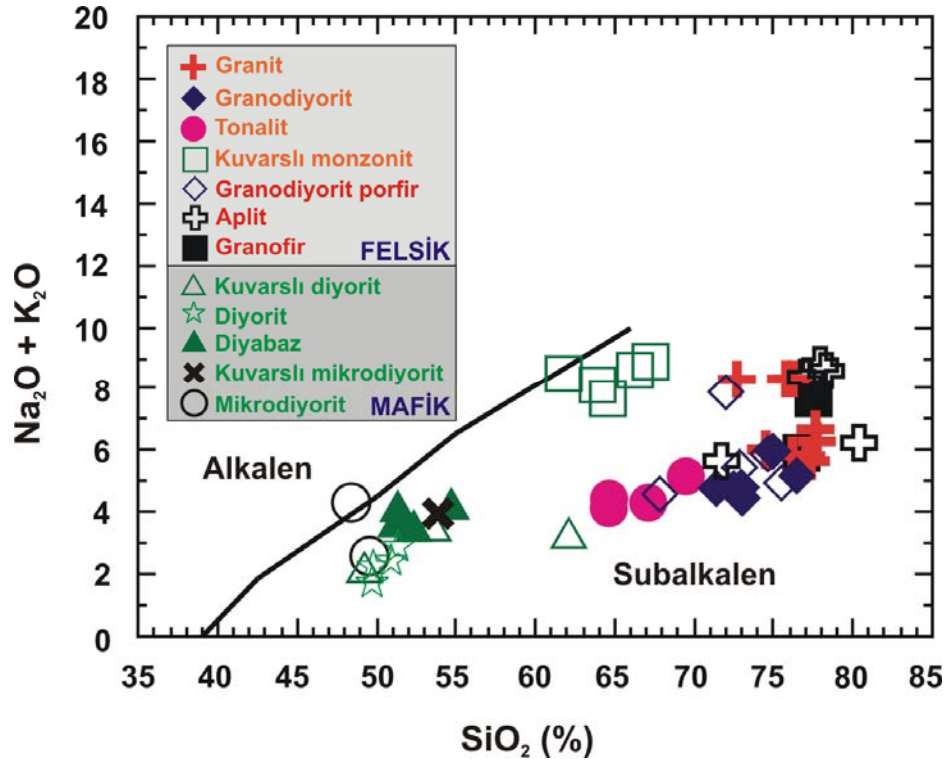
Çalışma alanında gözlenen Baskil granitoidine ait kayaçlar petrografik ve jeokimyasal açıdan I tipi granitlerin genel özelliklerini göstermektedir.

Çizelge 4.7. Baskil granitoidine ait kayaçların ana element oksit içerikleri

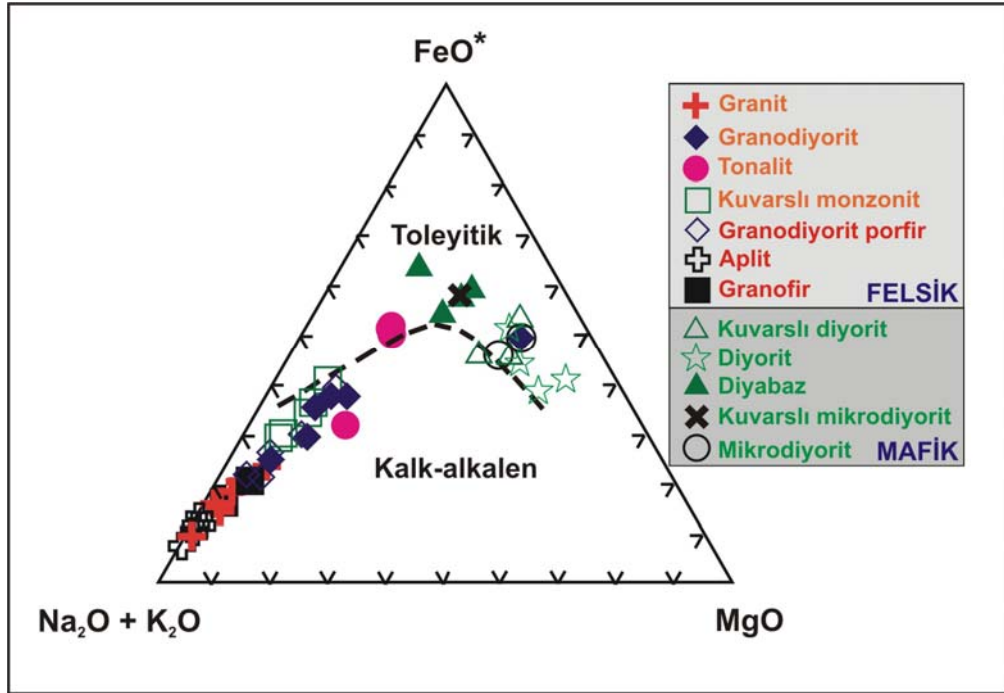
Ana Elementler	FELSİK DERİNLİK KAYAÇLARI				
	Granit	Granodiyorit	Tonalit	Kuvarslı Monzonit	
SiO ₂	% 59.0-77.7	% 71.4-76.6	% 64.6-69.5	% 61.8-67.3	
TiO ₂	% 0.1-0.5	% 0.2-0.4	% 0.7-1.0	% 0.3- 0.4	
Al ₂ O ₃	% 12.5-21.2	% 12.2-14.1	% 14.2-14.7	% 15.6-16.8	
FeO*	% 0.6-4.3	% 1.9-3.5	% 3.1-6.8	% 4.0-6.8	
MnO	% 0.0-0.1	% 0.0-0.1	%0.0-0.1	% 0.1	
MgO	% 0.1-0.9	% 0.5-1.3	% 1.7-2.0	% 0.9-1.5	
CaO	% 0.8-7.2	% 2.2-3.8	% 3.6-5.4	% 3.1-4.5	
Na ₂ O	% 3.5-6.1	% 3.3-4.1	% 4.1-5.1	% 4.1-4.6	
K ₂ O	% 0.4-4.8	% 0.6-1.8	% 0.1-0.2	% 3.1-4.8	
P ₂ O ₅	% 0.0-0.2	%0.0-0.1	% 0.1-0.3	% 0.1	
AK	% 0.3-2.5	% 0.3-2.3	% 1.4-2.9	% 0.3-1.7	
Ana Elementler	FELSİK YARI DERİNLİK KAYAÇLARI				
	Granofir	Aplit	Granodiyorit Porfir		
SiO ₂	% 76.8-77.4	% 71.7-80.4	% 67.8-75.4		
TiO ₂	% 0.2	% 0.0-0.1	% 0.2-0.3		
Al ₂ O ₃	% 12.0-12.2	% 11.4-13.1	% 12.0-14.3		
FeO*	% 1.5-1.8	% 0.6-1.1	% 1.7-3.6		
MnO	% 0.0	% 0.0	% 0.0-0.1		
MgO	% 0.3-0.4	% 0.0-0.1	% 0.5-1.1		
CaO	% 0.4-0.8	% 0.3-1.4	% 1.1-3.5		
Na ₂ O	% 3.9-5.6	% 3.4-5.2	% 2.5-5.3		
K ₂ O	% 0.3-3.8	% 0.6-5.4	% 0.5-4.3		
P ₂ O ₅	% 0.0	% 0.0	% 0.0-0.1		
AK	% 0.7-1.1	% 0.1-9.3	% 0.9-4.9		
Ana Elementler	MAFİK DERİNLİK KAYAÇLARI		MAFİK YARI DERİNLİK KAYAÇLARI		
	Diyorit	Kuvarslı Diyorit	Diyabaz	Mikrodiyorit	Kuvarslı mikrodiyorit
SiO ₂	% 49.6-51.3	% 49.3-62.1	% 51.5-55.0	% 48.4-49.6	% 53.8
TiO ₂	% 0.3-0.5	% 0.5-0.6	% 0.7-1.5	% 0.7-0.8	% 1.5
Al ₂ O ₃	% 14.7-19.0	% 14.0-17.6	% 14.0-17.8	% 15.3-16.3	% 15.2
FeO*	% 7.9-9.5	% 6.8-10.7	% 9.5-12.8	% 10.2-11.1	% 12.0
MnO	% 0.1-0.2	% 0.1-0.2	% 0.1-0.2	% 0.2-0.3	% 0.2
MgO	% 6.4-10.9	% 4.9-8.2	% 2.6-5.6	% 8.0-8.8	% 4.8
CaO	% 11.8-12.6	% 8.2-12.1	% 5.4-9.3	% 7.4-11.9	% 9.2
Na ₂ O	% 1.7-2.5	% 1.9-2.7	% 2.4-3.7	% 1.9-3.1	% 3.8
K ₂ O	% 0.1-0.5	% 0.2-1.2	% 0.3-1.2	% 0.7-1.3	% 0.2
P ₂ O ₅	% 0.0-0.5	% 0.0-0.1	% 0.1	% 0.1	% 0.1
AK	% 0.1-0.9	% 0.8-1.0	% 1.9-6.1	% 0.6-4.1	% 0.2



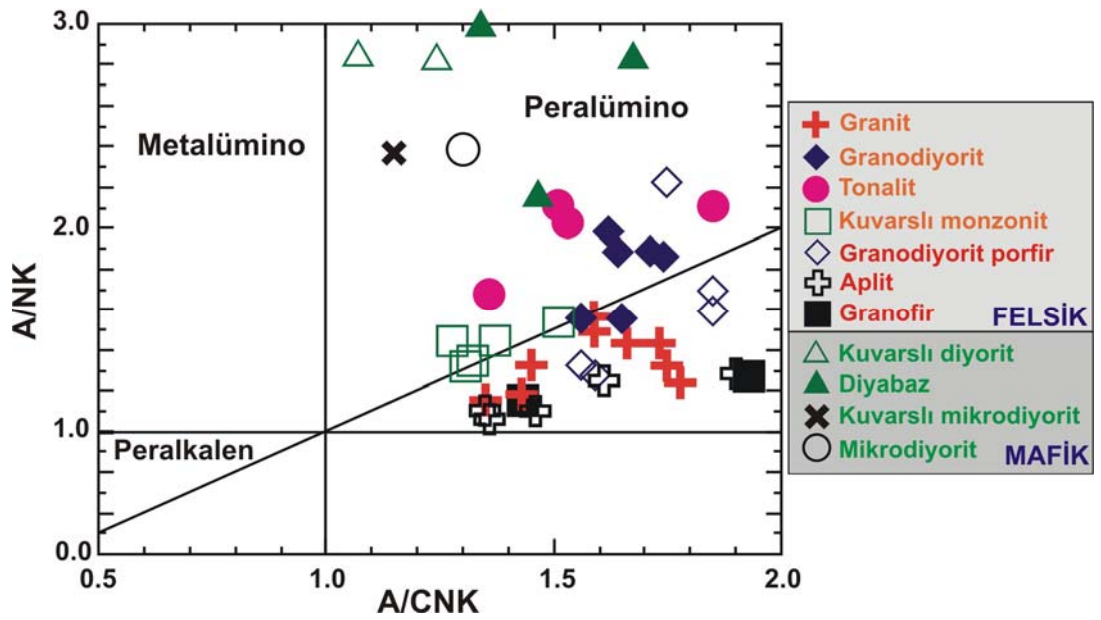
Şekil 4.62. Baskil granitoidine ait kayaçların Winchester ve Floyd (1977) diyagramındaki dağılımları



Şekil 4.63. Baskil granitoidine ait kayaçların toplam alkali-silika (TAS) diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971)



Şekil 4.64. Baskil granitoidinde gözlenen kayaların AFM diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971)



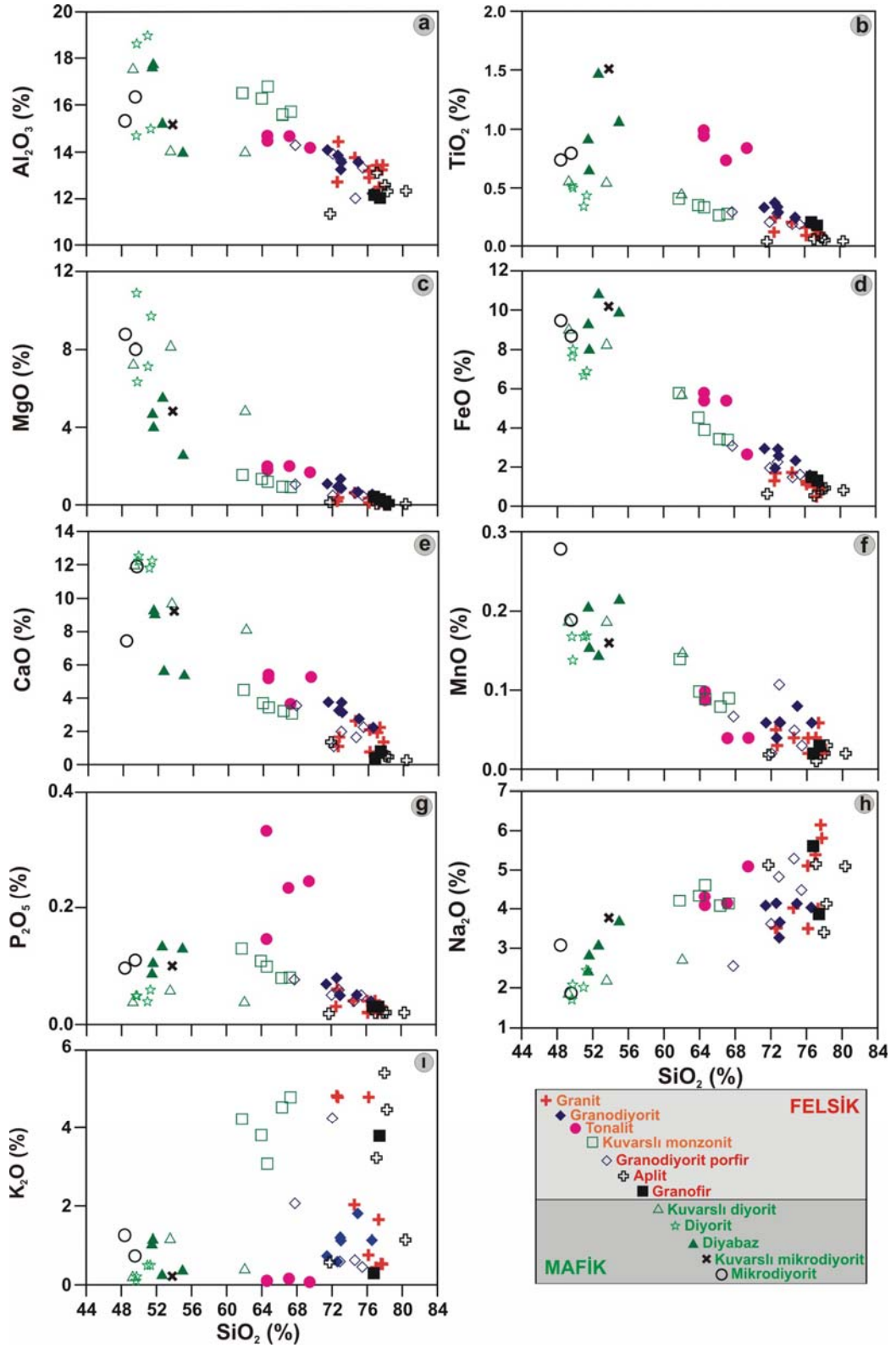
Şekil 4.65. Baskil granitoidine ait kayaların ACNK (Maniar ve Piccoli, 1989) diyagramındaki konumları

Baskil granitoyidine ait kayaçların ana element oksit içeriklerinin SiO_2 içeriğine karşı değişiminin incelendiği Harker (1909) diyagramına bakıldığı zaman Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO , CaO , ve MnO element oksitleri içeriklerinin artan SiO_2 içeriklerine karşı lineer bir trend çizerek mafik kayaçlardan felsik kayaçlara doğru azaldıkları, Na_2O içeriğinin artış sunduğu (Şekil 4.66 a,b,c,d,e,f,h); P_2O_5 içeriğinde ise artan SiO_2 içeriğine karşılık önce mafik kayaçlarda bir artış felsik kayaçlarda bir azalım sunduğu izlenmektedir (Şekil 4.66g). K_2O içeriğinin ise alterasyona bağlı olarak mobilize olması nedeniyle SiO_2 ile belirgin bir korelasyon sunmadığı ve düzensiz bir dağılım sergilediği izlenmektedir (Şekil 4.66i). Bu özelliklere dayanarak çalışma alanında gözlenen Baskil granitoyidine ait kayaçların fraksiyonel kristalleşme süreçlerine bağlı olarak aynı tür magmadan itibaren oluştukları söylenebilir.

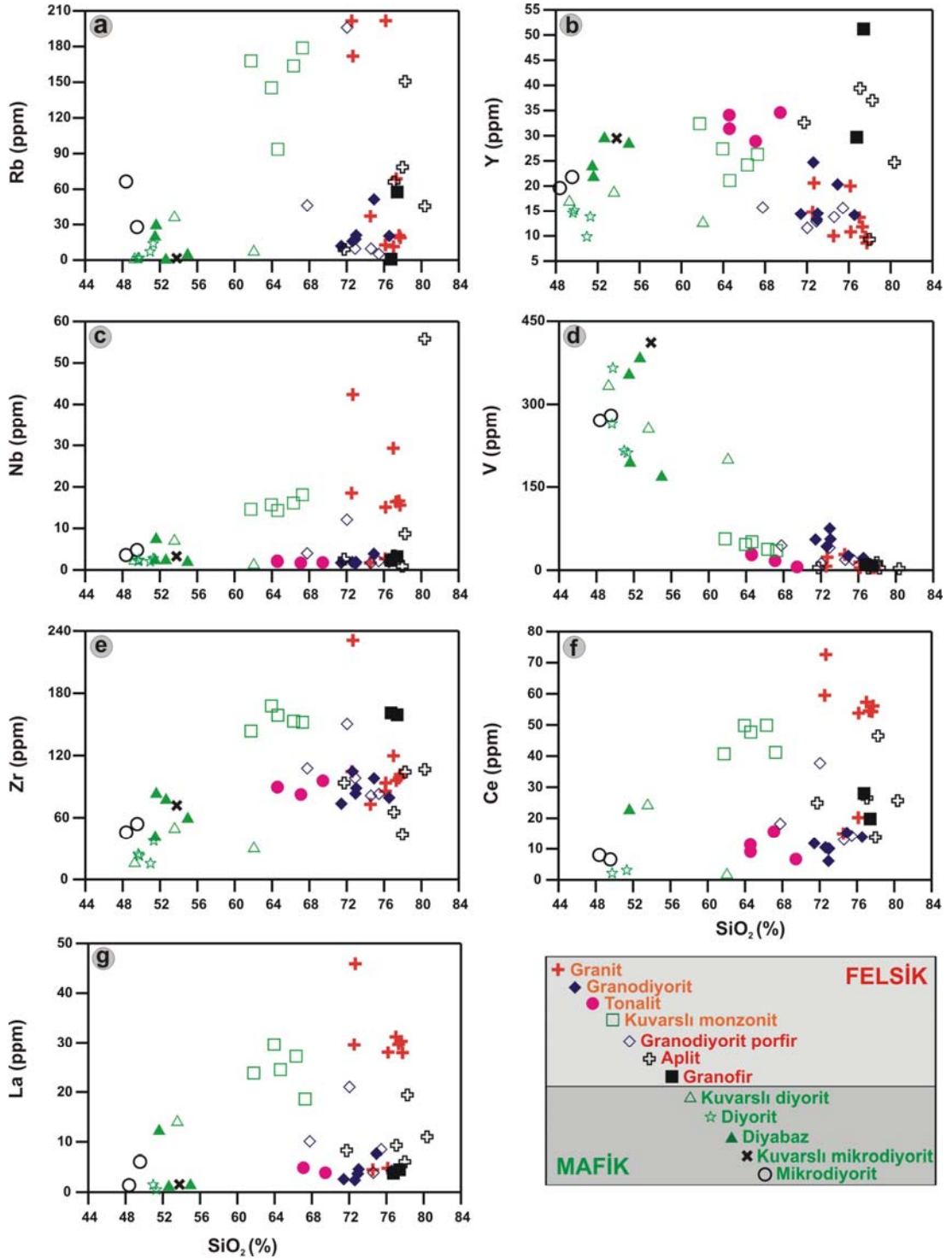
İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait mafik ve felsik kayaçların iz element içeriklerinin SiO_2 içeriğine karşı değişimini gösteren Harker diyagramı Şekil 4.67 ve 4.68'de verilmektedir. Rb, Y, Nb, Zr, Ce, La ve Ba içerikleri artan SiO_2 içeriğine karşılık genel olarak mafik kayaçlardan felsik kayaçlara doğru artış gösterirken V, Sr, Ni, Co, Sc, Ga ve Cr içeriklerinde ise azalma görülmektedir (Şekil 4.67, 4.68).

Baskil granitoyidine ait felsik kayaçların okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.69'da verilmektedir. Tonalit hariç diğer kayaçlarda genel olarak yüksek iyon yarıçaplı elementler (K, Rb, Ba, Th) bakımından okyanus ortası sırtı granitlere göre bir zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerce (Ta, Nb, Hf, Zr, Sm, Y, Yb) ise genel bir tüketilme izlenmektedir (Şekil 4.72). Nb ve Ta elementlerinde gözlenen negatif anomali bu kayaçların oluşumunda yitim bileşeninin varlığını veya kabuksal kirlenmeye işaret edebilir (Pearce, 1983; Wilson, 1989).

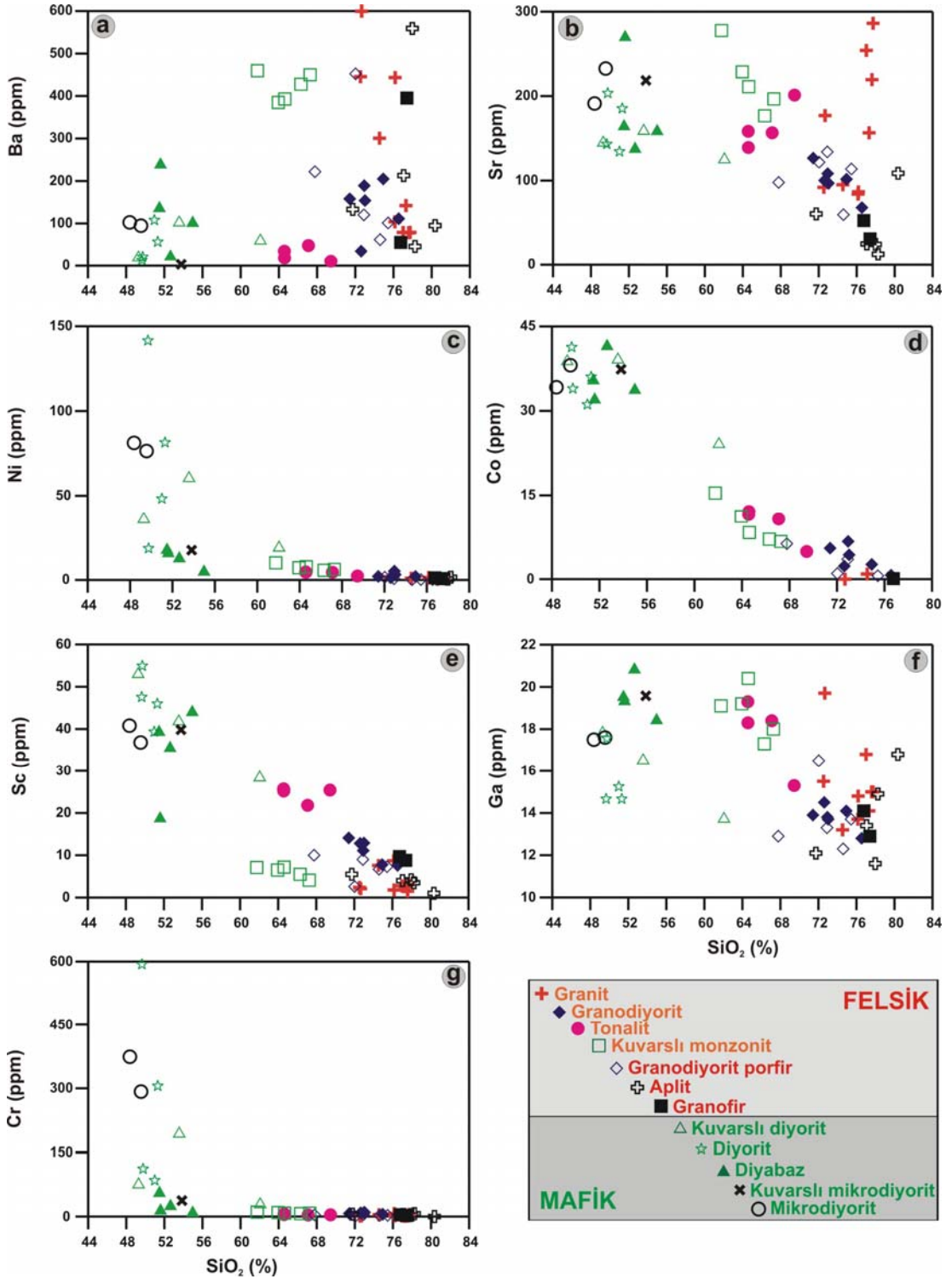
Baskil granitoyidine ait felsik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramına bakıldığında bir kısım felsik kayaçların yatay veya yataya yakın bir trend sundukları $[(\text{La}/\text{Yb})_N=0.99-0.73]$ diğer kayaçların ise hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından zenginleşme $[(\text{La}/\text{Yb})_N=19.66-1.56]$ ve ağır nadir toprak , elementleri (HREE) bakımından ise yatay veya yataya



Şekil 4.66. Baskil granitoidine ait kayaların ana element Harker diyagramı

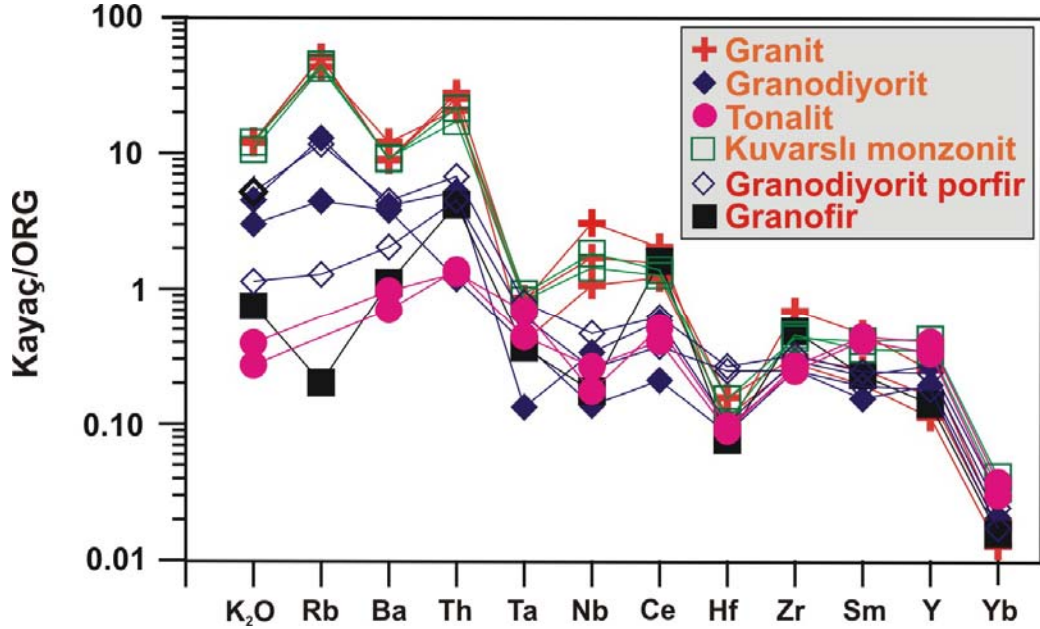


Şekil 4.67. Baskil granitoidinde gözlenen kayalara ait bazı iz element (Rb, Y, Nb, V, Zr, Ce, La) içeriklerinin SiO₂'ye karşı değişim diyagramı

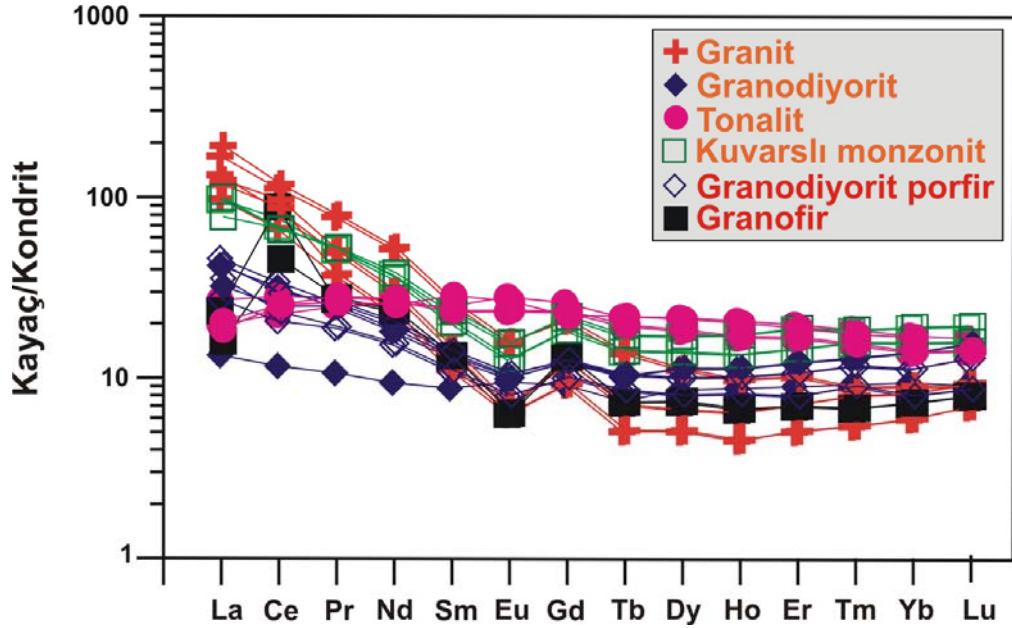


Şekil 4.68. Baskil granitoidinde gözlenen kayalara ait bazı iz element (Ba, Sr, Ni, Co, Sc, Ga, Cr) içeriklerinin SiO₂'ye karşı değişim diyagramı

yakın bir trend sundukları izlenmektedir (Şekil 4.70). Tonalitlerde ise genel olarak yatay veya yataya yakın trendler olmakla birlikte hafif nadir toprak elementler (LREE) bakımından zayıf bir tüketilme trendinde oldukları görülmektedir.



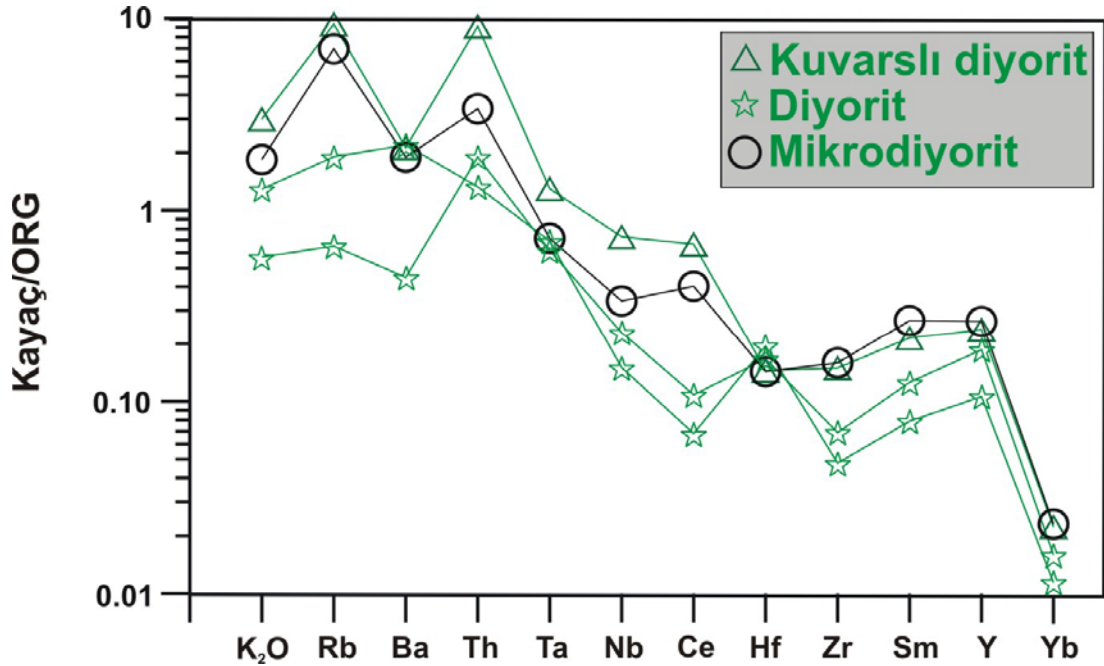
Şekil 4.69. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (ORG değerleri Pearce ve ark., 1984b'den alınmıştır)



Şekil 4.70. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

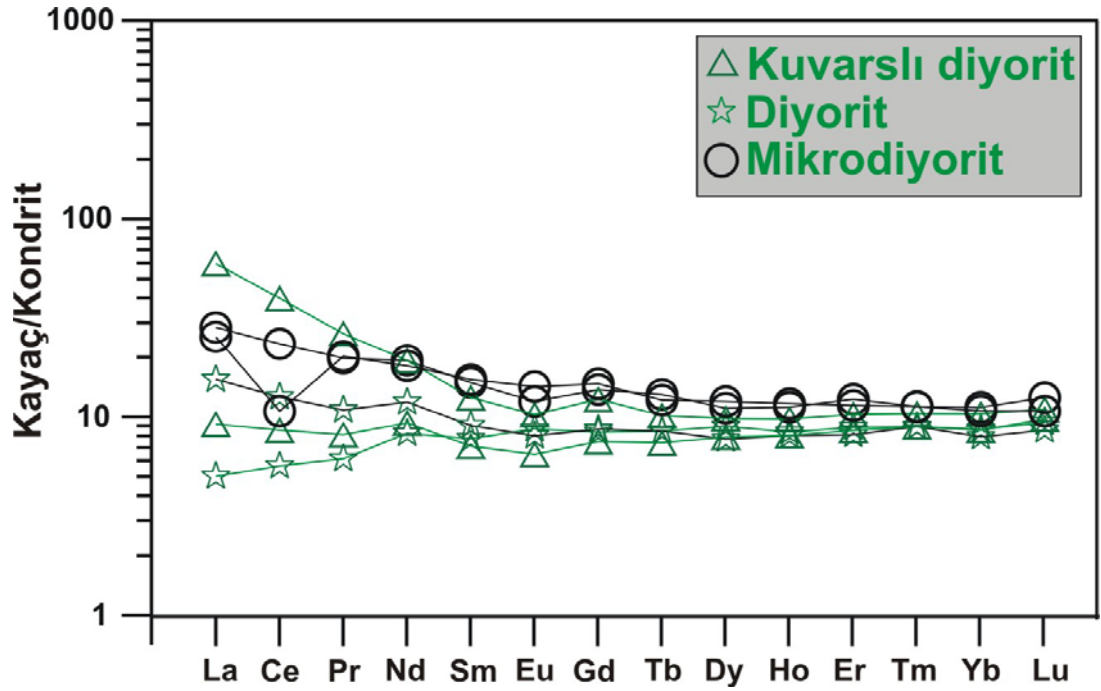
Bu genel özelliklerin dışında Eu elementi bakımından hafif bir negatif anomali gözlenmekte olup bu durum da feldispat fraksiyonlanmasını işaret etmektedir (Şekil 4.70). Baskil granitoidine ait felsik kayaçlar tipik volkanik yay graniti nadir toprak elementi şekli sunmaktadırlar (Şekil 4.70).

