

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BASKİL GRANİTOYİDİ İÇERİSİNDEKİ SİN-PLÜTONİK MAFİK
DAYK VE ANKLAVLARIN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

MEHTAP TATU

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜH. ANABİLİM DALI

ELAZIĞ
2005

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BASKİL GRANİTOYİDİ İÇERİSİNDEKİ SİN-PLÜTONİK MAFİK
DAYK VE ANKLAVLARIN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

Mehtap TATU

Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı

Bu tez, 06.10.2005 tarihinde aŗađıda belirtilen jüri tarafından oybirliği ile baŗarılı olarak deđerlendirilmiŗtir.

Danıŗman: Yrd.Doç.Dr. Bünyamin AKGÜL

ye: Yrd.Doç.Dr. Nazmi OTLU

ye: Yrd.Doç.Dr. Melahat BEYARSLAN

Bu tezin kabul Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 30/...11/...2005... Tarih ve 2005.../...40...-3... sayılı kararıyla onaylanmıŗtır.

TEŞEKKÜR

“Baskil Granotoyidi İçerisindeki Sin – Plütonik Mafik Dayk ve Anklavların Petrografisi ve Jeokimyası ” başlıklı bu çalışma , Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında 2002 - 2005 yılları arasında yüksek Lisans Tez çalışması olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmanın her aşamasında katkı ve yardımlarını esirgemeyen tez danışmanı hocam Yrd. Doç . Dr. Bünyamin AKGÜL’e içtenlikle teşekkür ederim.

Arazi ve laboratuvar giderleri için bu çalışmayı maddi olarak destekleyen Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Fonu (FÜBAP) yönetim birimine teşekkür ederim .

Harita çizimlerinde yardımcı olan ve çok desteğini gördüğüm hocam Yrd. Doç . Dr. Meral KAYA ‘ya içtenlikle teşekkür ederim. Çalışmalarım sırasında yanımda bulunan ve bana yardımcı olan Araş . Gör. Melek URAL’ a , her zaman için bana destek olan Dr. A. Didem KILIÇ ’ a teşekkür ederim.

Yüksek Lisans yapmam konusunda bana destek olan ve beni yönlendiren hocam Prof. Dr. Mehmet ÖNAL (İnönü Üniversitesi Maden Mühendisliği)’a içtenlikle teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında yanımda bulunan ve örneklerin toplanmasında yardımlarını esirgemeyen babam İhsan TATU ‘ya, verdikleri bütün desteklerden dolayı Anneme ve kardeşlerime teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

SAYFA NO

ŞEKİLLER DİZİNİ	II
ÇİZELGELER DİZİNİ	IV
ÖZET	V
ABSTRACT	VI
1. GİRİŞ	1
1.1. Coğrafik Konum	1
1.2. Çalışmanın amacı	2
1.3. Önceki Çalışmalar	2
2. STRATİGRAFİ	4
2.1. Baskil Granitoyidi	4
2.1.1. Hacı Mustafa Granodiyoriti	4
2.1.2. Şahaplı Graniti	5
2.1.3. Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti	5
2.1.4. Mafik Magmatik Anklavlar	5
2.1.5. Damar kayaçları	7
2.1.5.1. Mafik damar kayaçları	10
2.1.5.2. Felsik damar kayaçları	10
2.2. Seske Formasyonu	10
2.3. Alüvyonlar	10
3. MİNERALojİ-PETROGRAfİ	12
3.1. Hacı Mustafa Granodiyoriti	12
3.2. Şahaplı Graniti	14
3.3. Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti	19
3.4. Mafik Magmatik Anklavlar	22
3.5. Damar kayaçları	27
3.5.1. Mafik damar kayaçları	27
3.5.2. Felsik damar kayaçları	27
4. JEOKİMYA	30
4.1. Ana Element Jeokimyası.....	30
4.2. İz Element Jeokimyası.....	37
4.3. Nadir Toprak Element Jeokimyası.....	40
SONUÇLAR	47
KAYNAKLAR	47

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA NO

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	1
Şekil 2.1. Çalışma alanının Jeoloji haritası.....	6
Şekil 2.2. Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti içerisinde gözlenen kuvars gözlü dokusu.....	7
Şekil 2.3. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki mafik mikrogranüler anklavlar.....	8
Şekil 2.4. Şahaplı Graniti içerisindeki mafik mikrogranüler anklavlar.....	8
Şekil 2.5. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki dayk benzeri kütleler halindeki mafik mikrogranüler anklavlar	9
Şekil 2.6. Şekil 2.4'deki daykın uç kısmındaki mafik mikrogranüler anklavların yakından görünüşü.....	9
Şekil 2.7. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki mafik dayklardan bir görünüm.....	11
Şekil 2.8. Sekse Formasyonu'ndan genel bir görünüm.....	11
Şekil 3.1. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki poiklitik kuvars oluşumları.....	13
Şekil 3.2. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklazlarda izlenen çivi başına benzer yamalar.....	14
Şekil 3.3. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz, hornblend mikrolitleri ve iğnemsî apatit kristalleri içeren oroklaz.....	15
Şekil 3.4. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisinde görülen bıçağımsı biyotit oluşumları..	16
Şekil 3.5. Şahaplı Granitinde gözlenen antirapakivi dokusu.....	17
Şekil 3.6. Şahaplı Graniti içerisinde gözlenen poiklitik plajiyoklaz dokusu.....	18
Şekil 3.7. Karahıdırbaba gabro/diyoritinde gözlenen özşekilli hornblend içeren poiklitik dokulu kuvars.....	20
Şekil 3.8. Karahıdırbaba Gabro/Diyoritinde gözlenen kuvars gözlü dokusu.....	21
Şekil 3.9. Karahıdırbaba Gabro/Diyoritinde gözlenen süngerimsi-hücremsi biçimli crime/çözünme dokulu plajiyoklaz.....	23
Şekil 3.10. Mafik mikrogranüler anklavlar içerisinde gözlenen plajiyoklaz ksenoliti ve ofitik dokulu biyotit.....	25
Şekil 3.11. Mafik mikrogranüler anklavlar içerisinde gözlenen kuvars ksenoliti.....	26
Şekil 3.12. Çalışma alanındaki mafik daykın mikroskoptaki görünümü.....	28
Şekil 3.13. Aplitlerde gözlenen mikrografik doku.....	29
Şekil 4.1. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Q-P diyagramında sınıflandırılması.....	34

Şekil 4.2. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Shand indeksine göre dağılımları	34
Şekil 4.3. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların toplam alkali-silis diyagramındaki dağılımı	35
Şekil 4.4. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların AFM diyagramındaki dağılımı	36
Şekil 4.5. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların A-B indeks mineraller diyagramındaki dağılımı	36
Şekil 4.6. Çalışma alanındaki granitik kayaçların ORG'ne normalleştirilmiş iz element dağılım desenleri	38
Şekil 4.7. Baskil Granitoyidi'ne ait granitik kayaçların Pearce vd., (1984) tarafından önerilen a)Nb-Y, b)Rb-Y+Nb ayırtma diyagramlardaki konumları	39
Şekil 4.8. Çalışma alanındaki granitik kayaçların MORB'a normalleştirilmiş iz element dağılım desenleri	41
Şekil 4.9. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaçların Zr-Th-Nb diyagramında dağılımı	42
Şekil 4.10. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaçların Hf-Th-Ta diyagramında dağılımı	42
Şekil 4.11. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaçların Ti-Zr-Sr diyagramında dağılımı	43
Şekil 4.12. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaçların Nb-Zr-Y diyagramında dağılımı	43
Şekil 4.13. Baskil Granitoyidi'ne ait örneklerin Kondrit'e normalleştirilmiş nadir toprak element desenleri	44
Şekil 4.14. Çalışma alanındaki mafik kayaçların Kondrit'e normalleştirilmiş nadir toprak element desenleri	46

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA NO

Çizelge 1. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların ana element içerikleri.....	31
Çizelge 2. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların iz element içerikleri.....	32
Çizelge 3. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların nadir toprak element içerikleri.....	33



ÖZET
(Yüksek Lisans Tezi)

**BASKİL GRANİTOYİDİ İÇERİSİNDEKİ SİN-PLÜTONİK MAFİK DAYK VE ANKLAVLARIN
PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

Mehtap TATU

**Fırat Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

2005, Sayfa: 49

Baskil (Elazığ) civarında geniş yüzeylemeler sunan Baskil Granitoyidi, çok çeşitli magmatik ürünler sunar. Bu çalışmada, Hacı Mustafa granodiyoriti ve Şahaplı graniti olarak iki alt birime ayrılan birimin her iki kayaç grubu da sin-plütonik mafik ve felsik dayklarla kesilmiştir. Bazı lokasyonlarda, mafik dayklar uç kısımlarında dayk benzeri kütlelere dönüşmüştür. Karahıdırbaba gabro/diyoriti sin-plütonik mafik intüzyonların en büyüğü olup, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların karışımını işaret eden petrografik ve mineralojik özellikler sunarlar. Karahıdırbaba gabro/diyoriti içerisinde özellikle, plütonon geç kristalizasyonu sırasında mantodan ve kabuktan türemiş magmalar arasındaki karışımı işaret eden kuvars gözlü dokusu ve çözünme dokulu plajiyoklaz ksenokristalleri yaygındır.

Baskil granitoyidi içerisinde, farklı boyutlarda, dokuda ve bileşimdeki mafik mikrogranüler anklavlar (MME) yaygın olarak bulunur. Mafik mikrogranüler anklavlar diyorit, kuvars diyorit ve monzonit bileşiminde olup, taşıyıcı granitoidlerle keskin dokanağa sahiptirler. Kemirilmiş kuvars ve plajiyoklaz ksenokristalleri, iğnemsî apatit, plajiyoklaz lataları içeren poiklitik biyotit, mafik mineral kapanımlarına sahip poiklitik K-feldispat ve kuvars MME'ların en karakteristik petrografik özellikleridir. Petrografik ve jeokimyasal gözlemler, MME'ların sıcak felsik magma içerisine enjekte olan mafik magmanın oluşturduğu hibrit bir magmadan türediğini işaret eder.

ABSTRACT
(Masters Thesis)

**PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE SYN-PLUTONIC MAFIC
DIKES AND ENCLAVES IN THE BASKIL GRANITOIDS**

Mehtap TATU

**Fırat University
Institute of Sciences
Geological Engineering Department**

2005, Page 49

The Baskil Granitoid is exposed as a large intrusive body at the vicinity of Baskil (Elazığ), which displays a great variety of magmatic products. It has been subdivided into two subunits which are named as the Hacı Mustafa Granodiorite/Tonalite and the Şahaplı Granite in this study. Syn-plutonic mafic and felsic dikes cut both the Hacı Mustafa granodiorite/tonalite and the Şahaplı Granite. Mafic dikes graduate to the dike like swarms at the their ends at some localities. Karahıdırbaba Gabro/Diorite is the largest of these syn-plutonic mafic intrusions. Petrographic and mineralogical features of the Karahıdırbaba Gabro/Diorite highlight the importance of magma mixing in their genesis. In particular, quartz ocelli texture and resorbed plagioclase ksenocrysts are common in the Karahıdırbaba Gabro/Diorite, which suggest that mixing between mantle and crustal derived magmas occurred relatively late in the crystallisation history of the pluton.

The Mafic microgranular enclaves (MME) are common in the Baskil Granitoid and display variable size, texture and composition. They are diorite, quartz diorite and monzodiorite in composition, and are marked by sharp contacts next to their host granitoid rocks. The characteristic petrographical features of the MMEs are presence of corroded plagioclase and quartz ksenocrysts, acicular apatite, biotite poiklitically enclosing plagioclase lathas, K-feldspar and quartz poiklitically enclosing mafic minerals. Petrographical and geochemical observations suggest that the MMEs are derived from a hybrid magma formed as a result of the mafic magma injected into the felsic host magma.

1.2. Çalışmanın Amacı

Mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklavlar (MME) magmatik kayalarda, özellikle de kalkalkalen serilerle ilişkili kayalarda yaygın olarak bulunur (Didier, 1973). Mafik mikrogranüler anklavlar üzerine yapılan detaylı çalışmalar kaynak kayaların doğası, granitik eriyiğin üretim mekanizması, granitlerin jeodinamik konumu, kıtasal kabuk ve manto arasındaki etkileşim hakkında önemli bilgiler sağlar (White ve Chappell, 1977). Bu çalışmada, Baskil Granitoidi içerisinde yaygın olarak bulunan mafik dayk ve anklavların saha ilişkileri, dokusal özellikleri, mineralojisi ve jeokimyasal karakteristikleri belirlenerek granitoidlerin kökeni hakkında bilgiler edinilmeye çalışılmıştır.

Çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmalarında, inceleme konusu mafik dayk ve anklavların geometrisi, dokusal ve mineralojik özellikleri, içerisine sokulum yaptığı ve/veya kapanımlandığı granitik kayalarla olan dokanak ilişkileri ve mafik dayklarla anklavlar arasındaki ilişkiler belirlenemeye çalışılmıştır. Ayrıca, gerek söz konusu mafik kayalardan, gerekse granitik kayalardan petrografik ve jeokimyasal amaçlı yaklaşık 100 adet örnek alınmıştır.

Laboratuvar çalışmaları petrografik ve jeokimyasal çalışmalar olarak iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Petrografik amaçlı laboratuvar çalışmalarında, araziden derlenen değişik kayaç örneklerinden 80 adet ince kesit yaptırılmış ve yapılan bu ince kesitler polarizan mikroskopta incelenerek kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmiştir. Petrografik incelemesi yapılan, alterasyondan etkilenmemiş veya en az etkilenmiş 20 adet örnek ACME (Kanada) analiz laboratuvarlarına gönderilerek ana element, iz element ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır.

Büro çalışmalarında ise, arazi ve laboratuvar çalışmalarında elde edilen veriler değerlendirilerek inceleme alanındaki magmatik kayaçların oluştuğu jeotektonik ortam ve kökenleri hakkında bilgi edinilmiştir.

1.3. Önceki Çalışmalar

Alpin orojenik kuşağında yer alan Türkiye arazisi, Ketin (1966) tarafından kuzeyden güneye doğru; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olarak dört ana tektonik birliğe ayrılmıştır. Toros orojenik kuşağının doğu kesiminde yer alan Elazığ yöresi, Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimini ortaya çıkarmak açısından oldukça önemli bir bölgedir. Türkiye'nin önemli tektonik yapılarından olan Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun bölgeden geçmesi, ülke ekonomisine katkı sağlayan Guleman, Maden ve Keban gibi maden yatakları ile başta Keban ve Karakaya Barajları olmak üzere çok önemli mühendislik yapılarının bu bölgede yer alması nedeniyle Elazığ ve çevresi yer bilimcilerin ilgi odağı olmuştur.

Bu bölümde, inceleme alanı ve yakın çevresinde yapılmış olan bazı jeolojik çalışmalar, özellikle de Üst Kretase yaşlı magmatik kayalar üzerine yapılmış petrografik ve petrolojik amaçlı çalışmalar ve bölgenin jeodinamik evrimini açıklamaya yönelik çalışmalardan bahsedilecektir. Söz konusu çalışmaları özetlemeden önce, Bu çalışmada “Baskil Granitoyidi” adı altında incelenen magmatik kayaların önceki çalışmalarda hangi adlarla adlandırıldığından bahsetmek yararlı olacaktır. Aşağıda çalışmaları özetlenen araştırmacıların bazıları çalışma konusu magmatik kayalar ve bunların farklı bölgelerde yüzeylenen eşdeğerleri için; Yüksekova Karmaşığı, Elazığ Magmatitleri, Elazığ Volkanik Karmaşığı, Baskil Magmatitleri ve Baskil Granitoyidi gibi değişik adlar kullanmışlardır.

