

45611

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

AYTEN ÖNAL

POLAT-BEĞRE (DOĞANŞEHİR)
ÇEVRESİNDEKİ MAGMATİK KAYAÇLARIN
PETROGRAFIK VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Ayten ÖNAL

DOKTORA TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

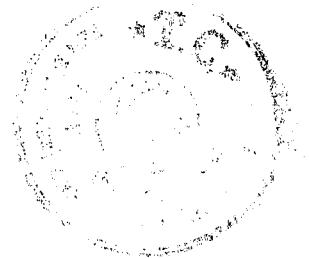
Bu Tez,...../...../.....Tarihinde Aşağıda Belirtilen Jüri Tarafından
Oybirliği / Oyçokluğu ile Başarılı / Başarısız Olarak Değerlendirilmiştir.

(İmza)

(İmza)

(İmza)

Danışman
Prof.Dr. A. Feyzi BİNGÖL



ÖZ

Doktora Tezi

POLAT-BEĞRE (DOĞANŞEHİR)
ÇEVRESİNDEKİ MAGMATİK KAYAÇLARIN
PETROGRAFIK VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

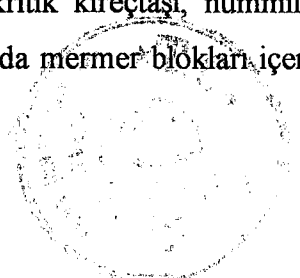
Aytan ÖNAL

Fırat Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

1995, Sayfa: 159

İnceleme alanı, Doğu Toros kuşağında Malatya İli Doğanşehir ilçesinin batısında yer almaktadır. Bu alanda yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Malatya Metamorfitleri, Üst Kretase yaşlı Berit Grubu kayaçları, Üst Kretase (?) yaşlı Polat-Begre Granitoyidi, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı ve Plio-Kuvaterner yaşlı Beylerderesi Formasyonu yüzeylenmektedir.

Magmatik kayaçlar ile hem tektonik hem de intrüzif dokunak oluşturan Malatya metamorfiteeri çeşitli şistler, mermer, rekristalize kireçtaşı ve dolomitlerden, Berit grubu kayaçları metapelit, peridotit, amfibolit ve migmatitden oluşmuştur. Maden karmaşığı spilitik bazik volkanitler, çamurtaşı, mikritik kireçtaşı, nümmilitli kireçtaşı, andezit, diyabaz dayklarından oluşur ve az miktarda mermer blokları içerir. Beylerderesi formasyonu ise çakıltası ile temsil edilmektedir.



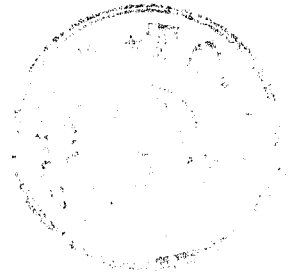
Bu çalışmanın amacını oluşturan; petrografik, petrolojik ve jeokimyasal özellikleri incelenen magmatik kayalar geniş bir alanda yüzeylenmektedir. İlk defa bu çalışma ile Polat-Begre Granitoyidi olarak isimlendirilmiş ve detaylı incelenmiştir.

Polat-Begre granitoyidi diyorit, kuvarsdiyorit, tonalit ve granodiyorit gibi derinlik; mikrodiorit, tonalit-diyoritporfirler gibi yarıderinlik ve aplit, andezit ve lamprofir daykları ile temsil edilmektedir. Derinlik kayaları içerisinde mafik mikrogranüler magmatik anklavlara (MME) sıklıkla rastlanmaktadır. Polat-Begre granitoyidinin Malatya metamorfitleleriyle intrüzif dokunağında skarn mineralleri de izlenmektedir.

Polat-Begre granitoyidinin jeokimyasal analiz sonuçları ana ve iz element ayırım diyagramlarına taşınmış olup, bu diyagramlar magma tipinin orta ve düşük K'lu-kalkalkalen, tektonik ortamının ise dalma ile ilişkili volkanik yay granitoyidi ile uyumlu (Şili örneği benzeri) olduğunu göstermektedir. Örneklerin düşük TiO_2 konsantrasyonları da (genellikle $< \%1$) diğer yayla ilişkili kayalarınkiyle uygundur. Analiz edilen örneklerin çoğunluğu plajiyoklaz+biyotit+hornblend alanında yer almaktadır. Bu durum Polat-Begre granitoyidinin daima biyotit+hornblend içermesiyle de uyumludur.

Çalışma alanında batolidin yüzeylenen kısmı azdır. Ana magmatik evrenin ürünleri plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının baskın olduğu diyorit grubu kayalar ve diyorit grubu kayaları kesen, biyotit fraksiyonlaşmasının baskın olduğu tonalit grubu kayalardır. Diyorit-tonalitporfirler ve andezit daykları yarıderinlik kayaları olup son evrenin ürünleri aplit ve lamprofir dayklarıdır.