Baskil granitoidine ait mafik kayaçların okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.71’de gösterilmektedir. Bir örnek hariç tüm mafik kayaçlarda yüksek iyon yarıçaplı elementler (K, Rb, Ba, Th) açısından okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre bir zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerce (Ta, Nb, Hf, Zr, Sm, Y, Yb) ise genel bir tüketilme izlenmektedir (Şekil 4.71).



Şekil 4.71. Baskil granitoidinde gözlenen mafik kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (ORG değerleri Pearce ve ark., 1984b’den alınmıştır)

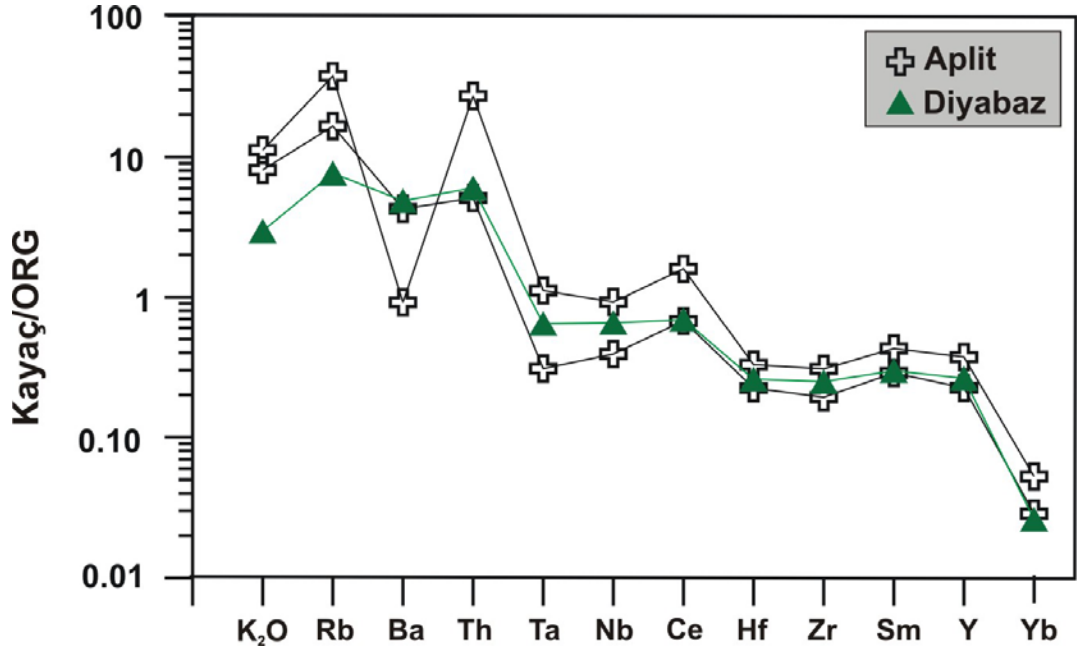
Baskil granitoidine ait mafik kayaçların Kondrit’e göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramına bakıldığında hafif nadir toprak elementlerince (LREE) zenginleşme $[(La/Yb)_N=5.77-0.58]$, ağır nadir toprak elementlerince (HREE) ise yatay trend sundukları izlenmektedir. Diyoritik kayaçların ise bir örneğinde genel olarak yatay veya yataya yakın olmakla birlikte hafif nadir toprak elementlerince zayıf bir tüketilme söz konusudur (Şekil 4.72).



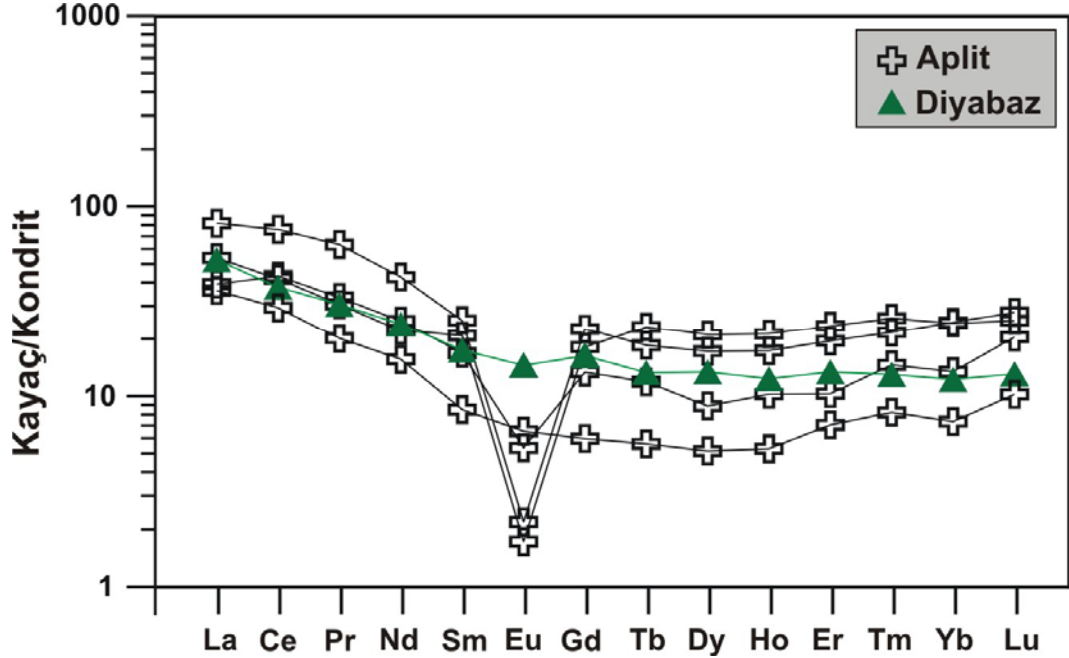
Şekil 4.72. Baskil granitoidinde gözlenen mafik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

Baskil granitoidine ait intrüzif kayaçları kesen aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçların okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.73'de gösterilmektedir. Aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçlarda yüksek iyon yarıçaplı elementler (K, Rb, Ba, Th) bakımından okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre bir zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerce (Ta, Nb, Hf, Zr, Sm, Y, Yb) ise genel bir tüketilme izlenmektedir (Şekil 4.73). Aplitik dayklara ait bir örnekte Ba elementi bakımından tüketilme izlenmektedir (Şekil 4.73).

Aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.74'de verilmektedir. Genel olarak bakıldığında hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından zenginleşme $[(La/Yb)_N=4.94-0.72]$ ve ağır nadir toprak elementleri (HREE) bakımından ise yatay veya yataya yakın bir trend gözlenmektedir. Ayrıca bu genel özelliklerin dışında Eu açısından negatif bir anomali izlenmekte olup bu durum da feldispat fraksiyonlanması ile açıklanabilir (Şekil 4.74).



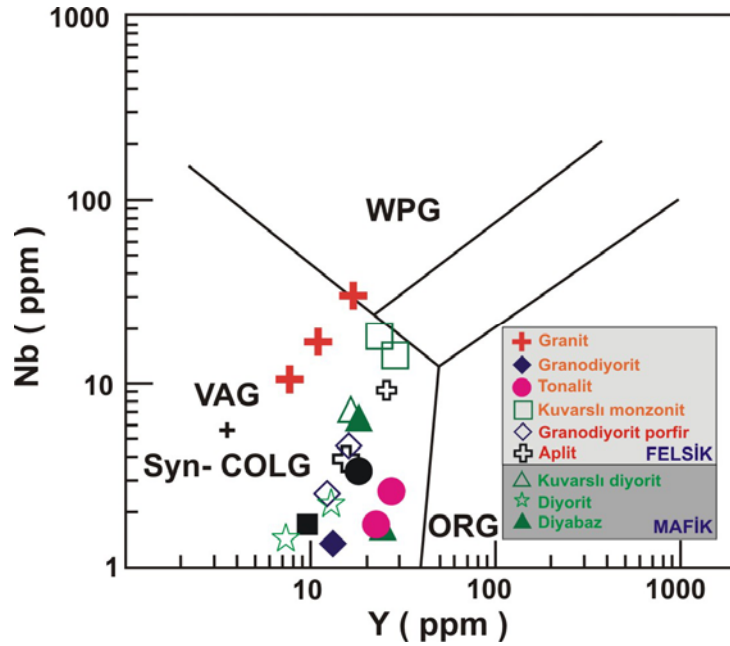
Şekil 4.73. Baskil granitoidinde gözlenen aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (ORG değerleri Pearce ve ark., 1984b'den alınmıştır)



Şekil 4.74. Baskil granitoidinde gözlenen aplit ve diyabaz dayklarına ait kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

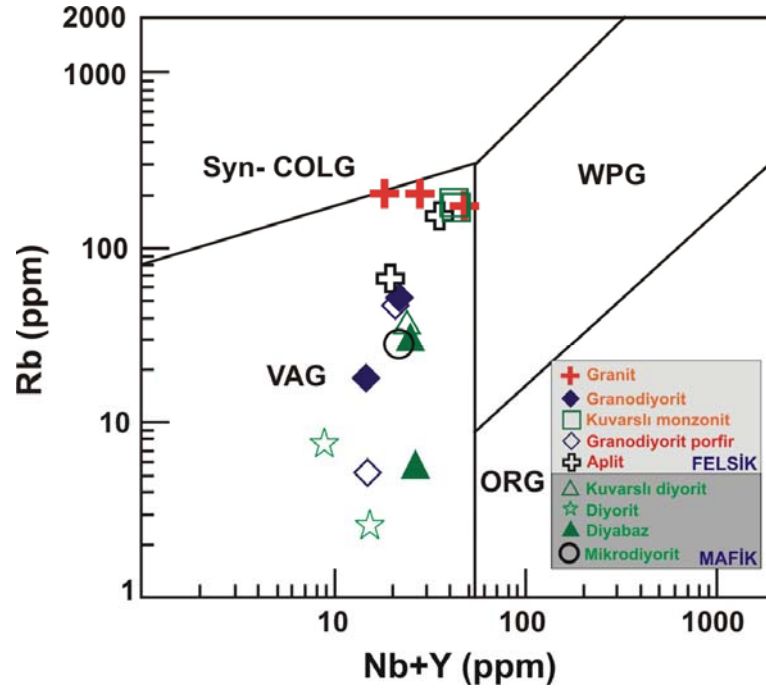
Pearce ve ark., 1984b tarafından önerilen ve Nb elementi ile Y elementinin korelasyonuna dayalı tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı volkanik yay granitleri (VAG) ile çarpışmayla eşyaşlı granitleri (Syn-COLG) levha içi granitleri (WPG) ve okyanus sırtı granitlerinden (ORG) ayırmakta kullanılmaktadır. İnceleme alanındaki granitoidlerin tamamı volkanik yay graniti (VAG) ve çarpışmayla eşyaşlı granitler (Syn-COLG) alanına düşmektedir (Şekil 4.75).

Yine Pearce ve ark (1984b) tarafından oluşturulan ve volkanik yay granitleri (VAG), çarpışmayla eşzamanlı granitler (Syn-COLG), levha içi granitleri (WPG) ve okyanus sırtı granitlerini (ORG) birbirinden ayırmakta kullanılan Nb+Y değerinin Rb içeriğine göre değişiminin incelendiği diyagramda Baskil granitoidine ait kayaçların tamamı volkanik yay granitleri (VAG) alanına düşmektedir (Şekil 4.76).

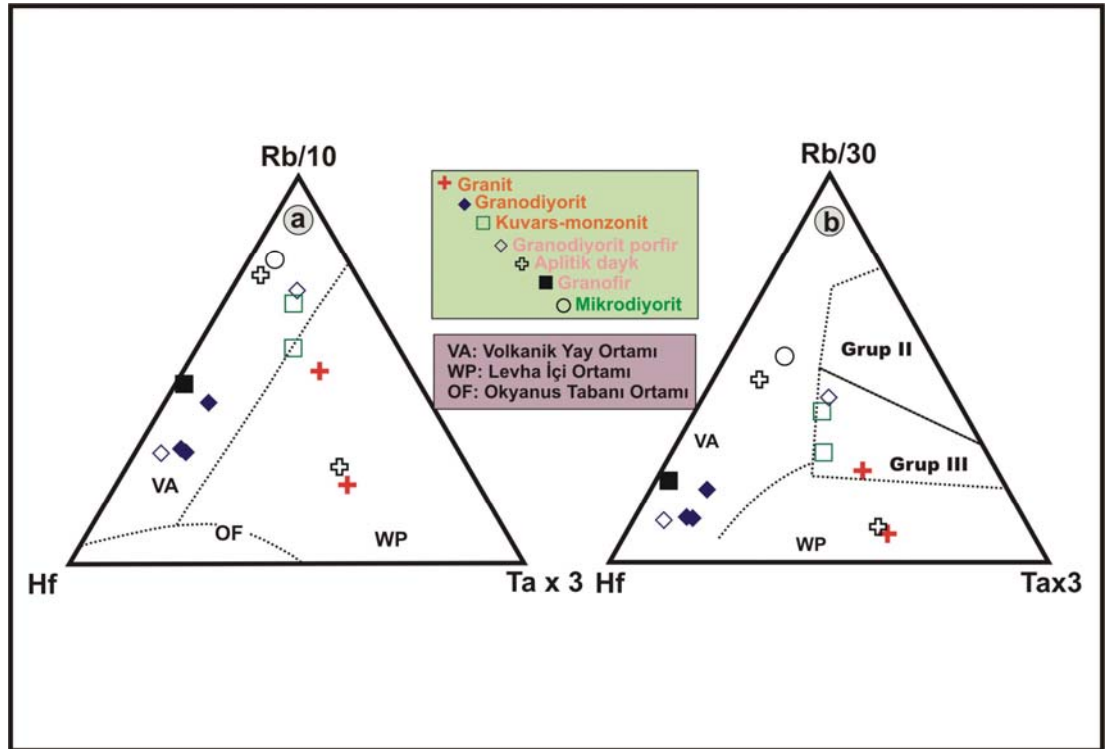


Şekil 4.75. Baskil granitoidine ait kayaçların Nb-Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı (Pearce ve ark., 1984b)

Harris ve ark (1986) tarafından geliştirilen Rb-Hf-Ta üçgen diyagramları volkanik yay granitlerini (VAG) levha içi ortamında ve okyanus tabanı ortamında oluşan granitlerden ayırmaktadır (Şekil 4.77a,b). İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoidine ait mafik ve felsik derinlik ve yariderinlik kayaçlarının büyük bir çoğunluğu bu diyagramlarda volkanik yay granitleri (VAG) alanına düşmektedir (Şekil 4.77a,b).



Şekil 4.76. Baskil granitoidine ait kayaçların Rb-Nb+Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı (Pearce ve ark., 1984b)



Şekil 4.77. a) Baskil granitoidine ait kayaçların Rb/10-Hf-Ta₃ üçgen diyagramındaki b) Rb/30-Hf-Ta₃ diyagramındaki konumları (Harris ve ark., 1986)

4.2.1.2. Mineral Kimyası

Baskil granitoyidinde gözlenen felsik kayalardan granit ve granodiyorite ait 5 adet numune üzerinde plajiyoklas, K'lu feldispat, amfibol ve biyotit mineralleri üzerinde toplam 167 noktanın detaylı mineral kimyası analizleri yapılmıştır (Ek 4.17, 4.18, 4.19, 4.20).

4.2.1.2.(1). Plajiyoklas

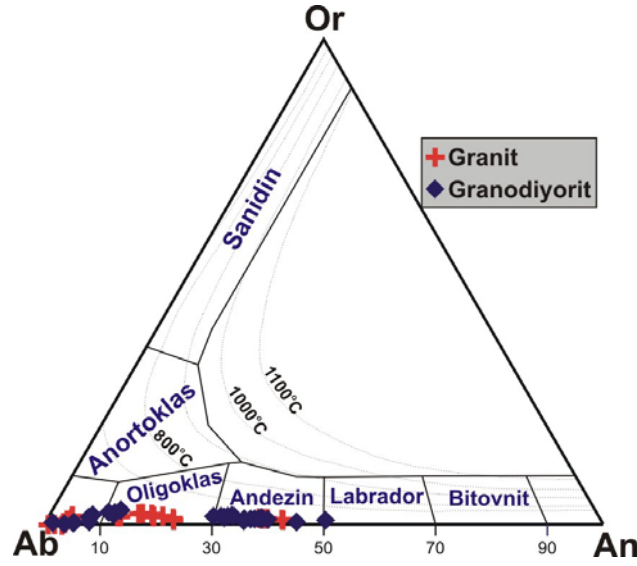
İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait felsik kayalarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası analizleri Ek 4.17'de verilmektedir.

Bu kayalarda gözlenen plajiyoklasların SiO₂ içeriği granitlerde % 57.44-69.37, granodiyoritlerde % 55.31-% 68.41; TiO₂ içeriği granitlerde % 0-0.03, granodiyoritlerde % 0-0.05; Al₂O₃ içeriği granitlerde % 19.51-26.54, granodiyoritlerde % 19.54-28.01; MgO içeriği granitlerde % 0-0.02, granodiyoritlerde % 0-0.02; CaO içeriği granitlerde % 0.15-8.52, granodiyoritlerde % 0.28-9.95; Na₂O içeriği granitlerde % 6.32-11.55, granodiyoritlerde % 5.41-11.40; K₂O içeriği granitlerde % 0.05-0.47, granodiyoritlerde % 0.10-0.60 arasında değişmektedir (Ek 4.17). Baskil granitoyidine ait felsik kayalarda gözlenen plajiyoklasların anortit (An) içeriği granitlerde % 0.73-42.14 granodiyortilerde ise % 1.33-49.71 arasında değişmektedir (Ek 4.17).

Baskil granitoyidine ait felsik kayalardan granodiyoritlerde gözlenen plajiyoklasların kenar kısımları ile merkezi kısımları arasında hafif bir zonlanma gözlenmektedir.

Baskil granitoyidindeki granit ve granodiyoritlerde gözlenen plajiyoklasların ortoklas, albit ve anortit içeriklerine bağlı olarak sınıflandırma diyagramı Şekil 4.78'de verilmektedir.

Baskil granitoyidindeki granit ve granodiyorit türü kayalarda gözlenen plajiyoklaslar genellikle andezin ve oligoklas bileşim aralığında yer almakla beraber bir kısım örnekler sodyum metasomatizması sonucu albitleşmişlerdir (Şekil 4.78).



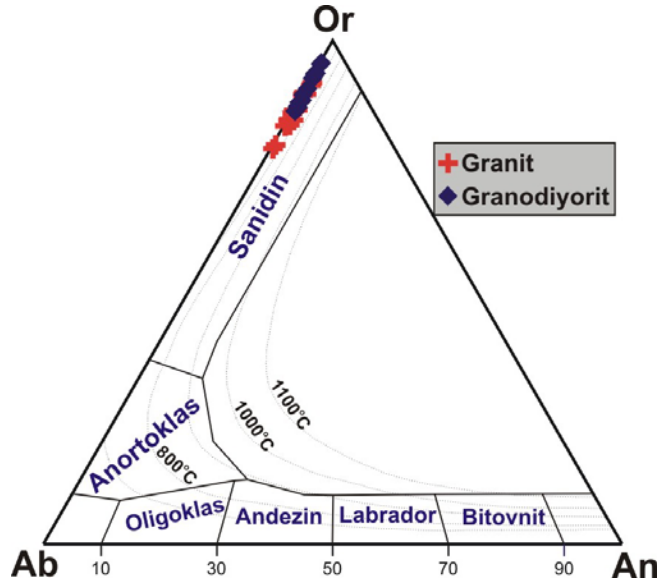
Şekil 4.78. Baskil granitoidindeki granit ve granodiyoritlerde gözlenen plajiyoklasların sınıflandırma diyagramı (Barth, 1962)

4.2.1.2.(2). K'lu Feldispat

İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoidine ait granit ve granodiyoritlerde gözlenen K'lu Feldispatların mineral kimyası analizleri Ek 4.18'de verilmektedir.

Bu kayaçlarda gözlenen K'lu Feldispatların SiO₂ içeriği granitlerde % 63.59-66.91, granodiyoritlerde % 64.12-% 66.60; TiO₂ içeriği granitlerde % 0.01-0.09, granodiyoritlerde % 0-0.04; Al₂O₃ içeriği granitlerde % 17.59-18.81, granodiyoritlerde % 17.82-18.41; MgO granodiyoritlerde % 0-0.02; CaO içeriği granitlerde % 0-0.18, granodiyoritlerde % 0.01-0.08; Na₂O içeriği granitlerde % 0.83-2.24, granodiyoritlerde % 0.45-1.49; K₂O içeriği granitlerde % 12.56-14.87, granodiyoritlerde % 13.14-15.57 arasında değişmektedir (Ek 4.18). Baskil granitoidine ait felsik kayaçlarda gözlenen K'lu Feldispatların Ortoklas (Or) içeriği granitlerde % 78.51-91.70, granodiyoritlerde ise % 86.04-95.69 arasında değişmektedir (Ek 4.18).

Baskil granitoidindeki granit ve granodiyoritlerde gözlenen K'lu Feldispatların ortoklas, albit ve anortit içeriklerine dayalı olarak yapılan sınıflandırma diyagramı Şekil 4.79'da verilmektedir.



Şekil 4.79. Baskil granitoyidindeki granit ve granodiyoritlerde gözlenen K'lu Feldispatların sınıflandırma diyagramı (Barth, 1962)

Baskil granitoyidindeki granit ve granodiyorit türü kayaçlarda gözlenen K'lu Feldispatlar baskın olarak ortoklas bileşimindedirler (Şekil 4.79).

4.2.1.2.(3). Amfibol

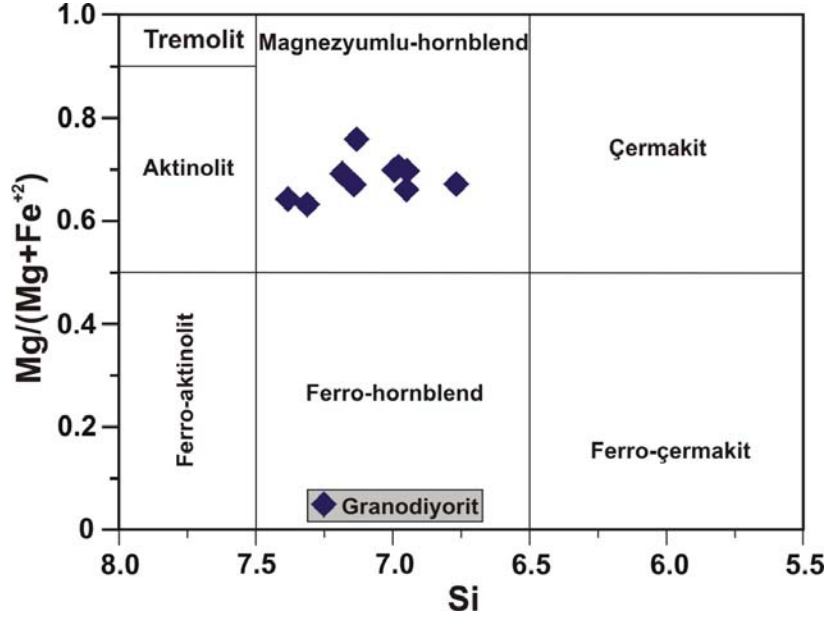
İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerden 2 adet numune üzerinde toplam 10 adet amfibol analizi yapılmış olup bu analiz sonuçları Ek 4.19'de verilmektedir.

Bu amfibollerin SiO₂ içeriği % 47.02-50.47; TiO₂ içeriği % 0.32-1.50; Al₂O₃ içeriği % 3.36-7.62; MgO içeriği % 10.38-12.12; CaO içeriği % 9.38-10.41; MnO içeriği % 0.70-1.68; Cr₂O₃ içeriği % 0-0.03 arasında değişmektedir (Ek 4.19).

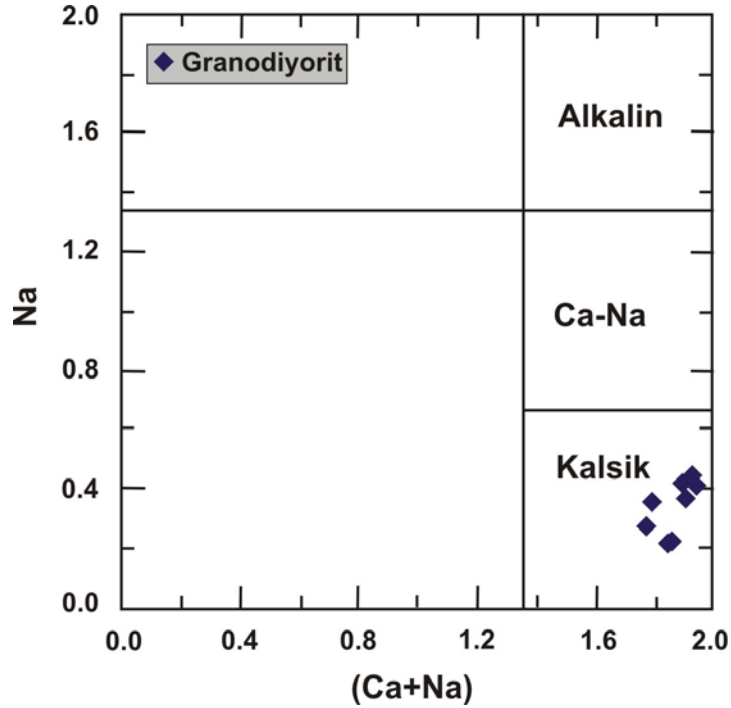
Leake ve ark (1997) tarafından geliştirilen amfibol sınıflandırma diyagramında Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerde gözlenen amfiboller magnezyumlu hornblend ile temsil edilmektedirler (Şekil 4.80).

Leake (1978) tarafından geliştirilen amfibollerin (Ca+Na) içeriklerinin Na içeriğine karşı değişiminin değerlendirildiği diyagram kalsik, kalko-sodik ve alkalen amfibollerini birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.80). İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait felsik kayaçlardan granodiyoritlerde gözlenen

hornblendlerin tamamı bu diyagramda kalsik amfiboller bölgesinde yer almaktadır (Şekil 4.81).



Şekil 4.80. Baskil granitoidine ait granodiyoritlerde gözlenen amfibollerin sınıflandırma diyagramı (Leake ve ark., 1997)



Şekil 4.81. Baskil granitoidine ait granodiyoritlerde gözlenen amfibollerin (Ca+Na)-Na değişim diyagramı (Leake, 1978)

Amfibol derinlerde kristalleşen sulu kalk-alkali magmatik kayalarda yaygın olarak izlenen bir mineraldir. Deneysel çalışmalar hornblendlerin toplam alüminyum (Al) içeriklerinin, buldukları magmatik kayacın kristalleştiği ortamın basıncı ve sıcaklığı hakkında bilgiler içerdiğini göstermektedir (Spear 1981; Johnson ve Rutherford, 1989; Parlak, baskıda; Aslan ve ark., 2004; Aslan, 2005). Kalk-alkalen granitlerin kristallenme basınçlarının hesaplanmasında hornblendlerin toplam Alüminyum (Al) içeriğinden oldukça yaygın olarak yararlanılmaktadır (Hammarstrom ve Zen 1986; Hollister ve ark., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt 1992). Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerde izlenen amfibollerin toplam alüminyum içeriklerinden yola çıkılarak çeşitli araştırmacıların önermiş oldukları basınç hesaplama formülleri kullanılmış ve Hammarstrom ve Zen (1986) tarafından oluşturulan eşitliğe göre 0.52 ile 2.58 kb; Hollister ve ark (1987) tarafından önerilen eşitliğe göre 0.30-2.62 kb; Johnson ve Rutherford (1989)'un öngördüğü eşitliğe göre 0.27-2.01 ve Schmidt (1992) eşitliğine göre ise 0.32-3.14 kb arasında değişen basınç değerleri hesaplanmıştır. Tüm bu sonuçlar birbiriyle uyumlu olup bu dört farklı sonucun ortalaması alındığında Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerin oluştuğu ortamın basıncının 0.35 ile 2.35 kb arasında değiştiği görülmektedir. Bu basınç değerleri de Baskil granitoyidinin yaklaşık 1-8 km derinlikte soğuduğuna işaret etmektedir. Bu durum da Baskil granitoyidinin erken fazının kristalleşmesinin nispeten derinlerde başladığını fakat granitoyidin soğuması ile eşzamanlı olarak yükselmeye devam ederek soğumanın daha düşük derinliklerde tamamlandığını göstermektedir.

4.2.1.2.(4). Biyotit

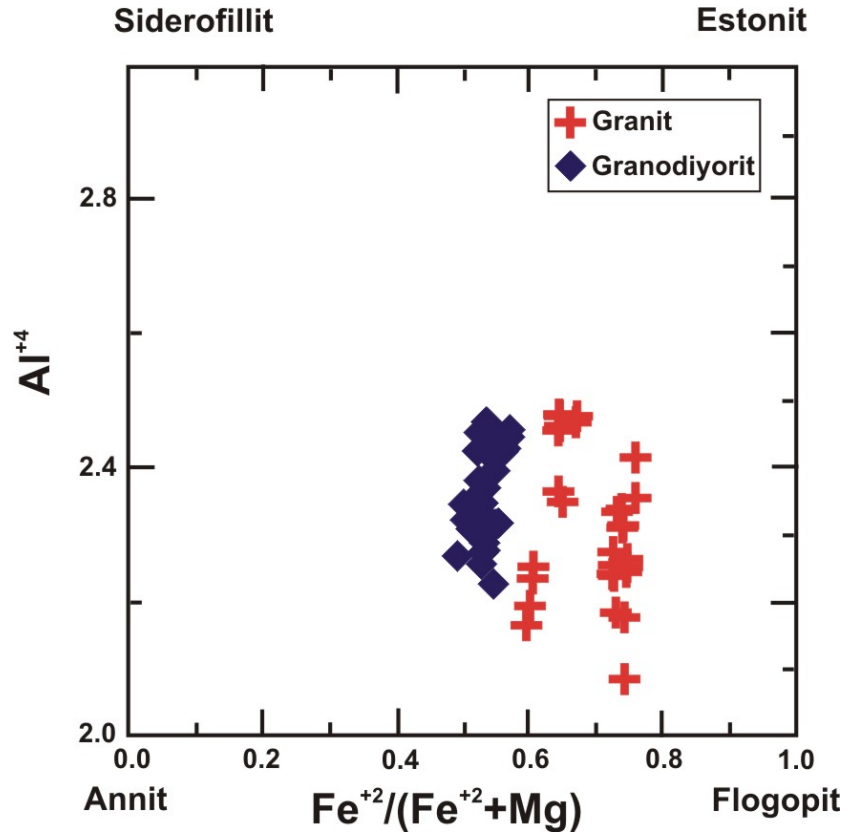
İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait granitlerden 2 adet numune üzerinde toplam 31 adet, granodiyoritlerden ise 3 adet numune üzerinde toplam 39 adet biyotit analizi yapılmış olup bu analiz sonuçları Ek 4.20'de verilmektedir.

Bu biyotitlerin SiO₂ içeriği granitlerde % 34.17-42.57, granodiyoritlerde % 35.76-38.30; TiO₂ içeriği granitlerde % 1.48-4.58, granodiyoritlerde % 3.28-4.40;

Al_2O_3 içeriği granitlerde % 12.07-16.28, granodiyoritlerde %11.95-13.15; MgO içeriği granitlerde % 4.06-7.54, granodiyoritlerde % 8.90-10.68; CaO içeriği granitlerde % 0-0.46, granodiyoritlerde % 0-0.18; MnO içeriği ise granitlerde % 0.32-1.19, granodiyoritlerde % 0.45-0.76 arasında değişim göstermektedir (Ek 4.20).

Biyotitler mafik, felsik ve ortaç magmatik kayalarda oldukça yaygın olarak izlenen sulu ferromagnezyen mineraller olup granitoidlerin oluşumundaki fiziko-kimyasal koşulları ve bileşimsel değişimleri yansıtır (Speer, 1984). Bu nedenle magmatik biyotitler ve onları bünyelerinde barındıran magmatik kayaların bileşimleri arasında yakın bir ilişki vardır (Abdel-Rahman, 1994: Parlak baskıda'dan).

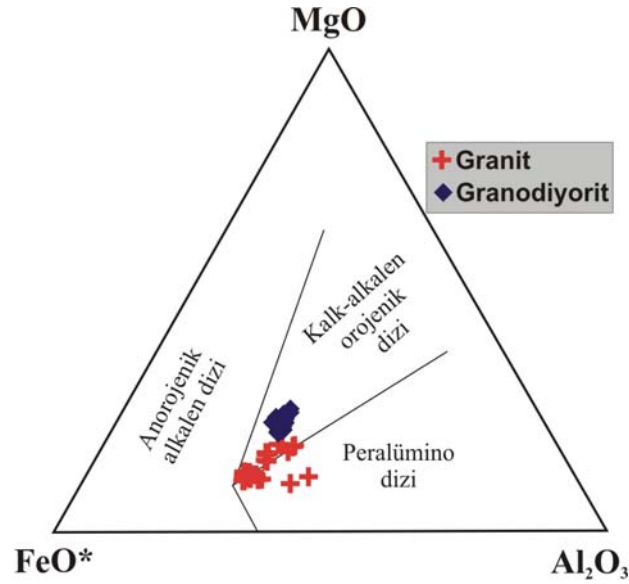
İnceleme alanında yüzeleyen Baskil granitoidine ait granit ve granodiyoritlerdeki biyotitlerin kompozisyonunu gösteren $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ 'nin Al^{+4} içeriğine göre değişiminin incelendiği sınıflandırma diyagramı Şekil 4.82'de verilmektedir (Leake ve Said, 1994).



Şekil 4.82. Baskil granitoidine ait granit ve granodiyoritlerdeki biyotitlerin sınıflandırma diyagramı (Leake ve Said, 1994)

Bu diyagramda Baskil granitoyidine ait granitlerdeki biyotitler % 60-76 flogopit, % 24-40 Anit bileşiminde, granodiyoritlerdeki biyotitler ise % 49-57 arasında flogopit, % 43-51 arasında ise Anit bileşimi sunmaktadırlar. Bu diyagramda granodiyoritlerdeki biyotitlerin granitlerdeki biyotitlere nazaran magnezyumca daha zengin olduğu görülmektedir (Şekil 4.82).

Abdel-Rahman 1994 tarafından oluşturulan $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ üçgen diyagramı orojenik kalk-alkalen ve peralümino dizi ile anorojenik alkalen diziyeye ait biyotitleri birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.83). Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerdeki biyotitlerin tamamı kalkalkalen orojenik dizi içerisinde yer alırken granitler içerisinde gözlenen biyotitlerin bir kısmı kalk-alkalen orojenik dizi içerisinde bir kısmı ise peralümino dizi içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.83).



Şekil 4.83. Baskil granitoyidine ait granit ve granodiyoritlerdeki biyotitlerin $MgO-FeO-Al_2O_3$ üçgen diyagramı (Abdel-Rahman, 1994)

5. TARTIŞMA

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı'nın Geç Kretase'deki evriminde oldukça önemli yer tutan tektonomagmatik/stratigrafik birimler sırasıyla metamorfik masifler, ofiyolitler, volkanik yay birimleri ve granitoidlerden oluşmaktadır.

Güneydoğu Anadolu'nun orojenik evrimi napların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında göreceli olarak güneye Arap levhasına doğru hareketini içermektedir (Yıldırım ve Yılmaz 1991; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Robertson ve ark., baskıda a,b). Malatya-Keban platformu Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde üst nap bölümünde yer almaktadır (Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993). Malatya-Keban metamorfikleri mermer, şist, sleyt, ve siyah fillitlerle birlikte nadiren metakonglomera içeren düşük dereceli metamorfizma geçirmiş bir birimdir (Turan ve Bingöl, 1991; Asutay, 1988; Yılmaz ve ark., 1993). Malatya-Keban platformu Baskil granitoidi ile hem tektonik hemde intrüzif dokanak ilişkisi sunmakta olup birim inceleme alanı ve yakın çevresinde metamorfizma geçirmemiş Tersiyer yaşlı sedimanter kayalar tarafından üzerlenmektedir (Bingöl, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Rızaoğlu ve ark., 2004). Yılmaz ve ark., 1993 Malatya-Keban platformu için Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen arası bir metamorfizma yaşı önermişler ve buna gerekçe olarakta platformun üst seviyelerini oluşturan birimlerin Kampaniyen yaşında olmasını (Yılmaz ve ark., 1987) ve bu metamorfik masiflerin Üst Maastrichtiyen yaşlı sedimanter kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülmesini göstermişlerdir.