Perinçek (1979, 1980), Doğu Toros Orojenik Kuşağı’nda yüzeylenen birimlerin dağılımını, konumunu, petrografi ve stratigrafisini incelediği çalışmalarında, Elazığ yöresinde de yaygın olarak yüzeylenen Üst Kretase yaşlı yay magmatizması ürünü kayaları Yüksekova Karmaşığı olarak adlandırmıştır.

Yazgan (1981, 1983, 1984), Elazığ-Malatya yörelerinde yaptığı araştırmalarda, bölgenin jeotektonik evrimini levha tektoniği kuramına uygun olarak yorumlamaya çalışmıştır. Araştırmacı, kuzeyden güneye doğru biri Üst Kretase’de (Yüksekova Karmaşığı), diğeri Orta Eosen’de (Maden Karmaşığı) iki ayrı dizge içerisinde oluşan volkanik ve plütonik kayaların kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerine yerleşmiş “aktif kıta kenarı” ürünleri olduğunu ileri sürmüştür.

Bingöl (1982, 1984, 1987, 1988), Elazığ çevresinde Yüksekova Karmaşığı ile ilgili petrografik-petrolojik amaçlı çalışmalarında, toleyitik ve kalkalkalen karakterli kayalardan oluşan Yüksekova Karmaşığı’nın kuzeye doğru dalımlı bir yitim zonunda kısmen okyanusal kabuk, kısmen de kıta kenarı üzerinde gelişen yay magmatizması ürünleri olduğunu ileri sürmüştür.

Hempton ve Savcı (1982), Elazığ-Sivrice arasında yaptıkları çalışmada, Yüksekova Karmaşığı’nın volkanik birimini “Elazığ Volkanik Karmaşığı” olarak adlandırmışlardır. Çalıştıkları bölgede dasit ve riyyolit bileşimli volkanik kayaların görülmediğine dikkati çeken araştırmacılar, karmaşığın, aktif kıta kenarı ürünlerinden ziyade ilksel okyanus içi/ensimatik ada yayı ürünü olduğunu belirtmişlerdir.

Perinçek ve Kozlu (1984), Afşin-Elbistan-Doğanşehir yörelerinde yaptıkları çalışmada, Yüksekova Karmaşığına ait volkanik kayaların ensimatik ada yayı ürünü olduklarını, volkanitleri kesen granit ve granodiyorit bileşimli kayaların ada yayı magmatizmasındaki farklılaşmanın son evresini temsil ettiklerini ileri sürmüşlerdir.

Asutay (1985, 1988), Baskil Magmatitleri olarak adlandırdığı magmatik kayalar üzerine yaptığı çalışmada, magmatik kayaların düzenli bir magmatik seri oluşturduklarını ve içinde ofiyolit kapsamında değerlendirilebilecek hiçbir kayaç veya kayaç grubuna rastlanmadığını belirterek, söz konusu kayaların bir karmaşık olarak yorumlanmasının yanlış olduğunu belirtmiştir.

Akgül, M. (1987), Gabro, diyorit, kuvars diyorit, granit ve granodiyorit bileşimli plütonik kayaları “Baskil Granitoyidi” olarak adlandırmış ve bu kayaların çarpışma bölgesinde farklı cinsteki kayaların kısmi erimesiyle oluştuğunu ve kalkalkalen seri karakterinde olduklarını ifade etmiştir.

Akgül, B. (1993), Piran Köyü (Keban) çevresinde yaptığı çalışmada, Yüksekova Karmaşığına ait magmatik kayaların birbirini izleyen üç farklı evrede oluştuklarını belirtmiştir. Araştırmacı, magmatizmanın birinci evresinde bazik bileşimli derinlik ve yüzey kayalarının, ikinci evrede asit bileşimli derinlik ve yüzey kayalarının ve son evrede ise aplit ve lamprofir bileşimli damar kayalarının oluştuğunu ileri sürmüştür.

Bingöl ve Beyarlan (1995), Elazığ Magmatitleri'nin Üst Kretase'de oluşan bir supra-subduction zonu ofiyolit üzerinde gelişen yay magmatizması ürünü olduklarını belirtmişlerdir.

2. STRATİGRAFI

2.1. Baskil Granitoyidi (Üst Kretase)

Baskil Granitoyidi gabro, diyorit, monzonit, granit, granodiyorit ve tonalit bileşimli derinlik kayalarından oluşur (Asutay, 1985; 1988; Akgül, 1987; Akgül, 1993). Bu çalışmada, plütonun sadece granit ve granodiyorit-tonalit bileşimli kayaları ve onların içerisinde bulunan mafik dayk ve anklavlar incelenmiştir. Bu çalışmada, Baskil İlçesi güneyinden başlayarak, Hacı Mustafa Köyü'nden Elazığ-Keban karayoluna kadar uzanan geniş bir alanda yüzeylenen granodiyorit-tonalit bileşimli derinlik kayaları Hacı Mustafa Granodiyoriti, Baskil İlçesi'nin güney kesimlerinde, Şahaplı köyünün doğusunda yüzeylenen granitler Şahaplı Graniti, Karahadırbaba Tepe ve Çatak Tepe Civarında yüzeylenen ve Hacı Mustafa Granodiyoritini kesen gabro-diyorit bileşimli kayalar Karahadırbaba Gabro/Diyoriti olarak adlandırılmıştır. Baskil Granitoyidi içerisinde sıkça görülen ve sin-plütonik yerleşime sahip olduğu düşünülen mafik damar kayaları ve Plüton içerisinde yaygın olarak bulunan anklavlar litolojik ve/veya dokusal olarak adlandırılmıştır. Yazgan (1983), Baskil magmatitlerinde K/Ar metodu ile yaptığı radyometrik yaş tayininde, plütonik kayaların yaşının 82-86 milyon yıl, volkanik ve damar kayalarının yaşının ise 74-80 milyon yıl olduğunu belirlemiştir.

2.1.1. Hacı Mustafa Granodiyoriti

Birim, Baskil İlçesi güneybatısından Hacı Mustafa Köyü kuzeyine kadar olan geniş bir alanda yüzeylenir (Şekil 2.1). Granodiyorit-tonalit bileşimli bu kayalar grimsi-bej renkte ve iri taneli bir dokuya sahiptir. Altere olmamış veya az altere olmuş mostralarda kuvars, plajiyoklaz, hornblend ve biyotit gibi kayıcı oluşturan ana bileşenler kolaylıkla tanınabilmektedir. Arazide temiz yüzeylemelere rastlamakla birlikte, Hacı Mustafa Granodiyoriti yoğun alterasyon nedeniyle genellikle arenalaşmıştır.

İçerisinde değişik boyutlarda ve bol miktarda mafik mikrogranüler anklavlara (MME) rastlanan birim, değişik bileşimli (felsik ve mafik) damar kayaları ile kesilir. Akgül (1993) tarafından, Üst Kretase yaşlı yay magmatizması ürünü olan bazaltik-andezitik bileşimli volkanik kayaları kestiği öne sürülen birim, Tanesiyen-Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu ve Güncel alüvyonlar tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlenir.

2.1.2. Şahaplı Graniti

Baskil İlçesinin güney kesimlerinde, Şahaplı köyünün doğusunda, Büksor Tepe civarlarında yüzeylenen (Şekil 2.1) birim, kaba taneli, pembemsi renkli, arenalaşmış granitlerden oluşur. Granitler, içerdği ortoklaz kristallerinin bolluğu ve pembemsi renk tonuyla granodiyoritlerden kolayca ayrılır. Kuvars, plajiyoklaz ve hornblend el örneği düzeyinde tanınabilen kayacın diğer ana bileşenleridir. Granodiyoritik kayalar gibi granitler de arazide mafik ve felsik magmaların heterojen karışımlarını (magma mingling) işaret eden mafik mikrogranüler anklavlara sahiptir. Bu anklavlar Şahaplı Köyü'nün doğusunda, Geli Çayı boyunca daha bol olarak bulunur. Granitler içerisinde mafik ve felsik dayklara granodiyorit birimindeki kadar sık rastlanmaz.

2.1.3. Karahadırbaba Gabro/Diyoriti

Birim, Baskil İlçesi'nin 4 km. batısında Karahadırbaba Tepe ve Çatak Tepe Civarında yüzeylenir (Şekil 2.1). Hacı Mustafa Granodiyoritini kesen ve yer yer onlar içerisinde kapanımlanan birbirinden kopuk kütleler halinde bulunur. Bu kütlelerin boyutları birkaç metre ile yüzlerce metre arasında değişir. Mafik mineraller bakımından zengin olan bu kayalar, mostra düzeyinde, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışımlarını (mixing) işaret eden, mafik mineraller tarafından kuşatılmış birkaç cm. büyüklüğünde kuvars kristallerinin oluşturduğu gözlü kuvars dokusu (ocellar)'na sahiptirler (Şekil 2.2).

2.1.4. Mafik Magmatik Anklavlar (MME)

Arazi ve petrografik gözlemler sonucunda Baskil Granitoyidi içerisinde farklı boyutta, dokuda ve bileşimde anklavların olduğu saptanmıştır. Bu anklavlar, mafik mineraller bakımından zengin olup, mikrogranüler dokulu, köşeli-oval şekilli ve birkaç santimetre'den birkaç desimetreye değişen boyutlardadır (Şekil 2.3 ve 2.4). Bileşimleri diyoritten, kuvars diyorit ve monzodiyorite kadar değişir. Mafik mineraller bakımından zengin olması ve mikrogranüler dokusundan dolayı bu anklavlar Didier ve Barbarin (1991)'in "mafik mikrogranüler anklav" kategorisine girer. Çalışma alanındaki mafik magmatik anklavlar "bireysel anklavlar" ve "dayk benzeri kütleler" olarak iki kategoride sınıflandırılabilirler. Bireysel anklavlar plütonik kütle içerisinde her tarafta dağılım gösterirken, dayk benzeri kütleler plütonun katılaşması sırasında gelişen erken evre kırıkları boyunca yerleşmiş mafik



Şekil 2.3. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki mafik mikrogranüler anklavlar. Baskil-Aydınlr yolu 4. km. 'si.



Şekil 2.4. Şahaplı Graniti içerisindeki mafik mikrogranüler anklavlar. Şahaplı Köyü 500 m. doğusu.



Şekil 2.5. Hacı Mustafa Granodioriti içerisindeki dayk benzeri kütleler halindeki mafik mikrogranüler anklavlar. Hacı Mustafa Köyü 500 m. kuzeyi.



Şekil 2.6. Şekil 2.5'deki daykın uç kısmının yakından görüntüsü. Hacı Mustafa Köyü 500 m. kuzeyi.

2.1.5.1. Mafik damar kayaçları

Baskil Granitoyidi içerisinde görülen mafik damar kayaçları lamprofir ve kuvars mikrodiorit olarak tanımlanmıştır. Kalınlıkları 15-20 cm ile 2 m. arasında değişir (Şekil 2.7).

Lamprofirler esas olarak plajiyoklaz, hornblend, klinopiroksen ve opak minerallerden oluşur. Bazı kesimlerde bol miktarda ikincil epidot minerallerine rastlanır.

Kuvars mikrodioritler Baskil Yatılı Bölge Okulu kuzeyinde görülür. Bu kayaçlar, lamprofirlerin bileşiminden farklı olarak bol miktarda kuvars içermektedir.

Lamprofirlerle ilişkili dayk benzeri kütleler halinde MME'lerin oluşması, bunların plütonik kayaçlarla eş yaşlı (syn-plutonic) olduğunu işaret etmektedir. Kuvars mikrodioritlerin mikroskopik incelemeleri sonucunda, felsik ve mafik magmaların homojen/heterojen karışım (mixing/mingling) dokularına rastlanmıştır. Bu nedenle, kuvars mikrodioritlerin de plütonik kayaçlarla eş yaşlı olduğu düşünülmektedir.

2.1.5.2. Felsik damar kayaçları

Baskil Granitoyidi içerisindeki felsik damar kayaçları aplit olarak adlandırılan kayaçlar olup, esas olarak kuvars, ortoklaz ve plajiyoklaz, çok az miktarda da biyotit minerallerinden oluşur. Kalınlıkları 20-30 cm. kadardır. Arazide açık pembemsi renk tonu ve ince taneli holokristalen dokusu ile kolayca tanınır.

2.2. Seske Formasyonu (Üst Paleosen-Alt Eosen)

Çalışma alanının kuzey kesimlerinde Tavşanuşağı köyünün doğusunda ve batısındaki alanlarda yüzeylenen (Şekil 2.8) birim, ilk defa Erdoğan (1975) tarafından Adıyaman İli, Gölbaşı İlçesi, Seske Köyü civarında tanımlanmış ve adlandırılmıştır.

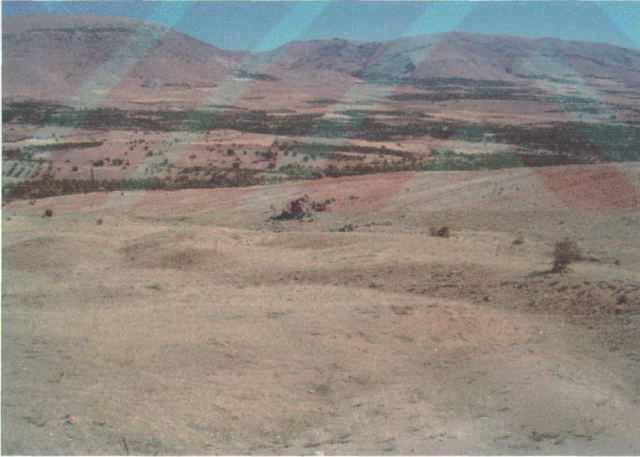
İnceleme alanında tabanda masif kireçtaşlarıyla başlayan birim, üst seviyelere doğru tabakalı kireçtaşlarına ve kırmızı renkli, pelajik foraminiferli çamurtaşlarına geçer. Türkmen ve diğ., (2001), birimin fosil içeriğine göre yaşının Üst Paleosen-Alt Eosen olduğunu belirtmişlerdir. Baskil Granitoyidini açılı uyumsuzlukla üzerleyen birim, Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Türkmen ve diğ., 2001).

2.3. Alüvyonlar (Güncel)

Çalışma alanının kuzey ve güney kesimleri yüksek topografyaya sahip olup, bu yükseltilerin eteklerinden çalışma alanının merkezi kesimlerine doğru geniş bir alanda yayılım sunan silt, kum ve çakıl boyutunda bileşenlerden oluşan Güncel alüvyal çökellere rastlanmaktadır.



Şekil 2.7. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki mafik dayklardan bir görünüm. Baskil-Aydınlar yolu 4. km.'si.



Şekil 2.8. Sekse Formasyonu'ndan genel bir görünüm. Bakış yönü Karahıdırbaba Tepe'den Tavşanuşağı Köyü'ne doğru.

3. MİNERALOJİ-PETROGRAFI

3.1. Hacı Mustafa Granodiyoriti

Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisinde tanımlanan kayaç örnekleri granodiyorit ve tonalit bileşimindedir. Esas mineraller olarak kuvars, plajiyoklaz, K-feldispat, hornblend ve biyotit içeren bu kayaçlar, tali bileşenler olarak apatit, zirkon ve opak mineraller, ikincil bileşenler olarak da klorit, epidot, serizit ve kil minerallerinden oluşur. Subhedral granüler dokulu bu kayaçlarda ayrıca poikilitik kuvars ve K-feldispat dokusu, çivi başına benzer yamalar içeren plajiyoklaz, bıçağımsı biyotit ve iğnemsı apatit dokuları gibi, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışımlarını (magma mixing) işaret eden bazı özel dokular da görülmektedir.