ANAHTAR KELİMELEER: Doğu Toros Kuşağı, Malatya, Polat-Begre granitoyidi, diyorit grubu, tonalit grubu, porfirler, dayklar, anklav, kalkalkalen, volkanik yay.



ABSTRACT

(Ph. D. Thesis)

PETROGRAPHICAL AND PETROLOGICAL FEATURES
OF MAGMATIC ROCKS IN THE VICINITY OF
POLAT-BEĞRE VILLAGE (DOĞANŞEHİR)

Ayten ÖNAL

Fırat University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

1995, Page: 159

The study area is located at the west of Malatya-Doğanşehir town in the Eastern Taurus Belt. The lithological units outcropped in the area are as follows in chronological order: Permo-Triassic Malatya metamorphics, Upper Cretaceous Berit group rocks, Upper Cretaceous (?) Igneous rocks, Middle Eocene Maden complex and Plio-Quaternary Beylerderesi formation.

Malatya metamorphics are composed of various schists, marble, recrystallized limestone and dolomites, and their contacts with igneous rocks are tectonic and intrusive nature. Berit group rocks are composed of metabasite, peridotite, amphibolite and migmatite. Maden complex consists of spilitic basic volcanics, mudstones, micritic limestone, nummulites bearing limestone, andesite and diabase dykes, and include some marble blocks. Beylerderesi formation is represented by conglomerate.

Igneous rocks of which petrographic-petrologic and geochemical properties are the subject of this study cover large area. These rocks are called Polat-Begre granitoid for the first time and studied in detail.

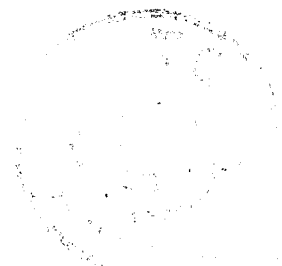
Polat-Begre granitoid is represented by plutonic rocks such as diorite, quartzdiorite, tonalite and granodiorite; subvolcanic rocks such as microdiorite, tonalite-dioriteporphyrites, and dykes such as aplite, andezite and lamprophyre.

Plutonic rocks include also mafic microgranular magmatic enclaves (MME). Skarn type minerals are quite common along the intrusive contacts of Polat-Beğre granitoid with Malatya metamorphics.

Results of geochemical analyses of Polat-Beğre granitoid plotted on major and trace element discrimination diagrams. These diagrams show that magma type is calc-alkaline with medium to low K and tectonic environment is concordant with subduction related volcanic arc granitoid (Chile like). Low TiO_2 concentrations of samples (generally $< 1\%$) are consistent with other arc-derived rocks. Most of the samples analysed fall into the field of plagioclase-biotite-hornblende and this is agree with that conclusion, Polat-Beğre granitoid always contains biotite+hornblende.

Outcrop of batholith is poor in the area studied. The products of main magmatic phase are diorite group rocks which plagioclase is the dominant fractionation phase and tonalite group rocks cut these rocks, in which biotite is the dominant fractionation phase. Diorite, tonaliteporphyrites and andesite dykes are subvolcanic rocks whereas aplite and lamporphyre dykes are the latest.

KEY WORDS: Eastern Taurus Belt, Malatya, Polat-Beğre granitoid, diorite group, tonalite group, porphyrites, dykes, enclaves, calc-alkaline, volcanic arc.



KATKI BELİRTME

“Polat-Begre (Doğuşehir) Çevresindeki Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri” başlıklı bu çalışma Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü’nde 1990-1995 yılları arasında Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

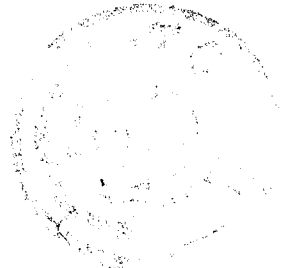
Bu araştırmanın başlangıcından sonuçlandırılmasına kadar her aşamada değerli katkı ve yönlendirici önerilerinden yararlandığım tez danışmanı hocam sayın Prof. Dr. A. Feyzi Bingöl’e içtenlikle teşekkür ederim.

Parlak kesitlerin tanımlanmasında bilgilerini esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Ahmet Sağıroğlu’na ve Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim elemanları ile ince kesit teknisyeni Fuat İstek’e teşekkür ederim.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarımda projelerimi destekleyen İnönü Üniversitesi Araştırma Fonu’na ve Proje Yöneticisi Doç.Dr.Musa Sarıkaya’ya teşekkür ederim. Laboratuvar çalışmalarım süresince her türlü destek ve yardımlarını gördüğüm Sivas-Cumhuriyet Üniversitesi’nden değerli hocalarım Doç. Dr. Durmuş Boztuğ, Doç. Dr. Hüseyin Yalçın ve MİPJAL laboratuvarı çalışanlarına çok teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen MTA Genel Müdürlüğünde görevli Jeoloji Mühendisi Şahin Tüfekçi’ye, DSİ Malatya Şube Müdürlüğünde görevli İnşaat Mühendisi Aliseydi Demir’e, kardeşim Sinan Öztüfekçi’ye ve konuksever Doğuşehir halkına çok teşekkür ederim.