Güneydoğu Anadolu'da Neotetis'in güney kolunun evrimi ile ilişkili nap zonuna ait tektonomagmatik/stratigrafik birimleri kesen granitoidler Göksun-Afşin (Kahramanmaraş), Doğanşehir (Malatya) ve Baskil (Elazığ) bölgelerinde olmak üzere başlıca üç farklı bölgede gözlenmektedir (Asutay, 1988; Yazgan ve Chessex 1991; Akgül 1993; Yılmaz, 1993; Önal 1995; Parlak, baskıda; Rızaoğlu ve ark., 2005; Robertson ve ark., baskıda a,b). Granitoidik kayaların metamorfik masifler (Malatya-Keban platformu), ofiyolitler (Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman), ve ofiyolit tabanı metamorfiklerini kesmesi bu birimlerin Geç Kretase'de granitoid yerleşmesinden önce biraraya geldiğinin önemli bir kanıtıdır (Yazgan ve Chessex,

1991). Bölgede yüzeyleyen granitoidlere ait K/Ar yaşları Baskil (Elazığ) bölgesindeki granitoidler için 76 ± 2.45 ile 78 ± 2.5 My arasında (Yazgan ve Chessex, 1991); Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) bölgesindeki granitoidler için ise 85.76 ± 3.17 ile 70.05 ± 1.75 My arasındadır (Parlak, baskıda). Bu da göstermektedir ki granitoid yerleşmesi ofiyolit oluşumundan (~ 90 My) sonra gerçekleşmiştir (Mukasa ve Ludden, 1997; Robertson ve ark., baskıda a). Ayrıca tüm bölgedeki arazi verileri de granitoid sokulumundan önce ofiyolitler ve bunlarla ilişkili metamorfik kayaların Keban platformu tabanına yerleştiğini göstermektedir.

İnceleme alanında yüzeyleyen volkano-sedimanter birimlerden elde edilen arazi verileri, ana-iz element jeokimyası ve birimin bazaltdan riyodasit/dasite kadar değişen aralıkta oldukça geniş spektrumlu kayaç topluluğuna sahip olması bu birimin Geç Kretase'de kuzeye dalımlı bir okyanus içi dalma-batma zonunun üst seviyelerini temsil ettiğini göstermektedir. Aynı kuşak içerisinde Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitinde (Parlak ve ark., 2004; Robertson ve ark., baskıda a) ve Elazığ bölgesinde Geç Kretase yaşlı yay havzasında (Bölücek ve ark., 2004; Robertson ve ark., baskıda b) olmak üzere benzer volkano-sedimanter kayaç birlikleri izlenmektedir.

İnceleme alanında yüzeyleyen levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçlar toleyitik karakterde ($Nb/Y=0.2-0.06$) olup nadir toprak element (REE) örümcek ve tektonomagmatik diyagramları bu kayaçların dalma-batmayla ilişkili bir ortamda oluştuğunu göstermektedir. Kümülat kayaçların ana ve iz element jeokimyası modern adayayı toleyitik seri içerisinde yer alan kümülat kayaçlarla yakın benzerlikler sunmaktadır. Olivinli gabrolar ile amfibollü gabrolar içerisinde kalsik plajiyoklasların kristallenmesi magma farklılaşması esnasında sulu ortam koşullarının hakim olduğuna işaret etmektedir. Kümülat kayaçların oluşumu esnasında interkümülat sıvının varlığı amfibollü gabrolarda ters zonlanmalı plajiyoklasların oluşmasının nedeni olabilir (Arculus ve Wills, 1980). Orta Anadolu'da amfibollü gabrolar yaygın olarak izlenmekte ve dalma-batmayla ilişkili bir ortamda peridotitlerin yüksek dereceli kısmi ergimesi sonucu sulu bir magmadan itibaren oluştukları belirtilmektedir (Koçak ve ark., baskıda). Yüksek dereceli amfibollü gabrolara diğer Doğu Akdeniz ofiyolitlerinde (Hebert ve Laurent, 1990) ve adayayı tektonik ortamlarda (Debari ve Coleman, 1989) da rastlanmaktadır.

Kömürhan ofiyolitinde gözlenen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlar toleyitik ($Nb/Y=0.07-0.33$) karakter sunmaktadır. Nadir toprak element (REE) ve örümcek diyagramı ile tektonomagmatik diskriminasyon diyagramları bu kayaçların köken kayacının adayayı toleyitik karakterde olduğunu işaret etmektedir.

İnceleme alanında yüzeyleyen volkano-sedimanter kayaçlar önceki çalışmalarda Baskil granitoidinin yüzey kayaçları olarak değerlendirilmiştir (Yazgan ve Chessex, 1991; Beyarslan ve Bingöl, 1996,2000). Yapılan arazi çalışmaları neticesinde bölgede yüzeyleyen volkanik ve sedimanter kayaçların aşağıda sıralanan nedenlerden dolayı Baskil granitoidinin yüzey kayaçları olamayacağı düşünülmektedir.

1- Baskil plütönuna ait kayaçlar I tipi kalk-alkalen kayaçların karakterisitk özelliklerine sahip iken inceleme alanındaki volkano-sedimanter kayaçlardaki volkanik kayaçlar Kömürhan ofiyolitine ait birimlerle uyumluluk gösterecek şekilde toleyitik karakter sunmaktadırlar.

2- Baskil granitoidine ait magmatik kayaçlarla volkano-sedimanter kayaçlar arasında açık bir şekilde dokanak ilişkisi gözlenmemektedir ve Baskil granitoidine ait kayaçlar volkano-sedimanter kayaçları değişik seviyelerde kesmektedirler.

3-Baskil granitoidine ait magmatik kayaçlar hem volkano-sedimanter birimleri hem de onu tektonik dokanakla üzerleyen Keban metamorfiklerini kesmektedirler. Bu da göstermektedir ki Baskil granitoidinin intrüzyonundan önce bu birimler tektonik hareketlerle yan yana gelmişlerdir.

4- Ayrıca benzer volkano-sedimanter birimler daha güneybatıda Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitinin üst seviyelerini oluşturmaktadırlar (Parlak ve ark., 2004; Robertson ve ark., baskıda a).

Bu nedenle bölgede yüzeyleyen volkano-sedimanter birimlerin okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluşan Kömürhan ofiyolitinin volkanik seviyelerini oluşturduğu düşünülmektedir.

Okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluşan ofiyolitlerin yaşam döngüsü birbirini izleyen olaylar serisi şeklinde gelişmektedir. Bunlar; Shervais (2001) tarafından başlangıç, gençlik, olgunluk, ölüm ve kıta üzerine yerleşme safhaları şeklinde beş bölüme ayrılmıştır.

Olgunluk dönemi, dalma-batma zonunun olgunlaşması ve duraylılık kazanması sırasında gittikçe kalkalkalen karakter kazanan yarı duraylı yay volkanizmasının başlaması, kuvarslı diyoritlerin intrüzyonu ve asidik volkanizma ile karakteristiktir. Bu dönemde oluşan ofiyolitleri meydana getiren magma diğer safhalara göre silis bakımından daha zengindir ve yüksek iyon yarıçaplı elementlerce (LILE) zenginleşme ve kalıcılığı yüksek elementlerce (HFSE) ise fakirleşme bu döneme ait ofiyolitlerin karakteristik özelliğidir (Shervais, 2001; Parlak, 2001'den). Bu safhanın volkanik kayaçları bazikten asidiğe kadar oldukça geniş spektrumlu kayaç topluluğundan (bazalt, bazaltik andezit, andezit, riyolit, dasit) meydana gelmekte olup plütonik kayaçlar ise hornblendli diyoritler, kuvarslı diyoritler, tonalitler ve trondjemitler ile temsil edilirler.

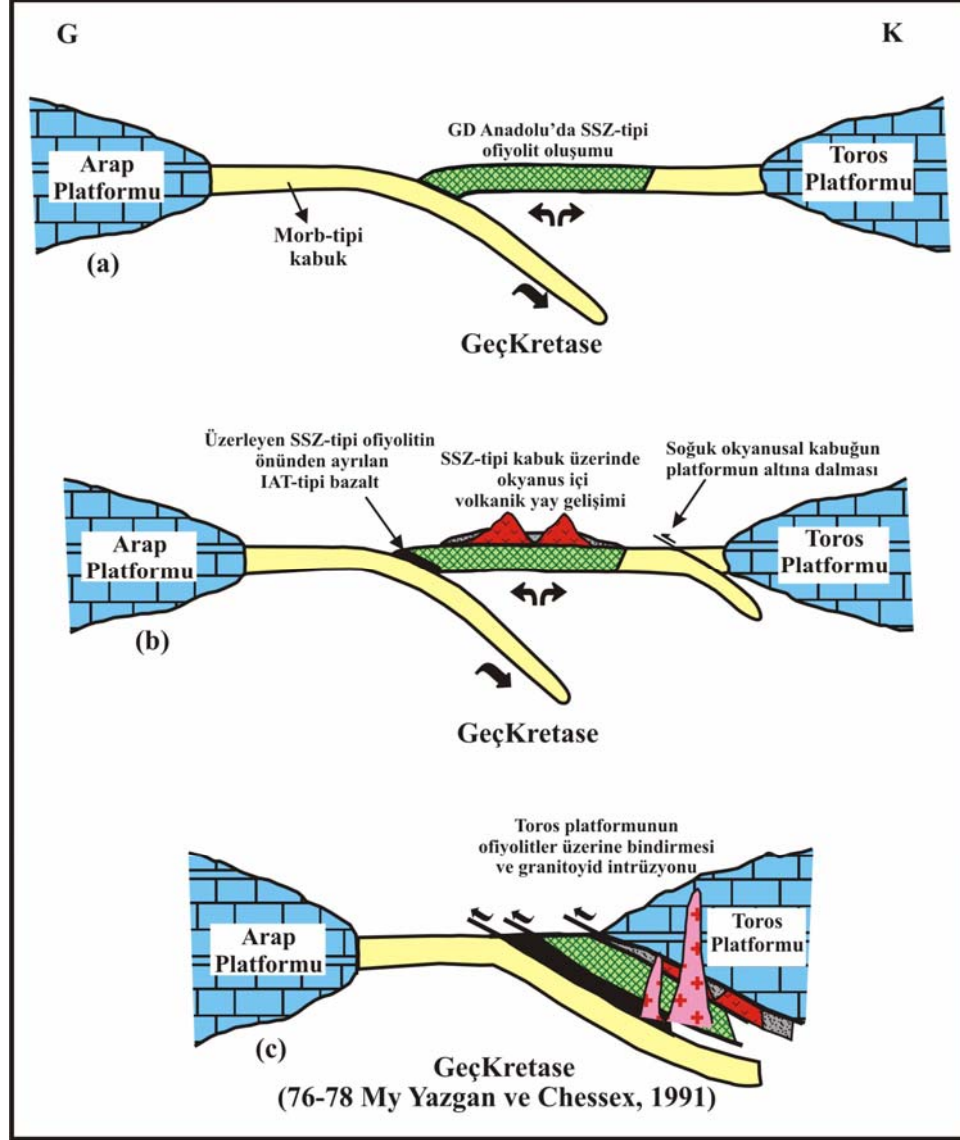
İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyoliti gerek petrografik gerekse jeokimyasal özellikleri açısından okyanus içi dalma-batma zonu (suprasubduction zone) ofiyolitlerinin yaşam çevriminde olgunluk safhasına güzel bir örnek teşkil etmektedir. Benzer karakteristik özellikler aynı kuşak içerisinde daha güneybatıda yer alan Göksun ofiyolitinde de izlenmektedir (Parlak ve ark., 2001, 2004).

Bölgede yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin oluşumu ve yerleşimini açıklamak üzere çeşitli araştırmacılar tarafından değişik tektonik modeller ortaya konulmuştur. Bunlar; a) Tekli dalma-batma zonu (Single subduction zone) modeli (Hall, 1976; Aktaş ve Robertson, 1984, 1990; Robertson, 1998, 2000; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993) b) Çiftli dalma-batma zonu (Double subduction zone) modeli (Robertson, 1998, 2000, 2002; Parlak ve ark., 2004) ve Çok fazlı yaklaşım (Multiphase convergence) modeli (Robertson ve ark., baskıda a) şeklinde sıralanabilir.

İnceleme alanında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerden derlenen arazi, petrografik ve jeokimyasal veriler ışığı altında bölgede yer alan bu birimlerin oluşumu ve yerleşimi için Robertson ve ark (baskıda a)'nın önerdikleri çok fazlı yaklaşım modeli (Multiphase convergence model) uygun görülmüş olup bu tektonomagmatik birimler için aşağıda verilen evrim senaryosu önerilmektedir (Şekil 4.84).

Kömürhan ofiyoliti Geç Kretase'de (~ 90 My) güneyde Arap platformu ile

kuzeyde Toros platformu arasında Neotetis'in güney kolunda kuzeye dalımlı bir dalma-batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluşmuştur (Şekil 4.84a).



Şekil 4.84. İnceleme alanında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin oluşumu ve yerleşmesi için uygun görülen jeodinamik evrim modeli (Parlak, baskıda'dan değiştirilerek alınmıştır)

Bunu izleyen aşamada okyanus içi dalma batma zonu (SSZ) tipi kabuk üzerinde ensimatik ada-yayı birimi oluşmuştur (Şekil 4.84b). Ofiyolit tabanı metamorfik kayalar (Metamorphic sole) üzerleyen Kömürhan ofiyoliti'nin önünden ayrılan ada-yayı toleyiti (IAT) tipi bazaltların metamorfizması sonucu oluşmuş ve daha sonra levha altına dalmıştır (Şekil 4.84b). Daha sonra (Olasılıkla Erken

Mesozoyikte) soğuk okyanusal kabuğun kuzeydeki Toros platformu altına doğru dalımı başlamıştır (Şekil 4.84b). Son aşama da ise Kömürhan ofiyoliti, ofiyolit tabanı metamorfikleri ve volkano-sedimanter birim Toros platformu aktif sınırı ile birleşmiş ve bunu izleyen safhada tüm bu birimler eşyaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımından oluşan Baskil granitoyidi tarafından kesilmişlerdir (Şekil 4.84c).

6. SONUÇLAR

İnceleme alanında yapılan arazi, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar neticesinde elde edilen sonuçlar aşağıda sıralanmaktadır:

1. Bu çalışmada 1/25.000 ölçekli Malatya K-41 c₃,c₄; Malatya L-41 b₁,b₂ ve Elazığ L-42 a₁,a₂ topografik paftaları içerisinde kalan yaklaşık olarak 600 km²'lik bir alanın detaylı jeoloji haritası yapılmıştır (Ek 1.1).

2. İnceleme alanında temeli Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı Keban metamorfikleri temsil etmekte olup birim Kömürhan ofiyoliti ve Baskil granitoyidi üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Keban metamorfikleri ayrıca Baskil granitoyidi ile intrüzif dokanak ilişkisine de sahiptir.

3. İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan ofiyoliti tabandan tavana doğru ofiyolit tabanı metamorfik kayalar, tektonitler, ultramafik ve mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi ve volkano-sedimanter kayalardan oluşan eksiksiz bir ofiyolit istifini sunmaktadır.

4. Kömürhan ofiyolitine ait mafik kümülat kayaları çeşitli kalınlıklarda magmatik farklılaşmanın son ürünleri olan plajiyogranitik sokulumlarca kesilmektedir.

5. Kömürhan ofiyolitine ait volkanik, yarı derinlik ve plütonik kayaların anaiz ve nadir toprak element jeokimyası ile birlikte kümülat kayaların mineral kimyası sonuçları bu kayaların aynı kökensel magmadan itibaren Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolu içerisinde okyanus içi dalma-batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir.

6. Kömürhan ofiyolitine ait kayalardan volkanik kayalar içerisinde andezit ve dasit; levha dayklarında mikrodiorit ve kuvarslı mikrodiorit; izotrop gabrolarda diyorit ve kuvarslı diyorit; kümülat gabrolarda ise amfibollü gabro gibi oldukça evrimleşmiş kayaların varlığı ve mafik kümülatlarda yüksek kalsiyumlu plajiyoklasların bulunması dalma-batmayla ilişkili sulu bir ortamın varlığına işaret etmektedir.

7. Kömürhan ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaları (metamorphic sole) adayayı toleyitik (Nb/Y=0.07-0.33) karakterdeki bazaltların

okyanus içi dalma-batma esnasında metamorfizması sonucu oluşmuş olup volkanik kayalar olasılıkla üzerleyen SSZ-tipi kabuğun önünden ayrılmış ve daha sonraki aşamada levha altına dalarak metamorfize olmuştur.

8. İnceleme alanında oldukça geniş yüzleklere sahip olan volkano-sedimanter birim bazikten asidiğe kadar değişen oldukça geniş spektrumlu volkanik kayalar, lav akıntıları, moloz akıntıları, volkanoklastik kumtaşı ve pelajik kireçtaşı ardalanmasından meydana gelmektedir. Yaklaşık 750 metre kalınlığa sahip olan birim toleyitik ensimatik ada yayı olarak yorumlanmış olup Baskil granitoyidi ile jenetik bir bağı yoktur. Bu volkano-sedimanter birim okyanus içi dalma-batmanın evrimleşmiş safhasında Geç Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitinin üst seviyelerini teşkil edecek şekilde meydana gelmiştir.

9. Baskil granitoyidi bölgede en geniş yayımlı magmatik kütleyi (~ 170 km²) temsil etmekte olup mafik ve felsik derinlik ve yarı derinlik kayalarından oluşmaktadır. Mafik derinlik kayaları gabro, diyorit ve kuvarslı diyoritlerle temsil edilirken yarı derinlik kayaları ise diyabaz, mikrodiyorit, kuvarslı mikrodiyorit, diyorit porfir ve kuvarslı diyorit porfirlerle temsil edilmektedir. Felsik plütonik faz granit, granodiyorit, tonalit ve kuvarslı monzonitlerle, felsik yarı derinlik kayaları ise aplit, granofir, granit porfir ve granodiyorit porfirlerle temsil edilmektedir. Baskil granitoyidine ait plütonik kayalar Paleozoyik/Mesozoyik yaşlı Keban metamorfikleri ve Üst Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitini intrüzif dokanakla kesmektedir.

10. Baskil granitoyidine ait plütonik kayalar içerisinde çeşitli şekil ve boyutlarda mafik mikrogranüler enklavlara (MME) rastlanmakta olup bu plütonik kayalar değişik seviyelerde çeşitli kalınlıklara sahip aplit ve diyabaz daykları tarafından kesilmektedir.

11. Jeokimyasal olarak Baskil granitoyidi I-tipi Kalk-alkalen kayaların genel özelliklerini göstermekte olup peralumino karakter (A/CNK=1.04-2.04) sunmaktadır.

12. İnceleme alanında yüzeyleyen Baskil granitoyidine ait kayaların nadir toprak elementler (REE), spider ve tektonomagmatik sınıflandırma diyagramları bu kayaların volkanik yay tektonik ortamında oluştuğuna işaret etmektedir.

13. Granitlerde gözlenen amfibol minerallerinin alüminyum içeriklerinden yola çıkılarak yapılan hesaplamalarda Baskil granitoyidine ait granodiyoritlerin oluştukları ortamın basıncının 0.35 ile 2.35 kb arasında değiştiği görülmektedir. Bu basınç değerleri de Baskil granitoyidinin yaklaşık 1-8 km derinlikte soğuduğuna işaret etmektedir. Bu durum da Baskil granitoyidinin erken fazının kristalleşmesinin nispeten derinlerde başladığını fakat granitoyidin soğuması ile eşzamanlı olarak yükselmeye devam ederek soğumanın daha düşük derinliklerde tamamlandığını göstermektedir.

14. İnceleme alanında Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu, Seske formasyonunu uyumlu olarak üzerleyen Orta Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu gelmekte ve tüm birimler Kuvaterner yaşlı alüvyon, yamaç molozları ve taraçalar tarafından örtülmektedir.

KAYNAKLAR

- ABDEL-RAHMAN, A. F. M., 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calcalkaline and Peraluminous Magmas. *J Petrol*, 35:525-541.
- AKAL, C., and HELVACI, C., 1999. Mafic Microgranular Enclaves in the Kozak Granodiorite, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 8:1-17.
- AKAY, E., ve HERECE, E., 1992. Orta Doğu Toroslar'da Volkanitsiz Eosen ile Volkanitli Eosen Çökellerinin İlişkileri ve Olası Bir Transform Fay. 9. Türkiye Petrol Kongresi, Ankara
- AKGÜL, B., 1987. Keban Yöresi Metamorfik Kayaçların Petrografik İncelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, (Yayınlanmamış).
- _____, 1993. Piran Köyü (Keban) Çevresindeki Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri. Fırat Üniversitesi, Fen. Bilimleri. Enst, Doktora Tezi, (yayınlanmamış).
- AKGÜL, M., 1987. Baskil (Elazığ) Granitoidinin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, (Yayınlanmamış).
- _____, 1991. Baskil (Elazığ) Granitoidinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri. *Geosound*, 18: 67-78
- AKGÜL, M, BÖLÜCEK, C., and SAĞIROĞLU, A., 2003. Geological Setting, Mineralogy and Geochemistry of Plutonic Rocks and Related Auriferous Quartz Veins in The Baskil Region Elazığ, Eastern Turkey. *Journal Geological Society of India*, 62: 343-355.
- AKSOY, E., TURAN, M., TÜRKMEN, İ., ve ÖZKUL, M., 1996. Elazığ Havzasının Tersiyerdeki Evrimi. K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, 293-310.
- AKSOY, E., TÜRKMEN, İ., and TURAN, M., 2005. Tectonics and Sedimentation in Convergent Margin Basins: An Example from the Tertiary Elazığ Basin, Eastern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25/3: 459-472

- AKTAŞ, G., and ROBERTSON, A. H. F., 1984. The Maden complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan continental margin. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds.) The Geological evolution of the eastern Mediterranean. Geol Soc Lond Spec Publ 17: 375-402.
- _____, 1990. Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in S.E. Turkey: Evolution Evidence from the Petrology and Geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene Extrusives. In: Malpas J, Moores E, Panayiotou A, Xenophontos C (eds.) Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proc Troodos Ophiolite Symp, Geological Survey, Cyprus 1987, 311-329.
- ALABASTER, T., PEARCE, J. A., and MALPAS, J., 1982. The Volcanic Stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex. Contributions to Mineralogy and Petrology, 81: 168-183.
- AL-RIYAMI, K., ROBERTSON, A. H. F., DIXON, J., and XENOPHONTOS, C., 2002. Origin and Emplacement of the Late Cretaceous Baer-Bassit Ophiolite and its Metamorphic Sole in NW Syria. Lithos, 65: 225-260.
- ANDREWS, A. J., 1977. Low Temperature Fluid Alteration of Oceanic Layer 2 Basalts, Dsdp Leg 37, Canadian Journal of Earth Sciences, 14: 911-926.
- ANIL, M., 1993. Çevlik-Teknekayası-Holtakayası (Samandağ-Hatay) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmeleri. Ç. Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 8(1): 195-214.
- ANONYMOUS, 1972. Penrose Field Conference on Ophiolites. Geotimes, 17: 24-25.
- ARCULUS, R. J., and POWELL, R., 1986. Source Component Mixing in the Regions of Arc Magma Generation. Journal of Geophysical Research, 91: 5913-5926.
- ARCULUS, R. J., and WILLS, K. J. A., 1980. The Petrology of Plutonic Blocks and Inclusions from the Lesser Antilles Island Arc. Journal of Petrology, 21: 743-799.
- ARPAT, E., ve ŞAROĞLU, F., 1972. Doğu Anadolu Fayı ile İlgili Bazı Gözlem ve Düşünceler. MTA Bült, 73:1-9.

- ARSLAN, M., KOLAYLI, H., ve TEMİZEL, İ., 2004. Güre (Giresun, KD Türkiye) Granitoidinin Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri. *Yerbilimleri*, 30: 1-21.
- ASLAN, Z., 2005. Petrography and Petrology of the Calc-Alkaline Sarıhan Granitoid (NE Turkey): An Example of Magma Mingling and Mixing. *Turkish J. Earth Sci*, 14: 185-207.
- ASUTAY, H. J., 1985. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, (yayımlanmamış).
- _____, 1986. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojisi ve Baskil Magmatitlerinin Petrolojisi. *MTA Dergisi*, 107: 49-73.
- _____, 1988. The Geology of Baskil (Elazığ) Vicinity and Petrology of Baskil Magmatics. *Bulletin of Mineral Research And Exploration*, 107:46-72.
- AVŞAR, N., 1983. Elazığ Yakın Kuzeybatısında Stratigrafik ve Mikropaleontolojik Araştırmalar. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 84s (Yayımlanmamış).
- _____, 1996. Elazığ (Doğu Türkiye) Yöresinde Bulunan Praebullalveoline Afyonica Sirel ve Acar'lı Üst Eosen Yaşlı İç Platform Çökelleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 118: 17-22.
- AYDOĞDU, S., 1991. Dutluköy (Elazığ) Yöresi Magmatik Kayaçlarının Petrografik Özellikleri. F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 64s (Yayımlanmamış).
- BAĞCI, U., 2004. Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi. Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, (Yayımlanmamış).
- BAĞCI, U., PARLAK, O., and HÖCK, V., 2005. Whole-Rock Mineral Chemistry of Cumulates from the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite (Turkey): Clues for Multiple Magma Generation During Crustal Accretion in the Southern Neotethyan Ocean. *Mineralogical Magazine*, 69(1): 53-76.
- BALLANTYNE, P., 1992. Petrology and Geochemistry of the Plutonic Rocks of the Halmahera Ophiolite, Eastern Indonesia, an Analogue of Modern Oceanic

- Forearcs. In: Parson, L. M., Murton, B. J., Browning, P. (eds.), *Ophiolites and Their Modern Oceanic Analogues*. Geological Society of London, Special Publication, 60: 179-202.
- BARBARIN, B., 1991. Contrasted Origins for the Poligenic And Monogenic Enclave Swarms in Some Granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California, *Terra Abstr.*, 3, 32.
- BARISENKO, L. F., 1967. Trace Elements in Pyroxenes and Amphiboles from Ultramafic Rocks of the Urals. *Mineralogical Magazine*, 36: 403-410.
- BARTH, T. F. W., 1962. *Theoretical Petrology*. John Wiley and Sons, New York, 416s.
- BATTEN, K., and CLEMENS-KNOTT, D., 1997. Mineralogic Analysis of Orbicular Gabbro, Sierra Nevada Batholith, CA In: Girty, G.H., Hanson, R.E., and Cooper, J.C., (eds.), *Geology of the Western Cordillera: Perspectives from Undergraduate Research*, Pacific Section S.E.P.M, 82: 103-110.
- BEARD, J. S., 1986. Characteristic Mineralogy of Arc Related of Cumulate Gabbros: Implication for the Tectonic Setting of Gabbroic Plutons and for Andesite Genesis. *Geology*, 14(10): 848-851.
- BECCALUVA, L., MACCIOTTA, G., PICCARDO, G. B., and ZEDA, O., 1989. Clinopyroxene Composition of Ophiolite Basalts as Petrogenetic Indicator. *Chem. Geology*, 77: 165-182.
- BEYARSLAN, M., ve BİNGÖL, A. F., 1996. Kömürhan Ofiyolit Biriminin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi. *F. Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi*, 8(2): 1-16.
- BEYARSLAN, M. and BİNGÖL, A. F., 2000. Petrology of a Supra-Subduction Zone Ophiolite (Elazığ, Turkey). *Can. J. Earth Sci.*, 37:1411-1424.
- BEYARSLAN, M., and BİNGÖL, A. F., 2001. Origin of Wehrlitic Intrusions in the İspendere (Malatya) and Kömürhan (Elazığ) Ophiolitic Complex (Eastern Taurus –Turkey). *Geosound*, 38: 39-47.

- BEYARSLAN, M., ERDEM, E., ve KALI, B., 2001. Kömürhan Köprüsü (Elazığ) Civarındaki Ofiyolit ve Metaofiyolit ile Bunları Kesen Granitik Damar Kayaçlarının Petrografik ve Petrolojik Özellikleri. *Geosound*, 39: 55-68.
- BİNGÖL, A. F., 1984. Geology of the Elazığ Area in the Eastern Taurus Region: Proceedings of the Int. Symposium on the Geology of the Taurus Belt (edited by Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C.), 26–29 September 1983, Ankara-Turkey, 209-216.
- _____ 1986. Petrographic and Petrologique Characteristic of the Guleman Ophiolite (Eastern Taurus-Turkey). *Geosound*, 13/14: 41-57.
- BİNGÖL, A. F., ve BEYARSLAN, M., 1996. Elazığ Magmatitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi. *K. T. Ü. Jeoloji Müh. Bölümü*, 30. Yıl Sempozyumu, Trabzon, 208-224.
- BÖLÜCEK, C., AKGÜL, M., and TÜRKMEN, İ., 2004. Volcanism, Sedimentation and Massive Sulfide Mineralization in a Late Cretaceous Arc-related Basin, Eastern Taurides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 349-360.
- BURNS, L. E., 1985. The Border Ranges Ultramafic and Mafic Complex, South Central Alaska: Cumulate Fractionates of Island Arc Volcanics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 1020-1038.
- CANN, J. R., 1971. Major Element Variations in Ocean-Floor Basalts, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A268: 495-505.
- COISH, R. A., and TAYLOR, L. A., 1979. The Effects of Cooling Rate on Texture and Pyroxene Chemistry in DSDP Leg 34 Basalts: A Microprobe Study. *Earth Planet. Sci. Lett*, 42: 389-398.
- CHALLIS, G. A., 1965. High-Temperature Contact Metamorphism at the Red Hills Ultramafic Intrusions- Wairau-New Zealand. *Journal of Petrology*, 6: 395-419.
- CHAPPEL, B. W., and STEPHENS, W. E., 1988. Origin of Infracrustal (I type) Granite Magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, 79: 71-86.
- ÇAPAN, U. Z., 1977. Ofiyolit Olgusu. *T.J.K. Yerbilimleri Konferans Dizisi*, Kış Dönemi, 1-3, 16s.

- ÇELİK, Ö. F., and DELALOYE, M., 2003. Origin of Metamorphic Soles and their Post-Kinematic Mafic Dyke Swarms in the Antalya and Lycian Ophiolites, SW Turkey. *Geological Journal*, 38: 235-256.
- DEBARI, S. M., and COLEMAN, R. G., 1989. Examination of the Deep Levels of an Island Arc: Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 94: 4373-4391.
- DESMONS, J., DELALOYE, M., DESMET, A., GAGNY, C., ROCCI, G., and VOLDET, P., 1980. Trace and REE Abundance in Troodos Lavas and Sheeted Dykes, Cyprus. *Ofioliti*, 5: 35-56.
- DIDIER, J., 1973. Granites and their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, *Development in Petrology*, 3, Elsevier, Amsterdam, 393pp.
- DIDIER J. and BARBARİN, B., 1991. Enclaves and Granite Petrology, *Developments in Petrology*, Elsevier, Amsterdam, 625p.
- DİLEK, Y., and MOORES, E.M., 1990. Regional Tectonics of the Eastern Mediterranean Ophiolites. In: Malpas J, Moores E, Panayiotou A, Xenophontos C (eds.), *Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proc Troodos Ophiolite Symp*, Geological Survey, Cyprus, 1987, 295-309.
- DİLEK, Y., THY, P., HACKER, B., and GRUNDTVIG, S., 1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan Ocean. *GSA Bulletin*, 111(8): 1192-1216.
- DUMANLILAR, Ö., AYDAL, D., ve DUMANLILAR, H., 2005. Baskil (Elazığ) Güneyindeki Cevherleşmelerin Jeolojik ve Mineralojik Özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği*, 29(1): 1-20.
- EKİCİ, T., ve BOZTUĞ, D., 1997. Anatolid-Pontid Çarpışma Sisteminin Pasif Kenarında Yer alan Yozgat Batolitinde Syn-COLG ve Post-COLG Granitoid Birlikteliği. *Geosound (Yerbilimleri)*, 30: 519-538.
- ELTHON, D., 1987. Petrology of the Gabbroic Rocks from the Mid-Cayman Rise Spreading Center. *J. Geophys. Res.*, 92: 658-682.
- ELTHON, D., CASEY, J. F., and KOMOR, S., 1982. Mineral Chemistry of Ultramafic Cumulates from the North Arm Mountain Massif of the Bay of

- Island Ophiolite: Evidence of High Pressure Crystal Fractionation of Oceanic Basalts. *J. Geophys. Res.*, 87: 8717-8734.
- _____, 1984. Cryptic Mineral Chemistry Variations in a Detailed Traverse through the Cumulate Ultramafic Rocks of the North Arm Mountain Massif of the Bay of Island Ophiolite, Newfoundland. In: Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W. (eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. Blackwell, London, 83-97.
- ERDOĞAN, T., 1975. Gölbaşı Yöresinin Jeolojisi. TPAO Raporu, No: 229 (Yayınlanmamış).
- FALLOON, T. J., and GREEN, D. H., 1987. Anhydrous Partial Melting of MORB Pyroxene and Other Peridotite Compositions at 10 kbar: Implications for the Origin of Primitive MORB Glasses, *Contr. Miner. Petrol.*, 37: 181-219.
- FERNANDEZ, A. N., and BARBARIN, B., 1991. Relative Rheology of Coeval Mafic and Felsic Magmas: Nature of Interaction Processes. Shape and Mineral Fabrics of Mafic Microgranular Enclaves, In: Didier, J. and Barbarin, B (eds.), *Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology*, 13: 263-275.
- FLOYD, P. A., and WINCHESTER, J. A., 1975. Magma Type and Tectonic Setting Discrimination Using Immobile Elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-18.
- _____, 1978. Identification and Discrimination of Altered and Metamorphosed Volcanic Rocks Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 21: 291-306.
- FODEN, J. D., 1983. The Petrology of Calc-Alkaline Lavas of Rindjami Volcano, East Sunda Arc: Model for Island Arcs. *Journal of Petrology*, 24: 98-130.
- FREY, F. A., and PRINZ, M., 1978. Ultramafic Inclusions from San Carlos, Arizona: Petrologic and Geochemical Data Bearing on their Petrogenesis. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 38: 129-176.
- FUJIMAKI, H., 1986. Fractional Crystallization of the Basaltic Suite of Usa Volcano, Southwest Hokkaido, Japan, and Its Relationships with the Associated Felsic Suite. *Lithos*, 19: 129-140.

- GAMBLE, R. P., and TAYLOR, L. A., 1980. Crystal/Liquid Partitioning in Augite: Effects of Cooling Rate. *Earth Planet. Sci. Lett*, 47: 21-33.
- GENÇ, Ş.C., YİĞİTBAŞ, E. ve YILMAZ, Y., 1993. Berit Metaofiyolitinin Jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, 37-52.
- GNOS, W., and PETERS, T., 1993. K-Ar Ages of the Metamorphic Sole of the Semail Ophiolite: Implications for Ophiolite Cooling History. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 325-332.
- GREEN, D. H., 1964. The Metamorphic Aureole of the Peridotite at the Lizard, Cornwall. *Journal of Geology*, 72: 543-563.
- GREEN, T. H., and RINGWOOD, A. E., 1968. Genesis of the Calk-Alkaline Igneous Rock Suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18: 105-162.
- GROVE, T. L., and BAKER, M. B., 1984. Phase Equilibrium Controls on the Tholeiitic versus Calk-Alkaline Differentiation Trends. *J. Geophys. Res*, 89: 3253-3274.
- GUST, D. A., and JOHNSON, R. W., 1981. Amphibole Bearing Cumulates from Boisa Island, Papua New Guinea: Evaluation of the Role of Fractional Crystallization in an Andesitic Volcano. *J. Geol*, 89: 219-232.
- GÜNEYLİ, H., 2002. Doğu Anadolu Fay Sistemi, Palu-Hazar Gölü Segmentinin Neotektoniği ve Paleosismolojisi. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 143s, (Yayınlanmamış).
- HALL, R., 1976. Ophiolite Emplacement and the Evolution of the Taurus Suture Zone, South-East Turkey. *Bull. Geol. Soc. Amer*, 87:1078-1088.
- HAMMARSTROM, J. M., and ZEN, E. A., 1986. Aluminum in Hornblende: An Empirical Igneous Geobarometer. *Am Mineral*, 71:1297-1313.
- HARKER, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384s.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A., and TINDLE, A. G., 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism, Coward M.P, Ries A.C (eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, 19:67-81.