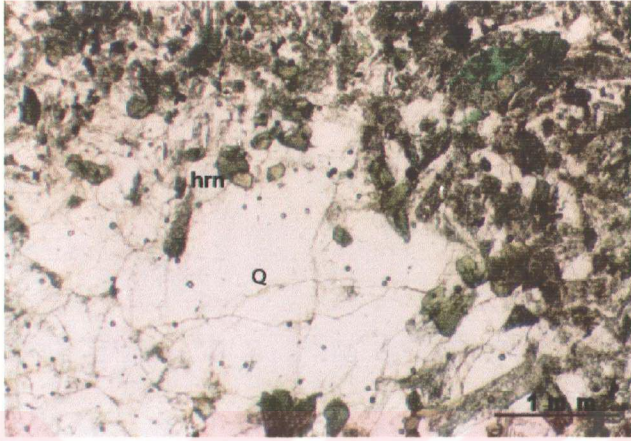
Kuvars mineralleri özşekilsiz kristaller halinde olup, diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde kristallenmişlerdir. Bazı kesitlerde MME dokanağına yakın kesimlerde plajiyoklaz ve hornblend kapanımları içeren poikilitik kuvars oluşumlarına rastlanmaktadır (Şekil 3.1)

Plajiyoklazlar yarıözşekilli-özşekilli, prizmatik kristaller halinde olup, zonlu doku ve polisentetik ikizlenme gösterir. Bazen çivi başına benzer yamalar (Şekil 3.2), bazen de küçük plajiyoklaz lataları içeren plajiyoklaz kristallerine sıkça rastlanır. Plajiyoklazlar da kuvars mineralleri gibi iğnemsı apatit kapanımlarına sahiptirler. Serizitleşme türü alterasyon yaygındır.

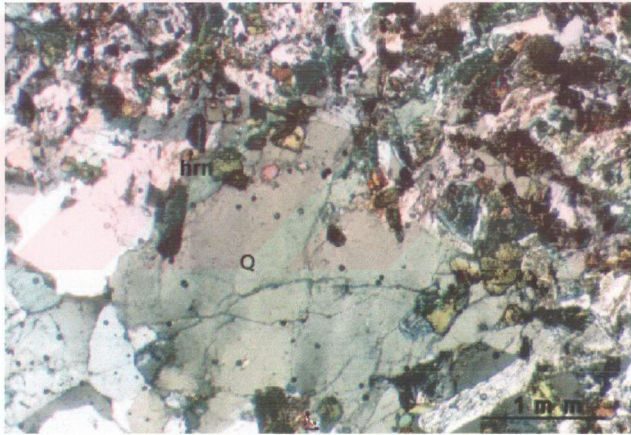
K-feldispatlar kayaç içerisinde çok az miktarlarda bulunur. Yarıözşekilli-prizmatik veya diğer minerallerin arasını dolduran özşekilsiz kristaller halindedirler. Karlsbad türü ikizlenmesi ve killeşme türü alterasyona uğraması ile plajiyoklazlardan ayrılır. Özellikle MME dokanağına yakın kesimlerde ve dokanak boyunca yoğunlaşma gösterir. Plajiyoklaz, hornblend mikrolitleri ve iğnemsı apatit kristalleri içeren poikilitik K-feldispat kristallerine sıkça rastlanır (Şekil 3.3).

Amfibol mineralleri genellikle özşekilli ve altıgen biçimli veya yarıözşekilli prizmatik kristaller halinde bulunur. Açık yeşil-koyu yeşil arasında değişen pleokroyizma, bazal kesitlerinde görülen baklava dilimi şeklindeki çift yönlü dilinimleri karakteristiktir. Amfibollerin hornblend bileşiminde oldukları düşünülmektedir. Amfiboller mikrolit boyutundan fenokristal boyutuna değişen tane boyuna sahiptirler. K-feldispat ve kuvars kristalleri içerisinde poikilitik kapanımlar halinde bulunan mikrolit boyutundaki amfibollerin eş yaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımları (magma mixing) sırasında mafik sistemden geldikleri düşünülmektedir.

Biyotit mineralleri genellikle yarıözşekilli-levhamsı kristaller halinde olup, açık kahve-koyu kahve arasında değişen pleokroyizma renklerine sahiptirler. Kristal kenarları ve dilinimler boyunca kloritleşme yaygın olarak izlenir. MME dokanağına yakın kesimlerdeki biyotit kristallerinde opasitleşme türü alterasyon görülür. Eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışım dokularından olan bıçağımsı biyotit kristallerine sıkça rastlanır (Şekil 3.4). Ayrıca, dilinimler boyunca iğnemsı opak mineral oluşumlarına da sıkça rastlanmaktadır.

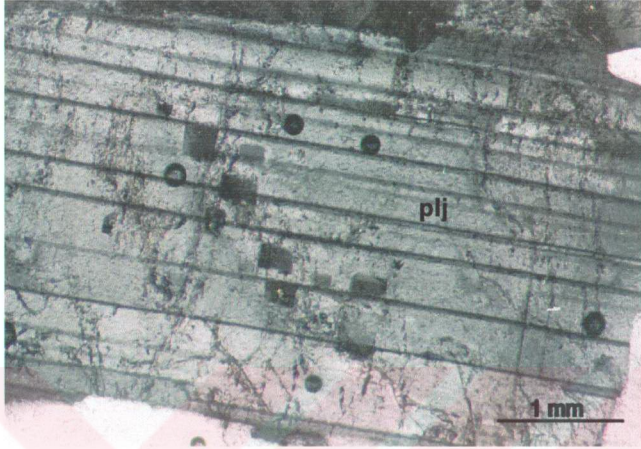


a



b

Şekil 3.1. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki poiklitik kuvars oluşumlarının a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünüşleri. Q: kuvars, plj: plajiyoklaz, hmn: hornblend



Şekil 3.2. Hacı Mustafa granodiyoriti içerisindeki plajiyoklazlarda izlenen çivi başına benzer yamaların çift nikoldeki görünümü.

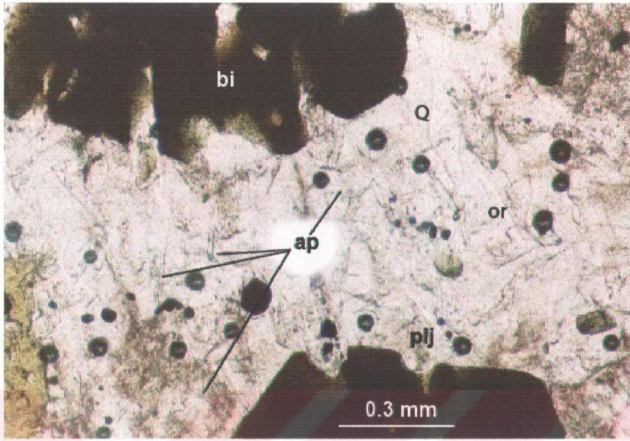
Apatit mineralleri özşekilli iğnemsı kristaller halinde olup, kayacı oluşturan esas mineraller içerisinde kapanımlar halinde bulunur.

Zirkon, kayaç içerisinde çok az miktarlarda olup, özşekilli kristaller halindedir. Canlı girişim rengi ve yüksek optik engebese ile tanınır. Genellikle kayacı oluşturan esas mineraller içerisinde kapanımlar halinde bulunur.

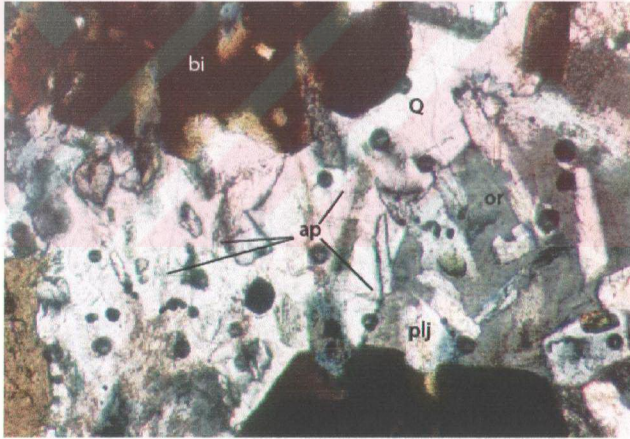
3.2. Şahaplı Graniti

Kayaç esas olarak kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz ve hornblend minerallerinden oluşur. Tali bileşenler olarak apatit, zirkon, sfen ve opak mineraller, ikincil bileşenler olarak da genellikle klorit, serizit ve kil minerallerine rastlanır. Holokristalin taneleşme dokuya sahip olan bu kayalarda ayrıca, pertitik doku ve Hibbard (1991) tarafından tanımlanan bazı özel magma mixing dokularına (antirapakivi dokusu ve iğnemsı apatitler) de rastlanmaktadır.

Kuvarslar özşekilsiz kristaller halinde olup, genellikle diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde kristallenmişlerdir. Kayaç içerisinde hacim olarak en fazla olan bileşenlerdir. Bazı kesitlerinde zirkon ve iğnemsı apatit kapanımlarına rastlanır.

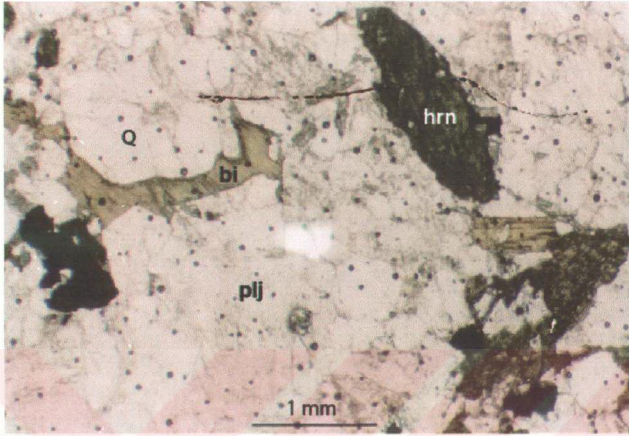


a

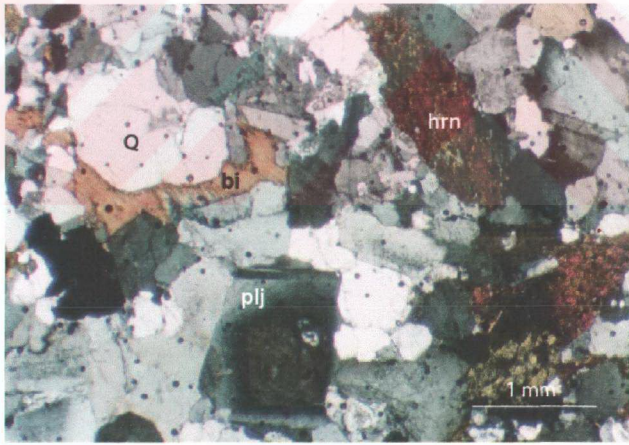


b

Şekil 3.3. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz, hornblend mikrolitleri ve iğnemi apatit kristalleri içeren oroklazın a) tek nikeldeki, b) çift nikeldeki görünümü. Q: kuvars, plj: plajiyoklaz, hmn: hornblend, ap: apatit, or: ortoklaz, bi: biyotit



a



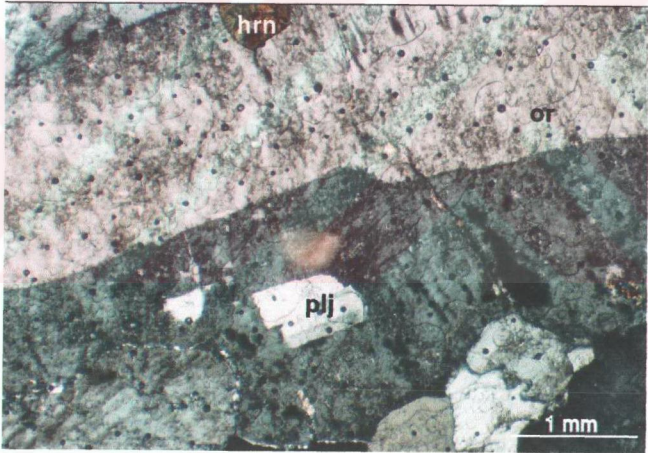
b

Şekil 3.4. Hacı Mustafa Granodiyoriti içerisinde görülen bıçağımsı biyotit oluşumunun a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görüntüsü. Q: kuvars, plj: plajiyoklaz, hrn: hornblend, bi: biyotit

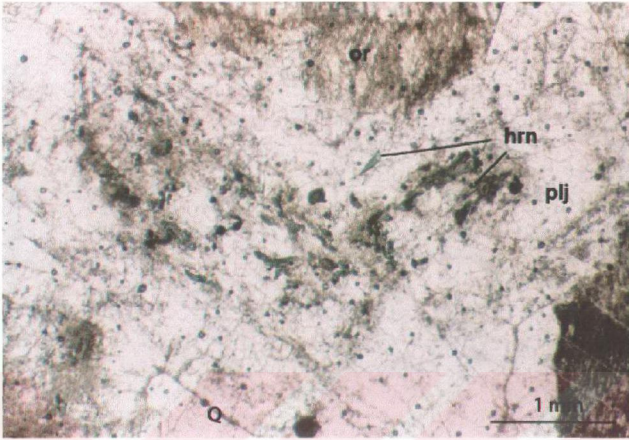
K-feldispatlar (ortoklaz) yarıözşekilliden özşekilsiz değişen kristaller halinde olup, Karlsbad ikizlenmesi ve pertitik doku gösterirler. Bazı kesitlerde ise plajiyoklaz minerallerini mantolamış şekilde (antirapakivi dokusu) gözlenmektedir (Şekil 3.5). K-feldispatlarda yaygın olarak killeşme türü alterasyon görülür.

Plajiyoklazlar genellikle özşekilli ve yarıözşekilli-prizmatik kristaller halinde bulunur. Ortoklaz kristalleri içerisinde mantolanmış küçük kristallerine ve ipliksi albit kristallerine sıkça rastlanır. Plajiyoklaz fenokristalleri içerisinde sıkça hornblend inklüzyonlarına rastlanır. Serizitleşme ve killeşme türü alterasyonlar görülür.

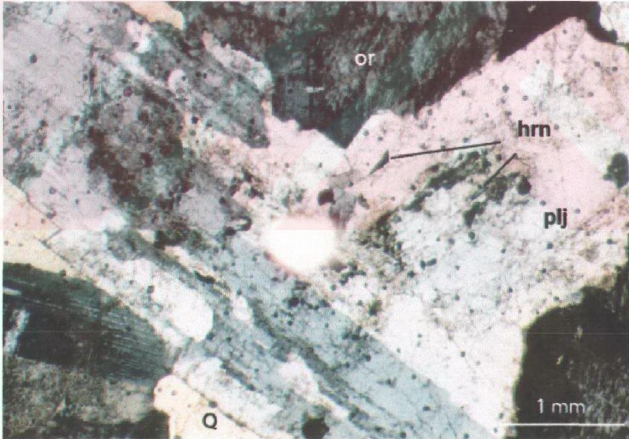
Kayaç içerisinde iki tip amfibol tanımlanmıştır. Bunlardan birincisi fenokristal halde bulunan ve felsik magmanın bileşiminden kaynaklandığı düşünülen amfiboller, diğeri ise, mikrolitler halinde bulunan ve mafik magmadan kaynaklanan hornblendlerdir. Mafik magmanın hızlı soğuması esnasında oluşan bu hornblend mikrolitleri, daha ileri evrelerde kristalleşen plajiyoklaz mineralleri tarafından kapanlanmışlardır (Şekil 3.6).



Şekil 3.5. Şahaplı Graniti'nde gözlenen antirapakivi dokusunun çift nikolde görünümü. or: ortoklaz, plj: plajiyoklaz, hrn: hornblend



a



b

Şekil 3.6. Şahaplı Graniti içerisinde gözlenen poiklitik plajiyoklaz dokusunun a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. Q: kuvars, or: ortoklaz, plj: plajiyoklaz, hrn: hornblend

3.3. Karahıdırbaba gabro/diyoriti

Hacı Mustafa granodiyoritini kesen ve yer yer onlar içerisinde kapanımlanan bu kayalarda bileşimsel ve dokusal olarak birbirinden farklı dört zon ayırt edilmiştir.