Büro çalışmalarımda yardımını esirgemeyen değerli arkadaşım Maden Yüksek Mühendisi Murat Erdemoğlu’na ve arazi çalışmalarımda sürekli yanımda bulunan, tez çalışmamı her adımda sabırla destekleyen değerli eşim Jeoloji Mühendisi Ali Önal’a sonsuz teşekkürlerimi sunarım



İÇİNDEKİLER

Sayfa no

ÖZ	III
ABSTRACT.....	V
KATKI BELİRTME	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	X
TABLolar VE EKLER DİZİNİ.....	XVI
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Coğrafi Durum	2
1.2. Bölgenin Türkiye Jeolojisindeki Yeri ve Önceki Çalışmalar	3
2. STRATİGRAFİ	13
2.1. Giriş	13
2.2. Malatya Metamorfizmaları (PTMm).....	15
2.3. Berit Grubu Kayaçları (KBg).....	23
2.4. Polat-Begre Granitoidi (KPBg).....	30
2.4.1. Diyorit grubu.....	32
2.4.2. Tonalit grubu.....	35
2.4.3. Damar kayaçları	38
2.4.3.1. Mikrodiyorit, diyoritporfir ve tonalitporfirler.....	38
2.4.3.2. Aplit, Lamprofir ve Andezit daykları.....	39
2.4.4. Anklavlar (Kapantılar).....	43
2.5. Maden Karmaşığı (EMk)	48
2.6. Beylerderesi Formasyonu (PQBf)	56
2.7. Yamaç Molozu ve Birikintiler (Qyb).....	57
3. MİNERALOGİ VE PETROGRAFİ.....	58
3.1. Giriş	58

3.2. Polat-Begre Granitoyidi (KPBg)	60
3.2.1. Diyorit grubu	61
3.2.2. Tonalit grubu	70
3.2.3. Yarı derinlik kayaçları	74
3.2.3.1. Mikrodiyorit, mikrotonalit	75
3.2.3.2. Diyorit ve tonalitporfirler	76
3.2.3.3. Andezit Daykları	80
3.2.3.4. Aplit	82
3.2.3.5. Lamprofir	83
3.2.4. Anklavlar (Kapantılar)	85
4. KONTAK METAZOMATİZMA	89
4.1. Endoskarnlar	90
4.2. Ekzoskarnlar	91
4.3. Metazomatik oluşumların kökeni ve ekonomik önemi	105
5. JEOKİMYA	108
5.1. Polat-Begre Granitoyidi'nin Jeokimyasal Özellikleri	118
5.2. Polat-Begre Granitoyidi'nin Kimyasal Adlandırılması	125
5.3. Polat-Begre Granitoyidi'ni Oluşturan Magma Serilerinin Belirlenmesi	126
5.4. Polat-Begre Granitoyidi'nin Oluştığı Tektonik Ortamın Belirlenmesi	136
5.5. Polat-Begre Granitoyidi'nin Köken Modeli	143
5.6. Doğu Toros'ların Jeotektonik Evriminde Polat-Begre Granitoyidi'nin Yeri ve Önemi	144
6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	148
7. DEĞİNİLEN BELGELER.....	153



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.	4
Şekil 1.2. İnceleme alanı ve çevresindeki tektonik birliklerin dağılımını gösteren şematik harita.	7
Şekil 1.3. GD Anadolu'nun tektonik birliklerini ve ofiyolitik kuşağı gösterir sadeleştirilmiş jeoloji haritası.	11
Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektono stratigrafik dikme kesiti	14
Şekil 2.2. Malatya metamorfikleri (PTMm) ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki tektonik dokunak.	18
Şekil 2.3. Malatya metamorfiklerinde (PTMm) görülen ezik zon.	20
Şekil 2.4. Malatya metamorfikleri (PTMm) ile altındaki Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunak.	20
Şekil 2.5. Malatya metamorfikleri (PTMm) ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunakta mermerlerin görünümü.....	21
Şekil 2.6. Malatya metamorfikleri (PTMm) ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunakta sakkaroid dokulu mermerlerin mikroskoptaki görünümü.....	21
Şekil 2.7. Malatya metamorfiklerine (PTMm) ait mermer birimi ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunağın görünümü.	22
Şekil 2.8. Berit grubuna (KBg) ait dünit dilimlerindeki olivin minerallerinde görülen serpantinleşme ve meş dokusu.....	25
Şekil 2.9. Berit grubu kayaçlarına (KBg) ait amfibolitlerin tabanında görülen bantlı yapı (migmatit)). Pamuklu tepe GB'sı.	27
Şekil 2.10. Berit grubu kayaçlarını (KBg) kesen asidik intrüzyondaki yoğun alterasyonun görünümü.	27
Şekil 2.11. Berit grubu (KBg) kayaçlarını kesen asidik intrüzyonun mikroskopta görünümü.....	28
Şekil 2.12. Kuvarsdiorit bileşimli kayaçları kesen tonalit bileşimli kayaçlar.....	34
Şekil 2.13. Diorit grubu kayaçlar içerisinde bulunan ve ana kütle ile aynı mineralojik bileşime sahip damar kayaçlar.	34
Şekil 2.14. Tonalit grubu kayaçlarda görülen yoğun alterasyon.	36