- HART, S. R., ERLANK, A. J., and KABLE, E. J. D., 1974. Sea Floor Basalt Alteration: Some Chemical and Sr Isotopic Effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44: 219-230
- HÉBERT, R., 1982. Petrography and Mineralogy of Oceanic Peridotites and Gabbros: Some Comparison with Ophiolite Examples. *Ofioliti*, 2(3): 299-324.
- _____, 1985. *Pétrologie des Roches Ignées Océaniques et Comparaison Avec les Complexes Ophiolitiques du Québec, de Chypre et de L' Apennin: Thèse d'Etat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 542pp.*
- HÉBERT, R., and LAURENT, R., 1990. Mineral Chemistry of the Plutonic Section of the Troodos Ophiolite: New Constraints for Genesis of Arc-Related Ophiolites. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., and Xenophontos, C. (eds.), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceeding Troodos Ophiolite Symposium-1987*, 149-163.
- HEMPTON, M. R., ve SAVCI, G., 1982. Elazığ Volkanik Karmaşığının Petrolojik ve Yapısal Özellikleri. *TJK Bült.*, 225(2): 143-150.
- HEMPTON, M. R., 1985. Structure and Deformation History of the Bitlis Suture Near Lake Hazar, Southeastern Turkey. *Geol. Soc. America Bulletin*, 96: 233-243.
- HERECE, E., AKAY, E., 1992. The East Anatolian Fault Between Karlıova and Çelikhan. 9th Turkish. Petrol Kong, Ankara, 361-372.
- HERECE, E., AKAY, E., KÜÇÜMEN, Ö., ve SARIASLAN, M., 1992. Elazığ-Sivrice- Palu Dolayının Jeolojisi. M.T.A. Raporu, Rapor No: 9634, (yayınlanmamış).
- HODGES, F. N., and PAPIKE, J. J., 1976. DSDP Site 334: Magmatic Cumulates from Oceanic Layer 3. *J. Geophys. Res*, 81: 4135-4151.
- HOLLISTER, L. S., GRISSOM, G. C., PETERS, E. K., STOWELL H. H., and SISSON, V. B., 1987. Confirmation of the Empirical Correlation of Al in Hornblende with Pressure of Solidification of Calc-alkaline Plutons. *Am Mineral*, 72:231-239.

- HUMPRIS, S. E., and THOMPSON, G., 1978. Trace Element Mobility During Hydrothermal Alteration of Oceanic Basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 127-36.
- HUTTON, J., 1795. *The Theory of the Earth*, Edinburgh.
- IRVINE T. N., and BARAGAR W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-48.
- JAKES, P., and GILL, J., 1970. Rare Earth Elements and the Island Arc Tholeiitic Series. *Earth and Planetary Science Letters*, 9: 17-28.
- JAMEISON, R. A., 1979. The St Anthony Complex, Northwestern Newfoundland: Petrological Study of the Relationship Between a peridotite Sheet and Its Dynamothermal Aureole. PhD Thesis, Memorial University Newfoundland, (Unpublished).
- JENNER, G. A., DUNNING, G. R., MALPAS, J., BROWN, M., and BRACE, T., 1991. Bay of Islands and Little Port Complexes, Revisited: Age, Geochemical and Isotopic Evidence Confirm Suprasubduction Zone Origin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 1635-1652.
- JOHNSON, M. C., and RUTHERFORD, M. J., 1989. Experimental Calibration of the Aluminum in Hornblende Geobarometer with Application to Long Valley Caldera (California) Volcanic Rocks. *Geology*, 17:837-841.
- JUTEAU, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ophioliti*, 2: 199-205.
- KARAMATA, S., 1968. Zonality in Contact Metamorphic Rocks Around The Ultramafic Mass of Brezovica (Serbia-Yugoslavia). 23rd International Geological Congress I, Belgrade, 197-207.
- KETİN, İ., 1946. Elazığ-Palu ve Pertek Yöresinin Jeolojisi. MTA Raporu, No:1708, Ankara, (yayınlanmamış).
- _____, 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, İstanbul, 595s.
- KİPMAN, E., (1976). Keban'ın Jeolojisi ve Volkanitlerinin Petrolojisi. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Mineraloji ve Petroloji Kürsüsü, Doktora Tezi, (Yayınlanmamış).

- _____, E., 1981. Keban Jeolojisi ve Keban Şaryajı. İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri, 1/2: 75-81.
- KOÇAK, K., IŞIK, F., ARSLAN, M and ZEDEF, V. (baskıda). Petrological and Source Characteristics of Ophiolitic Hornblende Gabbros from the Aksaray and Kayseri Regions, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences.
- KOLLER, F., and HÖCK, V., 1990. Mesozoic Ophiolites in the Eastern Alps. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., and Xenophontos, C. (eds.), Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of Troodos Ophiolite Symposium-1987, 253-263.
- KOZLU, H., FOURCADE, E., GÜNEY, Y., DERCOURT, J., CROS, P., and BELLIER, J. P., 1990. Doğu Toros Bölgesinde Neo-Tetis'in Konumu. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler (Proceedings), Ankara, 387-402.
- LAIRD, J., 1977. Phase Equilibrium of Mafic Schist and the Polymetamorphic History of Vermont. PhD Thesis, California Inst. Technology, 445pp, (Unpublished).
- LATERRIER, J., RENÉ, C. M., THONON, P., GIRARD, D., and MARCHAL, M., 1982. Clinopyroxene Composition As a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo –volcanic Series. Earth and Planetary Science Letters, 59: 139-154.
- LEAKE, B. E., 1965. The Relationship Between Tetrahedral Aluminium and The Maximum Possible Octahedral Aluminium in Natural Calciferous and Subcalciferous Amphiboles of Metamorphic Rocks. Lithos, 2: 67-82.
- _____, 1978. Nomenclature of Amphiboles. American Mineralogist, 63: 1025-1032.
- LEAKE, B.E., and SAID, Y. A., 1994. Hornblende Barometry of the Galway Batholith, Ireland; an Empirical Test. Mineralogy and Petrology, 51: 243-250.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BRICH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER,

- J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. C., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., and GUOYOUZHI., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can Mineral*, 35: 219-246.
- LE BAS, M. J., LEMAITRE, 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.
- MACKENZIE, D. B., 1960. High Temperature Alpine Type Peridotite from Venezuela. *Bulletin of Geological Society of America*, 71: 303-318.
- MANIAR P. D., and PICCOLI P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids, *Bull. Geol. Soc. America*. 101:636-643.
- MATTHEWS, D. H., 1971. Altered Basalts from Swallow Bank, An Abyssal Hill in the NE Atlantic, and from a Nearby Seamount, *Phil. Tran. Trans Roy. Soc. London*, 286: 551-571.
- McCULLOCH, M. T., and GAMBLE, J. A., 1991. Geochemical and Geodynamical Constrains on Subduction Zone Magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett*, 102: 358-374.
- McKINNEY, B., 1985. Origin of the Comb Layered and Orbicular Rocks Near Fisher Lake, Sierra Nevada Batholith, California. PhD Thesis, Johns Hopkins University, Baltimore, MD (Unpublished).
- MESCHEDE, M. A., 1986. Method of Discriminating between Different Types of Mid Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with The Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- MICHARD, A., WHITECHURCH, H., RICOU, L. E., MONTIGNY, R., and YAZGAN, E., 1984. Tauric Subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and Its Bearing on Tectonics of the Tethyan Realm in Turkey. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F. (eds.), *The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Special Publication, 17: 361-374.

- MIYASHIRO, A., 1978. Nature of Alkalic Volcanic Rock Series. *Contrib. Mineral. Petrol*, 66: 91-104.
- MTA, 2002. 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- MUKASA, S. B., and LUDDEN, J. N., 1987. Uranium-lead Ages of Plagiogranites from the Troodos Ophiolite. Cyprus, and their Tectonic Significance. *Geology*, 1: 825-828.
- NESBITT, R. W., and HAMILTON, D. L., 1970. Crystallization of an Alkali Olivine Basalts under Controlled PO₂-PH₂O Conditions. *Phys. Earth Plan. Int.*, 3: 309-315.
- ÖNAL, A., 1995. Polat-Beğre (Doğanşehir, Malatya) Yöresinde Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, (Yayınlanmamış).
- ÖZGEN, N., İNAN, N., ve AKYAZI, M., 1993. Harabekayış Formasyonunun (Elazığ) Tanımlanması. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 8: 135-147.
- ÖZGÜL, N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. *Türk. Jeol. Kurumu Bülteni*, 19: 65-78.
- ÖZGÜL, N., and TURŞUCU, A., 1984. Stratigraphy of the Mesozoic Carbonate Sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides). In: Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C., (eds.), *Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt*, MTA, Ankara-Turkey, 173-180.
- ÖZKAN, Y. Z., 1982. Guleman (Elazığ) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Petrolojisi. *İstanbul, Yerbilimleri*, 3(1/2): 295-311.
- ÖZKUL, M., 1988. Elazığ Batısında Kırkgeçit Formasyonu Üzerinde Sedimantolojik İncelemeler. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi. 186s (Yayımlanmamış).
- ÖZKUL, M., ve KEREY, İ. E., 1996. Şelf, Derin Deniz Kompleksinde Fasiyes Analizleri: Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen), Baskil, Elazığ. *Turkish Journal Of Earth Sciences*, 5: 57-70.

- PALLISTER, J. S., and HOPSON, C. A., 1981. Semail Ophiolite Plutonic Suite. Field Relation, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and Model of a Spreading Ridge Magma Chamber. *J. Geophys. Res.*, 86: 2593-2644.
- PAMIC, J., 1977. Variation in Geothermometry and Geobarometry of Peridotite Intrusions in The Dinaride Central Ophiolite Zone in Yugoslavia. *American Mineralogist*, 62: 874-886.
- PANJASAWATWONG, Y., DANYUSHEVSKY, L. V., CRAWFORD, A. J., and HARRIS, K. L., 1997. An Experimental Study of the Effects of Melt Composition on Plagioclase-Melt Equilibria at 5 and 10 kbar: Implications for the Origin of Magmatic High-An Plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118: 420-432.
- PARLAK, O., DELALOYE, M., and BİNGÖL, E., 1995. Origin of Sub-Ophiolitic Metamorphic Rocks Beneath the Mersin Ophiolite, Southern Turkey. *Ofioliti*, 20(2): 97-110.
- PARLAK, O., DELALOYE, M., and BİNGÖL, E., 1996. Mineral Chemistry of Ultramafic and Mafic Cumulates as an Indicator of the Arc-Related Origin of the Mersin Ophiolite (Southern Turkey). *Geol. Rundsch.*, 85(4): 647-661.
- PARLAK, O., ve KOZLU, H., 2000. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Yüksekova Ofiyolitinin Genel Özellikleri, *GD Türkiye*. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 278-279.
- PARLAK, O., HÖCK, V., DELALOYE, M., 2000. Suprasubduction Zone Origin of the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey) Deduced from Whole Rock and Mineral Chemistry of The Gabbroic Cumulates, In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geol. Soc. London, Special Publication*, 173: 219-234.
- PARLAK, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite Within The Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). Thesis Doctorat, Universite De Geneve, *Terre & Environnement* 6, 242pp (Unpublished).

- _____, 2001. Ofiyolitlerin Tabanındaki Metamorfik Dilimin Kökeni. Magmatik Petrojenez Lisansüstü Yaz Okulu Kitabı, Boztuğ, D., Oflu, N (ed.), Akçakoca-Düzce, 401-410.
- _____. (baskıda). Geodynamic Significance of Granitoid Magmatism in the Southeast Anatolian Orogen: Geochemical And Geochronological Evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) Region. International Journal of Earth Sciences.
- PARLAK, O., ÖNAL, A., HÖCK, V., KÜRÜM, S., DELALOYE, M., BAĞCI, U., and RIZAOĞLU, T., 2002a. Inverted Metamorphic Zonation Beneath the Yüksekova Ophiolite in SE Anatolia. Ist International Symposium of the Faculty of Mines (ITU) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul-Turkey, 16-18 May 2002, p133.
- PARLAK, O., HÖCK, V., and DELALOYE, M., 2002b: The Supra-Subduction Zone Pozanti-Karsanti Ophiolite, Southern Turkey: Evidence for High-Pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates. Lithos, 65:205-224.
- PARLAK, O., KOZLU, H., DELALOYE, M., HÖCK, V., ve BAĞCI, U., 2002c. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Yüksekova Ofiyolitinin Jeokimyası ve Jeokronolojisi. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (Tübitak) Proje Raporu. Proje No: YDABÇAG-199Y011, Ankara, (Yayınlanmamış).
- PARLAK, O., HÖCK, V., KOZLU, H., and DELALOYE, M., 2004: Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). Geological Magazine, 141, 583-603.
- PARLAK, O., and RIZAOĞLU, T., 2004. Geodynamic Significance of Granitoid Intrusions in the Southeast Anatolian Orogeny (Turkey). 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. 14-20 April 2004, Thessaloniki-Greece, p157
- PARLAK, O., and ROBERTSON, A. H. F., 2004. The Ophiolite-Related Mersin Melange, Southern Turkey: Its Role in the Tectonic- Sedimentary Setting of

- Tethys in the Eastern Mediterranean Region. *Geological Magazine*, 141(3): 257-286.
- PEACOCK, S. M., and NORRIS, P. J., 1989. Metamorphic Evolution of the Central Metamorphic Belt, Klamath Province, California: an Inverted Metamorphic Gradient Beneath the Trinity Peridotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 191-209.
- PEARCE, J. A., 1975. Basalt Geochemistry Used to Investigate Past Tectonic Environment on Cyprus, *Tectonophysics*, 25:41-67.
- _____, 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, J. S (ed.), *Andesites*, John Wiley, New York: 525-548.
- _____, 1983. Role of the Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: C.J. Hawkesworth And M.J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing, Cheshire, 230-249.
- _____, 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: **Wyman, D.A.** (ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 79-113.
- PEARCE, J. A., and CANN, J. R., 1971. Ophiolite Origin, Investigated by Discriminant Analysis Using Ti, Zr, And Y. *Earth Planet. Sci. Lett*, 12:339-349.
- _____, 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A., NORRY, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- PEARCE, J. A., LIPPARD, S. J., and ROBERTS, S., 1984a. Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites. In: Kokelaar, B.

- P and Howells, M. F (eds.), *Marginal Basin Geology*, Geological Society of London, Special Publication, 16: 77-94.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., and TINDLE, A. G., 1984b. Trace Element Discrimination Diagram For The Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journ.of Petrol*, 25:956-983.
- PERFIT, M. R., GUST, D. A., BENCE, A. E., ARCULUS, R. J., and TAYLOR, S. R., 1980. Chemical Characteristics of Island Arc Basalts: Implications for Mantle Sources. *Chemical Geology*, 30: 227-56.
- PERİNÇEK, D., 1979. The Geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya Area: Guide book. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını , 33s.
- PERİNÇEK D., ve KOZLU H., 1984. Stratigraphy and Structural Relations of the Units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir Region (Eastern Taurus), *Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt*, MTA, Ankara-Turkey, 181-198.
- PERİNÇEK, D. ve ÖZKAYA, I., 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenarının Tektonik Evrimi, *Yerbilimleri*. 8:91-101.
- RAASE, P., 1974. Al and Ti Contents of Hornblende, Indicators of Pressure and Temperature of Regional Metamorphism. *Contr. Mineral and Petrol*, 45: 231-236.
- RIZAOĞLU, T., 2000. Gözpınarı-Deveboynu-Esence Yöresi (Göksun-Kahramanmaraş)'nin Jeolojisi ve Petrografisi. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, (Yayınlanmamış).
- RIZAOĞLU, T., PARLAK, O. And İŞLER, F., 2004. Geochemistry and Tectonic Setting of the Kömürhan Ophiolite in Southeast Anatolia. *Proceedings of the 5th International Eastern Mediterranean Geology Symposium*, 14-20 April 2004, Thessaloniki, Greece, p285.
- RIZAOĞLU, T., PARLAK, O., İŞLER, F., 2005. Geochemistry of the Esence Granitoid (Göksun-Kahramanmaraş) SE Turkey, *Yerbilimleri*, 26 :1-13.
- ROBERTSON, A. H. F., and DIXON, J. E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Robertson, A. H. F.

- and Dixon, J. E. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Special Publication, 17:1-74.
- ROBERTSON, A. H. F., 1994. Role of the Tectonic Facies Concept in Orogenic Analysis and Its Application to Tethys in the Eastern Mediterranean Region. *Earth Science Review*, 37: 139-213.
- _____, 1998. Mesozoic-Tertiary Tectonic Evolution of the Easternmost Mediterranean Area; Integration of Marine and Land Evidence. In: Robertson AHF, Emeis KC, Richter KC, Camerlenghi A (eds), *Proc Ocean Drill Prog Sci Res.*, 160:723-782.
- _____, 2000. Mesozoic-Tertiary Tectonic-Sedimentary Evolution of a South Tethyan Oceanic Basin and Its Margins in Southern Turkey. In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, *Geol Soc Lond Spec Publ*, 173: 97-138.
- _____, 2002. Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan Region, *Lithos*, 65:1-67.
- _____, 2004. Development of Concepts Concerning the Genesis and Emplacements of Tethyan Ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman Regions. *Earth Science Reviews*, 66: 331-387.
- ROBERTSON, A. H. F., ÜNLÜGENÇ, U. C., İNAN, N., and TASLI, K., 2004. The Misis-Andırın Complex: A Mid-Tertiary Melange Related to-Late Stage Subduction of the Southern Neotethys in Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22: 413-453.
- ROBERTSON, A. H. F., USTAÖMER, T., PARLAK, O., ÜNLÜGENÇ, U. C., TASLI, K., and İNAN, N. (baskıda)a. The Berit Transect of the Tauride Thrust Belt, S. Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic Accretionary/Collisional Processes Related to Closure of the Southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*.
- ROBERTSON, A. H. F., PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., ÜNLÜGENÇ, U. C., İNAN, N., TASLI, K., and USTAÖMER, T. (baskıda)b. Late Cretaceous-Mid Tertiary tectonic evolution of the eastern Taurus mountains and the

- southern Tethyan ocean evidence from the Elazığ region, SE Turkey. Geological Society of London, Special Publications.
- ROLLINSON, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group, UK, 352 pp.
- ROSS, C. S., FOSTER, M. D., and MYERS, A. T., 1954. Origin of Dunites and Olivine Rich Inclusions in Basaltic Rocks. *Am. Mineral*, 39: 693-737.
- SANDEMAN, H. A., CHEN, Y., CLARK, A. H and FERRAR, E., 1995. Constraints on The P-T Conditions and Age of Emplacement of The Lizard Ophiolite, Cornwall: Amphibole-Plagioclase Thermobarometry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Basal Amphibolites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: 261-272.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., MARSH, N. G., and WOOD, D. A., 1980. Ophiolites As Ocean Crust or Marginal Basin Crust, a Geochemical Approach. In: Panayiotou, A (ed.), *Ophiolite*, Geol. Surv. Dept, Cyprus, 193-204.
- SCHALLER, W. T., 1911. Orbicular Gabbro from Pala San Diego County, California. *U.S. Geol. Surv. Bull*, 490: 9-58.
- SCHWAN, W., 1971. Geology and Tectonics of the Central Amanos Mountains. In: Campbell, A. S. (ed.), *Geology and History of Turkey*, Tripoli, Petroleum Exploration Society Of Libya, 283-303.
- SCHMIDT, M. W., 1992. Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of the Al in Hornblende Barometer. *Contrib. Mineral. Petrol*, 110:304-310.
- SEARLE, M. P., LIPPARD, S. J., SMEWING, J. D., and REX, D. C., 1980. Volcanic Rocks Beneath the Semail Ophiolite Nappe in the Northern Oman Mountains and their Significance in the Mesozoic Evolution of Tethys. *Journal of Geological Society*, 137: 589-604.
- SEARLE, M. P., and MALPAS, J., 1982. Petrochemistry and Origin of Subophiolite Metamorphic and Related Rocks in the Oman Mountains. *Journal of Geological Society of London*, 139: 235-248.

- SEYMEN, İ., ve AYDIN, A., 1972. Bingöl Deprem Fayı ve Bunun Kuzey Anadolu Fay Zonu ile İlişkisi. MTA Bült, 79: 1-9.
- SHERVAIS, J. W., 2001. Birth, Death and Resurrection: The Cycle of Suprasubduction Zone Ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 2, Page number, 2000Gc000080.
- SISSON, T. W., and GROVE, T. L., 1993. Experimental Investigation of the Role of H₂O in Calk-Alkaline Differentiation and Subduction Zone Magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol*, 113: 143-166.
- SPEAR, J. A., 1981. An Experimental Study of Hornblende Stability and Compositional Variability in Amphibolite. *Am J Sci*, 281:697–734.
- SPEER, J.A., 1984. Micas in Igneous Rocks. *Rev. Mineral*, 13:299-356.
- SPRAY, J. G., 1984. Possible Causes and Consequences of Upper Mantle Decoupling and Ophiolite Displacement. In: Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W (eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. Geological Society of London Special Publication, 13: 255-268.
- STERN, R. J., 1979. On the Origin of Andesite in the Northern Mariana Islands: Implications from Agrigan. *Contrib. Mineral. Petrol*, 68: 207-219.
- STERN, C. R., and ELTHON, D., 1979. Vertical Variation in the Effects of Hydrothermal Metamorphism in Chilean Ophiolites: Their Implication for Ocean Floor Metamorphism. *Tectonophysics*, 55: 179-213.
- STONELEY, R., 1975. On the Origin of Ophiolite Complexes in the Southeastern Tethyan Region. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- STEINMAN, G., 1927. Die Ophiolithiscen Zonen in Der Mediterranean Kettengebirgen: 14th international Geology Congress, Madrid, 2:638-667.
- SUN, S. S., and McDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publications, London, 42: 313-347.
- SUNGURLU O., PERİNÇEK, D., KURT, G., TUNA, E., DÜLGER, S., ÇELİKDEMİR, E., ve NAZ, H., 1985. Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolojisi, Türkiye Petrolleri A.O. Mart-1985 (yayınlanmamış).

- ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö., ve KUŞÇU, İ., 1992. The East Anatolian Fault Zones of Turkey. *Annales Tectonicae*, 6: 99-125.
- ŞENGÖR, A. M. C., and YILMAZ Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75:181-241.
- TARHAN, N., 1986. Doğu Toroslarda Neo-Tetis'in Kapanımına İlişkin Granitoyid Magmaların Evrimi ve Kökeni. *MTA. Dergisi*, 107: 95-111.
- TEMEL, A., 2001. Volkanik Kayaçların Jeokimyasal Özellikleri, Petrojenez Lisansüstü Yaz Okulu Kitabı, Boztuğ, D., Otlu, N (ed.), Akçakoca-Düzce, 196-219.
- THOMPSON, G., 1991. Metamorphic and Hydrothermal Processes: Basalt-Seawater Interactions. In: Floyd, P. A (ed.), *Oceanic Basalts*, Blackie and Sons, U.K. 8: 148-173.
- TIEZZI, L. J., and SCOTT, R. B., 1980. Crystal Fractionation in a Cumulate Gabbro, Mid-Atlantic Ridge, 2600N. *J.Geophys. Res*, 85: 5438-5454.
- TURAN, M., 1993. Elazığ Yakın Civarındaki Bazı Önemli Tektonik Yapılar ve Bunların Bölgenin Jeolojik Evrimindeki Yeri. *A Suat Erk Jeoloji Semp, Bildiriler*, 193-204.
- TURAN, M., ve BİNGÖL, A. F., 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) Arası Bölgenin Tektono-stratigrafik Özellikleri. *Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana*, 213-227.
- TURNER, W. M., 1973. The Cyprian Gravity Nappe and the Autochthonous Basement of Cyprus. In: De Jong, A., and Scholten, R. (eds.), *Gravity and Tectonics*. New York, John Willey and Sons, 287-301.
- TÜRKMEN, İ., İNCEÖZ, M., AKSOY, E., ve KAYA, M., 2001. Elazığ Yöresinin Eosen Stratigrafisi ve Paleocoğrafyası ile İlgili Yeni Bulgular. *Yerbilimleri*, 24: 81-95.
- WALLIN, E. T., and METCALF, R. V., 1998. Supra-subduction Zone Ophiolites Formed in an Extensional Forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California. *Journal of Geology*, 106:591-608.
- WELLS, A. J., 1969. The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains and its Implications. *Geological Magazine*, 106: 385-394.

- WHITE, A. J. R., and CHAPPEL, B. W., 1977. Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- WHITECHURCH, H., JUTEAU, T., and MONTIGNY, R., 1984. Role of the Eastern Mediterranean Ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the History of the Neo-Tethys. In: Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Special Publication, 17: 301-319.
- WILLIAMS, H., and SMYTH, W. R., 1973. Metamorphic Aureoles Beneath Ophiolite Suites and Alpine Peridotites: Tectonic Implications with West Newfoundland Examples. *American Journal of Science*, 273: 594-621.
- WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London, 1-466.
- WINCHESTER, J. A., and FLOYD, P. A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-43.
- WOOD, D. A., GIBSON, I. L., and THOMSON, R. N., 1976. Element Mobility During Zeolite Facies Metamorphism of the Tertiary Basalts of Eastern Iceland, *Contrib. Mineral. Petrol*, 55: 241-254.
- WOOD, D. A., JORON, J. L., and TREUIL, M., 1979. A Reappraisal of the Use of Trace Elements to Classify and Discriminate Between Magma Series Erupted in Different Tectonic Settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 326-36.
- 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*, 50(1): 11-30.
- WOODCOCK, N. H., and ROBERTSON, A. H. F., 1977. Origins of Some Ophiolite Related Metamorphic Rocks of the Tethyan Belt. *Geology*, 5: 373-376.
- YALINIZ, K. M., FLOYD, P., and GÖNCÜOĞLU, M. C., 1996. Supra-subduction Zone Ophiolites of Central Anatolia: Geochemical Evidence from the

- Sarıkaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 60: 697-710.
- YALINIZ, K. M., FLOYD, K. M., and GÖNCÜOĞLU, M. C., 2000. Geochemistry of Volcanic Rocks from the Çiçekdağ Ophiolite, Central Anatolia, Turkey, and their Inferred Tectonic Setting within the Northern Branch of The Neotethyan Ocean. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., and Piper, J. D. A (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*. Geological Society Of London, Special Publication, 173: 203-218.
- YAZGAN, E., 1981. Doğu Toros'larda Etkin Bir Paleo Kıta Kenarı Etüdü (Üst Kretase- Orta Eosen), *Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri*, 7: 83-104.
- _____, 1984a. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region (Malatya-Elazığ area, Turkey), *Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt*, MTA, Ankara, 199-208.
- _____, 1984b. A Geotraverse Between the Arabian Platform and Munzur Nappes. In: Tekeli, O., and Göncüoğlu, M. C. (eds.), *Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt*, , MTA, Ankara, 17 pp.
- YAZGAN, E., ve ASUTAY, H. J., 1983. Baskil Magmasal Kayaçlarına Bağlı Orbiküler Gabro Yuvarlarının Petrografik Özellikleri. *37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri*, s69.
- 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.
- YILDIRIM, M., ve YILMAZ, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Dergisi*, 3: 57-73.
- YAZGAN, E., and MASON, R., 1988. Orbicular Gabbro from Near Baskil, Southeastern Turkey. *Mineralogical Magazine*, 52: 161-173.
- YILDIRIM, M., ve YILMAZ, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu, *TPJD Bülteni*, C (3/I): 57-73.

- YILMAZ, Y., YİĞİTBAŞ, E., and GENÇ, Ş. C., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and their Significance in The Geological Evolution of the Orogenic Belt. *Tectonics*, 12:1280-1297.
- YILMAZ, S. ve BOZTUĞ, D., 1994. Granitoyid Petrojenezinde Magma Mingling/Mixing Kavramı, *Jeoloji Mühendisliği*, 44/45:1-20.
- YILMAZ, Y., GÜRPINAR, O., KOZLU, H., GÜL, M. A., YİĞİTBAŞ, E., YILDIRIM, M., GENÇ, C., ve KESKİN, M., 1987. Kahramanmaraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları). *Türkiye Petrolleri A. O. Rap*, No: 2028, 218s.
- YILMAZ, Y., 1990. Allochthonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and Surrounding Regions, *Royal Soc London Phyl Trans*, A331:611-624.
- _____, 1991. Allochthonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the Surrounding Region. In: Dewey, J.F., Gass, I.G., Curry, G.B., Harris, N.B.W., Şengör, A.M.C., (eds.), *Allochthonous Terranes*, Cambridge Univ, 155-168.
- _____, 1993. New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen, *Bulletin Geological Society of America*, 105:251-71.
- YOGODZINSKI, G. M., VOLYNETS, O. N., KOLOSKOV, A. V., SELIVERSTOV, N. I., and MATVENKOV, V. V., 1993. Magnesian Andesites and the Subduction Component in Strongly Calc-alkaline Series at Piip Volcano, Far Western Aleutians. *Journal of Petrology*, 35: 163-204.

ÖZGEÇMİŞ

20.07.1969 Tarihinde Kahramanmaraş'ın Elbistan ilçesinde doğdum. İlk ve Ortaokulu bu ilçede, lise eğitimimi Kahramanmaraş Endüstri Meslek Lisesi Elektrik bölümünde tamamladım. 1987-1988 Eğitim öğretim yılında Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandım. Temmuz 1993'te bu bölümden mezun oldum. 1994-1995 Eğitim Öğretim yılı Güz ve Bahar yarıyıllarında Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi Elbistan Meslek Yüksekokulunda İngilizce ve Fizik dersleri verdim. Ağustos 1995-Nisan 1996 tarihleri arasında 245. kısa dönem er olarak Balıkesir'de askerlik hizmetimi tamamladım. Temmuz 1997'de Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün açmış olduğu Araştırma Görevliliği sınavını kazanarak bu bölümde göreve başladım.1997-1998 Eğitim Öğretim yılı güz yarıyılında Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında Yüksek Lisans eğitimime başladım ve Eylül 1998'de kadrom 2547 sayılı Yükseköğretim kanununun 35. maddesi uyarınca Yükseköğretim Kurulu (YÖK) tarafından Çukurova Üniversitesine aktarıldı. Yüksek lisans eğitimimi 13 Haziran 2000 tarihinde tamamladım ve 2000-2001 Eğitim Öğretim yılı güz yarıyılında yine aynı madde uyarınca doktora eğitimime başladım. 2003 yılı Nisan-Haziran ayları arasında 2 aylık süreyle Cenevre Üniversitesi Jeolojik Riskleri İnceleme Merkezi (CERG)'nin organize ettiği Jeolojik Riskler konulu kursa katıldım ve başarıyla tamamladım. Halen Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya devam etmekteyim. Evli ve iki çocuk babası olup ingilizce bilmekteyim.