Birinci zon; Kayaç, bu zonda hızlı soğumadan dolayı ince taneli holokristalen bir dokuya sahiptir. Plajiyoklaz, hornblend, piroksen ve opak mineraller kayacın mineralojik bileşimini oluşturur.

Plajiyoklazlar mikrolitten fenokristale değişen tane boyuna sahiptirler. Polisentetik ikizlenme gösterirler. Değişik kesitlerinde ölçülen sönme açılarına göre plajiyoklazların labrador bileşiminde olduğu saptanmıştır.

Hornblendler genellikle özşekilsiz, daha az olarak da özşekilli mikrolitler halinde bulunurlar. Hornblendlerin bir kısmı uralitleşme sonucu piroksenlerden itibaren meydana gelmiştir. Uralitleşme sonucu oluşan hornblendler içerisinde yama şeklinde kalıntı piroksenlere rastlanır.

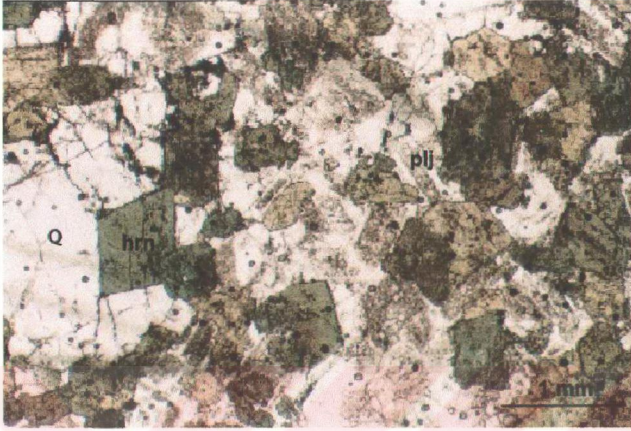
İkinci zon; bu zon birinci zona göre daha iri taneli olup, mineralojik bileşimi de farklıdır. Birinci zonda piroksenler nadir olarak görülürken, ikinci zonda baskın olan mafik mineral piroksendir. Bu zonda hornblendler yok denecek kadar azdır. Plajiyoklazlarda karbonatlaşma, piroksenlerde ise kloritleşme türü alterasyonlar gözlenir. Kayaç içerisinde bol miktarda opak mineral ve ikincil kalsit oluşumlarına rastlanır.

Üçüncü zon; bu zonda, iri taneli holokristalen doku görülür. Bu zonda görülen en önemli özelliklerden birisi, süngerimsi-hücremsi biçimli erime/çözünme dokulu plajiyoklazların varlığıdır. Felsik magmada kristallenen bazı plajiyoklazlar fenokristalleri, mafik magma içerisine taşınmış ve mafik magma ile reaksiyona girerek erime/çözünme dokusu gelişmiştir. Bu erime/çözünme dokusu gösteren plajiyoklaz ksenokristalleri bazen kalsik bir zonla kuşatılmıştır.

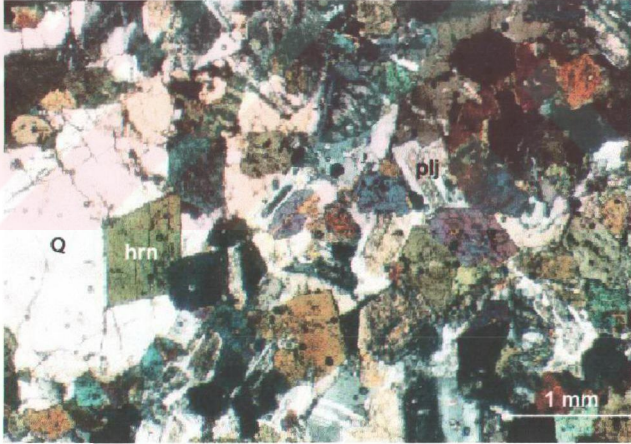
Üçüncü zonun birinci ve ikinci zonlardan mineralojik olarak farkı, bu zonda bol miktarda kuvars minerallerinin bulunmasıdır. Kuvars minerallerinin, felsik kütleden mekanik yolla taşındığı düşünülen silisik malzemenin mafik magma ile karışması, bileşimini değiştirmesi ve oluşan bu hibrid magmanın kristalizasyonu sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Kuvars kristalleri içerisinde mafik sistemin erken evre kristalizasyonunu temsil eden plajiyoklaz, hornblend, zirkon ve iğnemi apatit kapanımlarına sahip olması, kuvars minerallerinin mafik ve felsik magmaların karışımından sonraki bir evrede kristallenmiş olduğunu işaret etmektedir (Şekil 3.7)

Üçüncü zonda iki farklı tip hornblend tanımlanmıştır. Birinci tip hornblendler, yarözşekilli-prizmatik kristaller halinde olup, piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşmuşlardır. İkinci tip hornblendler ise, felsik-mafik magma karışımından sonra oluşan hibrid magmadan itibaren kristallenmişlerdir ve genellikle özşekilli kristaller halinde görülürler.

Dördüncü zon; Bu zonun üçüncü zondan farkı, kuvars minerallerinin daha bol oluşu ve kuvars minerallerinin gözlü doku oluşturacak şekilde mafik mineraller tarafından kuşatılmasıdır (Şekil 3.8). Gözler, tek bir kuvars kristalden değil, birkaç kristalinin bir araya gelmesi ile oluşmuştur. Gözleri

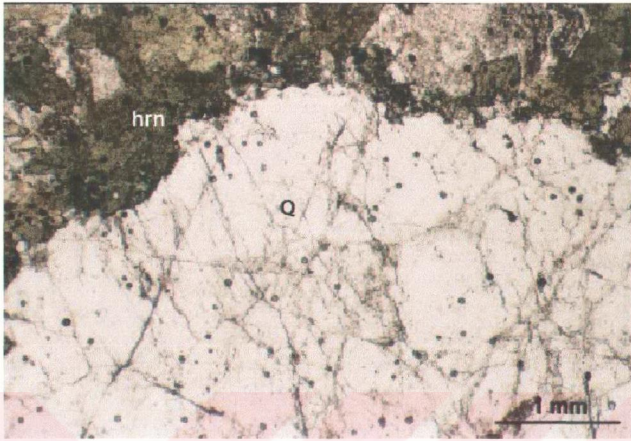


a

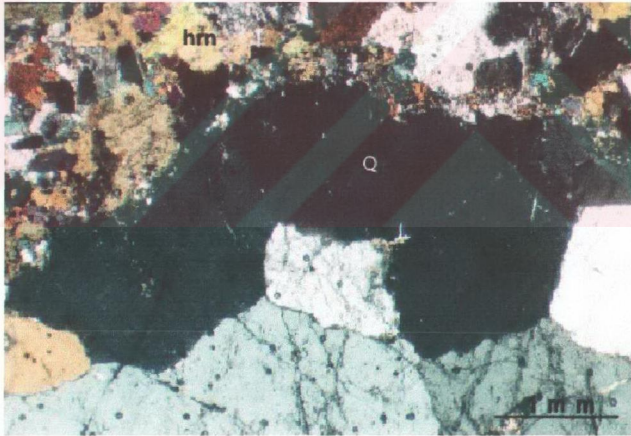


b

Şekil 3.7. Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti'nde gözlenen özşekli hornblend içeren poiklitik dokulu kuvarsın a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. Q: kuvars, plj: plajiyoklaz, hrn: hornblend



a



b

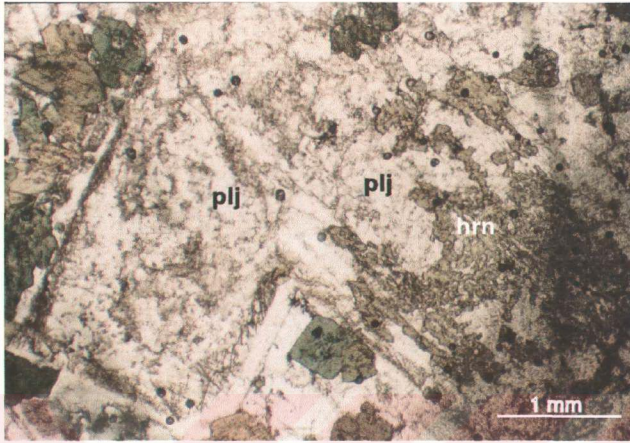
Şekil 3.8. Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti'nde gözlenen kuvars gözlü dokusunun a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. Q: kuvars, hrn: hornblend

oluşturan kuvars kristallerinin kenar zonları mafik magma tarafından kemirilmiş, iç kısımlarında ise erime/çözünme dokusu gelişmiştir. Gözleri oluşturan kuvars fenokristallerinin felsik kayaçtan mafik magma içerisine taşınan ksenokristaller olduğu düşünülmektedir. Kayaç içerisinde bulunan gözler dışındaki kuvars mineralleri, mafik magma ile felsik magmanın karışımı sonucu oluşan eriyikten itibaren ve genellikle diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde kristallenmişlerdir. Kuvars gibi ksenokristal halde bulunan plajiyoklazlarda genellikle süngerimsi-hücremsi erime/çözünme dokuları gelişmiştir. Bu tür ksenokristallerde erime/çözünme sonucu oluşan iskeletimsi yapı boyunca Ca'ca zengin plajiyoklaz ve/veya hornblend'in eşzamanlı kristalizasyonu gözlenmektedir (Şekil 3.9). Ayrıca, bu ksenokristaller anortit bakımından zengin olduğu düşünülen bir kuşakla çevrilmişlerdir.

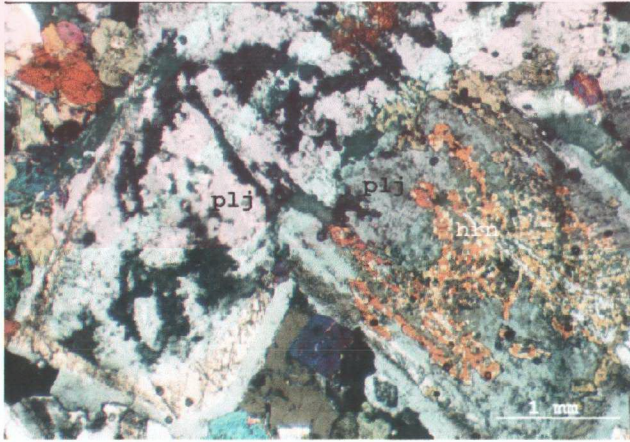
3.4. Mafik magmatik anklavlar (MME):

Baskil granitoyidi'ne ait granit ve granodiyorit-tonalit bileşimli plütonik kayaçlar içerisinde yaygın olarak bulunan mafik magmatik anklavlar (MME), mafik ve felsik magmalar arasındaki tam olmayan karışım (mingling) ürünü olarak ortaya çıkarlar (Elberz ve Nicholls, 1988; Vernon ve diğ., 1988; Dorais ve diğ., 1990; Castro ve diğ., 1991; Didier ve Barbarin, 1991). Bileşimleri taşıyıcı granitoidlere benzemekle beraber mineral oranları farklılıklar sunar. Bazı kesitlerde hornblend, bazılarında ise biyotit hakim mafik mineraldir. Plajiyoklazlar MME'ların en hacimli bileşenleri olup, diğer bileşenler azalan miktarlarına göre kuvars ve K-feldispatit. Apatit, zirkon ve opak mineraller tali bileşenler olarak bulunur. Mikrogranüler ve porfirik mikrogranüler dokuların görüldüğü MME'larda ayrıca, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışımlarını (magma mixing) işaret eden bazı özel dokular da gözlenmektedir. MME'lar bileşimsel olarak birbirinden farklı olmakla birlikte genellikle benzer mikroskopik özellikler sunarlar. Bu nedenle değişik bileşimli MME'ların mikroskopik özellikleri birlikte değerlendirilmiştir.

MME'lar içerisinde dokusal ve bileşimsel olarak farklılık sunan plajiyoklas kristallerine rastlanır. Plajiyoklazlar mikrolitten fenokristale değişen boyutlarda olup, fenokristallerindeki dengesizlik dokuları magma karışımı gibi açık sistem süreçlerinin belirlenmesinde son derece önemlidir (Hibbard, 1991; Stimac ve Pearce, 1992; Seamon, 2000). Baskil Granitoyidi'ndeki MME'larda belli başlı iki plajiyoklas fenokristali/ksenokristali tanımlanmıştır: 1) Süngerimsi-hücremsi biçimli erime/çözünme dokusu sunan plajiyoklaslar, 2) Mikrolit halinde plajiyoklas ve mafik mineral inklüzyonları içeren ve genellikle anortitçe zengin (?) bir kuşak ile çevrelenmiş plajiyoklaslar. Asidik ve bazik magmalar arasındaki kompleks kristal transferi, plajiyoklaz dokuları ve bileşimleri ile belirlenir (Barbarin, 1990). MME'lar içerisindeki plajiyoklaz fenokristalleri granitik taşıyıcı kayaçlardakine benzer şekil ve bileşime sahiptir. MME'lardaki bu fenokristaller genellikle bileşimsel olarak farklı olduğu düşünülen ince bir plajiyoklaz kabukla çevrelenmiştir. Mikroskopik yöntemle bileşimi tespit edilemeyen bu ince kabuk zonu (EPMA ile test edilmeli) ile MME'lardaki hamuru



a



b

Şekil 3.9. Karahudırbaba Gabro/Diyoriti'nde gözlenen süngerimsi-hücremsi biçimli erime/çözünme dokulu plajiyoklazın a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. plj: plajiyoklaz, hrn: hornblend

oluşturan plajiyoklaz mikrolitlerinin bileşimi muhtemelen aynıdır. Eğer bu düşünce doğru ise, MME'lar içerisinde rastlanan bu fenokristallerin taşıyıcı silisik magmadan anklav magması içerisine transfer edildiği ve daha sonra anklav eriyiği ile dengede anortitce zengin plajiyoklaz ile birlikte büyüdüğü söylenebilir (Holden ve diğ., 1991; Elburg, 1996).

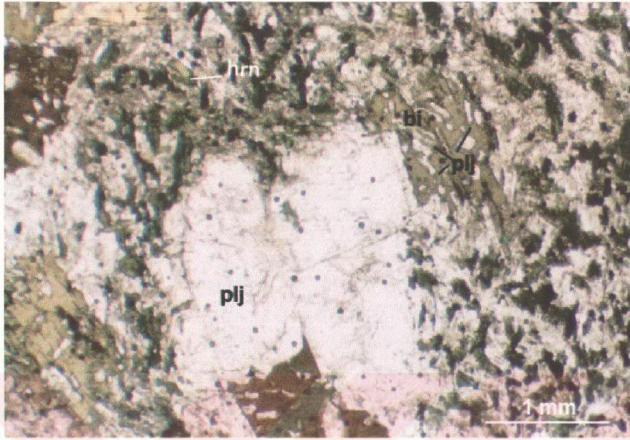
Süngerimsi-hücremsi biçimli crime/çözünme dokulu plajiyoklaz fenokristalleri magma mixing dokusunun klasik bir örneğidir (Bussy, 1990; Barbarin, 1990). Bu tip oluşumlar, Ca difüzyonu ile kısmen çözünen Na'ca zengin plajiyoklaz ve iskeletimsi, kısmen çözünmüş çekirdek içerisinde Ca'ca zengin plajiyoklazların eşzamanlı kristalizasyonu sonucu oluşur (Bussy, 1990).