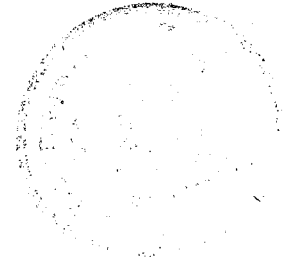
Şekil 2.15. Tonalit grubu kayalar ile Malatya metamorfizmlerine ait kireçtaşları arasındaki tektonik dokunak.	37
Şekil 2.16. Diyorit grubu kayaları kesen ve Malatya metamorfizmlerine ait dolomit birimi içerisinde kadar sokulan mikrodioritler.	40
Şekil 2.17. Diyorit grubu kayaları kesen ve Malatya metamorfizmlerine ait dolomit birimi içerisinde kadar sokulan diyoritporfir damarları.	40
Şekil 2.18. Diyorit grubu kayaları kesen aplit daykaları ve diyorit grubu kayalar içerisindeki mikrodiorit anklavları.....	41
Şekil 2.19. Tonalit grubu kayaları kesen aplit damarları ve tonalit grubu kayalar içerisindeki mikrodiorit bileşimli anklavlar.	41
Şekil 2.20. Diyorit grubu kayalarını kesen lamprofir daykaları.....	42
Şekil 2.21. Diyorit grubu kayalar içerisinde uzun eksenleri boyunca yönelmiş mikrodiorit bileşimli anklavlar.	45
Şekil 2.22. Tonalit grubu kayalar içerisinde yer alan Mafik mikrogranüler dokulu anklavın MME) görünüşü.	45
Şekil 2.23. Tonalit grubu kayalar içerisinde ana kütle ile keskin sınırlı olan MME'nin görünüşü.	46
Şekil 2.24. Tonalit grubu kayalarda yer alan MME içerisinde görülen feldispat megakristalleri.	46
Şekil 2.25. Kuvarsdiorit bileşimli kayalarda yer alan MME içerisinde görülen feldispat ve kuvars megakristalleri.	48
Şekil 2.26. Maden karmaşığının (EMk) genel görünümü ve içerisinde yer alan mermer blokları.	50
Şekil 2.27. Maden karmaşığı (Emk) içerisinde bulunan nümmilitli kireçtaşı seviyelerinin görünümü.	50
Şekil 2.28. Maden karmaşığı (Emk) içerisindeki andezitlerde görülen yoğun alterasyon.	52
Şekil 2.29. Maden karmaşığına (EMk) ait andezitlerin kloritlemiş amfibollerinde görülen opak mineral ve zirkon kapantıları.....	52
Şekil 2.30. Maden karmaşığı (EMk) içerisindeki dioritik daykında görülen intersertal doku ve kloritlemiş hamurun mikroskoptaki görünümü.....	53

Şekil 2.31. Maden karmaşığındaki spilitik bazik volkanitler ve mikritik kireçtaşı bloklarının görünümü.	53
Şekil 2.32. Maden karmaşığı içerisindeki nümmilitli kireçtaşının mikroskopta görünümü.	55
Şekil 3.1. Polat-Begre granitoyidine ait derinlik kayaçlarının QAP diyagramında (Streckeisen, 1967) adlandırılması.	60
Şekil 3.2. Diyorit birimindeki iri biyotit kristalleri ve karbonatlaşmış plajiyoklaz üzerindeki zirkon kapantısı.	62
Şekil 3.3. Kuvarsdiyorit birimindeki subhedral granüler dokunun mikroskopta görünümü ve zonlu plajiyoklaz üzerindeki zirkon kapantısı.	62
Şekil 3.4. Diyorit grubu kayaçlardaki poikilitik dokunun mikroskopta görünümü ...	63
Şekil 3.5. Diyorit grubu kayaçlardaki poikilitik dokudan diğer bir görünüm.	63
Şekil 3.6. Diyorit grubu kayaçlarda bulunan prizmatik ve tabuler plajiyoklazlarda görülen ikizlenmeler.	65
Şekil 3.7. Diyorit grubu kayaçlardaki zonlu plajiyoklaz minerallerinde görülen karbonatlaşma ve sossüritleşme.	65
Şekil 3.8. Diyorit grubu kayaçlarda bulunan plajiyoklaz ve amfibol kapantıları içeren yarı özşekilli biyotit minerali.	67
Şekil 3.9. Diyorit grubu kayaçlar içerisindeki koyu gri-siyahımsı renkteki kuvarsdiyorit biriminin genel görünümü ve biyotit ikizi.	67
Şekil 3.10. Diyorit grubu kayaçlarda piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşan amfibol minerallerinin mikroskopta görünümü.	69
Şekil 3.11. Diyorit grubu kayaçlarda sıkça görülen tali mineraller.	69
Şekil 3.12. Tonalit grubu kayaçlar içerisindeki tonalit biriminin genel görünümü.	71
Şekil 3.13. Tonalit grubu kayaçlarda sıkça izlenen granofirik dokunun mikroskopta görünümü.	71
Şekil 3.14. Tonalit grubu kayaçlar içerisindeki granodiyorit biriminin genel görünümü.	73
Şekil 3.15. Tonalit grubu kayaçlar içerisindeki biyotitlerde P etkisiyle gelişmiş deformasyonun mikroskopta görünümü.	74
Şekil 3.16. Kuvars mikrodiorit bileşimli kayaçlarda görülen kuvars ve plajiyoklaz megakristalleri.	78