EKLER

- Ek 1.1. Baskil-Sivirice (ELAZIĞ) Bölgesinin Jeoloji Haritası
- Ek.4.1. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen volkanik kayaçların ana ve iz element içerikleri
- Ek. 4.2. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve ofiyolit tabanı metamorfik kayaçların ana ve iz element içerikleri
- Ek. 4.3. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen izotrop gabro, mafik ve ultramafik kümülat kayaçların ana ve iz element içerikleri
- Ek 4.4. Kömürhan ofiyolitine ait kayaçların ICP-MS yöntemiyle ölçülen nadir toprak element (REE) içerikleri
- Ek 4.5. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki olivinlerin mineral kimyası
- Ek 4.6. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki klinopiroksenlerin mineral kimyası
- Ek 4.7. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki ortopiroksenlerin mineral kimyası
- Ek 4.8. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki amfibollerin mineral kimyası
- Ek 4.9. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası
- Ek 4.10. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfiklerindeki klinopiroksenlerin mineral kimyası
- Ek 4.11. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası
- Ek 4.12. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarındaki amfibollerin mineral kimyası
- Ek 4.13. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaçların ana ve iz element içerikleri
- Ek 4.14. Baskil granitoidinde gözlenen mafik kayaçların ana ve iz element içerikleri
- Ek 4.15. Baskil granitoidine ait kayaçların bazı iz ve nadir toprak element İçerikleri (ICP-MS-Kanada)
- Ek 4.16. Baskil granitoidine ait mafik ve felsik kayaçların nadir toprak element

içerikleri (ICP-MS-Avusturya)

Ek 4.17. Baskil granitoyidine ait felsik kayaçlarda gözlenen plajiyoklasların mineral

Kimyası

Ek 4.18. Baskil granitoyidine ait felsik kayaçlarda gözlenen K'lu feldispatların

mineral kimyası

Ek 4.19. Baskil granitoyidine ait felsik kayaçlarda gözlenen amfibollerin mineral

kimyası

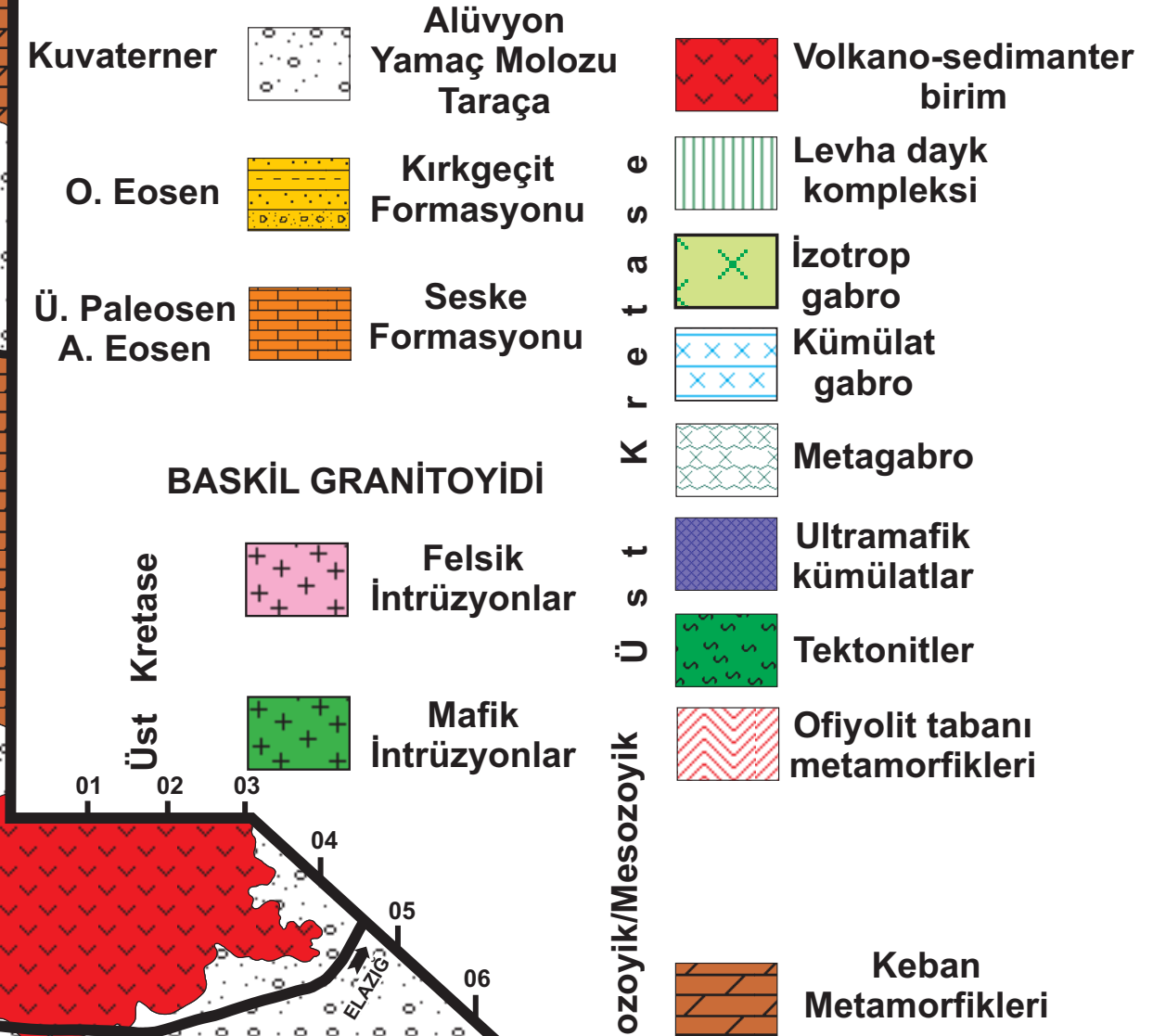
Ek 4.20. Baskil granitoyidine ait felsik kayaçlarda gözlenen biyotitlerin mineral

kimyası

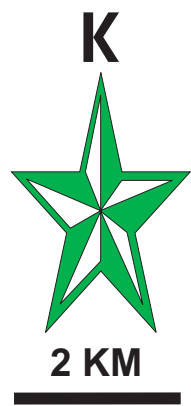
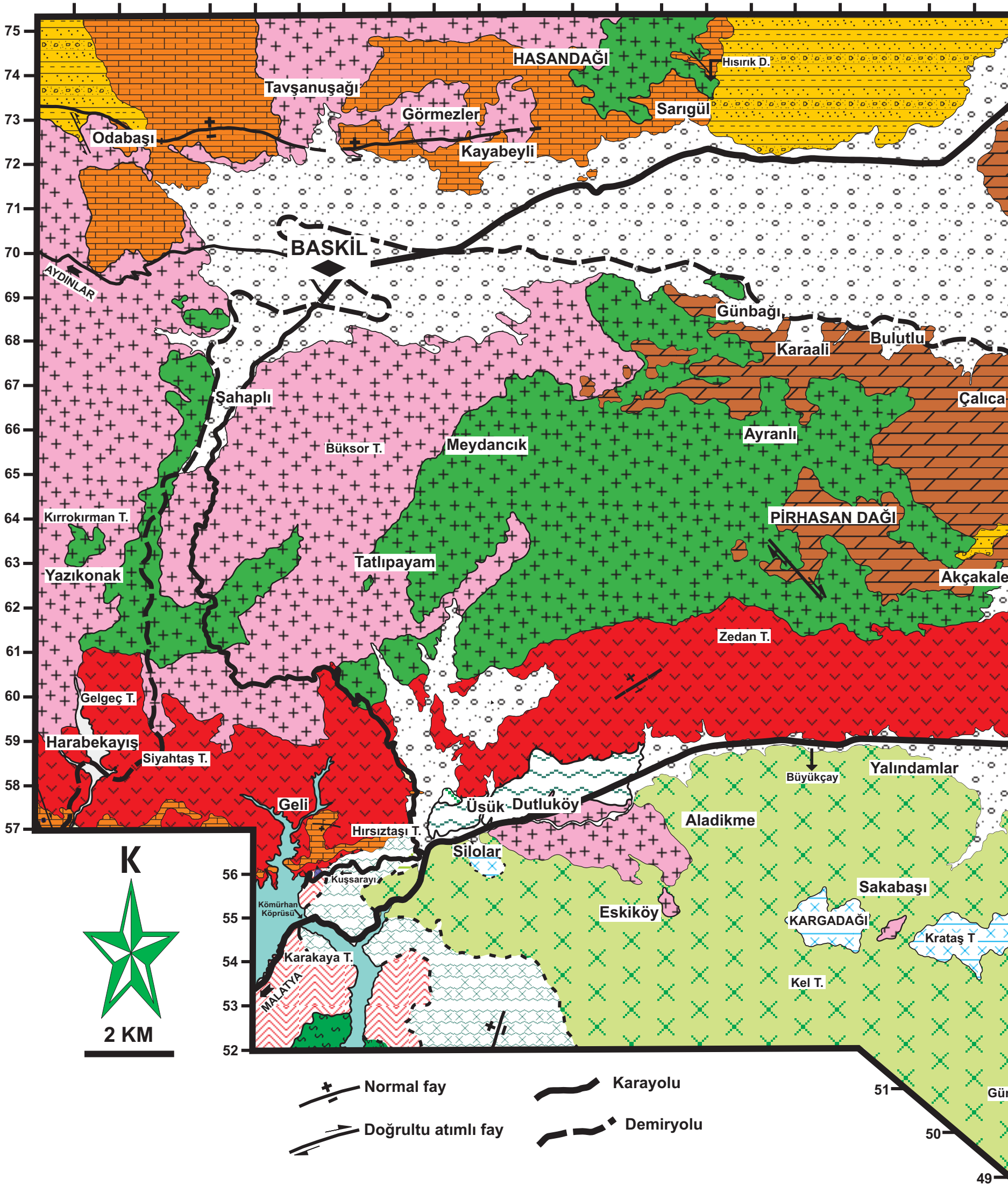
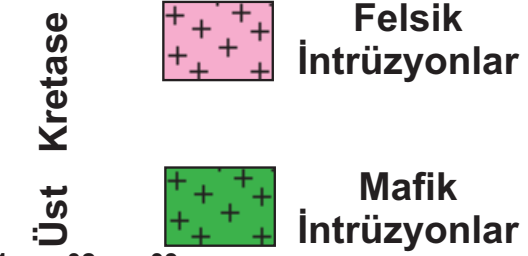
EK-1.1. BASKİL-SİVRİCE (ELAZIĞ) BÖLGESİNİN JEOLJİ HARİTASI

Tamer RIZAOĞLU (2006)

KÖMÜRHAN OFİYOLİTİ



BASKİL GRANİTOYİDİ



01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11 12 13 14

75 74 73 72 71 70 69 68 67 66 65 64 63 62 61 60 59 58 57 56 55 54 53 52

79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

Ek. 4.1. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen volkanik kayaların ana ve iz element içerikleri

Örnek	Bazik-ortaç volkanik kayalar															Asidik volkanik kayalar								
	B-471	B-476	B-480	B-483	B-485	B-487	B-490	B-491	B-492	B-614	B-616	B-617	B-620	B-624	B-626	B-627	B-474	B-496	B-497	B-557	B-613	B-615	B-622	B-629
SiO ₂	47,54	49,96	57,43	51,67	54,11	55,43	55,93	57,14	60,48	60,75	59,53	48,72	55,29	50,57	51,10	53,28	77,87	60,56	62,96	67,32	62,78	62,47	64,40	64,24
TiO ₂	1,43	0,69	0,73	0,76	0,74	0,79	0,72	0,68	1,12	0,86	0,66	0,79	0,91	0,99	0,80	0,98	0,21	0,47	0,47	0,46	0,39	0,49	0,46	0,35
Al ₂ O ₃	15,46	16,53	16,48	16,82	17,53	17,28	16,88	16,75	15,09	14,39	14,20	16,91	14,43	16,27	16,85	17,73	12,02	17,10	16,91	13,60	15,22	15,79	13,35	14,71
FeO*	11,20	8,15	7,00	7,12	8,07	7,88	7,79	7,32	10,60	7,80	6,91	10,79	9,26	11,00	8,85	8,33	2,45	3,59	3,20	3,81	4,81	4,87	3,15	5,01
MnO	0,31	0,12	0,10	0,17	0,18	0,15	0,15	0,18	0,17	0,10	0,22	0,19	0,20	0,24	0,16	0,18	0,05	0,07	0,05	0,14	0,08	0,08	0,12	0,16
MgO	4,47	4,57	4,49	3,61	4,31	3,25	4,62	3,42	1,68	2,91	2,49	4,39	5,65	5,05	4,37	2,96	0,04	1,17	0,94	2,16	1,42	0,80	1,91	1,17
CaO	8,17	11,69	2,95	7,74	5,52	5,31	5,39	5,61	5,09	3,31	3,59	3,89	2,90	2,49	7,50	5,03	0,65	4,98	3,73	1,96	3,82	4,23	3,76	2,73
Na ₂ O	5,43	2,58	6,20	2,32	2,33	2,61	2,43	2,76	4,14	2,77	0,83	3,09	2,47	1,45	1,19	0,68	6,26	2,91	3,53	-0,03	1,52	2,57	0,55	2,68
K ₂ O	0,33	0,31	0,79	2,34	2,13	3,09	1,57	1,83	0,47	0,93	2,51	0,94	0,57	2,35	0,64	2,60	0,08	3,64	3,86	2,24	3,06	2,74	2,49	2,39
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,17	0,19	0,13	0,16	0,16	0,19	0,17	0,14	0,10	0,07	0,11	0,10	0,09	0,12	0,04	0,12	0,12	0,09	0,11	0,12	0,10	0,10
AK	5,49	5,39	3,69	7,21	4,77	4,20	4,30	4,28	1,22	5,03	6,21	9,12	7,08	8,18	7,30	7,47	0,67	5,33	4,13	8,01	6,00	5,49	6,27	5,13
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	100,00	100,12	100,04	99,94	99,83	100,16	99,94	100,16	100,23	99,01	97,25	98,92	98,86	98,69	98,86	99,36	100,33	99,94	99,91	99,77	99,22	99,65	96,56	98,68
Nb	4	2	4	3	3	3	4	3	4	2	1	3	3	1	1	1	5	14	14	1	14	15	1	15
Zr	95	60	62	97	72	85	79	82	59	87	111	57	73	58	62	83	126	232	220	129	244	200	131	227
Y	33	21	24	23	22	26	24	24	21	36	34	24	41	32	24	27	49	30	27	44	40	38	41	39
Sr	332	279	485	289	964	341	355	368	232	125	48	98	63	25	93	49	49	189	142	53	51	75	85	108
U	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	5	4	2	5	4	2	5
Rb	7	9	8	31	36	43	18	24	5	35	74	30	19	76	27	82	2	108	103	50	122	103	96	63
Th	2	2	4	5	2	4	5	4	2	2	3	3	2	2	2	2	3	11	12	2	7	7	3	9
Pb	3	7	5	6	9	6	9	8	8	6	4	8	8	7	9	3	7	10	8	8	5	4	2	5
Ga	20	15	16	19	17	17	18	17	14	17	17	20	18	18	18	19	12	17	17	14	19	19	16	17
Ni	27	102	19	5	8	7	5	6	5	4	11	16	5	9	20	9	2	2	2	2	5	2	3	2
Co	40	29	24	23	26	25	23	22	31	22	12	29	16	16	33	27	2	6	3	6	7	6	6	3
Cr	77	275	69	17	11	13	8	7	2	356	493	21	12	2	49	3	2	4	15	4	536	2	14	2
V	411	276	237	208	223	215	227	180	416	158	222	375	308	353	355	390	16	68	61	59	18	26	36	14
Ce	18	18	53	40	28	43	34	37	10	24	22	10	24	18	11	18	35	58	61	17	45	41	28	47
Nd	7	11	15	21	12	22	14	16	4	10	10	4	9	5	4	7	9	29	27	7	22	21	14	22
Ba	30	110	228	186	273	340	222	221	66	88	236	82	60	190	104	110	69	257	186	115	302	351	152	380
La	4	4	11	23	18	13	15	16	6	5	4	4	9	4	12	4	5	38	37	5	28	29	11	26
Hf	4	1	4	1	5	2	4	6	4	1	6	3	5	2	1	4	5	4	5	6	5	6	5	7
Sc	32	12	33	22	33	23	33	24	26	39	30	57	58	83	43	40	5	9	8	14	8	9	13	6
Nb/Y	0,12	0,10	0,17	0,13	0,14	0,12	0,17	0,13	0,19	0,06	0,03	0,13	0,07	0,03	0,04	0,04	0,10	0,47	0,52	0,02	0,35	0,39	0,02	0,38

Toplam Fe FeO* olarak gösterilmiştir. AK: Ateşte kayıp

Ek. 4.2. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen levha daykları ve ofiyolit tabanı metamorfik kayaların ana ve iz element içerikleri

Örnek	Levha daykları														Ofiyolit tabanı metamorfikleri										
	B-498	B-499	B-500	B-501	B-502	B-504	B-505	B-506	B-508	B-509	B-510	B-511	B-512	B-513	B-514	B-331	B-338	B-347	B-354	B-356	B-363	B-367	B-391	B-528	B-609
SiO2	53,07	58,63	51,07	50,44	50,66	51,76	49,28	48,78	50,68	50,92	51,20	50,70	49,52	54,74	51,98	51,14	47,16	45,94	49,26	51,71	46,07	52,34	51,74	53,16	47,26
TiO2	1,66	1,65	2,69	2,48	1,65	1,91	1,73	1,20	1,84	2,17	2,12	1,79	1,45	1,68	1,91	0,82	1,02	1,00	0,47	0,89	0,20	0,82	1,13	1,28	0,16
Al2O3	15,09	14,36	14,10	14,13	14,81	14,79	15,00	14,54	13,64	13,61	13,81	13,82	14,68	15,17	13,79	17,83	18,85	15,63	8,69	18,26	16,71	18,22	18,66	14,92	15,82
FeO*	10,18	8,29	13,97	13,36	12,20	13,55	12,92	10,62	13,34	14,50	14,53	13,12	11,59	7,32	11,31	9,07	11,12	10,39	9,00	10,02	5,83	9,52	8,71	9,94	6,23
MnO	0,06	0,04	0,17	0,11	0,19	0,21	0,24	0,20	0,22	0,22	0,21	0,24	0,19	0,03	0,08	0,19	0,20	0,18	0,18	0,22	0,10	0,20	0,15	0,33	0,10
MgO	4,61	2,84	4,23	5,08	6,01	5,60	4,98	7,49	5,77	4,92	4,68	6,20	6,28	3,53	3,75	5,68	5,88	9,34	15,88	4,35	11,59	4,05	5,27	7,33	13,46
CaO	8,40	7,45	7,29	7,91	7,44	4,52	9,75	9,82	8,46	5,50	5,97	7,11	7,64	8,80	8,69	9,92	10,83	12,09	13,22	8,27	15,02	7,92	5,31	4,53	13,76
Na2O	5,19	5,35	4,70	4,56	4,39	5,54	4,15	3,42	4,06	5,22	5,15	4,22	4,54	6,21	4,91	2,62	2,43	1,74	0,62	3,02	1,18	3,33	4,03	3,71	1,10
K2O	0,12	0,11	0,08	0,34	0,07	0,10	0,07	0,22	0,16	0,11	0,12	0,30	0,07	0,06	0,10	1,01	1,02	0,41	0,38	1,22	0,15	1,16	1,33	0,30	0,20
P2O5	0,21	0,38	0,31	0,29	0,15	0,17	0,16	0,09	0,17	0,21	0,24	0,17	0,13	0,38	0,29	0,10	0,18	0,08	0,06	0,22	0,01	0,23	0,18	0,11	0,01
AK	1,58	1,12	1,68	1,31	2,41	2,15	1,86	2,28	1,72	1,63	1,46	1,73	2,06	0,86	1,07	1,70	1,43	3,58	2,03	1,70	3,16	1,78	3,27	4,10	1,88
Cr2O3	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,24	0,00	0,08	0,00	0,02	0,01	0,21
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,05
Toplam	100,16	100,20	100,30	100,01	99,99	100,28	100,11	98,69	100,06	99,01	99,50	99,40	98,16	98,77	97,86	100,10	100,11	100,44	100,07	99,88	100,12	99,54	99,82	99,72	100,22
Nb	6	7	8	7	5	6	5	4	7	7	8	7	4	6	7	3	3	2	6	3	1	4	7	4	1
Zr	161	253	229	169	100	102	109	67	111	137	158	109	88	293	217	50	46	37	25	67	11	74	95	63	11
Y	50	69	58	54	36	36	33	27	37	42	47	38	32	70	54	18	28	25	18	28	11	24	29	36	9
Sr	159	124	149	168	175	78	230	295	173	86	132	173	157	132	195	323	290	182	102	347	212	343	403	173	122
U	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Rb	3	2	3	6	3	3	3	4	3	3	3	4	4	3	3	24	29	10	8	26	5	26	26	4	8
Th	2	2	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2	3	3	2	4	2	2	3	2	2	5	2	2	2
Pb	3	2	2	2	9	7	8	10	9	5	4	7	7	2	4	13	17	15	26	11	19	12	6	14	19
Ga	21	18	22	23	18	21	22	18	19	22	21	19	17	20	22	16	20	16	10	18	10	20	15	17	11
Ni	24	11	30	29	43	12	20	45	25	20	19	31	48	17	14	27	21	83	237	8	194	7	36	31	315
Co	33	19	35	34	45	42	42	46	42	44	36	46	41	16	31	32	37	47	51	29	41	27	30	21	45
Cr	21	19	46	63	87	3	15	258	35	20	23	51	128	57	26	104	20	307	1833	14	594	8	123	86	1528
V	303	139	380	342	343	426	322	274	343	407	359	348	309	232	266	320	330	286	223	314	134	273	303	355	116
Ce	25	36	35	30	25	27	16	10	25	22	31	18	23	37	34	21	20	15	20	23	11	27	35	18	13
Nd	8	14	11	10	9	7	5	4	11	6	11	6	9	14	13	13	13	8	9	14	6	16	15	6	7
Ba	28	40	27	29	33	32	9	30	17	29	25	38	36	42	12	246	325	120	55	343	106	307	105	42	40
La	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	17	7	10	22	14	4	19	15	14	14
Hf	6	6	6	8	4	6	5	3	3	4	4	1	5	9	5	4	2	1	1	4	1	4	2	6	1
Sc	23	20	45	36	51	58	37	44	52	61	59	43	45	15	25	27	29	36	55	27	27	26	39	58	27
Nb/Y	0,12	0,10	0,14	0,13	0,14	0,17	0,15	0,15	0,19	0,17	0,17	0,18	0,13	0,09	0,13	0,17	0,11	0,08	0,33	0,11	0,09	0,17	0,24	0,11	0,11

Toplam Fe FeO* olarak gösterilmiştir. AK: Ateşte kayıp

Ek. 4.3. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen izotrop gabro, mafik ve ultramafik kümülat kayaların ana ve iz element içerikleri

Örnek	İzotrop gabro						Mafik kümülat kayalar															UK				
	B-503	B-507	B-572	B-583	B-588	B-589	B-326	B-341	B-403	B-406	B-407	B-600	B-601	B-602	B-603	B-315	B-515	B-516	B-577	B-578	B-582	B-584	B-585	B-590	B-314	
SiO ₂	49,66	49,17	60,83	50,34	48,30	48,00	48,96	49,07	47,65	40,57	41,01	48,18	46,31	45,32	47,50	44,42	42,07	45,42	45,38	49,27	48,75	49,23	49,29	49,97	40,35	
TiO ₂	0,54	0,81	0,24	0,20	0,26	0,23	1,01	1,12	0,92	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,26	0,15	0,09	0,15	0,08	0,27	0,31	0,25	0,37	0,32	0,08	
Al ₂ O ₃	17,05	15,49	14,81	18,39	17,36	17,39	18,86	18,26	18,25	24,56	27,57	16,98	17,38	13,39	16,58	17,73	21,31	16,97	24,02	16,79	17,75	19,13	14,27	17,04	5,73	
FeO*	7,50	8,91	4,91	5,54	4,99	4,51	12,12	11,75	11,29	9,81	7,63	5,91	7,31	8,15	6,28	4,27	3,09	4,34	5,25	5,57	7,61	4,00	7,25	5,09	10,34	
MnO	0,14	0,17	0,12	0,11	0,10	0,10	0,25	0,24	0,22	0,12	0,08	0,11	0,12	0,14	0,11	0,09	0,07	0,08	0,08	0,11	0,13	0,09	0,15	0,11	0,14	
MgO	7,61	8,67	5,54	8,56	10,44	9,03	4,87	4,53	5,86	10,04	6,62	11,72	14,03	16,68	11,72	11,28	8,63	12,29	8,38	10,11	9,48	8,50	10,86	8,81	30,35	
CaO	13,17	12,80	8,72	13,27	15,59	15,35	10,37	9,44	11,10	13,17	14,88	14,99	12,53	12,72	14,42	18,19	20,90	17,42	13,36	14,48	13,51	17,00	15,26	16,21	6,09	
Na ₂ O	2,38	2,07	2,42	2,11	1,18	1,58	2,94	3,22	2,54	0,36	0,40	1,30	1,03	0,70	1,12	0,58	0,35	0,70	1,46	1,55	2,00	1,31	1,51	1,64	0,07	
K ₂ O	0,04	0,15	0,86	0,11	0,07	0,11	0,28	0,38	0,20	0,01	0,03	0,02	0,01	0,09	0,10	0,15	0,09	0,14	0,03	0,14	0,02	0,03	0,02	0,05	0,01	
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,29	0,26	0,21	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	
AK	2,13	1,70	1,22	0,82	1,45	3,21	-0,06	0,68	0,29	0,83	1,07	0,48	0,96	2,56	1,84	2,88	3,05	2,12	1,74	1,71	0,52	0,64	0,85	0,61	6,97	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,08	0,16	0,06	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,08	0,08	0,15	0,11	0,20	0,14	0,21	0,04	0,05	0,06	0,07	0,02	0,08	0,16	
NiO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,13	
Toplam	100,28	99,99	99,71	99,56	99,92	99,59	99,89	98,95	98,53	99,72	99,52	100,03	100,03	100,18	100,08	99,99	99,83	99,89	99,86	100,08	100,16	100,28	99,84	99,95	100,43	
Nb	1	2	2	1	1	1	1	3	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	7
Zr	24	19	24	10	12	12	27	71	21	10	11	12	15	16	16	9	11	7	8	12	12	12	13	12	16	
Y	16	17	10	8	10	10	19	30	19	4	5	10	11	12	12	8	5	8	5	11	10	11	13	11	6	
Sr	128	127	154	169	115	115	412	388	398	375	425	105	111	94	107	513	668	773	154	137	148	122	104	117	19	
U	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Rb	3	4	21	5	4	7	5	3	3	3	3	3	3	6	7	7	5	6	3	8	2	3	3	4	4	
Th	2	3	6	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Pb	15	17	15	15	16	14	13	12	14	16	10	15	17	24	18	19	15	18	12	17	16	12	18	15	33	
Ga	16	16	12	12	12	12	21	21	19	15	18	13	12	10	11	10	11	9	14	11	13	12	13	14	6	
Ni	49	49	39	111	138	89	6	3	26	74	42	171	278	306	167	251	225	278	220	93	99	116	76	86	633	
Co	39	44	23	35	34	29	30	30	37	60	49	43	54	61	44	37	28	39	42	37	46	28	44	31	106	
Cr	154	256	139	541	1117	422	8	4	55	153	55	543	563	1102	740	1483	1153	1465	254	339	377	456	172	533	1081	
V	201	261	127	110	140	148	313	350	357	151	169	114	89	113	130	95	60	100	28	153	133	133	189	180	64	
Ce	5	12	10	11	8	11	22	26	16	9	10	14	17	20	20	12	14	3	12	9	13	15	12	10	26	
Nd	4	6	4	6	4	7	17	17	11	4	7	8	11	12	13	9	10	4	6	4	9	11	7	6	5	
Ba	11	12	276	69	9	48	100	135	80	9	9	9	9	9	14	148	67	122	9	21	9	9	9	9	21	
La	4	4	10	4	8	12	14	11	14	4	4	4	4	4	4	4	4	9	4	4	4	4	4	4	4	
Hf	4	3	2	1	1	1	1	1	2	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	4	2	1	1	
Sc	28	37	26	19	15	8	27	36	29	21	19	20	27	43	26	13	11	16	20	20	23	2	21	6	64	
Nb/Y	0,06	0,12	0,20	0,13	0,10	0,10	0,05	0,10	0,05	0,25	0,20	0,10	0,09	0,17	0,08	0,13	0,20	0,13	0,20	0,09	0,10	0,09	0,08	0,09	1,17	
Mg#	50,39	49,33	53,02	60,69	67,67	66,69	28,68	27,82	34,19	50,57	46,46	66,48	65,75	67,19	65,10	72,52	73,61	73,93	61,50	64,47	55,47	67,97	59,97	63,38	74,59	

Toplam Fe FeO* olarak gösterilmiştir, UK: Ultramafik kümülatlar, AK: Ateşte kayıp

Ek 4.4. Kömürhan ofiyolitine ait kayaçların ICP-MS yöntemiyle ölçülen nadir toprak element (REE) içerikleri

Örnek	Bazik ve ortaç volkanik kayaçlar												Asidik volkanik kayaçlar					Levha dayları										Ofiyolit Tab Met		
	B-471	B-476	B-480	B-483	B-485	B-487	B-490	B-492	B-614	B-616	B-620	B-627	B-474	B-496	B-497	B-557	B-615	B-502	B-504	B-505	B-506	B-508	B-509	B-510	B-511	B-512	B-514	B-338	B-347	B-354
Pb	0,4	0,9	0,8	2,6	2,4	2,2	1,8	1,3	0,6	1,1	1,2	0,6	2,4	5,1	5,6	2,1	1,2	0,9	1	1,1	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	2,6	0,4	0,9
Zn	84	35	51	66	51	61	60	74	26	80	81	144	19	29	17	74	20	71	101	67	61	25	26	43	27	66	6	16	20	8
Ni	20,9	59,9	16,5	3,4	5,2	6,2	3,9	7	1	7,2	7,4	8,8	2,2	1	2,5	0,3		33,3	8,8	15	29,7	9,8	13,9	12,9	11,7	36,3	4,3	6,2	25,8	44
Ba	17,9	73,6	166,9	143,8	259,9	330,9	195,5	39,5	49,1	234,5	30,7	104,2	16,9	258,7	170,9	103,1	348,5	21,2	18,2	17,5	15,9	17,8	12,1	15	29,3	21,1	8,9	319,7	119,8	46,7
Co	33,4	24,2	19,4	15,5	19,3	20	20,2	28,9	21,7	13,4	20,9	19,9	1,1	4,3	3,3	4,6	4,4	41,2	35,2	37,9	39,9	41,9	41,4	36,1	39,6	40,3	27	31,8	46,4	49,8
Ga	18,9	14,8	15,9	17,8	16,2	17,8	19,1	14,7	16,2	17,2	16,1	19,3	13,1	18,7	16,1	13,4	19,6	18,4	21,4	22,6	16	19,3	20,1	20,7	17,7	18,2	23	19,5	15,4	9,3
Hf	2,4	1,5	2,5	3,1	2,3	2,1	2,2	1,6	2,7	2,8	2,4	1,7	4,3	4,6	3,9	3,3	4,2	2,8	3,1	2,9	1,7	3,5	3,8	3,9	3,2	2,4	5,4	1,7	1,1	0,8
Nb	1,2	1,3	3,1	2,5	2,6	2,5	2,6	1,1	1,2	1,3	1	1	2,5	14,4	14	1,3	15	1,9	2,3	1,8	0,7	2,1	2,6	2,7	2,4	1,4	4,5	2,2	0,7	0,9
Rb	4,4	5,8	6,7	30,2	32,1	41,4	16,5	3,2	31,8	69,5	15,8	73,4		99,1	92,3	39,9	97,8				1,1			0,8	2,3	0,7	0,5	31,8	9,8	4,4
Sr	346	295,8	508,2	297,2	976	350,1	364,7	234,4	125,1	50,6	63	50,7	52,5	206,2	148,5	50,6	80	180,1	80,9	253,8	308,7	179,2	87,5	131,9	183	164,2	217	322,1	199,1	114,6
Ta			0,1	0,2	0,3		0,2						0,2	0,9	1		1	0,2	0,1	0,1		0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2		
Th		0,6	4	3,8	4,3	3,6	5	0,6	0,8	1,3	0,5	0,5	1	12,2	13,7	0,6	9,4	0,3	0,4	0,4		0,2	0,4	0,7	0,2	0,2	0,7	0,9		0,6
U	0,1	0,2	0,9	0,9	0,9	0,7	1,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	4,6	3,8	0,3	2,1	0,1	0,2	0,1			0,1	0,1	0,1		0,2	0,7		0,3
V	365	258	194	168	188	184	197	367	119	177	208	297	7	54	46	37	18	310	387	327	244	330	343	318	326	295	250	315	283	215
Zr	83,6	45,5	76,4	127,1	73,1	73,2	76,9	52,3	77,5	86,9	68,6	60,8	137	173,9	167	93,5	150,7	100,9	112,3	109,5	59,8	110,9	138,3	163,3	107,5	86,6	212	38	29,1	18,2
Y	36,7	20,1	21,6	20,8	19,9	24,1	23,2	24,3	33,2	32,3	39,2	25,2	45,2	27,3	23,6	36,7	38	39,3	41,8	40,1	28,5	46,3	52,6	58	45,5	37,9	67	31	25,6	12,4
La	3,8	4,6	17,5	14,6	13,4	15,6	15,8	6,1	3,9	3,9	4,8	3,5	8,5	30,8	29,2	4,8	28,5	4,8	4,9	4,9	2,2	4,8	5,9	6,6	4,7	3,4	9,1	6,8	1,6	5,5
Ce	10,9	11	33,5	27	26	29,8	32,9	13,8	10,2	10,8	12,6	9,8	21,7	55,9	53,8	13	53,6	13,3	14,7	14,4	6,6	14,3	18,3	19,9	14,5	10,9	28	17,9	5,5	11,3
Pr	1,89	1,59	3,73	3,11	3,07	3,45	3,98	2,02	1,58	1,75	1,86	1,49	2,97	5,44	5,23	1,98	5,73	2,15	2,27	2,26	1,25	2,26	2,97	3,14	2,3	1,81	4,2	2,78	1,02	1,36
Nd	11,6	8,8	18,4	15,5	16,6	19,2	18,6	11,4	9,7	9,9	11,5	9,5	16,9	22,2	21,7	11,7	25,1	12,6	15,6	13,9	8	14,8	17,2	18,7	14,1	12	25	15,8	6,9	8,1
Sm	3,4	2,2	3,6	2,8	3,5	3,6	3,6	3	2,9	3	3,6	2,5	4,3	3,9	3,6	3,3	5,4	3,7	4	4	2,8	4,5	5,2	5,9	4,6	3,9	7	3,8	2,4	2
Eu	1,38	0,8	0,97	1,09	1,1	1,15	1,11	1,1	1	0,91	1,29	0,74	1,07	0,98	0,83	1,04	1,31	1,45	1,48	1,6	0,98	1,66	1,81	1,86	1,63	1,36	2,3	1,36	0,96	0,62
Gd	4,63	2,68	3,44	3,18	3,15	4,14	3,65	3,55	4,62	4,09	4,55	3,38	4,94	3,38	3,18	4,8	5,64	5,25	5,67	5,56	3,81	5,78	6,93	8	5,93	5,19	9,5	4,49	3,33	1,99
Tb	0,9	0,53	0,58	0,52	0,55	0,62	0,62	0,64	0,72	0,73	0,83	0,59	1	0,62	0,59	0,8	0,87	1,02	1,04	0,99	0,7	1,25	1,22	1,48	1,06	0,94	1,7	0,8	0,62	0,37
Dy	5,93	3,03	3,53	3,11	3,27	3,99	3,58	4,3	5,27	5	5,75	4,2	6,29	4,27	3,81	5,56	5,73	6,49	7,66	6,56	4,55	7,55	8,79	9,18	7,35	5,98	10,69	4,77	4,08	2,04
Ho	1,33	0,7	0,79	0,7	0,76	0,87	0,81	0,85	1,12	1,12	1,36	1	1,63	0,92	0,84	1,26	1,33	1,4	1,55	1,37	1,07	1,57	1,77	1,96	1,64	1,28	2,36	1,06	0,96	0,46
Er	3,35	2	2,24	2,15	2,07	2,43	2,21	2,47	3,37	3,54	3,43	2,82	4,74	2,71	2,42	3,67	3,58	4,19	4,2	4,19	2,88	4,5	5,47	5,95	4,4	3,94	6,6	2,99	2,59	1,3
Tm	0,52	0,3	0,35	0,33	0,31	0,35	0,33	0,42	0,5	0,56	0,6	0,43	0,74	0,41	0,39	0,6	0,61	0,64	0,66	0,57	0,45	0,72	0,82	0,88	0,73	0,53	1,03	0,41	0,32	0,2
Yb	3,61	2,4	2,53	2,4	2,14	2,42	2,55	2,65	3,71	3,71	3,77	3,09	5,43	2,8	3,06	3,96	3,95	3,74	4,17	3,65	2,75	4,35	5,71	5,7	4,3	3,43	6,53	3,48	2,76	1,32
Lu	0,48	0,34	0,35	0,31	0,29	0,35	0,35	0,37	0,56	0,55	0,57	0,46	0,79	0,45	0,43	0,59	0,65	0,57	0,61	0,55	0,42	0,65	0,79	0,84	0,67	0,56	0,99	0,52	0,33	0,19

Ek 4.5. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki olivinlerin mineral kimyası

Örnek	Olivinli Gabro																	
	B406-1c	B406-1r	B406-2c	B406-2r	B406-3c	B406-4c	B406-5c	B406-6c	B406-7c	B406-8c	B406-9c	B406-10c	B406-11c	B406-12c	B406-13c	B406-14c	B406-15c	B406-16c
SiO ₂	38,79	38,88	38,96	38,69	39,10	39,01	38,82	38,69	38,83	38,69	38,68	38,39	38,74	38,46	38,97	38,95	38,95	38,90
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
FeO*	22,79	22,24	22,51	23,08	21,60	22,49	22,09	22,41	22,37	22,90	23,33	23,27	22,95	23,58	22,44	22,60	22,63	22,63
MnO	0,45	0,41	0,41	0,41	0,45	0,41	0,39	0,43	0,44	0,43	0,45	0,41	0,38	0,43	0,44	0,39	0,38	0,38
MgO	37,71	38,52	38,40	37,99	38,83	38,06	38,72	38,20	38,36	37,85	37,46	37,98	37,88	37,53	38,19	38,11	38,08	38,10
NiO	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,05	0,06	0,06	0,03	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,03	0,05
CaO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02
Toplam	99,80	100,10	100,30	100,20	100,10	99,99	100,07	99,79	100,09	99,99	99,99	100,10	99,99	100,10	100,10	100,10	100,10	100,09
Si	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,50	0,48	0,49	0,50	0,47	0,49	0,48	0,49	0,49	0,50	0,51	0,51	0,50	0,52	0,49	0,49	0,49	0,49
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,47	1,49	1,48	1,47	1,50	1,47	1,50	1,48	1,49	1,47	1,46	1,48	1,47	1,46	1,48	1,48	1,48	1,48
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	3,00	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99
Fo	74,69	75,53	75,26	74,59	76,22	75,11	75,76	75,24	75,35	74,66	74,11	74,42	74,63	73,94	75,21	75,05	75,00	75,01
Fa	25,31	24,47	24,74	25,41	23,78	24,89	24,24	24,76	24,65	25,34	25,89	25,58	25,37	26,06	24,79	24,95	25,00	24,99
Mg [#]	74,69	75,53	75,26	74,59	76,22	75,11	75,76	75,24	75,35	74,66	74,11	74,42	74,63	73,94	75,21	75,05	75,00	75,01

İyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.6. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki klinopiroksenlerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit												
	B326-1c	B326-2c	B326-3c	B326-4c	B326-5c	B326-6c	B326-7c	B326-8c	B326-9c	B326-10c	B326-11c	B326-12c	B326-13c
SiO ₂	52,14	52,86	52,30	52,14	52,23	51,90	52,10	52,11	52,39	52,30	52,79	52,12	51,92
Al ₂ O ₃	1,62	1,39	1,61	1,63	1,64	1,67	1,71	1,52	1,37	1,63	0,98	1,70	1,86
TiO ₂	0,28	0,24	0,37	0,36	0,37	0,35	0,32	0,29	0,24	0,34	0,12	0,37	0,37
FeO	9,61	9,29	9,14	10,12	9,65	9,61	9,36	9,61	9,39	10,29	9,48	9,62	9,75
MnO	0,53	0,55	0,53	0,57	0,52	0,56	0,55	0,55	0,65	0,56	0,59	0,58	0,58
MgO	13,85	13,85	13,90	14,12	13,62	13,78	13,74	13,81	14,12	13,95	14,19	13,55	13,58
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	20,79	21,18	21,17	20,34	21,12	20,80	20,75	20,50	20,95	20,38	21,02	21,02	20,75
Na ₂ O	0,29	0,30	0,34	0,31	0,32	0,34	0,33	0,31	0,31	0,31	0,29	0,31	0,32
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Toplam	99,14	99,68	99,38	99,59	99,46	99,00	98,89	98,73	99,42	99,75	99,46	99,28	99,13
Si	1,96	1,98	1,96	1,95	1,96	1,96	1,97	1,97	1,96	1,96	1,98	1,96	1,96
Al ^{IV}	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04
Al ^{VI}	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe ⁺³	0,01	-0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe ⁺²	0,29	0,30	0,28	0,30	0,30	0,28	0,30	0,30	0,27	0,31	0,28	0,30	0,30
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,78	0,77	0,78	0,79	0,76	0,77	0,77	0,78	0,79	0,78	0,79	0,76	0,76
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,84	0,85	0,85	0,82	0,85	0,84	0,84	0,83	0,84	0,82	0,84	0,85	0,84
Na	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ens:	40,16	40,03	40,24	40,65	39,47	40,02	40,16	40,33	40,56	40,22	40,60	39,42	39,60
Frs.	16,51	15,97	15,71	17,27	16,54	16,57	16,26	16,65	16,19	17,55	16,16	16,64	16,90
Wol.	43,33	44,00	44,05	42,08	43,99	43,41	43,58	43,02	43,25	42,23	43,24	43,94	43,50
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg [#]	71,97	72,65	73,06	71,33	71,56	71,89	72,35	71,93	72,84	70,74	72,75	71,52	71,29

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.6. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayalarınki klinopiroksenlerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit												
	B326-14c	B326-15c	B326-16c	B326-17c	B326-18c	B403-1c	B403-2c	B403-3c	B403-4c	B403-5c	B403-6c	B403-7c	B403-8c
SiO ₂	52,34	52,17	52,69	52,77	52,80	49,84	53,00	53,06	53,02	53,17	52,53	52,87	52,87
Al ₂ O ₃	1,50	1,49	1,27	1,18	1,31	7,15	1,80	1,70	1,70	1,66	1,73	1,73	1,67
TiO ₂	0,25	0,30	0,19	0,17	0,22	1,04	0,43	0,36	0,37	0,37	0,42	0,39	0,40
FeO	9,94	9,74	8,83	8,69	9,11	12,15	9,48	8,72	8,72	8,67	8,80	9,14	8,80
MnO	0,59	0,58	0,54	0,48	0,56	0,25	0,43	0,48	0,37	0,43	0,41	0,34	0,42
MgO	13,62	13,69	14,01	14,05	14,00	15,62	14,02	14,14	14,14	14,05	14,07	14,26	14,32
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
CaO	20,87	20,99	21,37	21,38	21,11	11,52	21,43	21,64	21,73	21,70	21,66	21,37	21,32
Na ₂ O	0,33	0,33	0,28	0,29	0,29	0,81	0,33	0,31	0,31	0,33	0,32	0,39	0,31
K ₂ O	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Toplam	99,47	99,33	99,20	99,06	99,39	98,82	100,95	100,41	100,35	100,38	99,95	100,48	100,15
Si	1,97	1,96	1,98	1,98	1,98	1,86	1,96	1,97	1,97	1,97	1,96	1,96	1,96
Al ^{IV}	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,14	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Al ^{VI}	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,17	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ⁺³	0,01	0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	0,00	-0,01	0,01	0,02	0,00
Fe ⁺²	0,30	0,29	0,28	0,28	0,30	0,39	0,29	0,28	0,27	0,28	0,26	0,27	0,27
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,76	0,77	0,78	0,79	0,78	0,87	0,77	0,78	0,78	0,78	0,78	0,79	0,79
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,84	0,85	0,86	0,86	0,85	0,46	0,85	0,86	0,86	0,86	0,86	0,85	0,85
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ens:	39,45	39,60	40,46	40,65	40,46	50,62	40,08	40,56	40,57	40,43	40,43	40,83	41,13
Frs.	17,12	16,75	15,18	14,90	15,68	22,54	15,90	14,81	14,63	14,70	14,85	15,22	14,87
Wol.	43,43	43,65	44,35	44,46	43,86	26,84	44,02	44,63	44,80	44,87	44,73	43,95	44,00
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg[#]	70,96	71,48	73,89	74,24	73,26	69,63	72,51	74,29	74,30	74,28	74,04	73,56	74,36

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.6. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayalarındaki klinopiroksenlerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit												Olivinli gabro	
	B403-9c	B403-10c	B403-11c	B403-12c	B403-13c	B403-14c	B403-15c	B403-16c	B403-17c	B403-18c	B403-19c	B403-20c	B406-1c	B406-2c
SiO ₂	52,84	52,47	52,63	52,52	52,46	53,27	53,05	53,01	53,24	53,41	53,38	53,24	60,46	57,33
Al ₂ O ₃	1,77	1,87	1,89	1,84	2,14	0,97	1,01	1,00	0,83	0,87	1,00	0,95	0,07	0,14
TiO ₂	0,37	0,35	0,37	0,37	0,40	0,19	0,17	0,15	0,13	0,11	0,09	0,07	0,02	0,01
FeO	9,10	8,98	9,27	9,22	9,18	15,96	16,18	16,40	16,61	16,83	17,05	17,27	2,08	5,13
MnO	0,39	0,43	0,39	0,38	0,38	0,64	0,65	0,66	0,67	0,68	0,69	0,70	0,18	0,08
MgO	14,11	13,98	13,89	13,96	13,78	18,01	18,17	18,32	18,48	18,63	18,79	18,94	23,99	25,67
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	21,51	21,39	21,17	21,07	21,01	11,87	11,65	11,42	11,20	10,97	10,75	10,52	12,89	11,33
Na ₂ O	0,40	0,34	0,36	0,35	0,33	0,11	0,09	0,07	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,05	-0,06	-0,07	-0,08	-0,09	-0,10	-0,11	0,01	0,00
Toplam	100,49	99,80	99,96	99,73	99,69	100,97	100,90	100,90	100,97	101,05	101,12	101,20	99,70	99,70
Si	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,99	1,99	2,16	2,04
Al ^{IV}	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	-0,16	-0,04
Al ^{VI}	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	0,16	0,05
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,02	0,01	0,00	0,00	-0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	-0,32	-0,09
Fe ⁺²	0,26	0,27	0,29	0,29	0,30	0,48	0,49	0,49	0,50	0,50	0,51	0,52	0,38	0,24
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00
Mg	0,78	0,78	0,77	0,78	0,77	0,99	1,00	1,01	1,02	1,03	1,03	1,04	1,28	1,36
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,85	0,85	0,85	0,84	0,84	0,47	0,46	0,46	0,45	0,44	0,43	0,42	0,49	0,43
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ens:	40,42	40,38	40,23	40,48	40,25	49,98	50,23	50,49	50,75	51,00	51,26	51,52	69,49	69,89
Frs.	15,28	15,24	15,69	15,62	15,66	25,74	26,01	26,27	26,54	26,81	27,07	27,34	3,68	7,95
Wol.	44,30	44,38	44,08	43,90	44,09	24,28	23,76	23,24	22,71	22,19	21,67	21,14	26,84	22,16
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg [#]	73,42	73,52	72,76	72,98	72,81	66,83	66,72	66,62	66,52	66,42	66,32	66,22	95,36	89,92

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.7. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki ortopiroksenlerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit										
	B326-1c	B326-2c	B326-3c	B326-4c	B326-5c	B326-6c	B326-7c	B326-8c	B326-9c	B403-1c	B403-2c
SiO ₂	52,28		52,72	52,42	52,84	52,98	52,92	52,51	52,62	52,62	52,51
Al ₂ O ₃	0,89	0,81	0,73	0,91	0,87	0,86	0,85	0,73	0,75	0,87	0,91
TiO ₂	0,21	0,17	0,14	0,20	0,15	0,17	0,20	0,14	0,12	0,20	0,20
FeO	24,00	23,75	23,66	23,83	22,38	22,09	22,18	24,33	24,21	23,84	23,93
MnO	1,07	1,24	1,23	1,24	1,17	1,08	1,15	1,20	1,23	0,97	0,97
MgO	20,89	20,70	20,78	20,63	21,81	21,91	21,70	20,52	20,52	20,74	20,80
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	0,96	1,00	0,87	0,91	0,95	1,12	0,99	0,87	0,92	0,70	0,64
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Toplam	100,30	100,21	100,16	100,14	100,18	100,23	99,99	100,29	100,40	99,97	99,97
Si	1,96	1,97	1,98	1,97	1,97	1,97	1,98	1,97	1,98	1,98	1,98
Al ^{IV}	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Al ^{VI}	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe ⁺³	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,01	0,01	-0,01	0,00
Fe ⁺²	0,73	0,74	0,74	0,74	0,69	0,68	0,70	0,75	0,75	0,76	0,76
Mn	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
Mg	1,17	1,16	1,16	1,16	1,21	1,22	1,21	1,15	1,15	1,16	1,17
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ens:	58,60	58,40	58,74	58,35	61,07	61,34	61,13	57,85	57,87	58,99	59,04
Frs.	39,47	39,57	39,49	39,80	37,01	36,41	36,87	40,40	40,26	39,59	39,66
Wol.	1,93	2,03	1,77	1,85	1,92	2,26	2,00	1,76	1,87	1,42	1,30
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg [#]	60,81	60,84	61,02	60,68	63,46	63,88	63,57	60,06	60,18	60,80	60,78

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.7. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki ortopiroksenlerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit				Olivinli gabro					
	B403-3c	B403-4c	B403-5c	B403-6c	B406-1c	B406-2c	B406-3c	B406-4c	B406-5c	B406-6c
SiO ₂	53,00	53,07	53,35	52,92	55,06	54,55	54,24	54,52	54,35	54,40
Al ₂ O ₃	0,97	0,90	0,91	0,95	2,14	2,20	2,58	2,62	2,34	2,31
TiO ₂	0,20	0,20	0,22	0,16	0,11	0,11	0,07	0,05	0,07	0,06
FeO	23,41	23,38	23,02	23,24	14,06	13,98	13,96	14,18	14,48	14,52
MnO	0,90	0,91	0,85	0,85	0,46	0,35	0,38	0,42	0,43	0,43
MgO	21,55	21,71	21,65	21,83	28,27	28,16	28,05	27,61	27,66	27,85
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
CaO	0,88	1,04	1,05	0,75	0,38	0,35	0,36	0,27	0,37	0,30
Na ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Toplam	100,93	101,23	101,06	100,70	100,49	99,70	99,70	99,70	99,70	99,90
Si	1,97	1,96	1,98	1,97	1,96	1,96	1,94	1,96	1,95	1,95
Al ^{IV}	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05
Al ^{VI}	0,01	0,00	0,02	0,01	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,01	0,02	0,00	0,02	-0,02	-0,01	0,00	-0,03	-0,01	0,00
Fe ⁺²	0,72	0,70	0,72	0,70	0,43	0,43	0,42	0,46	0,45	0,44
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,19	1,20	1,20	1,21	1,50	1,51	1,50	1,48	1,48	1,49
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ens:	60,15	60,17	60,48	60,82	77,05	77,25	77,15	76,69	76,23	76,38
Frs:	38,09	37,77	37,42	37,67	22,20	22,06	22,14	22,76	23,05	23,02
Wol:	1,76	2,06	2,10	1,50	0,75	0,69	0,71	0,55	0,72	0,59
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg [#]	62,14	62,35	62,64	62,61	78,20	78,21	78,17	77,64	77,31	77,37

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.8. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayalarındaki amfibollerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-norit															
	B326-1c	B326-2c	B326-3c	B326-4c	B326-5c	B326-6c	B326-7c	B326-8c	B326-9c	B326-10c	B326-11c	B326-12c	B326-13c	B403-1c	B403-2c	B403-3c
SiO ₂	46,24	46,21	47,38	47,83	47,71	49,83	49,45	46,54	46,68	46,74	46,76	48,35	48,84	48,54	47,86	46,77
TiO ₂	1,54	1,53	1,51	1,16	1,14	1,11	1,08	1,46	1,46	1,40	1,41	1,13	1,05	1,26	1,31	1,33
Al ₂ O ₃	8,24	8,27	7,86	7,29	7,26	6,26	6,31	7,83	7,75	7,68	7,81	6,70	6,38	8,02	8,22	9,28
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00
FeO*	14,08	14,25	13,07	13,53	13,26	12,57	12,53	13,94	14,12	13,69	13,68	12,91	12,66	12,04	12,60	12,71
MnO	0,36	0,34	0,30	0,30	0,32	0,29	0,31	0,33	0,37	0,36	0,31	0,30	0,27	0,24	0,21	0,26
MgO	13,55	13,61	14,03	14,25	14,12	15,18	15,16	13,62	13,79	13,75	13,69	14,70	14,92	15,00	14,63	14,19
CaO	11,02	10,98	11,28	10,94	11,07	11,20	11,34	10,99	11,28	11,09	11,08	11,21	10,98	11,31	11,13	11,26
Na ₂ O	1,05	1,03	0,87	0,95	0,93	0,76	0,70	0,95	1,00	1,03	1,02	0,78	0,76	0,94	0,96	0,99
K ₂ O	0,69	0,65	0,66	0,56	0,53	0,46	0,46	0,61	0,64	0,59	0,65	0,53	0,47	0,45	0,54	0,62
Toplam	96,78	96,87	96,97	96,82	96,35	97,66	97,34	96,30	97,10	96,34	96,44	96,60	96,36	97,802	97,51	97,41
Si	6,72	6,70	6,85	6,90	6,93	7,08	7,06	6,79	6,77	6,82	6,82	6,98	7,04	6,89	6,83	6,70
Al ^{IV}	1,28	1,30	1,15	1,10	1,07	0,92	0,94	1,21	1,23	1,18	1,18	1,02	0,96	1,11	1,17	1,30
Al ^{VI}	0,14	0,12	0,19	0,14	0,17	0,13	0,12	0,13	0,10	0,14	0,16	0,12	0,12	0,23	0,21	0,27
Fe ⁺³	0,94	1,02	0,77	0,96	0,85	0,84	0,84	0,94	0,90	0,86	0,84	0,88	0,92	0,83	0,90	0,89
Ti	0,17	0,17	0,16	0,13	0,12	0,12	0,12	0,16	0,16	0,15	0,15	0,12	0,11	0,13	0,14	0,14
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,77	0,71	0,81	0,67	0,76	0,65	0,66	0,76	0,81	0,81	0,83	0,68	0,60	0,60	0,60	0,63
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03
Mg	2,94	2,94	3,03	3,06	3,06	3,22	3,23	2,96	2,98	2,99	2,98	3,16	3,20	3,17	3,11	3,03
Ca	1,72	1,71	1,75	1,69	1,72	1,71	1,74	1,72	1,75	1,73	1,73	1,73	1,70	1,72	1,70	1,73
Na	0,30	0,29	0,24	0,26	0,26	0,21	0,19	0,27	0,28	0,29	0,29	0,22	0,21	0,26	0,27	0,28
K	0,13	0,12	0,12	0,10	0,10	0,08	0,08	0,11	0,12	0,11	0,12	0,10	0,09	0,08	0,10	0,11
Toplam	15,14	15,12	15,11	15,06	15,08	15,00	15,01	15,10	15,15	15,14	15,14	15,05	14,99	15,06	15,07	15,12

İyon numaraları hesaplanmasında 23 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.8. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayalarındaki amfibollerin mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit									Olivinli gabro					
	B403-4c	B403-5c	B403-6c	B403-7c	B403-8c	B403-9c	B403-10c	B403-11c	B403-12c	B406-1c	B406-2c	B406-3c	B406-4c	B406-5c	B406-6c
SiO ₂	47,36	47,81	48,79	49,02	47,54	47,55	45,35	44,89	48,01	44,86	45,31	45,55	44,77	44,45	46,08
TiO ₂	1,11	1,35	1,13	1,12	2,15	2,17	1,76	1,81	1,18	1,27	0,86	0,74	0,94	0,60	0,87
Al ₂ O ₃	8,74	8,09	7,57	7,23	8,50	8,24	9,94	10,18	7,93	13,68	13,28	12,64	13,61	13,18	12,25
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,05
FeO*	12,69	12,62	11,95	12,37	11,74	11,38	13,38	13,61	11,88	8,63	8,08	8,74	8,47	9,04	8,39
MnO	0,24	0,21	0,23	0,29	0,18	0,24	0,23	0,23	0,19	0,15	0,15	0,18	0,12	0,21	0,15
MgO	14,62	14,68	15,19	15,04	15,02	15,10	13,45	13,41	15,19	15,75	16,00	16,39	15,93	15,95	16,36
CaO	11,21	11,34	11,51	11,18	11,44	11,40	11,50	11,41	11,52	11,59	11,77	11,54	11,59	11,55	11,49
Na ₂ O	0,95	1,08	0,84	0,93	1,19	1,22	1,22	1,27	0,88	1,84	1,69	1,73	1,88	1,85	1,72
K ₂ O	0,55	0,53	0,46	0,43	0,50	0,51	0,70	0,70	0,49	0,26	0,27	0,29	0,26	0,33	0,33
Toplam	97,49	97,72	97,69	97,62	98,28	97,83	97,55	97,53	97,27	98,04	97,43	97,81	97,59	97,16	97,69
Si	6,76	6,83	6,94	6,97	6,75	6,78	6,56	6,50	6,86	6,29	6,38	6,37	6,29	6,28	6,46
Al ^{IV}	1,24	1,17	1,06	1,03	1,25	1,22	1,44	1,50	1,14	1,71	1,62	1,63	1,71	1,72	1,54
Al ^{VI}	0,23	0,19	0,21	0,18	0,17	0,17	0,26	0,23	0,20	0,55	0,58	0,46	0,55	0,48	0,48
Fe ⁺³	0,99	0,82	0,79	0,86	0,71	0,67	0,76	0,85	0,83	0,87	0,80	1,02	0,91	1,04	0,89
Ti	0,12	0,15	0,12	0,12	0,23	0,23	0,19	0,20	0,13	0,13	0,09	0,08	0,10	0,06	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ⁺²	0,53	0,69	0,63	0,61	0,68	0,69	0,86	0,80	0,59	0,14	0,15	0,00	0,09	0,03	0,09
Mn	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02
Mg	3,11	3,13	3,22	3,19	3,18	3,21	2,90	2,89	3,24	3,29	3,36	3,42	3,34	3,36	3,42
Ca	1,71	1,74	1,75	1,70	1,74	1,74	1,78	1,77	1,76	1,74	1,78	1,73	1,75	1,75	1,73
Na	0,26	0,30	0,23	0,26	0,33	0,34	0,34	0,36	0,24	0,50	0,46	0,47	0,51	0,51	0,47
K	0,10	0,10	0,08	0,08	0,09	0,09	0,13	0,13	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
Toplam	15,08	15,13	15,07	15,04	15,16	15,17	15,25	15,26	15,10	15,29	15,28	15,25	15,31	15,32	15,25

İyon numaraları hesaplanmasında 23 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.8. K m rhan ofiyoliti mafik k m lat kayaçlarındaki amfibollerin mineral kimyası

�rnek	Olivinli gabro					Amfiboll� gabro											
	B406-7c	B406-8c	B406-9c	B406-10c	B406-11c	B341-1c	B341-1r	B341-2c	B341-2r	B341-3c	B341-3r	B341-4c	B341-4r	B341-5c	B341-6c	B341-7c	
SiO ₂	44,79	46,28	45,39	45,86	45,16	45,58	45,95	47,10	46,29	47,14	46,05	46,52	46,53	46,28	45,49	45,82	
TiO ₂	0,81	1,01	0,76	0,93	1,24	1,27	1,28	1,27	1,27	1,55	1,05	1,35	1,26	1,16	2,12	1,75	
Al ₂ O ₃	13,39	12,31	13,67	12,54	12,88	10,50	10,06	8,90	10,10	8,36	10,50	8,94	9,05	9,32	9,36	9,24	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,01	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	
FeO*	8,60	8,69	8,60	8,83	8,90	15,60	15,59	15,30	15,12	16,11	15,39	15,69	15,34	15,70	16,25	16,12	
MnO	0,14	0,13	0,13	0,15	0,18	0,53	0,50	0,53	0,51	0,56	0,48	0,64	0,53	0,56	0,54	0,48	
MgO	16,38	16,33	15,79	16,25	15,87	11,61	11,90	12,58	12,15	12,46	11,90	12,28	12,32	11,99	11,77	11,83	
CaO	11,30	11,66	11,67	11,58	11,29	11,11	10,99	10,78	11,02	10,70	11,06	10,87	10,84	11,21	10,92	10,85	
Na ₂ O	1,85	1,64	1,81	1,65	1,68	1,22	1,24	1,20	1,24	1,05	1,22	1,22	1,19	1,19	1,28	1,19	
K ₂ O	0,37	0,11	0,31	0,29	0,35	0,58	0,49	0,48	0,53	0,52	0,56	0,50	0,54	0,49	0,61	0,61	
Toplam	97,62	98,18	98,16	98,10	97,62	98,02	98,00	98,14	98,24	98,47	98,21	98,00	97,59	97,91	98,36	97,88	
Si	6,27	6,45	6,35	6,40	6,34	6,60	6,64	6,76	6,66	6,76	6,63	6,72	6,74	6,71	6,59	6,65	
Al ^{IV}	1,73	1,55	1,65	1,60	1,66	1,40	1,36	1,24	1,34	1,24	1,37	1,28	1,26	1,29	1,41	1,35	
Al ^{VI}	0,48	0,47	0,60	0,47	0,47	0,40	0,35	0,27	0,37	0,17	0,42	0,24	0,28	0,31	0,19	0,23	
Fe ⁺³	1,01	0,92	0,84	0,97	1,00	0,82	0,89	0,95	0,85	1,07	0,86	0,96	0,92	0,81	0,89	0,91	
Ti	0,08	0,11	0,08	0,10	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,17	0,11	0,15	0,14	0,13	0,23	0,19	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺²	0,00	0,09	0,17	0,06	0,05	1,07	1,00	0,88	0,97	0,87	0,99	0,94	0,94	1,09	1,08	1,05	
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,06	
Mg	3,42	3,39	3,29	3,38	3,32	2,51	2,56	2,69	2,61	2,66	2,56	2,64	2,66	2,59	2,54	2,56	
Ca	1,69	1,74	1,75	1,73	1,70	1,72	1,70	1,66	1,70	1,64	1,71	1,68	1,68	1,74	1,70	1,69	
Na	0,50	0,44	0,49	0,45	0,46	0,34	0,35	0,33	0,35	0,29	0,34	0,34	0,33	0,33	0,36	0,34	
K	0,07	0,02	0,06	0,05	0,06	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09	0,11	0,11	
Toplam	15,26	15,20	15,30	15,23	15,22	15,17	15,14	15,08	15,14	15,03	15,15	15,11	15,11	15,17	15,17	15,14	

İyon numaraları hesaplanmasında 23 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile g sterilmiştir.

Ek 4.9. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Gabro-Norit													
	B326-1c	B326-2c	B326-3c	B326-4c	B326-5c	B326-6c	B326-7c	B326-8c	B326-9c	B326-10c	B326-11c	B403-1c	B403-2c	B403-3c
SiO ₂	52,57	48,74	48,31	54,61	54,51	54,89	51,88	53,80	53,60	53,71	53,60	53,75	53,10	49,92
Al ₂ O ₃	29,51	32,21	32,59	28,37	28,66	28,45	30,28	28,53	28,60	28,60	28,70	29,50	29,81	32,28
TiO ₂	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,06	0,04	0,01	0,01	0,00
FeO*	0,20	0,34	0,31	0,15	0,17	0,20	0,21	0,27	0,23	0,22	0,19	0,20	0,22	0,52
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	11,95	14,92	15,27	10,63	10,65	10,51	12,69	11,06	11,10	11,16	11,23	11,79	12,21	14,65
Na ₂ O	4,25	2,58	2,37	5,00	5,05	5,13	3,86	4,84	4,74	4,80	4,74	4,49	4,40	2,92
K ₂ O	0,25	0,10	0,09	0,26	0,27	0,30	0,20	0,31	0,31	0,30	0,27	0,16	0,19	0,07
Toplam	98,72	98,91	98,99	99,04	99,34	99,49	99,14	98,88	98,63	98,86	98,77	99,91	99,95	100,36
Si	2,41	2,25	2,23	2,49	2,48	2,49	2,38	2,46	2,46	2,46	2,45	2,44	2,41	2,27
Al ^{IV}	0,59	0,75	0,77	0,51	0,52	0,51	0,62	0,54	0,54	0,54	0,55	0,56	0,59	0,73
Al ^{VI}	1,01	1,01	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,59	0,74	0,76	0,52	0,52	0,51	0,62	0,54	0,55	0,55	0,55	0,57	0,59	0,71
Na	0,38	0,23	0,21	0,44	0,44	0,45	0,34	0,43	0,42	0,43	0,42	0,40	0,39	0,26
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	1,47	0,62	0,53	1,56	1,58	1,76	1,20	1,81	1,82	1,77	1,62	0,97	1,08	0,41
Ab	38,58	23,70	21,82	45,26	45,43	46,07	35,07	43,39	42,79	42,99	42,63	40,43	39,03	26,41
An	59,96	75,68	77,64	53,18	52,99	52,17	63,72	54,81	55,39	55,24	55,74	58,60	59,89	73,18

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.9. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası

�rnek	Gabro-Norit									
	B403-4c	B403-5c	B403-6c	B403-7c	B403-8c	B403-9c	B403-10c	B403-11c	B403-12c	B403-13c
SiO ₂	54,10	54,09	49,56	48,60	48,36	53,49	53,52	49,33	54,30	54,35
Al ₂ O ₃	29,11	28,89	31,65	32,67	32,80	29,37	29,57	32,07	28,94	28,76
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
FeO*	0,27	0,22	0,81	0,32	0,30	0,14	0,20	0,24	0,18	0,24
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
MgO	0,01	0,02	0,36	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
CaO	11,45	11,40	14,27	15,41	15,39	11,74	11,66	14,42	11,06	11,05
Na ₂ O	4,73	4,87	2,86	2,39	2,44	4,53	4,43	2,77	4,86	4,91
K ₂ O	0,19	0,16	0,06	0,07	0,10	0,16	0,20	0,08	0,21	0,23
Toplam	99,87	99,67	99,59	99,46	99,41	99,44	99,61	98,91	99,61	99,58
Si	2,45	2,45	2,27	2,24	2,23	2,44	2,43	2,28	2,43	2,47
Al ^{IV}	0,55	0,55	0,73	0,76	0,77	0,56	0,57	0,72	0,57	0,53
Al ^{VI}	1,01	1,00	0,98	1,01	1,01	1,01	1,02	1,02	0,00	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,56	0,55	0,70	0,76	0,76	0,57	0,57	0,71	0,57	0,54
Na	0,42	0,43	0,25	0,21	0,22	0,40	0,39	0,25	0,39	0,43
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	3,98	5,00
Or	1,12	0,94	0,38	0,41	0,60	0,93	1,19	0,49	1,2	1,38
Ab	42,30	43,23	26,52	21,81	22,15	40,75	40,27	25,63	40,3	43,94
An	56,57	55,84	73,10	77,77	77,25	58,32	58,53	73,87	58,5	54,68

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.9. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Olivinli gabro												
	B406-1c	B406-2c	B406-3c	B406-1r	B406-4c	B406-2r	B406-5c	B406-3r	B406-6c	B406-7c	B406-8c	B406-9c	B406-10c
SiO ₂	44,91	44,95	44,73	44,32	44,42	44,09	45,38	45,01	44,96	44,37	45,20	45,23	45,45
Al ₂ O ₃	34,69	35,06	34,74	35,12	34,93	35,02	34,50	34,99	34,58	34,94	34,22	34,53	33,93
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,30	0,28	0,26	0,20	0,19	0,22	0,27	0,27	0,27	0,28	0,29	0,20	0,28
MnO	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CaO	18,75	18,89	18,61	18,92	18,66	18,95	18,57	18,58	18,52	18,77	18,53	18,76	18,39
Na ₂ O	0,72	0,60	0,72	0,57	0,82	0,64	0,78	0,76	0,75	0,78	0,82	0,79	0,85
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Toplam	99,40	99,81	99,09	99,17	99,04	98,94	99,53	99,62	99,11	99,16	99,09	99,55	98,92
Si	2,09	2,08	2,09	2,07	2,07	2,06	2,11	2,09	2,10	2,07	2,11	2,10	2,12
Al ^{IV}	0,91	0,92	0,91	0,93	0,93	0,94	0,89	0,91	0,90	0,93	0,89	0,90	0,88
Al ^{VI}	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	1,00	1,00	0,98	0,99	0,99	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,93	0,94	0,93	0,94	0,93	0,95	0,92	0,92	0,92	0,94	0,93	0,93	0,92
Na	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	0,07	0,08	0,00	0,01	0,00	0,09	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,13	0,04
Ab	6,46	5,42	6,52	5,17	7,36	5,74	7,04	6,89	6,81	6,95	7,44	7,09	7,73
An	93,47	94,50	93,48	94,83	92,64	94,17	92,94	93,08	93,16	93,05	92,54	92,78	92,23

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.9. Kömürhan ofiyoliti mafik kümülat kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Amfibollü gabro										
	B341-1c	B341-1r	B341-2c	B341-2r	B341-3c	B341-3r	B341-4c	B341-4r	B341-5c	B341-6c	B341-7c
SiO ₂	57,38	55,65	55,33	57,60	55,21	57,67	54,64	58,15	56,78	56,26	56,46
Al ₂ O ₃	26,65	28,16	28,36	27,17	27,86	26,50	28,59	26,25	27,43	27,69	27,79
TiO ₂	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
FeO*	0,13	0,19	0,08	0,16	0,07	0,13	0,07	0,10	0,11	0,08	0,14
MnO	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	9,38	10,83	10,99	9,45	11,03	9,15	11,49	8,87	9,79	10,25	10,32
Na ₂ O	6,04	5,36	5,15	6,17	5,19	6,17	4,77	6,33	5,81	5,61	5,55
K ₂ O	0,12	0,07	0,09	0,12	0,08	0,10	0,08	0,10	0,11	0,10	0,11
Toplam	99,75	100,27	100,02	100,69	99,45	99,73	99,64	99,82	100,06	100,02	100,40
Si	2,59	2,51	2,50	2,57	2,51	2,60	2,48	2,62	2,56	2,54	2,54
Al ^{IV}	0,41	0,49	0,50	0,43	0,49	0,40	0,52	0,38	0,44	0,46	0,46
Al ^{VI}	1,01	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,45	0,52	0,53	0,45	0,54	0,44	0,56	0,43	0,47	0,49	0,50
Na	0,53	0,47	0,45	0,53	0,46	0,54	0,42	0,55	0,51	0,49	0,48
K	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	0,72	0,43	0,50	0,66	0,48	0,56	0,47	0,58	0,67	0,59	0,66
Ab	53,42	47,05	45,65	53,79	45,77	54,66	42,68	56,05	51,44	49,45	48,99
An	45,87	52,52	53,85	45,55	53,75	44,78	56,85	43,37	47,89	49,96	50,34

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.10. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfiklerindeki klinopiroksenlerin mineral kimyası

�rnek	Amfibolit						
	B354-1c	B354-2c	B354-3c	B354-4c	B354-5c	B354-6c	B354-7c
SiO ₂	52,96	53,08	52,94	53,02	53,48	51,28	53,38
Al ₂ O ₃	2,00	2,10	1,77	1,33	1,74	3,29	1,54
TiO ₂	0,18	0,17	0,14	0,13	0,20	0,34	0,18
FeO	4,73	4,76	4,54	5,55	4,20	4,81	5,47
MnO	0,18	0,17	0,20	0,22	0,16	0,17	0,23
MgO	15,08	15,10	15,12	14,90	15,77	15,65	14,92
Cr ₂ O ₃	0,56	0,60	0,64	0,24	0,43	1,27	0,32
CaO	23,72	23,82	23,53	23,41	23,65	22,29	23,61
Na ₂ O	0,23	0,29	0,34	0,29	0,22	0,33	0,30
K ₂ O	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	0,03	0,00
Toplam	99,64	100,09	99,27	99,11	99,86	99,45	99,94
Si	1,96	1,95	1,96	1,97	1,96	1,89	1,97
Al ^{IV}	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,11	0,03
Al ^{VI}	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe ⁺³	-0,01	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,04	0,00
Fe ⁺²	0,15	0,14	0,14	0,17	0,14	0,10	0,17
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,83	0,83	0,83	0,83	0,86	0,86	0,82
Cr	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01
Ca	0,94	0,94	0,93	0,93	0,93	0,88	0,93
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ens:	43,23	43,17	43,59	42,62	44,79	45,41	42,52
Frs.	7,90	7,90	7,65	9,27	6,94	8,11	9,12
Wol.	48,87	48,93	48,75	48,11	48,27	46,48	48,36
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg [#]	85,04	84,98	85,60	82,71	87,00	85,29	82,94

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.11. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayalarındaki plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Amfibolit													
	B338-1c	B338-1r	B338-2c	B338-3c	B338-4c	B338-2r	B338-5c	B338-6c	B344-1c	B344-2c	B344-3c	B344-4c	B344-5c	B347-1c
SiO ₂	55,17	53,99	54,43	54,56	52,50	52,17	53,21	62,86	68,44	68,22	67,95	68,17	68,31	52,84
Al ₂ O ₃	28,89	29,61	29,05	29,04	30,36	30,73	29,84	23,94	19,73	19,45	19,61	19,47	19,73	29,75
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO*	0,14	0,19	0,19	0,19	0,06	0,18	0,05	0,15	0,00	0,02	0,04	0,05	0,03	0,11
MnO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
CaO	11,11	12,13	11,47	11,48	13,14	13,19	11,63	1,53	0,22	0,29	0,31	0,26	0,35	12,92
Na ₂ O	5,16	4,42	4,71	4,93	4,09	3,94	4,34	8,39	11,40	11,32	11,51	11,34	11,38	4,06
K ₂ O	0,09	0,06	0,08	0,03	0,03	0,03	0,43	1,81	0,06	0,06	0,07	0,05	0,07	0,04
Toplam	100,57	100,41	99,92	100,24	100,21	100,26	99,51	98,79	99,86	99,37	99,49	99,37	99,90	99,74
Si	2,48	2,44	2,47	2,46	2,38	2,36	2,42	2,82	3,00	3,01	2,98	3,00	2,99	2,41
Al ^{IV}	0,52	0,56	0,53	0,54	0,62	0,64	0,58	0,18	0,00	-0,01	0,02	0,00	0,01	0,59
Al ^{VI}	1,01	1,01	1,02	1,00	1,00	1,00	1,02	1,08	1,02	1,02	1,00	1,01	1,01	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	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	0,00
Ca	0,53	0,59	0,56	0,55	0,64	0,64	0,57	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,63
Na	0,45	0,39	0,41	0,43	0,36	0,35	0,38	0,73	0,97	0,97	0,98	0,97	0,97	0,36
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	0,51	0,35	0,47	0,15	0,18	0,18	2,57	11,45	0,33	0,36	0,40	0,29	0,38	0,21
Ab	45,45	39,61	42,44	43,68	35,96	35,01	39,26	80,43	98,61	98,27	98,15	98,47	97,95	36,19
An	54,04	60,04	57,09	56,17	63,86	64,80	58,17	8,12	1,06	1,37	1,44	1,24	1,66	63,61