Biyotitler genellikle fenokristal halde bulunurlar ve taşıyıcı felsik kayaç dokanağına yakın kesimlerde yoğunlaşırlar. Prizmatik-levhamsı kristaller halinde olup, genellikle opasitleşme daha az olarak da kloritleşme türü alterasyona uğramışlardır. Tek yönde gelişmiş mükemmel dilinimleri ve açık kahve ile koyu kahve arasında değişen pleokroyizması karakteristiktir. Biyotit fenokristallerinde ofitik ve/veya subofitik dokular görülür (Şekil 3.10). Bu dokular, mafik magmanın hızlı soğumasına bağlı olarak erken evrede kristallenmiş latalar halindeki plajiyoklaz kristallerinin geç evrede kristalenen biyotit fenokristalleri içerisinde kapanımlanması sonucu meydana gelmiştir. Bu durum, felsik magmadan mafik magmaya doğru K metasomatizmasının gerçekleştiğini ve bunun sonucu olarak da biyotitin büyütülerek plajiyoklazları mantoladığını işaret eder. Biyotit fenokristalleri içerisinde plajiyoklaz latalarından başka, bol miktarda iğnemi apatit kristallerine ve dilinimler boyunca gelişmiş iğnemi opak minerallere de rastlanmaktadır.

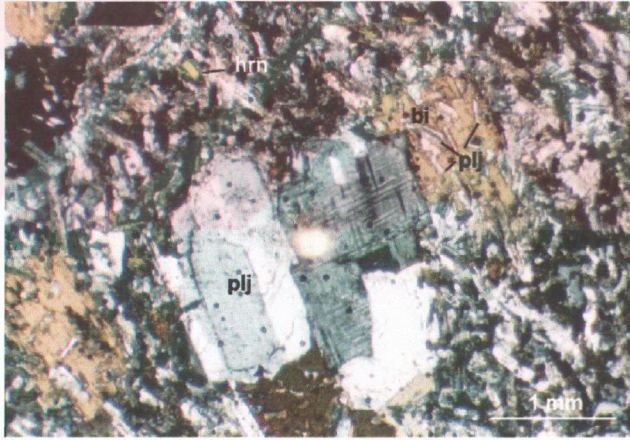
Amfiboller özşekilli-yarıözşekilli kristaller halinde olup, genellikle mikrolit daha az olarak da mikrofenokristal boyutunda görülürler. Plajiyoklaz, K-feldispat ve kuvars mineralleri içerisinde kapanımlanmış amfibol mikrolitlerine sıkça rastlanır. Prizmatik kristallerinde tek yönde, altıgen şekilli bazal kesitlerinde baklava dilimi şeklinde çift yönde gelişmiş dilinimleri ve soluk yeşil-koyu yeşil arasında değişen pleokroyizması karakteristiktir. Amfibollerin hornblend bileşiminde oldukları düşünülmektedir.

Kuvars mineralleri özşekilsiz kristaller halinde olup, granitik taşıyıcı kayaç dokanağına yakın kesimlerde fenokristal, dokanaktan uzak kesimlerde mikrofenokristal halde bulunur. Kuvars fenokristalleri plajiyoklas, hornblend, zirkon, iğnemi apatit ve opak mineral kapanımlarına sahiptir. Bu doku, Hibbard (1991) tarafından poikilitik kuvars dokusu olarak tanımlanmıştır. Bazı kesitlerde felsik magmadan mafik magmaya transfer olmuş ve kenarları mafik magma tarafından kemrilmiş kuvars ksenokristallerine de rastlanmaktadır (Şekil 3.11).

K-feldispatlar MME'lar içerisinde kuvarsa benzer poikilitik oluşumlara sahiptirler. Kuvars mineralleri içerisindeki inklüzyonlar K-feldispatlar içerisinde de görülmektedir. Özşekilsiz fenokristaller halinde bulunan K-feldispatlar, taşıyıcı granitik kayacın dokanağına yakın kesimlerde kristallenmişlerdir.

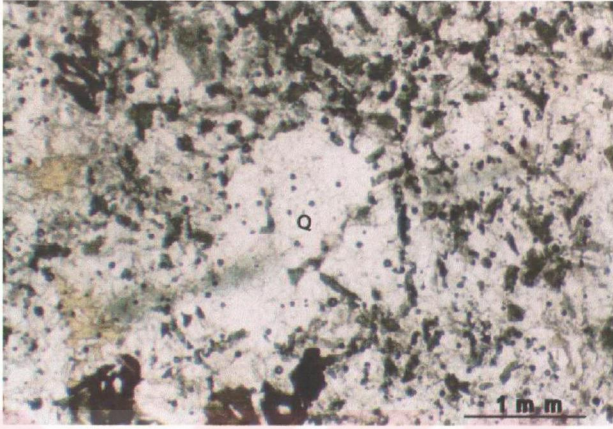


a

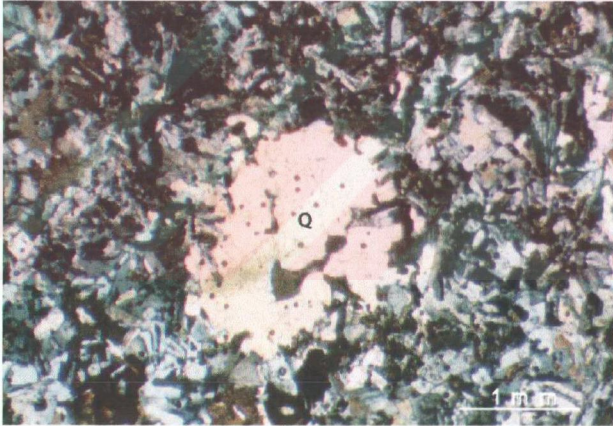


b

Şekil 3.10. Mafik mikrogranüler anklavlar içerisinde gözlenen plajiyoklaz ksenoliti ve ofitik dokulu biyotitin a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. plj: plajiyoklaz, hrn: hornblend, bi: biyotit



a



b

Şekil 3.11. Mafik mikrogranüler anklavlar içerisinde gözlenen kuvars ksenolitinin a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. Q: kuvars

Apatitler özşekilli, prizmatik-iğnemsı kristaller halinde olup, genellikle kuvars, plajiyoklaz, K-feldispat ve biyotit fenokristallerinin inklüzyonları olarak bulunurlar.

Zirkon, MME'larda çok az miktarda bulunur. Özşekilli, prizmatik kristaller halinde olup, canlı polarizasyon rengi ve yüksek çift kırması karakteristiktir.

MME'lar bol miktarda opak mineral içeriğine sahiptir. Üstten aydınlatmalı cevher mikroskopunda tayinleri yapılmamakla birlikte, kristal şekilleri dikkate alınarak eşboyutlu kristaller halinde bulunan opak mineraller ve biyotitlerin dilinimleri boyunca gelişen iğnemsı kristaller halinde bulunan opak mineraller olmak üzere iki tip opak mineral tanımlanmıştır.

3.5. Damar kayaçları:

3.5.1. Mafik damar kayaçları

Çalışma alanındaki iki tür mafik damar kayacı tanımlanmıştır. Bunlardan birincisi, esas olarak plajiyoklaz ve hornblend içerirken, ikinci türü ana mafik mineral olarak klinopiroksen (ojit ?) içermektedir. Her iki tür damar kayacı da benzer dokusal özelliklere sahip olup, intersertal ve porfirik dokular hakim durumdadır (Şekil 3.12). Kayaç içerisinde bol miktarda epidot, klorit ve kalsit gibi ikincil bileşenlere rastlanır. Milliüşiği köyü ile Hacı Mustafa köyleri arasında bazı mafik damar kayaçları içerisinde bol miktarda kuvars mineraline rastlanmaktadır. Bu kuvars minerallerinin iğnemsı apatit kristalleri içermesinden dolayı, mafik daykı oluşturan magmanın sokulumu sırasında felsik magmanın henüz tam olarak katılaşmamış olduğu ve mafik magma ile etkileşimde bulunduğu anlaşılmaktadır.

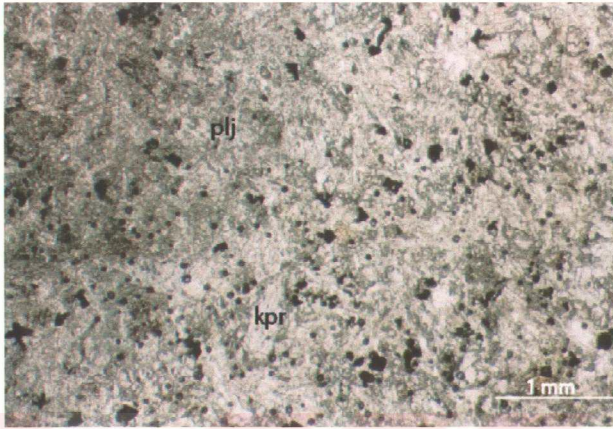
3.5.2. Felsik damar kayaçları

Çalışma alanındaki felsik damar kayaçları aplit olarak tanımlanmıştır. Esas olarak kuvars, ortoklaz ve plajiyoklaz minerallerinden oluşan bu kayaçlar ince taneli holokristalen dokuya sahiptirler. Mafik mineral içeriği bakımından çok fakir olan bu kayaçlarda görülen tek mafik bileşen biyotittir.

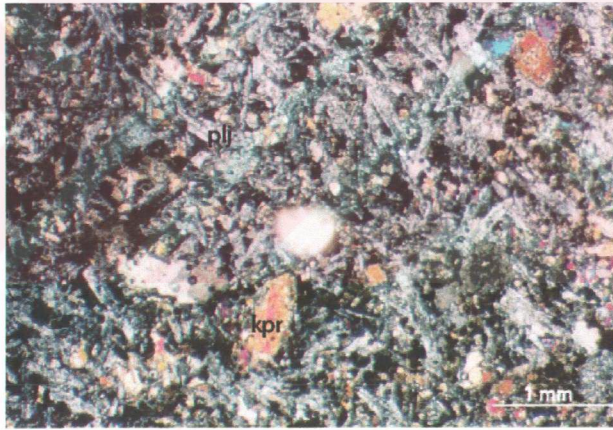
Kuvarslar özşekilsiz kriataller halinde olup, genellikle diğer kristallerin arasını dolduracak şekilde, bazen de, ortoklaz mineralleriyle grafik doku oluşturaçak şekilde eşzamanlı iç içe büyümeler gösterirler (Şekil 3.13).

Ortoklazlar özşekilsiz veya yarıözşekilli-prizmatik kristaller halinde olup, kayaç içerisinde hacim olarak en fazla olan bileşenlerdir. Karsbad türü ikizlenmesi ve killeşme türü alterasyon karakteristiktir.

Plajiyoklazlar diğer felsik bileşenlere (kuvars ve ortoklaz) göre daha az olarak bulunur. Genellikle özşekilli veya yarıözşekilli-prizmatik kristaller halindedir. Polisentetik ikizlenmesi ve serizitleşme türü alterasyonu karakteristiktir.

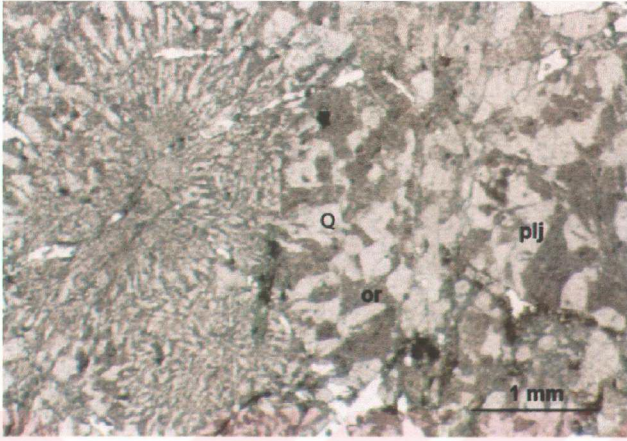


a

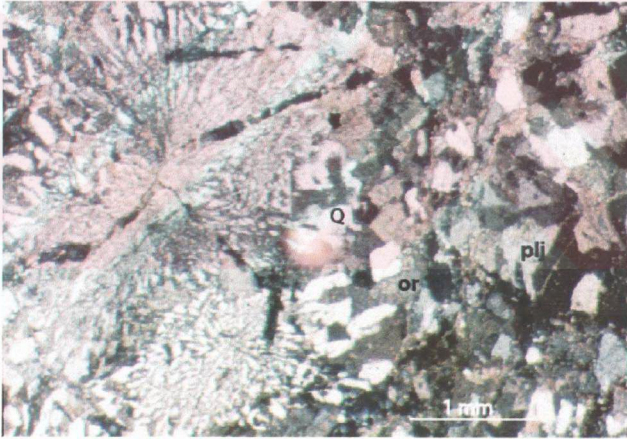


b

Şekil 3.12. Çalışma alanındaki mafik daykın a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. plj: plajiyoklaz, kpr: klinopiroksen



a



b

Şekil 3.13. Aplitlerde gözlenen mikrografik dokunun a) tek nikoldeki, b) çift nikoldeki görünümü. Q: kuvars, or: ortoklaz, plj: plajiyoklaz

Biyotit, aplitlerde gözlenen tek mafik bileşendir. Genellikle yarıözşekilli-levhamsı kristaller halinde olup, açık kahverengi ile koyu kahverengi arasında değişen pleokroyizması ve tek yönde gelişmiş mükemmel dilinimleri karakteristiktir. Dilinimler ve kristal kenarları boyunca gelişen kloritleşme türü alterasyon yaygındır.

4. JEOKİMYA

İnceleme alanında yüzeyleyen mafik dayk ve anklavlar ve onların taşıyıcı kayaçları konumundaki granitik kayaçların jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla granitlerden 3 adet (BS-1, BS-11, BS-15), granodiyorit/tonalitlerden 5 adet (BH-1g, BH-2g, H-1g, TD-2, W-2), gabro/diyoritlerden 2 adet (BC-1 ve BC-2), mafik dayklardan 3 adet (BH-1d, X-1 ve X-2) ve anklavlardan 5 adet (BH-1a, BH-2a, H-1a, TD-1 ve TD-X) olmak üzere toplam 18 adet örneğin ana element (ICP-ES metodu ile), eser ve nadir toprak element analizleri (ICP-MS metodu ile) ACME Analiz Laboratuvarlarında (Kanada) yaptırılmıştır. Kayaçların ana element içerikleri Çizelge 1’de, iz element içerikleri Çizelge 2’de ve nadir toprak element içerikleri Çizelge 3’de verilmiştir.

4.1. Ana Element Jeokimyası

Baskil Granitoyidi’ne ait plütonik kayaçlar ve ilişkili mafik dayk ve anklavların Debon ve Le Fort (1983)’un Q-P adlandırma diyagramında değerlendirilmesi sonucu, Hacı Mustafa Granodiyorit/Tonalit örneklerinin tonalit, Şahaplı Graniti’ne ait örneklerin granit, Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti’ne ait örneklerin gabro/diyorit, mafik dayk ve anklavların ise kuvars diyorit ve monzodiyorit alanlarına düştükleri görülmüştür (Şekil 4.1). Kayaçların ana element içeriklerine dayanılarak yapılan bu sınıflamanın mikroskopik incelemelerde elde edilen sonuçlarla uyumlu olduğu görülmüştür.

Baskil Granitoyidi’ne ait granitik kayaçların bir kısmı metalüminalı ($0,88 < A/CNK < 0,93$), bir kısmı da hafifçe peralüminalıdır ($A/CNK=1,02$) (Şekil 4.2). SiO_2 içerikleri % 64,73-73,42 arasında değişir. K_2O içeriği değişken olup, granitik örneklerde oldukça yüksek (% 4,17-4,79), granodiyoritlerde ise düşük değerlerdedir (% 0,18-1,81). Hem granitlerin hem de granodiyoritlerin Na_2O içerikleri birbirine yakın değerdedir.

Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti kuvvetli mealüminalı olup (Şekil 4.2)., 1. zondan alınan BC-1 nolu örneğin SiO_2 içeriği 46,51, 2. zondan alınan BC-2 nolu örneğin SiO_2 içeriği ise 44,35 tir. MgO içeriği bakımından çalışma alanındaki en zengin kayaçlardır.