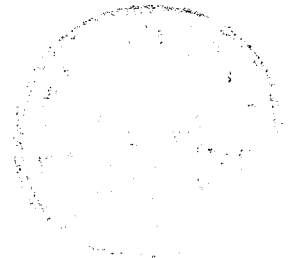
Şekil 3.17. Kuvars mikrodiorit bileşimli kayalarda görülen özşekilsiz kuvars megakristali ve çubuksu amfiboller.....	78
Şekil 3.18. Tonalitporfir'lerde görülen mirmekitik ve felsöfirik dokunun mikroskopta görünümü.....	79
Şekil 3.19. Kuvars diyoritporfir bileşimli yarı derinlik kayalarındaki mikrolitik porfirik doku ve plajiyoklaz fenokristallerindeki serizitleşme.....	79
Şekil 3.20. Kuvars diyoritporfirlerdeki felsöfirik doku ve fenokristallerin genel görünümü.....	80
Şekil 3.21. Kuvarsandezit daykının mikroskoptaki genel görünümü.....	81
Şekil 3.22. Aplitleri oluşturan mineraller ve feldispatlarda görülen şerit pertit oluşumu.....	83
Şekil 3.23. Lamprofirlerin mikroskoptaki genel görünümü.....	85
Şekil 3.24. Kuvars mikrodiorit bileşiminde mikrogranüler dokulu MME ile tonalit bileşimli taşıyıcı ana kayaç arasındaki dokunağın mikroskopta görünümü.....	87
Şekil 3.25. Kuvarsdiyorit bileşimli mikrogranüler+porfirik dokulu MME içerisindeki K-feldispat megakristali.....	87
Şekil 3.26. Kuvarsdiyorit bileşimli mikrogranüler MME içerisindeki plajiyoklazlarda büyüme.....	88
Şekil 4.1. Polat-Begre granitoidine (KPBg) ait tonalit grubu kayalar içerisindeki hematit merceğinin görünümü.....	92
Şekil 4.2. Karadut dere'de yüzeylenen granat skarnı içerisindeki ışınal manyetit mikroskoptaki görünümü.....	92
Şekil 4.3. Malatya metamorfitlelerinin (PTMm) mermer birimi ile Polat-Begre granitoidinin (KPBg) tonalit birimi arasında gelişen granatlı ve epidotlu zonun görünümü.....	94
Şekil 4.4. Hengi tepe GB yamacındaki skarn zonunun yakından görünümü.....	94
Şekil 4.5. Hengi tepe GB yamacındaki granat skarnının mikroskopta görünümü.....	95
Şekil 4.6. Hengi tepe GB yamacında tonalit grubu kayalar içerisindeki pirit ve hematit minerallerinin mikroskopta görünümü.....	95
Şekil 4.7. Tonalit birimi ile kristalize kireçtaşı dokunağındaki manyetit oluşumu (A zonu).....	96