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.11. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayalarındaki plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Amfibolit											
	B347-1r	B347-2c	B347-2r	B347-3c	B347-3r	B347-4c	B347-5c	B347-6c	B347-7c	B347-4r	B347-8c	B347-5r
SiO ₂	50,48	49,32	48,48	49,56	49,49	49,57	49,26	51,56	50,32	49,23	49,40	50,13
Al ₂ O ₃	31,21	32,01	32,73	32,47	31,95	31,69	32,25	30,41	31,19	32,04	32,26	31,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,19	0,05	0,17	0,16	0,22	0,10	0,21	0,13	0,08	0,18	0,12	0,19
MnO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	15,14	15,78	16,27	15,58	15,39	15,49	15,73	13,82	14,76	15,78	15,55	15,20
Na ₂ O	2,77	2,35	2,04	2,62	2,66	2,48	2,45	3,47	2,88	2,42	2,51	2,69
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
Toplam	99,82	99,54	99,71	100,41	99,77	99,35	99,96	99,44	99,27	99,67	99,87	100,23
Si	2,31	2,27	2,23	2,26	2,27	2,29	2,26	2,36	2,32	2,26	2,26	2,29
Al ^{IV}	0,69	0,73	0,77	0,74	0,73	0,71	0,74	0,64	0,68	0,74	0,74	0,71
Al ^{VI}	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	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	0,74	0,78	0,80	0,76	0,76	0,77	0,77	0,68	0,73	0,78	0,76	0,74
Na	0,25	0,21	0,18	0,23	0,24	0,22	0,22	0,31	0,26	0,22	0,22	0,24
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	0,10	0,04	0,11	0,06	0,19	0,05	0,14	0,20	0,08	0,13	0,12	0,14
Ab	24,88	21,25	18,47	23,30	23,82	22,49	21,94	31,18	26,11	21,69	22,57	24,20
An	75,03	78,71	81,43	76,64	76,00	77,46	77,92	68,62	73,81	78,18	77,31	75,66

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.12. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayalarındaki amfibollerin mineral kimyası

Örnek	Amfibolit															
	B338-1c	B338-2c	B338-3c	B338-1r	B338-4c	B338-5c	B338-6c	B338-7c	B338-8c	B338-9c	B344-1c	B344-2c	B344-3c	B344-4c	B344-5c	B344-6c
SiO ₂	44,64	46,26	46,05	45,84	46,97	46,55	46,61	46,11	43,15	46,84	44,33	43,83	47,93	45,61	46,11	46,95
TiO ₂	1,01	1,46	1,41	0,76	0,98	1,00	0,88	0,72	0,80	0,85	1,75	1,76	0,76	1,26	0,89	0,85
Al ₂ O ₃	11,22	9,54	9,64	10,66	9,07	9,66	9,78	10,23	12,75	9,42	11,01	11,23	8,35	10,01	9,78	9,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,10	0,14	0,20
FeO*	16,36	15,50	14,73	15,11	15,45	15,70	15,45	16,27	17,08	15,43	14,24	14,37	12,92	14,00	13,29	13,57
MnO	0,34	0,30	0,39	0,24	0,31	0,23	0,35	0,31	0,28	0,33	0,46	0,44	0,47	0,46	0,49	0,53
MgO	10,83	11,82	12,11	11,86	11,88	11,71	11,72	11,06	10,11	11,85	11,92	11,93	14,13	12,93	12,98	13,12
CaO	11,42	11,49	11,43	10,81	11,59	11,34	11,61	11,52	11,28	11,28	11,35	11,32	11,47	11,46	11,63	11,63
Na ₂ O	1,37	1,27	1,11	0,91	1,03	1,17	1,18	1,14	1,36	1,13	1,28	1,26	1,01	1,12	1,15	1,04
K ₂ O	0,55	0,31	0,31	0,35	0,23	0,31	0,34	0,54	0,72	0,34	0,75	0,79	0,34	0,57	0,45	0,40
Toplam	97,73	97,96	97,18	96,54	97,51	97,69	97,92	97,91	97,53	97,47	97,10	96,93	97,41	97,52	96,92	97,71
Si	6,54	6,72	6,71	6,66	6,84	6,76	6,77	6,73	6,35	6,81	6,50	6,43	6,87	6,60	6,71	6,77
Al ^{IV}	1,46	1,28	1,29	1,34	1,16	1,24	1,23	1,27	1,65	1,19	1,50	1,57	1,13	1,40	1,29	1,23
Al ^{VI}	0,48	0,36	0,37	0,48	0,39	0,42	0,45	0,49	0,56	0,42	0,40	0,38	0,29	0,31	0,39	0,36
Fe ⁺³	0,68	0,60	0,67	1,01	0,60	0,68	0,58	0,60	0,84	0,69	0,65	0,74	0,80	0,83	0,65	0,70
Ti	0,11	0,16	0,15	0,08	0,11	0,11	0,10	0,08	0,09	0,09	0,19	0,19	0,08	0,14	0,10	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02
Fe ⁺²	1,32	1,28	1,13	0,83	1,28	1,23	1,29	1,39	1,26	1,19	1,10	1,03	0,75	0,87	0,97	0,93
Mn	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg	2,37	2,56	2,63	2,57	2,58	2,54	2,54	2,41	2,22	2,57	2,61	2,61	3,02	2,79	2,82	2,82
Ca	1,79	1,79	1,78	1,68	1,81	1,76	1,81	1,80	1,78	1,76	1,78	1,78	1,76	1,78	1,81	1,80
Na	0,39	0,36	0,31	0,26	0,29	0,33	0,33	0,32	0,39	0,32	0,36	0,36	0,28	0,32	0,32	0,29
K	0,10	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,10	0,13	0,06	0,14	0,15	0,06	0,10	0,08	0,07
Toplam	15,28	15,21	15,16	15,00	15,14	15,15	15,20	15,22	15,30	15,14	15,29	15,28	15,10	15,20	15,22	15,16

İyon numaraları hesaplanmasında 23 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.12. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayalarındaki amfibollerin mineral kimyası

Örnek	Amfibolit															
	B344-7c	B344-8c	B344-9c	B344-10c	B347-1r	B347-1c	B347-2r	B347-2c	B347-3r	B347-3c	B347-4c	B347-5c	B347-6c	B347-4r	B347-7c	B347-5r
SiO ₂	46,78	45,90	46,16	46,48	47,89	49,58	49,84	47,37	47,07	49,01	49,32	48,89	49,64	47,68	48,44	47,15
TiO ₂	0,87	1,06	1,06	1,40	1,50	1,12	1,22	1,63	1,42	1,35	1,03	1,40	1,25	1,45	1,39	1,30
Al ₂ O ₃	9,44	9,68	9,28	8,81	8,66	7,55	7,59	9,22	9,45	7,62	7,42	7,98	7,56	8,85	8,15	9,00
Cr ₂ O ₃	0,20	0,04	0,11	0,14	0,12	0,04	0,02	0,06	0,05	0,03	0,01	0,11	0,09	0,04	0,02	0,03
FeO*	13,24	13,71	13,91	13,88	12,67	12,58	12,05	13,45	13,59	12,53	12,88	12,85	12,54	13,47	12,86	12,89
MnO	0,43	0,54	0,48	0,54	0,21	0,27	0,27	0,26	0,29	0,24	0,26	0,24	0,25	0,21	0,26	0,30
MgO	13,25	13,20	13,17	13,31	13,55	14,54	14,65	13,35	13,10	14,32	14,33	14,26	14,68	13,51	13,90	13,32
CaO	11,49	11,28	11,23	11,05	11,79	12,24	12,25	11,92	12,06	11,77	11,89	11,82	11,87	11,82	11,85	12,02
Na ₂ O	1,04	1,19	1,09	1,15	1,23	0,89	1,01	1,30	1,14	1,20	1,08	1,28	1,15	1,29	1,22	1,30
K ₂ O	0,43	0,52	0,53	0,56	0,18	0,18	0,14	0,21	0,23	0,13	0,14	0,16	0,13	0,19	0,18	0,20
Toplam	97,17	97,10	97,01	97,32	97,81	99,00	99,01	98,77	98,40	98,18	98,35	98,99	99,17	98,51	98,28	97,50
Si	6,76	6,65	6,69	6,72	6,89	7,02	7,05	6,78	6,76	7,00	7,03	6,94	7,00	6,83	6,94	6,84
Al ^{IV}	1,24	1,35	1,31	1,28	1,11	0,98	0,95	1,22	1,24	1,00	0,97	1,06	1,00	1,17	1,06	1,16
Al ^{VI}	0,37	0,30	0,28	0,22	0,36	0,28	0,32	0,33	0,36	0,28	0,28	0,27	0,26	0,32	0,31	0,38
Fe ⁺³	0,72	0,88	0,89	0,89	0,39	0,46	0,35	0,48	0,48	0,48	0,51	0,51	0,53	0,52	0,45	0,36
Ti	0,09	0,12	0,12	0,15	0,16	0,12	0,13	0,18	0,15	0,14	0,11	0,15	0,13	0,16	0,15	0,14
Cr	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,88	0,78	0,80	0,78	1,14	1,03	1,07	1,13	1,15	1,02	1,02	1,01	0,95	1,09	1,09	1,20
Mn	0,05	0,07	0,06	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Mg	2,86	2,85	2,85	2,87	2,91	3,07	3,09	2,85	2,81	3,05	3,05	3,02	3,09	2,88	2,97	2,88
Ca	1,78	1,75	1,74	1,71	1,82	1,86	1,86	1,83	1,86	1,80	1,82	1,80	1,79	1,81	1,82	1,87
Na	0,29	0,33	0,31	0,32	0,34	0,25	0,28	0,36	0,32	0,33	0,30	0,35	0,32	0,36	0,34	0,37
K	0,08	0,10	0,10	0,10	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04
Toplam	15,15	15,18	15,15	15,14	15,19	15,14	15,16	15,23	15,22	15,15	15,14	15,18	15,13	15,21	15,19	15,27

İyon numaraları hesaplanmasında 23 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.12. Kömürhan ofiyoliti ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarındaki amfibollerin mineral kimya

Örnek	Amfibolit									
	B354-1c	B354-2c	B354-3c	B354-4c	B354-5c	B354-6c	B354-7c	B354-8c	B354-9c	B354-10c
SiO ₂	45,16	45,36	45,54	51,28	50,99	50,31	46,91	47,44	50,96	51,14
TiO ₂	0,78	0,76	0,81	0,34	0,49	0,48	0,82	0,80	0,59	0,59
Al ₂ O ₃	11,06	11,04	10,89	5,58	6,60	6,70	9,57	9,23	5,98	5,91
Cr ₂ O ₃	0,16	0,15	0,16	0,73	0,11	0,14	0,39	0,25	0,49	0,55
FeO*	10,36	10,01	10,19	7,72	8,13	8,16	10,03	9,84	8,47	8,55
MnO	0,20	0,15	0,15	0,17	0,16	0,16	0,18	0,15	0,19	0,20
MgO	14,70	14,83	14,75	17,63	17,50	17,45	14,97	14,98	16,99	17,07
CaO	12,25	12,20	12,08	12,50	12,38	12,38	12,13	12,16	12,37	12,23
Na ₂ O	1,41	1,33	1,39	0,58	0,75	0,74	1,12	1,02	0,60	0,57
K ₂ O	0,44	0,45	0,35	0,23	0,22	0,24	0,44	0,43	0,24	0,23
Toplam	96,53	96,28	96,30	96,76	97,34	96,76	96,55	96,28	96,88	97,04
Si	6,55	6,58	6,60	7,28	7,19	7,14	6,78	6,87	7,25	7,25
Al ^{IV}	1,45	1,42	1,40	0,72	0,81	0,86	1,22	1,13	0,75	0,75
Al ^{VI}	0,44	0,46	0,45	0,21	0,28	0,26	0,41	0,44	0,25	0,23
Fe ⁺³	0,54	0,53	0,55	0,35	0,43	0,48	0,44	0,35	0,34	0,42
Ti	0,09	0,08	0,09	0,04	0,05	0,05	0,09	0,09	0,06	0,06
Cr	0,02	0,02	0,02	0,08	0,01	0,02	0,04	0,03	0,06	0,06
Fe ⁺²	0,71	0,68	0,68	0,57	0,53	0,48	0,77	0,84	0,66	0,59
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	3,18	3,21	3,19	3,73	3,68	3,69	3,23	3,23	3,60	3,61
Ca	1,90	1,89	1,87	1,90	1,87	1,88	1,88	1,89	1,89	1,86
Na	0,40	0,37	0,39	0,16	0,21	0,20	0,31	0,29	0,17	0,16
K	0,08	0,08	0,07	0,04	0,04	0,04	0,08	0,08	0,04	0,04
Toplam	15,38	15,35	15,33	15,10	15,11	15,13	15,27	15,25	15,09	15,05

İyon numaraları hesaplanmasında 23 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe, FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.13. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaçların ana ve iz element içerikleri

Örnek	Granit										Granodiyorit						Tonalit			
	B54	B139	B141	B145	B163	B166	B170	B232	B233	B339	B4	B16	B27	B44	B51	B102	B73A	B76	B83	B87
SiO ₂	74,5	77,6	76,2	72,7	77,0	77,3	76,2	77,7	72,5	59,0	71,4	73,0	72,6	76,6	74,9	72,9	69,5	64,6	64,6	67,1
TiO ₂	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,5	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3	0,8	0,9	1,0	0,7
Al ₂ O ₃	13,8	13,2	12,9	14,4	13,4	12,5	13,2	13,4	12,7	21,2	14,1	13,6	13,9	12,2	13,6	13,3	14,2	14,5	14,7	14,7
FeO*	2,0	1,2	1,3	2,0	1,2	0,6	1,5	1,1	1,5	4,3	3,5	3,0	2,3	1,9	2,7	3,4	3,1	6,3	6,8	6,3
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0
MgO	0,6	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2	0,9	1,1	0,8	0,9	0,5	0,7	1,3	1,7	1,8	2,0	2,0
CaO	2,6	0,8	0,8	1,7	1,9	2,2	2,1	1,4	1,1	7,2	3,8	3,1	3,3	2,2	2,8	3,7	5,3	5,4	5,2	3,6
Na ₂ O	4,0	6,1	3,5	3,5	5,4	4,0	5,1	5,8	3,5	4,9	4,1	3,7	4,1	4,0	4,1	3,3	5,1	4,1	4,3	4,1
K ₂ O	2,0	0,5	4,8	4,8	0,4	1,6	0,8	0,5	4,8	0,6	0,7	1,1	0,6	1,1	1,8	1,2	0,1	0,1	0,1	0,2
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,3	0,2
AK	1,1	0,6	0,4	0,4	0,6	2,5	1,6	0,6	0,3	1,0	2,2	2,3	1,5	2,3	0,3	0,7	1,4	2,9	1,9	2,1
KK	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1		0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
Toplam	101,0	100,6	100,1	100,2	100,5	101,1	101,0	100,9	96,9	100,0	101,3	101,1	99,6	101,1	101,3	100,3	101,4	100,9	101,1	101,1
Nb	1,7	16,6	15,1	42,4	29,3	16,4	2,7	15,6	18,5	1,0	1,7	1,9	1,9	1,9	3,9	1,5	1,8	2,0	2,2	1,7
Zr	73,0	98,3	93,6	230,9	119,7	95,9	85,6	101,7	104,5	513,0	73,6	88,6	104,7	79,3	98,0	83,4	95,7	89,5	89,6	82,5
Y	10,0	9,8	10,8	20,6	13,7	11,8	20,0	8,6	14,8	15,0	14,4	14,5	24,7	14,2	20,3	13,3	34,6	31,4	34,1	28,9
Sr	95,0	219,4	86,6	177,0	254,1	156,6	83,9	286,2	91,9	632,0	126,6	96,9	100,1	68,0	101,7	108,3	201,2	139,1	158,3	156,6
Rb	37,0	20,6	201,7	171,9	11,3	68,8	12,7	18,8	201,5	15,0	11,8	20,9	15,8	20,3	51,4	17,7				
Ga	13,2	15,0	14,8	19,7	16,8	14,1	13,7	15,0	15,5	20,0	13,9	13,7	14,5	12,8	14,1	13,8	15,3	18,3	19,3	18,4
Zn	14,4	29,4	22,7	20,3	34,8	13,5	22,7	29,5	18,7	31,0	20,1	27,9	17,5	22,9	25,0	23,5	10,7	19,6	34,5	27,4
Cu			2,8	21,0	2,5					14,0		6,1	21,5			107,2		1,9	3,8	1,6
Ni	1,0	0,7	1,4	1,8	0,4				1,9	3,0	2,1	3,1	1,4	0,2	2,0	5,2	2,3	4,5	4,7	4,5
Co	0,9			0,0						6,0	5,5	4,3	2,3	0,7	2,6	6,7	4,9	12,1	11,5	10,7
Cr	4,1	1,3	1,5	1,4	1,5	0,7	7,1	5,3	1,2	8,0	7,1	9,8	8,7	3,9	5,3	9,0	4,0	6,3	4,6	3,7
Sc	7,6	1,5	1,8	2,1	2,8	2,6	8,7	3,1	2,4	13,0	14,1	12,9	12,8	7,6	7,8	11,1	25,4	25,2	25,7	21,8
V	28,3	4,9	4,5	23,3	10,9	4,2	14,3	4,5	7,2	44,0	55,3	56,0	42,8	22,0	25,8	75,0	5,9	27,5	29,1	16,9
Ba	300,6	78,1	443,4	599,5	78,8	142,2	103,9	79,0	445,4	257,0	158,0	153,9	34,8	111,2	204,9	189,0	10,7	18,2	34,6	48,0
La	4,5	30,3	28,0	45,9	31,2	29,7	4,8	27,9	29,6	12,0	2,6	4,6	2,4	4,3	7,7	3,7	3,9			4,9
Ce	15,0	54,3	53,8	72,6	57,3	54,5	20,2	56,1	59,5	19,0	11,8	10,1	10,5	13,9	15,3	6,1	6,7	9,1	11,4	15,7
Pb		6,7	11,4	15,6	5,9	1,0		8,4	14,9	11,0		2,0	37,9					0,7	1,1	

Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir, AK: Ateşte kayıp, KK: Kurutma kaybı

Ek 4.13. Baskil granitoidinde gözlenen felsik kayaların ana ve iz element içerikleri

Örnek	Kuarşlı monzonit					Granofir		Aplit					Granodiyorit porfir				
	B133	B209	B230	B240	B241	B100	B235	B2	B37	B49	B125	B140	B13	B18	B39	B104	B137
SiO ₂	66,3	61,8	67,3	64,6	63,9	77,4	76,8	71,7	78,0	78,3	77,1	80,4	75,4	67,8	72,9	74,6	72,0
TiO ₂	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	15,6	16,5	15,7	16,8	16,3	12,0	12,2	11,4	12,6	12,3	13,1	12,3	13,3	14,3	13,7	12,0	13,9
FeO*	4,0	6,8	4,0	4,6	5,3	1,5	1,8	0,7	1,0	1,1	0,6	1,0	1,9	3,6	2,7	1,7	2,3
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
MgO	0,9	1,5	0,9	1,2	1,3	0,3	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,5	1,1	0,9	0,6	0,5
CaO	3,2	4,5	3,1	3,4	3,7	0,8	0,4	1,4	0,5	0,5	0,6	0,3	2,2	3,5	2,0	1,6	1,1
Na ₂ O	4,1	4,2	4,1	4,6	4,3	3,9	5,6	5,1	3,4	4,1	5,2	5,1	4,5	2,5	4,8	5,3	3,6
K ₂ O	4,5	4,2	4,8	3,1	3,8	3,8	0,3	0,6	5,4	4,5	3,2	1,1	0,5	2,1	0,6	0,6	4,3
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
AK	1,3	0,4	0,3	1,5	1,7	0,7	1,1	9,3	0,3	0,1	0,9	0,7	1,5	4,9	2,9	2,0	0,9
KK	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,5	0,3	0,2	0,1
Toplam	100,4	100,6	100,6	100,4	101,0	100,7	98,7	100,4	101,4	101,1	100,8	101,0	100,1	100,3	100,9	98,8	98,9
Nb	16,1	14,6	18,1	14,3	15,7	3,2	2,3	2,6	0,9	8,7	3,4	55,8	2,1	4,0	1,7	1,7	12,1
Zr	153,1	143,6	152,1	158,8	167,8	159,2	161,1	93,6	43,8	104,2	65,4	106,6	83,0	107,6	98,3	81,4	150,4
Y	24,2	32,4	26,3	21,1	27,4	51,2	29,7	32,6	9,3	37,0	39,4	24,7	15,6	15,7	12,9	13,8	11,6
Sr	176,7	277,7	196,6	211,1	228,7	31,0	52,6	60,5	24,4	12,7	24,9	108,6	113,7	97,8	133,9	59,6	121,7
Rb	163,7	167,9	178,8	93,6	145,3	57,6	0,8	9,0	78,5	150,7	66,1	45,7	5,1	46,3	9,6	9,6	195,9
Ga	17,3	19,1	18,0	20,4	19,2	12,9	14,1	12,1	11,6	14,9	13,4	16,8	13,7	12,9	13,3	12,3	16,5
Zn	45,8	65,3	39,5	745,7	39,4	12,2	14,1	8,7	12,1	14,8	7,7	14,3	11,7	50,5	60,5	21,5	19,1
Cu	6,2	13,8	5,4	273,7	12,0	6,9				1,2				34,5	1,8		11,2
Ni	5,7	10,1	6,2	7,8	7,2	0,8	1,2		0,5	1,6	0,9		0,2		0,7	0,1	1,6
Co	7,1	15,4	6,7	8,3	11,2		0,1						0,6	6,3	3,5		1,0
Cr	6,8	10,3	7,7	7,9	9,4	2,2	4,2	5,5	3,5	6,7	5,0	0,0	2,8	3,7	4,3	2,6	0,6
Sc	5,5	7,1	4,1	7,2	6,5	8,8	9,7	5,5	4,2	3,5	4,0	1,0	7,3	10,0	9,0	6,7	2,6
V	37,8	56,4	35,4	51,1	46,3	8,4	9,9	4,3	13,7	3,8	3,9	2,6	18,6	44,5	40,5	18,7	12,3
Ba	427,7	459,5	449,9	392,9	384,9	395,2	55,3	133,1	559,0	45,9	212,8	95,0	101,2	221,8	120,2	61,9	452,2
La	27,2	23,8	18,6	24,5	29,6	4,5	3,8	8,3	6,1	19,4	9,3	11,0	8,5	10,1	3,7	3,9	21,0
Ce	49,9	40,7	41,2	47,7	49,8	19,8	28,0	24,9	13,8	46,5	26,5	25,7	14,2	18,2	10,1	13,0	37,7
Pb	10,5	25,8	12,7	68,1	16,1	0,2				5,4	3,4	4,4					4,9

Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir, AK: Ateşte kayıp, KK: Kurutma kaybı

Ek 4.14. Baskil granitoidinde gözlenen mafik kayaların ana ve iz element içerikleri

Örnek	Diyorit				Kuarşlı diyorit			Diyabaz				Mikrodiyorit		Kuarşlı mikrodiyorit
	B112	B114	B129	B131	B105	B122	B152	B26	B70	B85	B94	B154	B159	B167
SiO ₂	49,6	51,0	51,3	49,7	49,3	62,1	53,6	51,5	55,0	51,6	52,6	49,6	48,4	53,8
TiO ₂	0,5	0,3	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,9	1,1	0,7	1,5	0,8	0,7	1,5
Al ₂ O ₃	14,7	19,0	15,0	18,6	17,6	14,0	14,1	17,6	14,0	17,8	15,3	16,3	15,3	15,2
FeO*	9,0	7,9	8,1	9,5	10,7	6,8	9,8	11,0	11,7	9,5	12,8	10,2	11,1	12,0
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2
MgO	10,9	7,2	9,7	6,4	7,3	4,9	8,2	4,8	2,6	4,1	5,6	8,0	8,8	4,8
CaO	12,2	11,8	12,3	12,6	12,1	8,2	9,8	9,3	5,4	9,1	5,7	11,9	7,4	9,2
Na ₂ O	1,7	2,0	2,5	2,1	1,9	2,7	2,2	2,4	3,7	2,8	3,1	1,9	3,1	3,8
K ₂ O	0,1	0,5	0,5	0,2	0,2	0,4	1,2	1,1	0,4	1,2	0,3	0,7	1,3	0,2
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
AK	0,8	0,9	0,1	0,9	0,8	1,0	1,0	1,9	6,1	3,1	3,5	0,6	4,1	0,2
KK	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,3	0,2	0,5	0,1
Toplam	99,9	100,8	100,2	100,7	100,6	100,8	100,6	100,8	100,4	100,1	100,6	100,3	100,6	101,0
Nb	2,3	2,2	3,0	2,6	2,6	1,6	7,4	2,7	2,3	7,8	2,7	4,8	3,6	3,3
Zr	25,2	16,2	38,2	23,4	17,3	31,5	50,8	42,6	60,6	84,6	78,7	54,0	45,8	72,1
Y	14,8	10,0	14,1	15,4	17,2	12,9	19,0	24,2	28,7	22,1	29,8	21,8	19,6	29,5
Sr	143,9	135,1	186,5	204,0	146,8	127,0	160,8	166,2	160,5	271,8	139,5	232,6	191,2	218,6
Rb	2,1	7,6	14,7	2,6	2,1	8,4	37,4	21,0	5,7	30,6	1,6	27,8	66,5	1,6
Ga	14,7	15,3	14,7	17,6	17,9	13,8	16,6	19,6	18,5	19,4	20,9	17,6	17,5	19,6
Zn	70,6	55,7	57,4	43,2	69,8	53,0	76,6	78,6	96,3	80,4	47,7	84,5	176,5	34,9
Cu	21,9	93,8	18,2	108,1	133,9	21,5	6,7	54,6	40,4	53,0	5,8	71,5	17,2	5,4
Ni	142,2	48,7	82,2	19,2	36,9	20,0	61,4	18,7	5,8	16,7	13,7	76,4	81,2	17,8
Co	41,4	31,3	36,2	34,1	39,1	24,4	39,4	35,7	34,0	32,3	41,8	38,1	34,2	37,4
Cr	595,8	86,6	307,1	113,6	79,2	32,7	197,3	59,2	12,5	17,8	28,4	292,1	374,0	38,5
Sc	47,7	39,5	46,2	55,1	53,4	28,8	42,2	39,7	44,4	19,1	35,9	36,8	40,8	39,9
V	266,1	217,0	213,4	366,7	336,1	202,0	257,9	356,4	171,0	196,3	385,8	279,6	270,5	411,8
Ba	15,7	109,4	59,3	22,3	23,5	63,6	106,1	140,1	105,3	242,7	25,6	94,7	102,5	4,0
La		1,6	0,7				14,3		1,7	12,5	1,4	6,1	1,4	1,6
Ce			3,3	2,3		2,2	24,7			23,1		6,6	8,0	
Pb	3,6	2,0	4,6	5,7	4,0	2,4	5,3	5,5	4,2	6,9	2,4	11,9	43,6	4,0

Toplam Fe FeO ile gösterilmiştir, AK: Ateşte kayıp, KK: Kurutma kayıbı

Ek 4.15. Baskil granitoidine ait kayaların bazı iz ve nadir toprak element içerikleri(ICP-MS-Kanada)

Örnek	Felsik kayalar											Mafik kayalar								
	Granit		Granodiyorit			Tonalit		Q-Monzonit		Granofir	Aplit		Gra.Diy.Por		Diyorit		Q-Diy	Diyabaz		Mik-diy
	B-139	B-166	B-4	B-16	B-27	B-73A	B-76	B-133	B-240	B-100	B-37	B-140	B-39	B-137	B-112	B-129	B-122	B-26	B-94	B-159
Ba	84,7	142,5	143,0	148,8	39,3	14,0	23,3	458,5	517,1	458,5	608,5	89,8	120,5	527,7	19,1	61,9	58,4	140,0	33,1	112,2
Be	3,0	3,0	1,0	1,0	1,0			2,0	3,0		1,0	3,0		4,0					1,0	1,0
Co	1,5	0,6	6,0	5,5	4,9	4,7	6,7	6,7	7,7	2,2	1,3	0,7	4,1	3,2	44,2	38,5	25,5	34,7	37,8	26,0
Cs	2,3	1,3	0,2	0,4	2,5	0,2	0,2	3,0	2,1	0,5	0,6	1,5	0,4	5,6	0,8	10,0	0,9	0,2	0,3	1,9
Ga	15,2	14,7	13,7	12,8	14,1	14,3	17,4	16,8	19,4	12,0	10,3	17,3	13,6	16,9	13,0	12,7	11,8	19,6	19,2	16,6
Hf	3,7	3,4	3,3	3,0	3,7	3,4	3,2	4,6	4,5	7,1	2,4	6,0	3,3	4,7	0,7	1,2	0,9	1,8	2,4	1,5
Nb	16,4	14,6	1,3	1,5	1,5	1,1	1,2	14,7	13,8	2,8	0,8	51,8	1,2	12,3		1,1		0,8	1,2	2,0
Rb	26,1	82,0	15,6	25,3	17,8	1,3	1,5	174,7	105,2	62,3	83,9	51,1	14,2	217,1	4,1	16,6	11,1	23,6	3,3	72,9
Sn	1,0	2,0				2,0		2,0	4,0			1,0	2,0	3,0					1,0	1,0
Sr	258,6	188,1	139,9	106,8	107,5	216,4	145,7	191,2	237,8	28,8	23,0	119,0	154,2	132,1	155,2	199,2	131,9	194,1	151,2	215,2
Ta	2,2	1,7	0,2	0,2	0,2			1,4	1,4	0,1	0,2	3,3	0,1	1,6						0,2
Th	28,3	21,0	1,7	2,9	1,2	0,6	0,3	18,1	19,9	2,6	3,9	33,2	1,6	17,6	0,2	1,1	0,5	0,3	0,4	1,4
U	5,8	3,2	0,7	0,8	0,5	0,2		5,2	4,7	1,6	1,3	11,4	0,8	5,7	0,1	0,3	0,4	0,3	0,1	1,1
V			59,0	62,0	43,0	5,0	31,0	37,0	53,0	8,0	11,0		37,0	12,0	251,0	198,0	194,0	390,0	398,0	259,0
W	0,8	1,2	0,1	0,2	0,3			1,1	5,4	0,2	0,4	3,7	0,4	2,2	0,1			0,3	0,2	0,4
Zr	124,6	108,5	89,2	92,7	102,8	109,0	100,4	179,4	186,1	169,7	42,8	114,0	98,4	162,5	23,8	36,7	22,5	45,1	74,8	46,0
Y	12,0	13,1	17,5	16,5	31,3	39,0	34,9	23,5	21,9	63,6	9,9	29,2	16,5	9,7	13,8	12,9	13,2	26,2	30,7	19,5
La	34,8	37,7	4,7	5,4	3,5	4,1	3,7	23,8	28,9	10,5	8,6	12,8	5,9	21,5	1,2	3,7	2,2	2,5	4,1	6,8
Ce	56,2	59,3	11,5	11,0	11,0	12,7	11,7	44,6	49,1	25,9	18,0	25,6	10,6	35,0	3,5	7,8	5,3	7,2	12,2	14,5
Pr	5,0	5,3	1,5	1,4	1,7	2,2	2,0	4,8	5,0	3,7	1,9	2,9	1,5	3,2	0,6	1,0	0,8	1,2	1,9	1,9
Nd	15,1	15,2	6,8	5,8	8,0	11,8	10,8	15,8	16,9	17,0	7,3	10,4	6,4	10,7	3,9	5,6	4,4	6,6	9,8	9,1
Sm	2,1	2,3	2,0	1,6	2,8	4,0	3,7	3,2	3,2	5,1	1,3	3,2	1,7	1,5	1,2	1,4	1,1	2,4	3,4	2,3
Eu	0,4	0,3	0,6	0,5	0,9	1,4	1,3	0,7	0,8	0,4	0,4	0,1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,9	1,3	0,7
Gd	1,4	1,6	2,2	1,8	3,7	5,3	4,8	3,0	2,8	6,7	1,2	3,7	1,8	1,3	1,7	1,8	1,6	3,4	4,3	2,9
Tb	0,3	0,3	0,4	0,4	0,7	1,0	0,9	0,6	0,6	1,3	0,2	0,9	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,7	0,8	0,5
Dy	1,6	1,5	2,7	2,4	4,6	6,2	5,8	3,2	3,1	9,1	1,3	5,4	2,2	1,2	2,3	2,0	2,0	3,8	5,1	2,8
Ho	0,4	0,4	0,6	0,5	1,0	1,4	1,2	0,7	0,8	2,0	0,3	1,2	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	0,9	1,1	0,6
Er	1,2	1,2	2,0	1,7	3,3	4,3	3,8	2,4	2,4	6,9	1,2	3,9	1,7	1,0	1,5	1,4	1,4	2,7	3,5	2,1
Tm	0,2	0,2	0,4	0,3	0,5	0,7	0,6	0,4	0,5	1,2	0,2	0,7	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,6	0,3
Yb	1,3	1,5	2,2	2,0	3,1	4,0	3,6	2,7	2,6	7,6	1,3	4,1	2,0	1,0	1,5	1,4	1,5	2,5	3,2	1,9
Lu	0,3	0,3	0,4	0,4	0,6	0,6	0,6	0,4	0,5	1,3	0,3	0,6	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,3

Ek 4.16. Baskil granitoidine ait mafik ve felsik kayaların nadir toprak element içerikleri (ICP-MS-Avusturya)

Sample	Felsik kayalar											Mafik kayalar								
	Granit			Granodiyorit		Tonalit		Q-Monz		Granofir	Aplit		GDP		Diyorit		Q-Diy	Diy/Dol		Mik-diy
	B-141	B-145	B-233	B-51	B-102	B-83	B-87	B-209	B-230	B-235	B-49	B-125	B-13	B-18	B-114	B-131	B-152	B-70	B-85	B-154
Pb	17,7	15,1	21,8	3,0	0,6	2,8		16,3	16,2	1,8	6,5	7,1	2,8	3,7	1,5	3,6	4,0	4,4	8,6	2,8
Hf	1,0	0,8	1,4	0,9	0,8	0,8	0,9	1,4	0,9	0,7	3,0	2,0	2,2	2,4	1,8	1,5	1,3	1,5	2,3	1,3
Nb	10,6	30,4	16,9	3,3	1,4	2,6	1,7	14,2	18,2	1,7	9,2	3,9	2,5	4,6	1,5	2,3	7,3	1,7	6,6	3,4
Ta	0,3	0,6	0,6	0,1	0,3	0,3	0,5	0,6	0,6	0,3	0,8	0,2	0,4	0,6	0,5	0,4	0,9	0,1	0,5	0,5
U	5,8	6,7	5,3	1,0	0,2	0,1	0,1	2,4	3,7	0,3	3,6	1,6	0,7	1,4	0,1	0,1	1,9	0,3	1,5	0,4
Y	7,8	17,2	11,1	18,5	13,3	27,7	22,8	29,0	23,8	9,7	26,1	15,7	12,4	16,2	7,4	13,0	16,6	24,8	18,4	18,4
La	23,9	41,4	32,4	10,2	3,2	4,8	6,6	23,8	23,7	5,7	29,8	10,6	6,7	11,2	1,0	1,6	11,7	2,8	12,3	6,0
Ce	42,1	70,6	53,8	19,9	7,2	14,1	17,7	43,7	48,1	55,7	55,7	23,5	12,9	21,4	2,4	3,8	23,3	7,7	24,1	14,0
Pr	3,6	7,6	4,8	2,4	1,0	2,4	2,7	5,0	5,0	2,7	6,0	3,2	1,8	2,5	0,4	0,6	2,5	1,3	2,9	1,9
Nd	10,8	24,8	14,3	8,6	4,5	12,3	12,9	17,9	16,9	11,1	20,0	11,7	7,3	9,6	1,7	2,9	9,1	7,4	11,2	8,6
Sm	1,7	4,1	2,2	2,0	1,4	3,9	3,6	3,6	3,1	2,0	3,9	2,6	1,7	2,2	0,7	1,1	1,9	2,6	2,7	2,4
Eu	0,4	0,9	0,4	0,6	0,6	1,7	1,4	0,9	0,7	0,4	0,1	0,3	0,5	0,6	0,3	0,5	0,6	1,0	0,8	0,8
Gd	1,9	4,3	2,5	2,5	1,9	5,5	4,8	4,5	3,8	2,7	4,7	2,8	2,1	2,6	1,0	1,6	2,5	4,0	3,4	3,0
Tb	0,2	0,5	0,3	0,4	0,3	0,8	0,7	0,6	0,5	0,3	0,7	0,4	0,3	0,4	0,2	0,3	0,4	0,7	0,5	0,5
Dy	1,3	2,9	1,7	2,9	2,2	5,6	4,7	4,3	3,5	1,9	4,4	2,3	2,0	2,5	1,4	1,9	2,5	4,5	3,4	3,1
Ho	0,3	0,6	0,4	0,6	0,5	1,2	1,0	1,0	0,8	0,4	1,0	0,6	0,5	0,6	0,3	0,5	0,6	1,0	0,7	0,7
Er	0,8	1,7	1,2	2,0	1,5	3,3	2,8	3,1	2,4	1,2	3,2	1,7	1,3	1,8	0,9	1,4	1,7	2,9	2,2	1,9
Tm	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,4	0,5	0,4	0,2	0,6	0,4	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,5	0,3	0,3
Yb	1,0	1,5	1,4	2,3	1,6	2,9	2,4	3,2	2,7	1,2	4,2	2,3	1,4	1,9	0,9	1,3	1,8	2,7	2,1	1,8
Lu	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,4	0,4	0,5	0,4	0,2	0,7	0,5	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3
Th	20,1	16,5	21,9	4,1	0,9	1,1	1,0	13,6	17,0	3,3	21,8	4,1	3,6	5,4	1,1	1,5	7,3	1,7	4,8	2,7