Mafik dayk ve anklavların tamamı metalüminalıdır ($0,76 < A/CNK < 0,88$) (Şekil 4.2). SiO_2 içerikleri % 44,21-63,2 gibi oldukça geniş bir aralıkta değişim gösterir.

İnceleme alanındaki magmatik kayaçların toplam alkali-silis diyagramındaki dağılımları incelendiğinde(Şekil 4.3), bütün örneklerin subalkalen bölgede yer aldıkları görüldür. Söz konusu

Çizelge 1. Çalışma alanındaki magmatik kayaların ana element içerikleri (%).

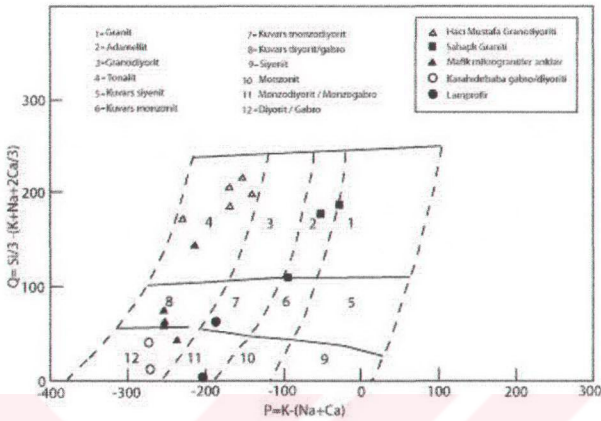
Element Örn. No	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	MnO %	LOI %	TOPLAM %
BC-1	46,51	18,24	13,23	5,74	12,00	2,05	0,41	0,76	0,09	0,24	0,7	99,97
BC-2	44,35	13,89	10,48	9,33	10,88	2,55	1,10	0,68	0,07	0,18	6,3	99,86
BH-1g	71,66	13,60	4,23	0,79	3,89	3,81	1,12	0,23	0,05	0,07	0,4	99,85
BH-1a	63,20	15,27	7,38	2,13	5,37	4,03	0,66	0,61	0,12	0,23	0,9	99,90
BH-1d	52,21	18,73	11,20	2,89	7,06	3,14	2,00	0,69	0,14	0,19	1,7	99,95
BH-2a	52,47	16,48	10,61	5,38	8,10	3,75	0,76	0,60	0,04	0,34	1,4	99,95
BH-2g	68,48	15,16	4,86	0,97	4,04	3,77	1,28	0,31	0,07	0,08	0,7	99,72
H-1a	52,77	15,66	13,83	4,51	7,74	3,75	0,31	0,57	0,05	0,15	0,6	99,94
H-1g	67,51	14,61	5,00	1,61	5,14	4,31	0,18	0,40	0,06	0,04	1,0	99,86
TD-1	56,03	15,93	10,44	2,96	4,91	5,45	0,83	0,58	0,11	0,28	2,4	99,92
TD-2	72,22	13,64	3,87	0,73	3,18	3,77	1,26	0,24	0,04	0,06	0,8	99,81
TD-X	45,91	17,59	12,35	4,83	9,99	2,22	1,13	0,81	0,10	0,18	4,8	99,91
W-2	70,93	14,01	4,23	0,78	3,07	3,79	1,81	0,27	0,05	0,07	0,8	99,81
X-1	50,42	14,55	8,14	6,63	8,41	3,01	1,50	0,55	0,07	0,15	6,4	99,86
X-2	44,21	17,14	12,41	5,61	9,35	2,44	2,50	0,70	0,10	0,29	5,1	99,86
BS-1	64,73	15,53	6,41	0,95	3,48	3,76	4,17	0,26	0,06	0,08	0,4	99,83
BS-11	72,89	13,65	2,32	0,42	1,76	3,52	4,48	0,18	0,05	0,05	0,5	99,82
BS-15	73,42	13,85	1,72	0,21	1,53	3,16	4,79	0,21	0,03	0,05	0,9	99,87

Çizelge 2. Çalışma alanındaki magmatik kayaların iz element içerikleri (ppm)

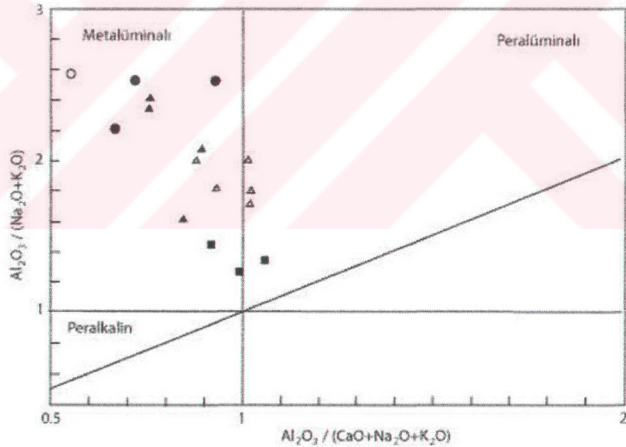
Element	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y
Örn. No														
BC-1	89,2	33,1	0,2	19,1	2,1	4,9	6,7	329,9	0,3	2,3	0,8	281	69,1	23,6
BC-2	1079,5	37,1	3,1	12,6	1,4	3,5	47,8	278,2	0,2	1,4	0,8	258	48,0	19,2
BH-1g	154,1	4,2	0,7	13,0	2,6	2,6	33,3	197,5	0,2	2,7	0,8	31	94,9	13,1
BH-1a	131,0	9,9	0,7	15,7	2,4	3,8	28,9	177,0	0,2	2,3	0,9	96	75,0	36,3
BH-1d	225,5	19,7	1,4	18,7	2,6	5,5	67,2	294,2	0,3	3,4	1,5	160	96,1	25,9
BH-2a	147,5	26,9	1,1	14,8	1,2	2,1	24,3	188,8	0,1	0,5	0,3	257	28,9	31,7
BH-2g	170,6	5,5	1,4	13,9	3,3	3,0	40,6	212,0	0,2	2,9	1,1	40	113,5	14,0
H-1a	75,1	24	0,3	16,3	1,8	4,6	6,6	156,4	0,3	2,0	1,1	229	55,3	44,2
H-1g	56,3	6,6	0,2	14,3	3,4	3,3	2,6	172,8	0,3	4,4	1,4	85	109,9	24,3
TD-1	115,9	13,4	1,2	17,4	2,7	6,8	67,2	95,9	0,6	4,0	1,6	129	79,8	116,2
TD-2	146,3	3,7	1,4	11,5	2,8	2,7	42,9	103,7	0,2	2,6	0,8	28	99,8	21,2
TD-X	254,6	33,4	1,0	17,8	1,6	5,4	30,2	278,8	0,4	2,3	0,9	268	65,3	26,8
W-2	230,8	4,3	1,7	13,6	3,6	3,5	61,9	122,4	0,3	3,1	1,7	32	130,1	22,1
X-1	292,8	28,4	1,5	14,9	2,0	7,1	57,5	250,4	0,6	5,8	2,4	178	80,2	19,1
X-2	568,3	32	3,1	15,6	1,9	5,6	119,1	295,0	0,4	2,6	1,3	268	70,3	22,7
BS-1	361,9	7,4	3,4	16,5	4,3	15,9	174,1	194,2	1,9	18,8	10,4	40	162,0	22,7
BS-11	418,2	3,7	4,3	17,2	4,3	27,4	192,0	162,8	3,7	29,6	8,4	36	138,2	21,3
BS-15	405,6	2,4	3,3	18,5	4,3	29,2	196,5	142,8	2,9	36,4	14,5	39	142,9	17,9

Çizelge 3. Çalışma alanındaki magmatik kayaların nadir toprak element içerikleri (ppm).

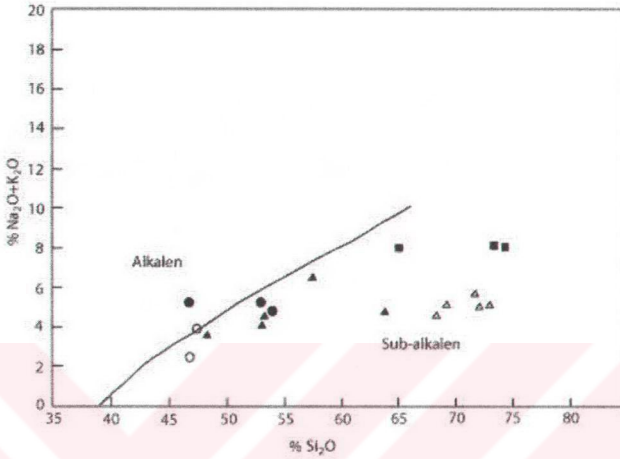
Element	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Ör. No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BC-1	7,8	18,5	2,43	11,0	3,0	0,95	3,34	0,60	3,74	0,67	2,26	0,33	2,19	0,37
BC-2	7,6	14,9	1,75	8,8	2,3	0,79	2,63	0,44	2,91	0,59	1,87	0,27	1,85	0,25
BH-1g	8,7	16,2	1,69	7,1	1,5	0,52	1,68	0,30	1,79	0,37	1,32	0,19	1,47	0,24
BH-1a	8,1	19,4	2,50	12,7	3,7	0,87	4,67	0,84	5,78	1,13	3,70	0,52	3,58	0,55
BH-1d	9,2	20,6	2,55	10,6	3,1	0,81	3,40	0,59	3,83	0,79	2,55	0,40	2,53	0,37
BH-2a	6,5	17,7	2,55	12,3	3,3	1,19	3,89	0,65	4,63	0,95	3,12	0,49	3,30	0,50
BH-2g	7,5	14,4	1,57	7,3	1,5	0,57	1,73	0,29	2,10	0,43	1,38	0,20	1,68	0,24
H-1a	8,8	28,5	3,86	18,9	4,7	0,73	5,31	0,98	6,28	1,38	4,29	0,68	4,67	0,71
H-1g	8,4	18,1	2,18	9,2	2,3	0,77	3,08	0,55	3,51	0,80	2,44	0,36	2,42	0,41
TD-1	7,0	22,2	3,78	21,8	8,7	0,76	12,15	2,39	16,7	3,57	11,52	1,88	12,59	2,03
TD-2	4,1	8,5	1,12	5,9	1,8	0,52	2,42	0,47	3,23	0,62	2,09	0,32	2,13	0,38
TD-X	8,4	18,6	2,30	11,0	2,9	0,89	3,64	0,61	3,97	0,86	2,50	0,40	2,46	0,40
W-2	4,0	8,0	0,97	5,6	1,7	0,63	2,26	0,45	2,97	0,69	2,21	0,35	2,44	0,39
X-1	14,4	28,2	3,17	12,7	2,9	0,72	2,84	0,49	2,80	0,62	1,78	0,27	1,89	0,26
X-2	9,6	20,3	2,53	11,1	2,5	0,69	3,07	0,55	3,40	0,76	2,31	0,37	2,11	0,34
BS-1	22,2	41,5	4,16	15,8	2,8	0,59	2,67	0,47	3,12	0,71	2,16	0,36	2,63	0,38
BS-11	33,0	56,4	5,23	17,6	3,4	0,58	2,38	0,45	2,53	0,57	1,79	0,36	2,01	0,36
BS-15	35,4	57,6	5,82	24,3	3,4	0,52	2,43	0,39	2,24	0,55	1,55	0,30	1,96	0,33



Şekil 4.1. Çalışma alanındaki magmatik kayaların Q-P diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) sınıflandırılması.



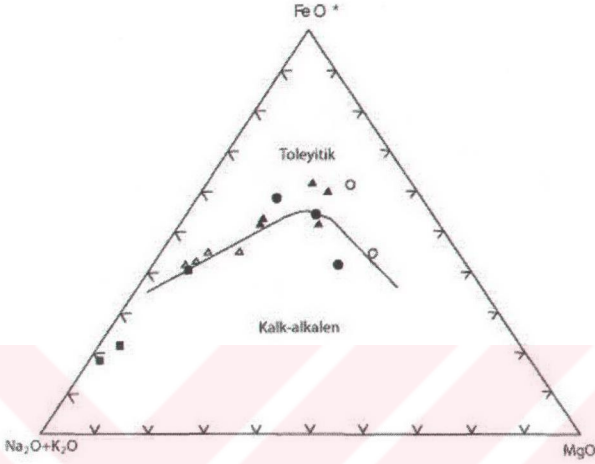
Şekil 4.2. Çalışma alanındaki magmatik kayaların Shand (1927) indeksine göre dağılımları. Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.



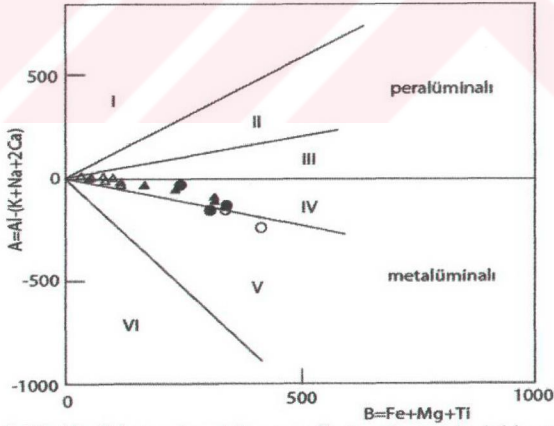
Şekil 4.3. Çalışma alanındaki magmatik kayaların toplam alkali-silis diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) dağılımı. Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.

kayaçların, Irvine ve Baragar (1971) tarafından tanımlanan subalkalen toplulukların toleyitik ve kalkalkalen alt topluluklarını belirlemeye yönelik AFM üçgen diyagramında dağılımları incelendiğinde, granitik örneklerin bileşimlerine uygun olarak toplam alkaliler köşesine yakın toleyitik-kalkalkalen ayrım çizgisi boyunca, damar kayaçları ve düşük magnezyumlu anklavları demirce zenginleşme göstererek toplam FeO köşesine yakın toleyitik alanda, yüksek magnezyumlu anklavların ise MgO köşesine yakın toleyitik alanda konumlandıkları görülür (Şekil 4.4).

Baskil Granitoidine ait plütonik kayaçlar ve mafik bileşimli dayk ve anklavlar Debon ve Le Fort (1983) tarafından tanımlanan ana magma topluluklarını belirlemeye yönelik "index mineraller" diyagramında, gerek felsik plütonik kayaçların, gerekse mafik dayk ve anklavların kafemik (CAFEM) karakterde olduğu görülmektedir (Şekil 4.5).



Şekil 4.4. Çalışma alanındaki magmatik kayaların AFM diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) dağılımı. Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.



Şekil 4.5. Çalışma alanındaki magmatik kayaların A-B indeks mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) dağılımı. I, II ve III. bölgeler peralüminalı, IV, V ve VI. bölgeler metalüminalı'dır.

4.2. İz Element Jeokimyası

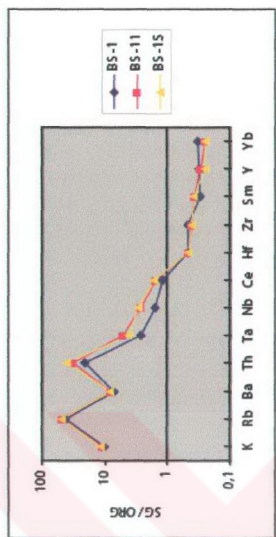
Yaygın olarak bilindiği gibi, eser ve nadir toprak elementlerin petrolojik yorumlanmasında kullanılan örümcek diyagramlar çeşitli kaynak malzemeye göre normalize edilerek (ilgili kayaç örneğinin her bir eser ve nadir toprak element içeriğinin kaynak malzemenin aynı element içeriğine bölünmesi işlemi) elde edilmektedir (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Normalleştirme işleminde kullanılan kaynak malzeme türü, normalleştirilecek kayacın kimyasal-mineralojik bileşimi ve petrolojik çalışmanın amacı gibi bazı ölçütlere göre değişebilmektedir. Örneğin, bazaltik ve andezitik bileşimli kayaçlar normal okyanus ortası sırtı bazaltlarına (N-MORB) (Wilson, 1989; Rollinson, 1993), granitoid türü derinlik kayaçları ise, okyanus ortası sırtı granitine (ORG) göre normalize edilmektedir (Pearce ve diğ., 1984). Bu nedenle, çalışma alanındaki granitoid türü kayaçlar ORG bileşimine, mafik dayk ve anklavlar ise MORB bileşimine normalleştirilerek örümcek diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir.

İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Pearce ve diğ., (1984) tarafından tanımlanan ORG bileşimine göre normalleştirilmiş örümcek diyagramları (Şekil 4.6) verilmiştir.

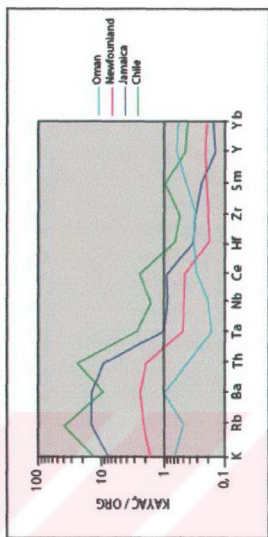
Hacı Mustafa granodiyoriti/tonaliti örnekleri çok belirgin pozitif Rb anomalisi, az belirgin pozitif Th anomalisi ve az belirgin negatif Ba anomalisi sunarlar. Th'dan Ta'a ani bir düşüş ve Ta'dan Yb'a kadar nispeten yatay bir dağılımın gözlenmesi, Hacı Mustafa granodiyoriti'nin karakteristik özelliklerindendir (Şekil 4.6a). Örneklerin ORG bileşimine normalleştirilmesiyle elde edilen bu dağılım desenleri, Pearce ve diğ., (1984) tarafından yitimle ilişkili olarak meydana geldiği belirtilen Jamaika tipi volkanik yay granitoidlerine (Şekil 4.6d) benzerlik sunmaktadır. H-Ig örneğinde gözlenen K ve K'a uyumlu elementler olan Rb ve Ba bakımından tüketilmişlik, bu elementlerin kayaç içerisinde yaygın olarak bulunan anklavlara taşınmış olmasından kaynaklanmış olmalıdır.

Şahaplı graniti belirgin olarak pozitif Rb ve Th, negatif Ba anomalileri ve Th'dan Hf'a kadar azalarak, Hf'dan Yb kadar hemen hemen yatay olan iz element dağılım desenleri sunarlar. K, Rb, Ba, Th, Ta, Nb ve Ce içerikleri bakımından ORG bileşimine (Pearce ve diğ., 1984) göre zenginleşmiş, Hf, Zr, Sm, Y ve Yb içerikleri bakımından fakirleşmiş olmaları (Şekil 4.6b) ile Pearce ve diğ., (1984) tarafından yitimle ilişkili olarak meydana geldiği belirtilen Şili tipi volkanik yay granitoidlerine (Şekil 4.6d) benzerlik sunarlar. Çalışma alanındaki granitoidlere ait kayaçların ORG bileşimine normalleştirilmiş dağılım desenleri birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 4.6c), her iki kayaç grubunun aynı jeotektonik ortamda, aynı magmanın farklılaşması sonucu oluştuğu, yani Şahaplı graniti'nin, Hacı Mustafa granodiyoriti'nin farklılaşmış eşdeğeri olduğu anlaşılmaktadır.

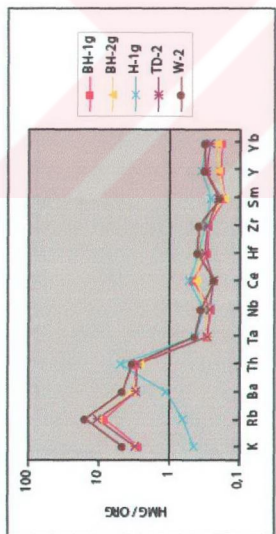
Diğer taraftan, granitik kayaçların iz elementlere dayalı jeotektonik ortam belirlemesine yönelik Rb-Y+Nb (Şekil 4.7a) ve Nb-Y (Şekil 4.7b) diyagramlarında dağılımları incelendiğinde, ORG bileşimine normalleştirilmiş örümcek diyagramlarda elde edilen sonuçlara benzer şekilde volkanik yay granitoidleri alanında konumlandıkları görülmüştür.



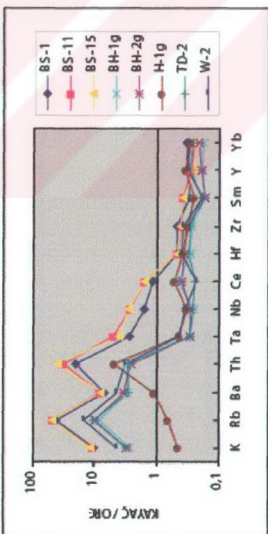
b



d

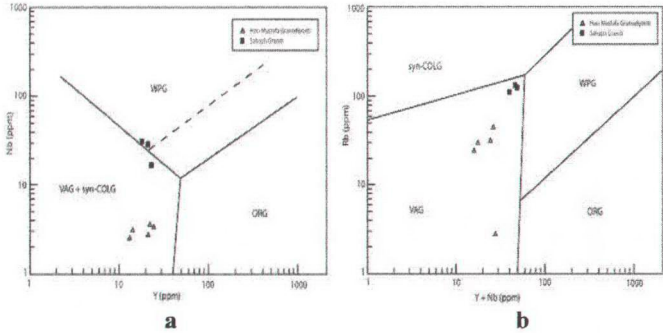


a



c

Şekil 4.6. Çalışma alanındaki granitik kayaların ORG'ne normalleştirilmiş iz element dağılım desenleri. a) Hacı Mustafa Granodiyoriti, b) Şahaplı Graniti, c) Hacı Mustafa Granodiyoriti ve Şahaplı Graniti, d) Volkanik Yay Granitoidleri (Pearce vd., 1984)



Şekil 4.7. Baskil Granitoidi'ne ait granitik kayaların Pearce ve diğ., (1984) tarafından önerilen a)Nb-Y, b)Rb-Y+Nb ayırman diyagramlardaki konumları. ORG; okyanus ortası sırtı granitoidleri, VAG; volkanik yay granitoidleri, syn-COLG; çarpışma ile eş yaşlı granitoidler, WPG; levha içi granitoidler.

Karahıdırbaba gabro/diyoriti ve mafik bileşimli dayk ve anklavların, Pearce (1982) tarafından tanımlanan MORB bileşimine normalleştirilmiş örümcek diyagramları (Şekil 4.8)'de verilmiştir.

Gerek Karahıdırbaba gabro/diyoriti (Şekil 4.8a), gerekse mafik dayk (Şekil 4.8b) ve anklavlar (Şekil 4.8c) MORB bileşimlerine göre Sr'dan Ce'a kadar olan elementler bakımından zenginleşmiş, Ce'dan Sc'a kadar olan elementler bakımından nispeten tüketilmişlerdir. Her üçü de benzer dağılım desenlerine sahip olmakla birlikte, MME'ların dağılım desenleri diğerlerine göre daha gelişigüzdür. Bu durum, MME'ları oluşturan mafik magmanın, içerisine enjekte olduğu felsik magma ile etkileşiminden kaynaklanan bazı elementlerin mobilizasyonu ile ilgili olmalıdır. Mafik dayk ve anklavların belirgin negatif Ba anomalisi göstermeleri, daykları ve anklavları oluşturan mafik magmaların önemli bir plajiyoklaz fraksiyonlaşmasına uğradığını işaret eder (Şekil 4.8b ve c).

Karahıdırbaba gabro/diyoriti'ne ait BC-1 nolu örneğin BC-2 nolu örneğe göre K, Rb ve Ba elementleri bakımından daha düşük değerlerde olması, BC-1 nolu örneğin en dış zonda olması nedeniyle, bu elementlerin ya taşıyıcı felsik kayaca transfer olmasından, ya da söz konusu bu elementlerin uyumsuz davranışlarından dolayı hızlı soğuyan kenar zonlarından uzaklaşarak daha sonraki evrede soğuyan magma içerisinde yoğunlaşmış olmasından kaynaklanabilir.

Çalışma alanındaki her üç mafik magmanın da benzer şekilde negatif Ti anomalisine sahip olması, bu mafik magmaların evriminde plajiyoklazlarla birlikte piroksen fraksiyonlaşmasının da etkili olduğunu işaret eder. Özellikle piroksen içeren mafik dayklarda piroksenlerin fenokristal halde bulunmaları bu görüşü destekler niteliktedir.

Karahıdırbaba gabro/diyoriti, mafik dayklar ve anklavların MORB'a normalleştirilmiş iz element dağılımları, her üçünün de volkanik yay ortamında oluşmuş bazaltlar (Şekil 4.8d) ile benzer özelliklere sahip olduğunu işaret eder.

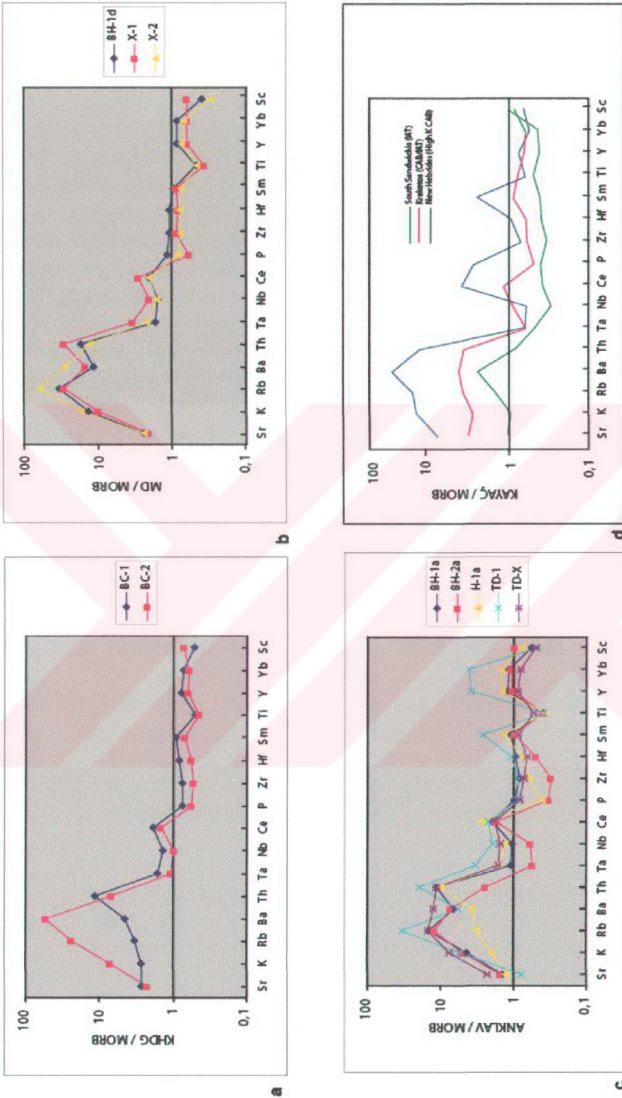
Mafik bileşimli örneklerin değişik araştırmacılar (Pearce ve Cann, 1973; Wood, 1980; Pearce, 1982; Meschede, 1986) tarafından bazaltik kayaların oluştukları jeotektonik ortamları belirlemeye yönelik diyagramlarda (Şekil 4.9, 4.10, 4.11, 4.12) değerlendirilmesi sonucu, MORB'a normalleştirilmiş iz element dağılım desenlerinden elde edilen sonuçlara benzer şekilde bütün örneklerin ada yayı toleyitik ve/veya kalkalkalen bazalt alanlarında konumlandığı görülmüştür.

Nadir Toprak Elementleri (REE)

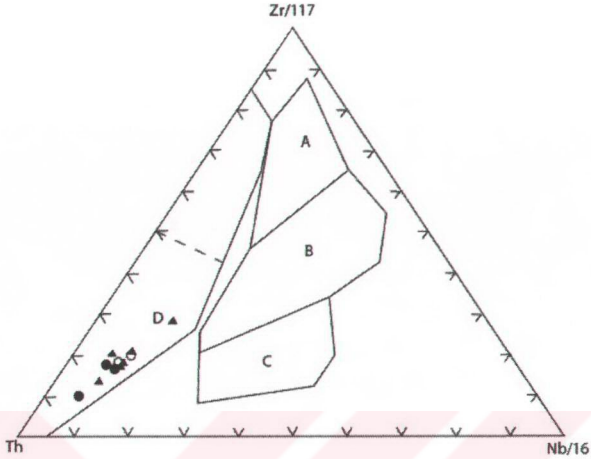
REE olarak bilinen ve magmatik kayalarda birkaç ppm ile birkaç on ppm arasında değişen konsantrasyonlarda bulunan bu eser elementler, magmatik kayalarda ana mineraller yerine aksesuar mineraller olarak bilinen apatit, titanit, zirkon, monazit, allanit ve ksenotim gibi minerallerin bünyesine girerler. Magmatik farklılaşmanın son evrelerinde zenginleşme eğiliminde olan bu elementler, kondrit değerlerine göre normalleştirilerek herhangi bir magmatik kayaç biriminin katılaşması sırasında LREE içeriğinden HREE içeriğine göre gelişen farklılaşma özelliği hakkında bilgi verir. Ayrıca, birden fazla kayaç biriminin yüzeylendiği durumlarda ise, ilgili kayaç birimlerinin eş kökenli veya değişik magma kaynaklarından türeyip türemedikleri hakkında da bilgi verebilmektedir (Boztuğ, 2001).

İnceleme alanındaki değişik bileşimli kayaların Sun ve McDonough (1989) tarafından tanımlanan kondrit değerlerine normalleştirilmiş örümcek diyagramlarındaki dağılımları incelendiğinde, Şahaplı granitinin hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından Hacı Mustafa granodiyorit/tonalitine göre daha zengin olduğu, ağır nadir toprak elementleri (HREE) bakımından benzer, yatay veya yataya yakın trendler sunduğu görülür (Şekil 4.13). Hacı Mustafa granodiyorit/tonalitinde LREE'lerden La elementinin kondrite göre zenginleşme oranı yaklaşık 17-35 kat arasında, HREE'lerden Lu elementinin kondrite göre zenginleşme oranı 10-15 kat arasında değişir (Şekil 4.13a). Şahaplı granitinde bu iki elementin kondrite göre zenginleşme oranı ise sırasıyla 90-150 ve 13-15 kat arasında değişir (Şekil 4.13b). Şahaplı granitinde belirgin negatif Eu anomalisi görülürken, Hacı Mustafa granodiyorit/tonalitinde herhangi bir anomali gözlenmez. Şahaplı granitinde gözlenen gerek LREE bakımından zenginleşme, gerekse negatif Eu anomalisi, Şahaplı granitinin Hacı Mustafa granodiyorit/tonaliti magmasının farklılaşması sonucu oluştuğuna kanıt teşkil eder (Şekil 4.13c).