Şekil 4.8. Dedeyazı köyü GB'sındaki manyetit oluşumundaki (A zonu) epidot skarnının mikroskopta görünümü.....	96
Şekil 4.9. Dedeyazı köyü GB'sındaki (B zonu) masif, özşekilsiz manyetitlerin mikroskoptaki görünümü.....	97
Şekil 4.10. Tonalit grubu kayalar ile mermer birimi arasındaki manyetit merceğinin (B zonu) görünümü.....	97
Şekil 4.11. Dedeyazı köyü GB'sında bulunan (B zonu) manyetitlerdeki martitleşmenin mikroskoptaki görünümü.....	99
Şekil 4.12. Dedeyazı köyü GB'sında bulunan (B zonu) manyetitlerde izlenen zonlanmanın mikroskoptaki görünümü.....	99
Şekil 4.13. Dedeyazı köyü GB'sında (B zonu) manyetitler içerisindeki hematit+pirit+kalkopirit'in mikroskoptaki görünümü.....	100
Şekil 4.14. Diyorit grubu kayalar ile mermer birimi arasındaki manyetitli zonun (C zonu) görünümü.....	100
Şekil 4.15. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) manyetit+limonit'in mikroskopta görünümü.....	102
Şekil 4.16. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) masif dokulu manyetit ile limonit'in mikroskopta görünümü.....	102
Şekil 4.17. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) manyetitler içerisinde izlenen pirit minerallerinin mikroskopta görünümü.....	103
Şekil 4.18. C zonunun (Çavuşlu köyü B'sı) Kavaklı dere sağ yamacındaki devamı.	103
Şekil 4.19. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) skarn minerallerinin mikroskopta görünümü.....	104
Şekil 4.20. C zonundaki masif dokulu manyetitlerde görülen martitleşme.....	104
Şekil 5.1. Farklılaşma indeksi (D.I.) ile ana element oksitleri arasındaki ilişkiler.....	119
Şekil 5.2. Farklılaşma indeksi (D.I.) ile iz elementler arasındaki ilişkiler.....	122
Şekil 5.3. Polat-Begre granitoyidi için CaO-Y , $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ ve Sr-Rb diyagramı.....	124
Şekil 5.4. Polat-Begre granitoyidinde ait kayaç örneklerinin alkali-silis diyagramındaki konumları.....	126
Şekil 5.5. Polat-Begre granitoyidinde ait kayaç örneklerinin Q-P adlandırma diyagramındaki konumları.....	127

Şekil 5.6. Polat-Begre granitoyidini oluşturan magma serilerinin alkali-silis diyagramındaki konumları.....	128
Şekil 5.7. Polat-Begre granitoyidini oluşturan magma serilerinin AFM diyagramındaki konumları.....	129
Şekil 5.8. Polat-Begre granitoyidini oluşturan magma serilerinin K_2O-SiO_2 diyagramındaki ayrımı.....	130
Şekil 5.9. Polat-Begre granitoyidi kayaçlarına ait SiO_2-CaO ve Na_2O+K_2O diyagramı	131
Şekil 5.10. Polat-Begre granitoyidine ait magmatik kayaçların $FeO^*/MgO-SiO_2$ diyagramındaki konumları.....	132
Şekil 5.11. Polat-Begre granitoyidine ait örneklerin A-B diyagramındaki konumu.	133
Şekil 5.12. Polat-Begre granitoyidi kayaç örneklerinin A/CNK-A/NK diyagramındaki konumları	135
Şekil 5.13. Polat-Begre granitoyidine ait örneklerin Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramındaki konumları.....	138
Şekil 5.14. Polat-Begre granitoyidine ait örneklerin Rb-Sr değişim diyagramındaki konumları	139
Şekil 5.15. Polat-Begre granitoyidine ait örneklerin TiO_2-Zr diyagramındaki konumları	140
Şekil 5.16. Polat-Begre granitoyidine ait kayaçların ORG'ne göre normalleştirilmiş ortalama iz element dağılım desenleri	141
Şekil 5.17. Polat-Begre granitoyidi kayaçları için Zr-Y-Sr diyagramı.....	142
Şekil 5.18. Polat-Begre granitoyidine ait R1-R2 diyagramı.....	149
Şekil 5.19. Polat-Begre granitoyidi için ACF diyagramı	150



Tablo 3.1. Polat-Begre granitoyidine (KPBg) ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının modal mineralojik bileşimleri.....	59
Tablo 5.1. Polat-Begre granitoyidine ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının kimyasal analiz sonuçları	110
Tablo 5.2. Polat-Begre granitoyidine ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının CIPW normları ve parametreleri.....	114
Tablo 5.3. Granitoyidlerin petrojenetik tipleri, magmanın kökeni ve tektonik yerleşmesi arasındaki ilişki.....	151
Ek 1. Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.	
Ek 2. Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.	



1. GİRİŞ

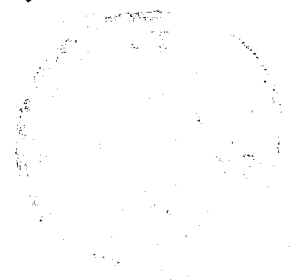
Bu çalışma ile Malatya ili batısında Polat-Begre (Doğınşehir) çevresinde yüzeylenen mağmatik kayaçların mineralojik, petrografik, jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Çalışmanın amacı; söz konusu alanda bugüne kadar detaylı incelenmesi yapılmamış olan magmatik kayaçların petrojenetik ve jeotektonik özelliklerinin belirlenmesi sonucunda, Doğu Akdeniz'in evrimine yönelik çalışmaların sürdürüldüğü, Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin çözümüne katkıda bulunabilmektir.