Ek 4.17. Baskil granitoyidine ait felsik kayalarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Granit													
	B141-1c	B141-1r	B141-2c	B141-2r	B141-3c	B141-3r	B141-4c	B144-1c	B144-2c	B144-3c	B144-4c	B144-5c	B144-6c	B144-7c
SiO ₂	64,27	64,74	66,59	66,58	67,70	65,90	69,37	57,44	57,49	62,55	62,62	66,24	68,27	58,94
Al ₂ O ₃	22,13	21,92	21,12	20,85	20,89	21,35	19,69	26,31	26,54	23,11	22,94	20,49	19,51	26,06
TiO ₂	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02
FeO*	0,08	0,12	0,13	0,12	0,02	0,13	0,00	0,17	0,14	0,10	0,11	0,26	0,00	0,14
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
CaO	4,21	3,73	2,55	2,54	0,73	2,67	0,15	8,52	8,49	4,67	4,64	0,85	0,39	7,87
Na ₂ O	8,89	9,03	9,85	9,80	10,94	9,80	11,55	6,32	6,35	8,66	8,69	10,60	11,40	6,83
K ₂ O	0,37	0,44	0,40	0,36	0,11	0,36	0,06	0,22	0,25	0,22	0,29	0,37	0,08	0,28
Toplam	100,01	100,00	100,63	100,25	100,43	100,25	100,86	99,00	99,26	99,33	99,32	98,86	99,69	100,17
Si	2,85	2,87	2,92	2,93	2,96	2,90	3,01	2,60	2,60	2,79	2,80	2,94	3,00	2,63
Al ^{IV}	0,15	0,13	0,08	0,07	0,04	0,10	-0,01	0,40	0,40	0,21	0,20	0,06	0,00	0,37
Al ^{VI}	1,01	1,02	1,02	1,02	1,03	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,20	0,18	0,12	0,12	0,03	0,13	0,01	0,41	0,41	0,22	0,22	0,04	0,02	0,38
Na	0,76	0,78	0,84	0,84	0,93	0,84	0,97	0,56	0,56	0,75	0,75	0,91	0,97	0,59
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	2,13	2,52	2,26	2,05	0,65	2,06	0,35	1,32	1,47	1,30	1,69	2,18	0,43	1,62
Ab	77,56	79,35	85,52	85,69	95,84	85,13	98,92	56,54	56,66	76,04	75,93	93,67	97,74	60,11
An	20,31	18,13	12,22	12,27	3,52	12,81	0,73	42,14	41,87	22,66	22,38	4,15	1,83	38,27

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.17. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Granit										
	B144-8c	B144-9c	B144-10c	B144-11c	B144-12c	B144-13c	B144-14c	B144-15c	B144-16c	B144-17c	B144-18c
SiO ₂	58,88	58,88	58,66	63,91	63,88	64,88	64,66	68,12	68,36	67,87	68,82
Al ₂ O ₃	25,95	26,32	26,20	22,53	22,58	21,93	21,87	20,13	20,36	20,00	20,57
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02
FeO*	0,24	0,24	0,24	0,14	0,13	0,28	0,24	0,27	0,27	0,17	0,22
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	7,81	7,92	8,07	3,87	3,90	3,33	3,41	0,68	0,69	0,75	0,75
Na ₂ O	6,94	6,75	6,73	9,10	9,12	9,53	9,30	11,24	11,19	10,95	9,08
K ₂ O	0,30	0,28	0,29	0,36	0,37	0,46	0,47	0,05	0,14	0,24	0,23
Toplam	100,15	100,40	100,19	99,92	100,00	100,46	99,98	100,52	101,05	100,00	99,70
Si	2,63	2,63	2,62	2,83	2,83	2,85	2,86	2,97	2,97	2,98	3,07
Al ^{IV}	0,37	0,37	0,38	0,17	0,17	0,15	0,14	0,03	0,03	0,02	-0,07
Al ^{VI}	1,00	1,01	1,00	1,01	1,01	0,99	1,00	1,00	1,01	1,01	1,16
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,37	0,38	0,39	0,18	0,19	0,16	0,16	0,03	0,03	0,04	0,04
Na	0,60	0,58	0,58	0,78	0,78	0,81	0,80	0,95	0,94	0,93	0,79
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	1,73	1,62	1,65	2,06	2,12	2,61	2,69	0,29	0,79	1,34	1,60
Ab	60,61	59,68	59,16	79,30	79,16	81,63	80,92	96,48	95,93	95,05	94,12
An	37,66	38,70	39,19	18,64	18,72	15,75	16,39	3,22	3,28	3,61	4,28

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.17. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit														
	B51-1c	B51-2c	B51-3c	B51-4c	B51-5c	B51-6c	B51-7c	B51-8c	B51-9c	B51-10c	B51-11c	B51-12c	B51-13c	B51-14c	B51-15c
SiO ₂	67,97	67,57	68,03	67,46	68,41	66,30	65,82	65,77	65,37	65,54	58,33	58,36	58,73	60,16	60,18
Al ₂ O ₃	19,67	20,26	19,93	19,54	19,66	21,11	21,15	21,25	21,24	21,39	26,12	26,00	25,67	24,75	24,97
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
FeO*	0,11	0,08	0,02	0,09	0,05	0,14	0,13	0,16	0,09	0,13	0,17	0,20	0,18	0,16	0,18
MnO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	1,54	1,04	0,74	1,04	0,28	2,13	2,33	2,36	2,55	2,48	8,00	7,81	7,64	6,59	6,67
Na ₂ O	10,01	10,85	11,16	10,62	11,40	10,00	9,79	9,85	9,72	9,55	6,64	6,83	7,03	7,53	7,39
K ₂ O	0,16	0,13	0,10	0,15	0,14	0,52	0,42	0,51	0,60	0,58	0,25	0,28	0,28	0,37	0,40
Toplam	99,47	99,95	99,99	98,92	99,97	100,22	99,68	99,96	99,58	99,71	99,52	99,49	99,57	99,56	99,80
Si	3,02	2,97	2,98	3,00	2,99	2,92	2,91	2,90	2,90	2,90	2,63	2,63	2,64	2,70	2,69
Al ^{IV}	-0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,08	0,09	0,10	0,10	0,10	0,37	0,37	0,36	0,30	0,31
Al ^{VI}	1,05	1,02	1,01	1,02	1,01	1,01	1,02	1,01	1,01	1,02	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,07	0,05	0,03	0,05	0,01	0,10	0,11	0,11	0,12	0,12	0,39	0,38	0,37	0,32	0,32
Na	0,86	0,92	0,95	0,92	0,97	0,85	0,84	0,84	0,83	0,82	0,58	0,60	0,61	0,65	0,64
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	0,96	0,76	0,55	0,86	0,82	2,96	2,44	2,90	3,40	3,35	1,49	1,61	1,59	2,14	2,33
Ab	91,29	94,26	95,92	94,03	97,86	86,83	86,23	85,74	84,37	84,52	59,16	60,31	61,48	65,97	65,17
An	7,75	4,98	3,53	5,11	1,33	10,21	11,33	11,36	12,23	12,12	39,35	38,08	36,93	31,90	32,51

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.17. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit														
	B51-16c	B52-1c	B52-2c	B52-3c	B52-4c	B52-5c	B52-6c	B52-7c	B52-8c	B175-1c	B175-1r	B175-2c	B175-2r	B175-3c	B175-4c
SiO ₂	59,84	55,31	56,47	58,16	58,34	60,05	66,34	66,57	59,85	60,41	60,12	60,48	60,63	62,13	59,38
Al ₂ O ₃	25,10	28,01	27,02	25,98	25,77	24,72	20,58	20,32	25,04	24,96	24,95	24,77	24,45	24,01	25,32
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
FeO*	0,20	0,18	0,17	0,16	0,21	0,17	0,15	0,15	0,13	0,21	0,26	0,22	0,18	0,15	0,19
MnO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
CaO	6,72	9,95	9,04	7,88	7,65	6,25	1,58	1,51	6,47	7,46	7,20	7,25	6,42	5,98	7,84
Na ₂ O	7,31	5,41	6,06	6,86	6,80	7,57	10,29	10,50	7,64	7,08	7,19	7,23	7,54	7,71	6,83
K ₂ O	0,37	0,22	0,16	0,27	0,28	0,37	0,42	0,34	0,34	0,27	0,20	0,28	0,32	0,36	0,32
Toplam	99,54	99,08	98,94	99,32	99,05	99,14	99,38	99,40	99,51	100,42	99,97	100,26	99,58	100,35	99,92
Si	2,69	2,52	2,56	2,62	2,64	2,70	2,94	2,94	2,68	2,69	2,69	2,70	2,72	2,76	2,66
Al ^{IV}	0,31	0,48	0,44	0,38	0,36	0,30	0,06	0,06	0,32	0,31	0,31	0,30	0,28	0,24	0,34
Al ^{VI}	1,01	1,02	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,02	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,32	0,48	0,44	0,38	0,37	0,30	0,08	0,07	0,31	0,36	0,35	0,35	0,31	0,28	0,38
Na	0,64	0,48	0,53	0,60	0,60	0,66	0,88	0,90	0,66	0,61	0,62	0,63	0,66	0,67	0,59
K	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	2,15	1,31	0,95	1,57	1,66	2,13	2,41	1,94	1,93	1,57	1,18	1,61	1,89	2,13	1,84
Ab	64,88	48,97	54,32	60,21	60,64	67,20	89,94	90,85	66,80	62,20	63,60	63,31	66,72	68,53	60,08
An	32,97	49,71	44,74	38,22	37,70	30,67	7,65	7,20	31,28	36,23	35,22	35,08	31,40	29,35	38,09

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır. Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.18. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen K'lu feldispatların mineral kimyası

Örnek	Granit																	
	B141-1c	B141-1r	B141-2c	B141-3c	B141-4c	B141-2r	B144-1c	B144-2c	B144-3c	B144-4c	B144-5c	B144-6c	B144-7c	B144-8c	B144-9c	B144-10c	B144-11c	B144-12c
SiO ₂	66,56	66,37	66,50	66,29	66,52	66,91	65,40	65,43	64,36	63,96	64,06	64,00	64,16	63,59	65,47	65,51	65,62	65,58
Al ₂ O ₃	18,00	17,96	17,89	17,59	18,15	17,69	18,17	18,21	18,34	18,27	18,55	18,81	18,70	18,57	18,42	18,42	18,38	18,50
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,08	0,07	0,09	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02
FeO*	0,12	0,12	0,07	0,09	0,00	0,09	0,04	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02	0,05	0,08	0,09	0,11	0,11	0,09
MnO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,08	0,11	0,14	0,18	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,15	1,09	2,19	2,24	1,81	1,11	1,49	1,50	0,89	0,83	1,43	1,76	1,62	1,08	1,76	1,59	1,55	1,75
K ₂ O	14,61	14,60	12,92	12,56	13,47	14,49	14,25	14,30	14,87	14,73	14,30	13,90	13,94	14,61	14,44	14,32	14,57	14,09
Toplam	100,47	100,15	99,64	98,80	99,94	100,30	99,37	99,51	98,61	97,97	98,55	98,71	98,75	98,12	100,21	99,98	100,26	100,03
Si	3,06	3,06	3,07	3,08	3,06	3,08	3,03	3,03	3,01	3,02	2,99	2,98	2,99	2,99	3,00	3,01	3,01	3,01
Al ^{IV}	-0,06	-0,06	-0,07	-0,08	-0,06	-0,08	-0,03	-0,03	-0,01	-0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,01
Al ^{VI}	1,03	1,04	1,04	1,05	1,05	1,04	1,02	1,02	1,02	1,03	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,10	0,20	0,20	0,16	0,10	0,13	0,13	0,08	0,08	0,13	0,16	0,15	0,10	0,16	0,14	0,14	0,16
K	0,86	0,86	0,76	0,75	0,79	0,85	0,84	0,84	0,89	0,89	0,85	0,82	0,83	0,88	0,84	0,84	0,85	0,83
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	89,25	89,81	79,31	78,51	83,07	89,55	86,25	86,21	91,18	91,70	86,29	83,27	84,24	89,41	84,40	85,57	86,04	84,14
Ab	10,71	10,19	20,42	21,31	16,93	10,45	13,75	13,77	8,31	7,90	13,14	16,00	14,85	10,04	15,60	14,41	13,94	15,84
An	0,04	0,00	0,27	0,18	0,00	0,00	0,00	0,01	0,51	0,40	0,57	0,73	0,91	0,54	0,00	0,01	0,02	0,02

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.18. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen K'lu feldispatların mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit														
	B51-1c	B51-2c	B51-3c	B51-4c	B51-5c	B52-1c	B52-2c	B52-3c	B52-4c	B175-1c	B175-2c	B175-3c	B175-4c	B175-1r	B175-5c
SiO ₂	65,31	65,33	65,20	65,20	64,12	64,65	65,06	64,63	64,73	66,49	65,90	66,04	66,60	66,59	66,38
Al ₂ O ₃	18,30	18,30	18,25	18,39	18,09	18,41	18,29	18,08	18,23	17,82	17,98	18,06	18,13	18,00	18,16
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02
FeO*	0,08	0,09	0,06	0,08	0,17	0,12	0,07	0,05	0,00	0,06	0,26	0,02	0,05	0,08	0,08
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
CaO	0,03	0,04	0,07	0,00	0,01	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,06
Na ₂ O	1,33	1,02	1,26	1,18	0,81	1,49	1,39	0,70	0,49	0,45	1,27	0,67	0,76	0,62	1,22
K ₂ O	14,75	15,04	14,69	14,96	15,40	14,18	14,28	15,06	15,57	15,26	13,14	15,12	14,75	13,90	14,32
Toplam	99,81	99,83	99,54	99,83	98,66	98,91	99,15	98,57	99,04	100,10	98,67	99,93	100,31	99,26	100,25
Si	3,01	3,02	3,02	3,01	3,00	3,01	3,02	3,03	3,02	3,08	3,09	3,06	3,07	3,12	3,06
Al ^{IV}	-0,01	-0,02	-0,02	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,03	-0,02	-0,08	-0,09	-0,06	-0,07	-0,12	-0,06
Al ^{VI}	1,01	1,02	1,01	1,01	1,00	1,02	1,02	1,03	1,03	1,05	1,08	1,04	1,06	1,11	1,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,09	0,11	0,11	0,07	0,13	0,13	0,06	0,04	0,04	0,12	0,06	0,07	0,06	0,11
K	0,87	0,89	0,87	0,88	0,92	0,84	0,85	0,90	0,93	0,90	0,79	0,89	0,87	0,83	0,84
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	87,81	90,51	88,16	89,29	92,52	86,04	86,93	93,41	95,41	95,69	86,80	93,68	92,76	93,55	88,24
Ab	12,05	9,30	11,46	10,71	7,40	13,70	12,87	6,59	4,59	4,31	12,75	6,32	7,24	6,33	11,44
An	0,14	0,19	0,38	0,00	0,07	0,26	0,20	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,13	0,32

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınmıştır, Toplam Fe, FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.19. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen amfibollerin mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit									
	B175-1c	B175-2c	B175-3c	B52-1c	B52-2c	B52-3c	B52-4c	B52-5c	B52-6c	B52-7c
SiO ₂	49,13	47,02	49,91	49,86	50,47	49,38	47,54	47,72	47,82	47,76
TiO ₂	0,92	1,50	1,03	0,34	0,32	0,63	1,17	1,32	1,04	1,05
Al ₂ O ₃	5,15	7,62	4,38	3,71	3,36	4,08	6,00	6,34	5,63	5,76
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
FeO*	19,12	18,84	19,33	20,20	19,65	20,66	19,99	18,13	19,53	19,44
MnO	1,27	0,90	1,11	1,68	1,68	1,63	1,51	0,70	1,16	1,11
MgO	11,07	11,23	12,12	10,64	10,98	10,77	10,38	11,68	11,11	10,92
CaO	9,88	10,32	9,38	10,41	10,39	9,61	9,78	9,88	9,48	9,40
Na ₂ O	1,32	1,98	1,30	0,80	0,78	0,98	1,46	1,76	1,59	1,49
K ₂ O	0,27	0,20	0,37	0,25	0,23	0,29	0,32	0,30	0,36	0,37
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	98,12	99,62	98,94	97,89	97,85	98,05	98,19	97,83	97,74	97,32
Si	7,14	6,76	7,13	7,31	7,38	7,18	6,95	6,94	6,97	6,99
Al ^{IV}	0,86	1,24	0,74	0,64	0,58	0,70	1,03	1,06	0,97	0,99
Al ^{VI}	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe ⁺³	1,14	1,09	1,49	1,12	1,07	1,47	1,28	1,11	1,37	1,35
Ti	0,10	0,16	0,11	0,04	0,04	0,07	0,13	0,14	0,11	0,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	1,18	1,18	0,82	1,36	1,33	1,04	1,16	1,10	1,01	1,03
Mn	0,16	0,11	0,13	0,21	0,21	0,20	0,19	0,09	0,14	0,14
Mg	2,40	2,41	2,58	2,33	2,39	2,34	2,26	2,53	2,41	2,38
Ca	1,54	1,59	1,43	1,63	1,63	1,50	1,53	1,54	1,48	1,47
Na	0,37	0,55	0,36	0,23	0,22	0,28	0,41	0,50	0,45	0,42
K	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,07	0,07
Toplam	14,96	15,18	14,86	14,91	14,89	14,83	15,00	15,09	15,00	14,97

Toplam Fe FeO* ile gösterilmiştir.

Ek 4.20. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen biyotitlerin mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit															
	B51-1c	B51-2c	B51-3c	B51-4c	B51-5c	B51-6c	B51-7c	B51-8c	B51-9c	B51-10c	B51-11c	B52-1c	B52-2c	B52-3c	B52-4c	B52-5c
SiO ₂	36,12	36,56	36,25	36,26	36,01	36,11	35,88	35,94	35,76	36,39	36,56	36,26	36,15	36,25	35,90	36,24
TiO ₂	4,00	3,94	4,01	3,77	3,90	3,73	3,94	3,80	3,80	3,42	3,48	4,26	4,29	4,28	3,92	3,91
Al ₂ O ₃	12,90	12,98	12,84	12,79	12,82	13,08	13,09	12,99	13,02	12,98	12,87	12,96	13,10	13,11	13,12	13,04
Fe ₂ O ₃	4,02	3,95	3,97	4,02	4,06	4,02	3,97	3,99	3,97	3,95	3,87	4,03	3,96	3,97	3,93	3,89
FeO	20,49	20,14	20,24	20,50	20,70	20,50	20,24	20,37	20,24	20,12	19,75	20,54	20,20	20,25	20,06	19,84
MnO	0,59	0,63	0,59	0,66	0,64	0,73	0,76	0,69	0,62	0,69	0,65	0,60	0,62	0,69	0,66	0,65
MgO	9,22	9,28	9,40	9,66	8,94	9,00	8,97	9,20	9,14	10,30	10,02	9,15	8,94	9,02	9,73	9,65
CaO	0,03	0,02	0,02	0,06	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04
Na ₂ O	0,10	0,11	0,12	0,10	0,11	0,13	0,10	0,12	0,11	0,09	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,11
K ₂ O	9,15	9,02	8,98	8,77	9,03	8,96	9,02	8,83	8,94	8,41	8,66	8,87	9,02	9,02	8,68	8,71
Toplam	96,63	96,63	96,41	96,59	96,26	96,26	95,99	95,95	95,64	96,44	96,03	96,76	96,37	96,68	96,13	96,10
Si	5,56	5,60	5,58	5,57	5,57	5,57	5,55	5,56	5,55	5,57	5,62	5,56	5,56	5,56	5,53	5,57
Al ^{IV}	2,44	2,40	2,42	2,43	2,43	2,43	2,45	2,44	2,45	2,43	2,38	2,44	2,44	2,44	2,47	2,43
Al ^{VI}	-0,10	-0,05	-0,10	-0,11	-0,09	-0,05	-0,06	-0,07	-0,06	-0,08	-0,05	-0,10	-0,06	-0,07	-0,09	-0,06
Ti	0,46	0,45	0,46	0,44	0,45	0,43	0,46	0,44	0,44	0,39	0,40	0,49	0,50	0,49	0,45	0,45
Fe ³⁺	0,47	0,46	0,46	0,46	0,47	0,47	0,46	0,47	0,46	0,45	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,45
Fe ²⁺	2,64	2,58	2,60	2,63	2,68	2,65	2,62	2,64	2,63	2,58	2,54	2,63	2,60	2,60	2,58	2,55
Mn	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,10	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08
Mg	2,12	2,12	2,16	2,21	2,06	2,07	2,07	2,12	2,12	2,35	2,29	2,09	2,05	2,06	2,23	2,21
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	1,80	1,76	1,76	1,72	1,78	1,76	1,78	1,74	1,77	1,64	1,70	1,74	1,77	1,77	1,71	1,71
Toplam	15,49	15,44	15,46	15,48	15,48	15,47	15,47	15,47	15,48	15,47	15,45	15,42	15,42	15,43	15,46	15,44

İyon numaraları hesaplanmasında 22 (O) baz alınmıştır

Ek 4.20. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen biyotitlerin mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit												
	B52-6c	B52-7c	B52-8c	B175-1c	B175-2c	B175-3c	B175-4c	B175-5c	B175-6c	B175-7c	B175-8c	B175-9c	B175-10c
SiO₂	36,07	36,27	36,36	38,30	37,20	37,96	37,54	37,52	37,09	37,80	37,66	37,34	37,98
TiO₂	3,81	4,02	4,08	4,27	4,17	4,25	4,40	4,26	4,11	3,28	3,81	3,83	3,86
Al₂O₃	13,02	12,99	13,15	12,57	12,92	12,38	12,51	12,59	12,49	11,95	12,26	12,43	12,35
Fe₂O₃	3,90	4,14	4,15	3,63	3,90	4,00	4,01	3,98	3,78	4,06	3,95	3,82	3,95
FeO	19,91	21,10	21,16	18,50	19,90	20,41	20,42	20,31	19,26	20,71	20,15	19,46	20,15
MnO	0,64	0,73	0,76	0,56	0,65	0,55	0,60	0,54	0,53	0,65	0,62	0,52	0,63
MgO	10,09	8,90	8,91	10,68	9,70	9,88	9,22	9,35	9,66	9,63	9,87	10,35	9,99
CaO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,14	0,03	0,04	0,00	0,04	0,15	0,18	0,13
Na₂O	0,13	0,12	0,11	0,14	0,12	0,10	0,09	0,09	0,13	0,10	0,10	0,13	0,08
K₂O	8,46	9,13	9,14	8,91	8,92	8,38	8,72	8,67	8,68	8,54	8,27	8,14	8,43
Toplam	96,06	97,41	97,83	97,57	97,50	98,06	97,54	97,34	95,73	96,77	96,85	96,20	97,56
Si	5,55	5,55	5,54	5,73	5,63	5,70	5,68	5,68	5,69	5,77	5,72	5,69	5,73
Al^{IV}	2,45	2,45	2,46	2,27	2,37	2,30	2,32	2,32	2,31	2,23	2,28	2,31	2,27
Al^{VI}	-0,09	-0,10	-0,10	-0,05	-0,07	-0,11	-0,09	-0,07	-0,05	-0,08	-0,08	-0,08	-0,08
Ti	0,44	0,46	0,47	0,48	0,47	0,48	0,50	0,48	0,47	0,38	0,44	0,44	0,44
Fe³⁺	0,45	0,48	0,48	0,41	0,44	0,45	0,46	0,45	0,44	0,47	0,45	0,44	0,45
Fe²⁺	2,56	2,70	2,70	2,31	2,52	2,56	2,59	2,57	2,47	2,64	2,56	2,48	2,54
Mn	0,08	0,09	0,10	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08
Mg	2,31	2,03	2,02	2,38	2,19	2,21	2,08	2,11	2,21	2,19	2,23	2,35	2,24
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02
K	1,66	1,78	1,78	1,70	1,72	1,60	1,68	1,67	1,70	1,66	1,60	1,58	1,62
Toplam	15,46	15,48	15,48	15,35	15,40	15,32	15,33	15,33	15,35	15,39	15,34	15,35	15,34

İyon numaraları hesaplanmasında 22 (O) baz alınmıştır

Ek 4.20. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen biyotitlerin mineral kimyası

Örnek	Granodiyorit										Granit		
	B175-11c	B175-12c	B175-13c	B175-14c	B175-15c	B175-16c	B175-17c	B175-18c	B175-19c	B175-20c	B141-1c	B141-2c	B141-3c
SiO₂	37,61	37,55	38,01	37,47	37,20	37,38	37,67	37,57	37,33	38,03	36,94	34,17	36,44
TiO₂	4,15	4,15	4,14	4,14	4,20	4,00	3,98	3,56	4,11	3,86	2,84	2,64	3,54
Al₂O₃	12,92	12,80	11,95	12,63	12,79	12,88	12,92	12,85	12,64	12,72	13,40	12,47	12,59
Fe₂O₃	3,90	3,93	3,94	3,90	3,97	3,71	3,74	3,90	3,83	3,95	4,64	4,45	4,83
FeO	19,89	20,05	20,10	19,90	20,22	18,89	19,06	19,87	19,51	20,13	23,64	22,68	24,61
MnO	0,45	0,58	0,57	0,56	0,56	0,52	0,53	0,57	0,54	0,58	0,88	0,99	1,04
MgO	10,18	9,93	10,04	9,93	9,95	10,50	10,49	10,13	10,33	9,87	4,59	4,31	4,67
CaO	0,00	0,03	0,13	0,00	0,01	0,03	0,01	0,05	0,05	0,06	0,18	0,08	0,01
Na₂O	0,13	0,15	0,10	0,11	0,13	0,15	0,23	0,12	0,15	0,10	0,05	0,06	0,09
K₂O	8,88	8,67	8,30	8,73	8,70	8,87	8,38	8,61	8,46	8,58	7,67	7,92	8,39
Toplam	98,12	97,84	97,30	97,37	97,72	96,92	97,01	97,23	96,94	97,89	94,84	89,77	96,19
Si	5,64	5,65	5,74	5,67	5,62	5,65	5,68	5,68	5,65	5,71	5,82	5,75	5,74
Al^{IV}	2,36	2,35	2,26	2,33	2,38	2,35	2,32	2,32	2,35	2,29	2,18	2,25	2,26
Al^{VI}	-0,08	-0,08	-0,13	-0,08	-0,11	-0,05	-0,03	-0,03	-0,09	-0,04	0,31	0,22	0,07
Ti	0,47	0,47	0,47	0,47	0,48	0,46	0,45	0,40	0,47	0,44	0,34	0,33	0,42
Fe³⁺	0,44	0,45	0,45	0,44	0,45	0,42	0,42	0,44	0,44	0,45	0,55	0,56	0,57
Fe²⁺	2,50	2,52	2,54	2,52	2,55	2,39	2,40	2,51	2,47	2,53	3,12	3,19	3,24
Mn	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,12	0,14	0,14
Mg	2,28	2,23	2,26	2,24	2,24	2,37	2,36	2,28	2,33	2,21	1,08	1,08	1,10
Ca	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00
Na	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,07	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
K	1,70	1,66	1,60	1,68	1,68	1,71	1,61	1,66	1,64	1,64	1,54	1,70	1,68
Toplam	15,40	15,37	15,31	15,37	15,40	15,41	15,35	15,39	15,37	15,34	15,10	15,26	15,25

İyon numaraları hesaplanmasında 22 (O) baz alınmıştır

Ek 4.20. Baskil granitoidine ait felsik kayalarda gözlenen biyotitlerin mineral kimyası

Örnek	Granit												
	B141-4c	B141-5c	B141-1r	B141-6c	B141-7c	B141-8c	B141-9c	B141-2r	B141-10c	B141-11c	B141-12c	B141-13c	B141-14c
SiO₂	35,67	35,62	36,13	34,94	37,93	42,57	39,65	37,04	36,99	36,56	36,29	36,51	36,69
TiO₂	3,03	3,15	2,93	2,55	3,36	1,48	2,35	2,37	2,51	2,29	3,39	2,56	3,64
Al₂O₃	12,62	12,76	12,64	12,07	15,20	13,83	16,28	13,05	12,26	12,37	12,83	12,46	12,19
Fe₂O₃	5,10	5,22	5,06	4,75	4,10	3,91	3,79	4,77	5,06	5,08	4,89	4,94	4,77
FeO	25,99	26,64	25,81	24,22	20,91	19,91	19,35	24,31	25,79	25,90	24,93	25,20	24,30
MnO	1,08	1,07	0,99	0,96	0,80	0,66	0,75	1,04	1,09	1,13	1,19	1,09	1,03
MgO	4,61	4,73	5,12	4,64	4,06	6,79	4,64	5,05	5,42	5,48	5,12	5,30	5,17
CaO	0,00	0,00	0,01	0,23	0,46	0,25	0,26	0,06	0,00	0,05	0,03	0,22	0,14
Na₂O	0,09	0,14	0,12	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	0,12	0,06	0,08
K₂O	8,60	8,73	8,64	7,67	6,09	7,25	6,56	8,13	8,61	8,52	8,49	8,09	8,28
Toplam	96,79	98,06	97,46	92,09	93,01	96,70	93,68	95,87	97,81	97,45	97,29	96,42	96,29
Si	5,64	5,58	5,66	5,75	5,91	6,31	6,05	5,82	5,76	5,72	5,66	5,74	5,76
Al^{IV}	2,36	2,42	2,34	2,25	2,09	1,69	1,95	2,18	2,24	2,28	2,34	2,26	2,24
Al^{VI}	0,00	-0,06	-0,01	0,10	0,71	0,72	0,98	0,23	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01
Ti	0,36	0,37	0,35	0,32	0,39	0,17	0,27	0,28	0,29	0,27	0,40	0,30	0,43
Fe³⁺	0,61	0,62	0,60	0,59	0,48	0,44	0,44	0,56	0,59	0,60	0,57	0,59	0,56
Fe²⁺	3,44	3,49	3,38	3,34	2,73	2,47	2,47	3,19	3,36	3,39	3,26	3,32	3,19
Mn	0,14	0,14	0,13	0,13	0,11	0,08	0,10	0,14	0,14	0,15	0,16	0,15	0,14
Mg	1,09	1,10	1,20	1,14	0,94	1,50	1,06	1,18	1,26	1,28	1,19	1,24	1,21
Ca	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,04	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02
Na	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02
K	1,74	1,75	1,73	1,61	1,21	1,37	1,28	1,63	1,71	1,70	1,69	1,62	1,66
Toplam	15,40	15,45	15,41	15,28	14,67	14,80	14,64	15,24	15,39	15,43	15,33	15,32	15,25

İyon numaraları hesaplanmasında 22 (O) baz alınmıştır

Ek 4.20. Baskil granitoyidine ait felsik kayalarda gözlenen biyotitlerin mineral kimyası

Örnek	Granit													
	B141-15c	B141-16c	B-144-1c	B-144-2c	B-144-3c	B-144-4c	B-144-5c	B-144-6c	B-144-7c	B-144-8c	B-144-9c	B-144-10c	B-144-11c	B-144-12c
SiO₂	36,15	36,42	35,47	35,35	36,28	36,47	35,77	35,79	35,92	35,72	36,88	37,04	37,53	37,41
TiO₂	2,41	2,81	4,17	4,26	3,99	3,88	4,58	4,41	4,44	4,49	3,54	3,68	4,37	4,42
Al₂O₃	12,56	12,47	13,26	13,44	13,01	12,95	13,15	13,07	12,99	13,05	13,19	13,05	13,51	13,57
Fe₂O₃	5,11	5,13	4,57	4,54	4,38	4,46	4,46	4,47	4,48	4,49	3,97	4,06	3,62	3,68
FeO	26,07	26,14	23,29	23,13	22,32	22,73	22,74	22,78	22,87	22,91	20,22	20,72	18,44	18,77
MnO	1,19	1,07	0,40	0,40	0,39	0,37	0,53	0,47	0,48	0,44	0,38	0,39	0,32	0,39
MgO	5,11	5,16	6,42	6,33	6,91	6,85	7,02	6,99	7,09	7,03	7,39	7,54	7,01	6,97
CaO	0,03	0,09	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	0,02	0,00	0,02	0,11	0,09	0,09	0,08
Na₂O	0,11	0,10	0,09	0,08	0,08	0,10	0,14	0,16	0,11	0,17	0,06	0,04	0,00	0,03
K₂O	8,50	8,34	9,10	8,90	8,98	8,78	9,09	9,09	9,12	9,07	8,55	8,66	8,89	8,86
Toplam	97,24	97,73	96,77	96,41	96,39	96,66	97,48	97,25	97,51	97,39	94,30	95,24	93,78	94,17
Si	5,68	5,69	5,53	5,52	5,63	5,65	5,52	5,54	5,54	5,52	5,76	5,75	5,83	5,81
Al^{IV}	2,32	2,31	2,47	2,48	2,37	2,35	2,48	2,46	2,46	2,48	2,24	2,25	2,17	2,19
Al^{VI}	0,01	-0,02	-0,03	0,00	0,01	0,01	-0,09	-0,08	-0,10	-0,10	0,19	0,13	0,31	0,29
Ti	0,29	0,33	0,49	0,50	0,47	0,45	0,53	0,51	0,52	0,52	0,42	0,43	0,51	0,52
Fe³⁺	0,61	0,60	0,54	0,53	0,51	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,47	0,47	0,42	0,43
Fe²⁺	3,43	3,41	3,04	3,02	2,90	2,95	2,93	2,95	2,95	2,96	2,64	2,69	2,40	2,44
Mn	0,16	0,14	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05
Mg	1,20	1,20	1,49	1,47	1,60	1,58	1,61	1,61	1,63	1,62	1,72	1,74	1,62	1,61
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,02	0,01	0,00	0,01
K	1,71	1,66	1,81	1,77	1,78	1,73	1,79	1,79	1,79	1,79	1,70	1,71	1,76	1,75
Toplam	15,43	15,38	15,41	15,37	15,36	15,34	15,41	15,42	15,41	15,43	15,23	15,26	15,09	15,10

İyon numaraları hesaplanmasında 22 (O) baz alınmıştır