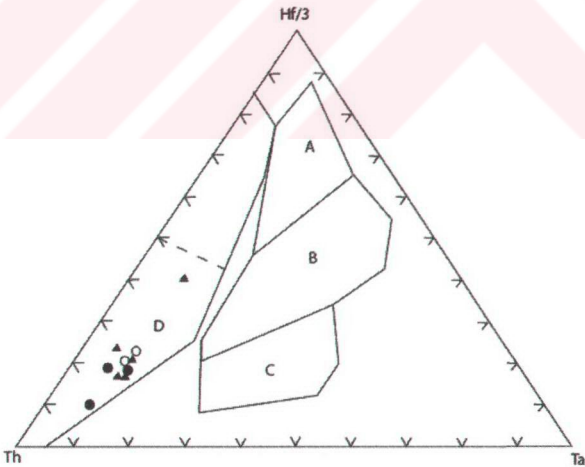
Karahıdırbaba gabro/diyoriti ve mafik dayklar kondrite normalleştirilmiş nadir toprak elementleri bakımından benzer dağılım desenlerine sahip olmakla beraber, mafik daykların hafif nadir toprak elementleri bakımından Karahıdırbaba gabro/diyoritine göre nispeten daha zengin olduğu ve az



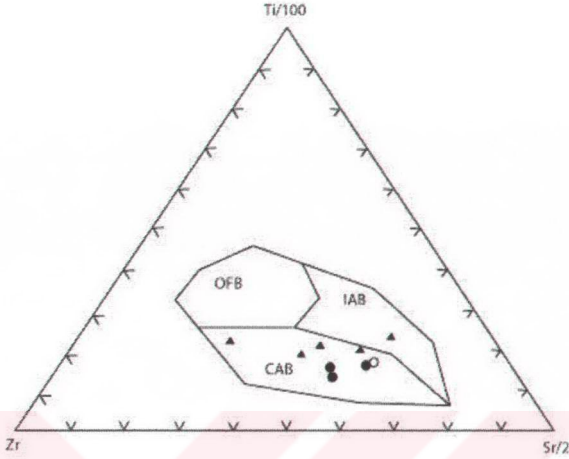
Şekil 4.8. Çalışma alanındaki mafik kayaların MORB'a normalize edilmiş dağılım deseni. a) Karahürbaba Gabro/Diyoriti, b) Mafik dayklar, c) Mafik mikrogrenüler anklavlar d) Ada yayı bazaltlarının MORB'a normalize edilmiş dağılımı (Pearce, 1982)



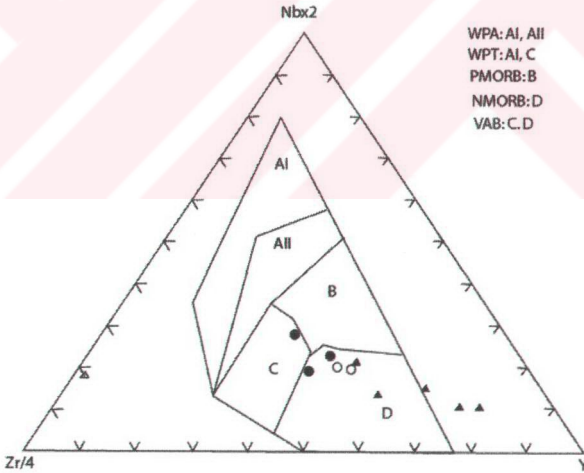
Şekil 4.9. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaların Zr-Th-Nb diyagramında (Wood, 1980) dağılımı. A: N-MORB (normal okyanus ortası sırtı bazaltlar), B: E-MORB (zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltlar), WPT (levha içi toleyitler), C: WPAB (levha içi alkali bazaltlar), D: IAT (ada yayı bazaltları). Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.



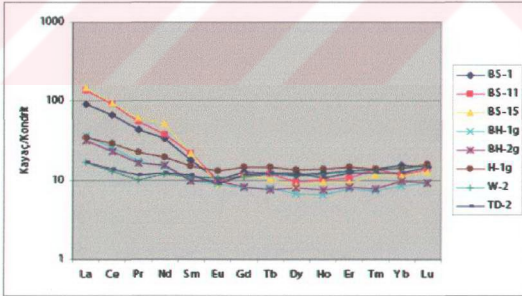
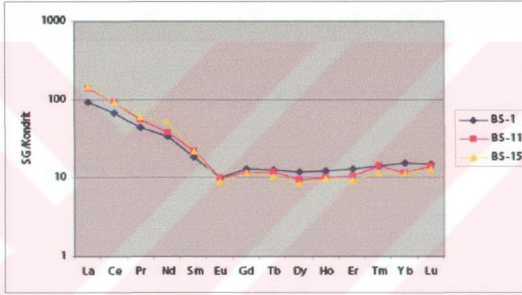
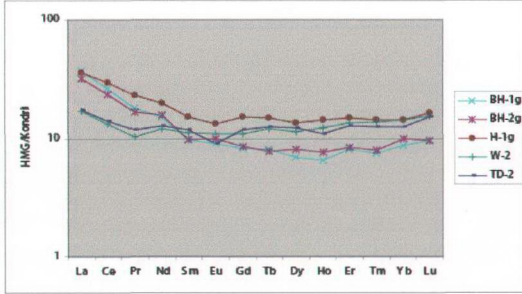
Şekil 4.10. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaların Hf-Th-Ta diyagramında (Wood, 1980) dağılımı. Alanlar Şekil 4.9'daki, Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.



Şekil 4.11. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaçların Ti-Zr-Sr diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) dağılımı. OFB: okyanus tabanı bazaltlar, IAB: ada yayı bazaltlar, CAB: kalkalkali bazaltlar. Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.



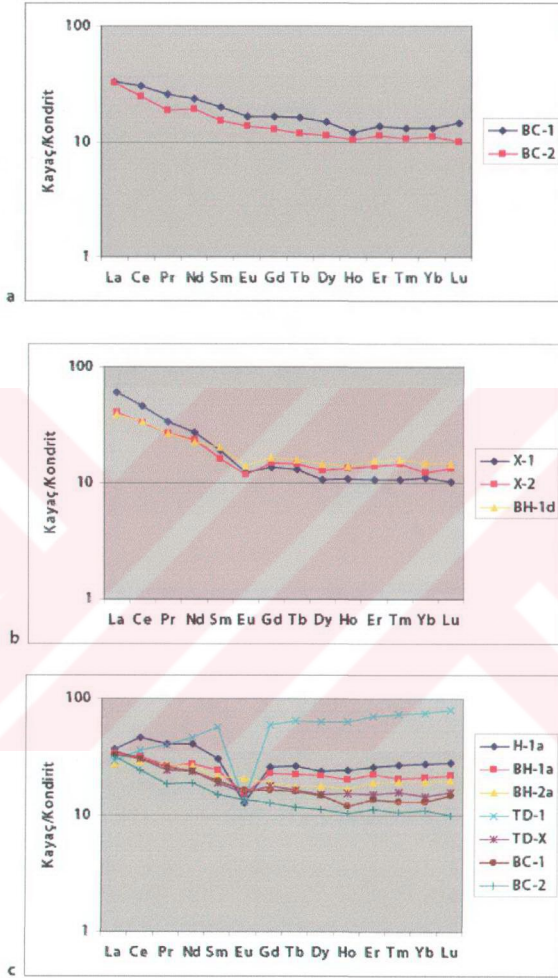
Şekil 4.12. İnceleme alanındaki mafik magmatik kayaçların Nb-Zr-Y diyagramında (Meschede, 1986) dağılımı. WPA: levha içi alkalen, WPT: levha içi toleyit, PMORB: zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltlar, NMORB: normal okyanus ortası sırtı bazaltlar, VAB: volkanik yay bazaltları. Simgeler Şekil 4.1'deki gibidir.



Şekil 4.13. Baskil Granitoyidi'ne ait örneklerin Kondrit (Sun ve McDonough, 1989)'e normalize edilmiş nadir toprak element desenleri. HMG: Hacı Mustafa Granodiyorit/Tonaliti, SG: Şahaplı Graniti

belirgin negatif Eu anomalisi sergilediği görülür. La içeriği bakımından Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti kondrit'e göre yaklaşık 30 kat ( ekil 4.14 a), mafik dayklar ise yaklaşık 40-60 kat ( ekil 4.14b) zenginleşme gösterirler. Söz konusu kayaçların Lu içerikleri incelendiğinde, her iki kayaç grubunun da benzer şekilde kondrite göre 10-15 kat zenginle mi  oldukları görülür. Ağır nadir toprak elementlerinin benzer olmasına karşın, hafif nadir element içeriklerinde görülen farklılıklar, bu iki kayaç grubunun benzer kaynaktan türediğini, ancak mafik daykları oluşturan magmanın daha fazla kabuksal malzemesiyle kirlendiğini işaret eder.

Mafik mikrogranüler anklavlar çalışma alanındaki diğer mafik bileşimli kayaçlara (Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti ve mafik dayklar) benzer nadir toprak element içeriklerine sahip olmakla beraber, daha dağınık dağılım desenleri sunarlar ( ekil 4.14c). MME'lar özellikle ağır nadir toprak elementleri bakımından zenginle mi lerdir. Bu zenginleşme, MME'ların kaynağından ziyade, taşıyıcı granitoidlerle etkileşiminin sonucudur. BH-1a ve BH-2a nolu örneklerin taşıyıcı kayaçları konumunda olan BH-1g ve BH-2g nolu örneklerle karşılaştırıldığında, taşıyıcı granitlerden özellikle ağır nadir toprak elementleri bakımından zenginle mi  oldukları görülür. BH-1d nolu örneğin (dayk benzeri kütleler halinde görülen mafik mikrogranüler anklav ile ilişkili mafik dayk) ilişkili anklav (BH-1a) ile karşılaştırılması sonucu, anklavın kaynak kayacı olan mafik dayka göre ağır nadir toprak elementleri bakımından belirgin bir şekilde zenginle mi  olduğu görülmüştür.



Şekil 4.14. Çalışma alanındaki mafik kayaların Kondrit'e normalize edilmiş nadir toprak element desenleri. a) Karahıdırbaba gabbro/diyoriti, b) mafik dýoklar, c) mafik mikrogranüler anklavlar.

SONUÇLAR

Çalışma alanındaki granit ve granodiyorit/tonalit örneklerinin tamamı Chappel ve White (1974)'ın mineralojik-jeokimyasal ölçütlerine göre I-tipi karakterdedir. MME'lar her iki kayalık grubu içerisinde de yaygın olarak bulunmaktadır. Benzer şekilde, her iki kayalık grubu mafik ve felsik bileşimli daykılarla kesilmiştir. Mafik daykıların Hacı Mustafa Granodiyorit/Tonaliti ile oluşturduğu dokanak ilişkisi (bkz. Bölüm 2.1.5.1) göz önüne alındığında, Şahaplı granitinin ya Hacı Mustafa Granodiyorit/Tonaliti'nden daha önce yerleşmiş olması, veya eş yaşlı olması gerekmektedir. Eğer Şahaplı graniti yay magmatizması sonrası bir dönemde, farklı bir magmadan türemiş olsaydı, yay magmatizması türünü olduğu düşünülen Hacı Mustafa Granodiyorit/Tonaliti ile eş yaşlı olan mafik daykılar tarafından kesilmemiş olacaktı.

Yukarıda belirtilen jeokimyasal özellikler ve saha ilişkileri dikkate alındığında, Baskil Granitoidi'ne ait değişik bileşimli plütonik kayaların (granodiyorit, tonalit ve granit) Üst Kretase'deki yitime bağlı olarak, alt kabuk kayalarının kısmi erimesi ve bu kısmi erime sonucu oluşan magmanın farklılaşmasından kaynaklandığı söylenebilir (Chappell ve Stephens, 1988).

Çalışma alanındaki mafik bileşimli Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti ile mafik dayk ve anklavların üst manto kayalarının kısmi erimeleri sonucu oluşan magmalardan itibaren oluştuğu düşünülmektedir. İçerisine sokulum yaptıkları granitoidlerle olan dokanak ilişkileri ve geometrileri bu mafik magmaların granitoid magmasının yerleşiminin farklı derinliklerinde ve/veya reolojik özelliklerinin farklı olduğu dönemlerde meydana geldiğini işaret etmektedir. Buna göre, MME'ların mafik daykılarla ilişkili olanları hariç hepsinin granitik magmaların visko-plastik olduğu bir evrede, Karahıdırbaba Gabro/Diyoriti ile mafik daykıların ise granitik magmanın nispeten plastik olduğu bir evrede sokulum yaptıkları düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Akgül, B., 1993, Piran Köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri, *F.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi*, 128 s., (yayınlanmamış).
- Akgül, M., 1987, Baskil (Elazığ) Granitoidinin petrografik ve petrolojik incelenmesi, *K.T.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi*, 60 s., (yayınlanmamış).
- Asutay, H.J., 1985, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi, *A.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi*, (yayınlanmamış).
- Asutay, H.J., 1988, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi, *MTA Dergisi*, 107.
- Bingöl, A.F., 1982, Elazığ-Pertek-Kovancılar arasındaki volkanik kayaların petrolojik incelenmesi, *F.Ü. Fen Fak. Derg.*, 1, 9-21.

- Bingöl, A.F., 1984**, Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. *Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 209-217.
- Bingöl, A.F., 1988**, Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova complex in the Elazığ region (Eastern Taurus, Turkey). *The Journal of Fırat Univ.*, 3/2, 1-17.
- Bingöl, A.F. ve Beyarslan, M., 1995**, Elazığ Magmatitleri'nin jeokimyası ve petrolojisi. *KTÜ 30.Yıl Sempozyumu, Bildiri metinleri*, Trabzon.
- Boztuğ, D., 2001**. Suşehri (Sivas)-Gölköy (Ordu) arasında KAFZ'nun kuzey ve güney kesimlerindeki granitoidlerin ve çevre kayaların petrolojik incelenmesi. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu. Proje No: YDABÇAG-9*, 113s.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and De la Rosa, J.D., 1991**, H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature, *Earth-Science Reviews* 31, 237-253.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974**, Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W. and Stephens, W.E., 1988**, Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79, 71-86.
- Debon, F. And Le Fort, P., 1983**, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Didier, J., 1973**, Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites, *Development in Petrology*, 3, 393 p. Elsevier, Amsterdam
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991**, Enclaves and Granite Petrology, *Developments in Petrology*, 13, 625 p. Elsevier, Amsterdam.
- Dorais, M.J., Whitney, J.A. and Roden, M.F., 1990**. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada batholith, California, *Journal of Petrology*, 31, 853-881.
- Eberz, G.W. and Nicholls, I.A., 1990**, Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 47-55.
- Fernandez, A.N., and Barbarin, B., 1991**, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves: in Didier, J., and Barbarin, B., eds., *Enclaves and granite petrology*: 263-275. Elsevier, Amsterdam.
- Hibbard, M.J., 1991**, Textural anatomy of twelve magma-mixed granodiorite systems: in Didier, J., and Barbarin, B., eds., *Enclaves and granite petrology*: 431-444. Elsevier, Amsterdam.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971**, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sciences*, 8, 523-548.

Ketin, İ., 1966, Elazığ-Palu ve Pertek yörelerinin jeolojik etüdüne ait rapor. *MTA Enst. Der. Rap. No: 1708.*

Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: in Thorpe, R.S. ed., *Andesites*, John Wiley and Sons, New York, 525-548.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.

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

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts Implications for mantle composition and processes In: A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Spec. Publ. 42. Geol. Soc., 313-345

Türkmen, İ., İnceöz, M., Aksoy, E. ve Kaya, M., 2001. Elazığ yöresinin Eosen stratigrafisi ve paleocoğrafyası ile ilgili yeni bulgular. *H.Ü. Yerbilimleri*, 24, 81-95.

Vernon, R.H., Etheridge M.A. and Wall, V.J., 1988, Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow, *Lithos* 22, 1-11.

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis. *Unwin Hyman, London, 456p.*

White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granite genesis: *Tectonophysics*, 43, 7-22.

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 Planet. Sci. Lett.*, 50, 11-30.

Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslarda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü. *H.Ü. Yerbilimleri*, 7, 83-104.

Yazgan, E., 1983, A geotraverse between the Arabian platforme and the Munzur nappes. *International symposium on the geology of the Taurus Belt, Field Guide Book, Excursion*. Ankara.

Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region, International symposium on the geology of the Taurus Belt, 199-208.