Bu amaç doğrultusunda incelemeler; arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmalarında, öncelikle mağmatik sokulum-dokunak kayaç ilişkisi çözümlenmeye çalışılmış ve dokunaklar 1/25.000 ölçekli çalışma haritasına geçirilmiştir. Mađmatitler'le dokunak oluşturan gerek sedimanter, gerekse metamorfik kayaçlardan fazla örnek alınmamış ancak, mağmatik sokulum-dokunak kayaç ilişkilerinin açıkca izlendiğı alanlardan daha sık örnek alınmıştır. Mağmatik sokulumun kendi içerisindeki değişimin belirlenmesi amacıyla, mümkün olduğunca taze kayaç yüzleklerinden sistematik örnek alımı gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmalarından elde edilen ikiyüzelli adet örnekten ikiyüziki adet petrografik ince kesit yaptırılmıştır. İnce kesitlerin mikroskop tanımlamaları sonucunda, kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bazı örneklerdeki opak minerallerin çokluğu nedeniyle, magmatik kayaktan yedi adet ve ekzoskarnlardan onsekiz adet olmak üzere toplam yirmibeş adet örnek parlak kesit yaptırılarak, cevher mikroskopunda opak mineral içerikleri belirlenmiştir.

Jeokimyasal çalışmaların başlangıcında, petrografik incelemelerin ışığında intrüzif kütlenin yüzeylendiğı farklı alanlardan otuzbeş adet örnek seçilmiş ve bu örneklerin ana ve bazı iz element içerikleri XRF ve AAS, ICP ile belirlenmiştir. Ayrıca farklı alanlardaki skarn oluşumlarından alınan beş adet örnek XRD yöntemiyle incelenerek mineral türleri belirlenmiştir.



Büro çalışmalarında ise, bu incelemenin konusu ile ilgili Doğu Toroslar ve diğer alanlarda benzer özellikler sunan magmatik kayalarla ilgili çalışmalar derlenmiş olup; kendi arazi ve laboratuvar bulgularımız ışığında sonuca gidilmeye çalışılmıştır.

1.1. Coğrafik Durum

Çalışma alanı Malatya ili Doğanşehir ilçesi batısında KD-GB uzanımlı, yaklaşık 285 km² 'lik bir alanı kapsamaktadır. KD'sunda Akçadağ (Malatya), B'sında ise Elbistan (Kahramanmaraş) ilçeleri bulunmaktadır (Şekil 1.1). Ulaşım Malatya-Akçadağ ve Malatya-Doğanşehir karayolu ile olmaktadır. Kuzey'den güneye doğru Polat, Çavuşlu, Fındık, Elmalı, Beğre köyleri ile Gövdeli beldesi çalışma alanı içerisindeki en önemli yerleşim birimleridir. Bu köyler Doğanşehir-Malatya asfaltına stabilize yollarla bağlanmaktadır. Malatya-Doğanşehir arasındaki karayolu uzaklığı yaklaşık 70 km dir. Doğanşehir çevresindeki tüm köylere ulaşım imkanı bulunmaktadır

İnceleme alanının doğu ve batı kesimi oldukça engebeli ve dağlıktır. Özellikle batı kesiminde yükseltiler 2600 m'ye kadar ulaşmaktadır. Nuruhak dağları (Kurtluca tepe) 2657m, Fatmasivrisi tepe 2570 m, Ortakaya tepe 2333 m, Söğütlükuyu tepe 2189 m ile önemli yükseltileri oluştururken Polat ovasındaki düzlüklerde ise yükseltiler 1300 m'ye, güneydeki Sürgü çayı vadisinde ise 1100 m'ye kadar düşmektedir. Magmatik kayalar genelde 1200-1800 m kotları arasında yüzeyleir. 1800 m'den sonraki önemli yükseltileri kireçtaşları oluşturur.

Yazların sıcak ve kurak, kışların ise kar yağışlı ve oldukça sert geçtiği bölgede Mayıs ayından önce ve Ekim ayından sonra arazide çalışmak hemen hemen olanaksızdır. Özellikle uzun süren kar örtüsü ulaşımı tamamen engellemektedir. Yerleşim alanları birbirinden oldukça uzakta olup, genelde kireçtaşları ile magmatik kayaların geçirimsiz dokunağından boşalan kaynakların yakınında kurulmuştur. Mezralarda hayvancılık, düzlükleri olan köylerde tarım gelişmiştir. Polat barajı inşasının 1991 yılında tamamlanması sonucunda 1992 yılından beri Polat ovasında

sulu tarıma geçilmiştir. İnceleme alanının kuzey kesimleri oldukça çıplak olup, sadece yersel meşelik alanlar göze çarpar. Güney kesimde , özellikle Elmalı ve Beğre köyleri civarında meşe ormanları geniş alanlar kaplamaktadır.

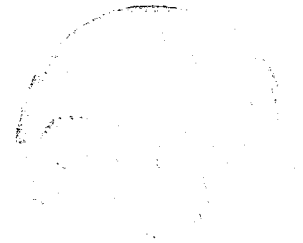
1.2. Bölgenin Türkiye Jeolojisindeki Yeri ve Önceki Çalışmalar

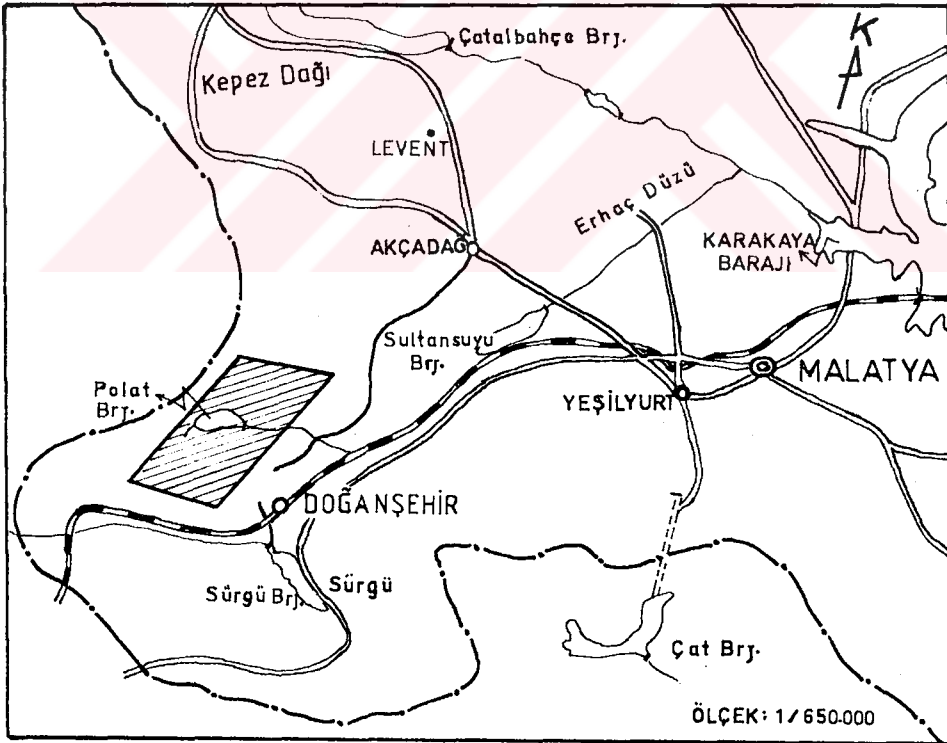
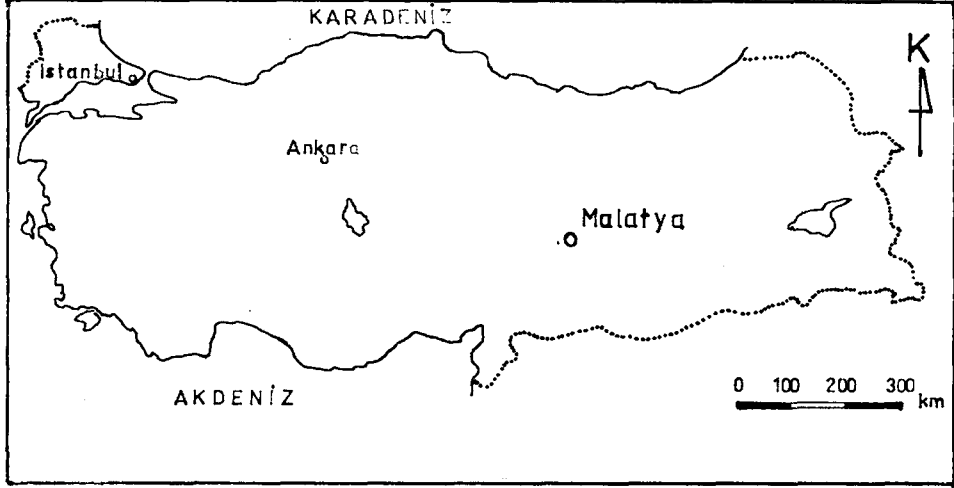
İnceleme alanı Doğu Toros'ların jeodinamik evriminin açıklanmasında önemli role sahip magmatik kayaçların yüzeylendiği bir bölgedir. Doğu Toros kuşağı boyunca büyük mühendislik yapılarının (Keban, Karakaya, Çat, Polat barajları ve Beyler isale tüneli) inşaa edilmiş olması, Doğu Anadolu Fayı (DAF) gibi önemli tektonik yapıların varlığı ve Cafana (Malatya), Maden, Guleman (Elazığ) gibi ekonomik maden yataklarının bulunması değişik konularda çalışan yerbilimcilerin ilgisini çekmiştir. Yine 1977 yılında Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün kurulması, bölgede yapılan jeolojik çalışmaların daha detay incelenmesine olanak sağlamıştır. Doğu Akdeniz'in evrimine yönelik çalışmaların sürdürüldüğü Doğu Toros kuşağında yüzeylemiş kaya birimleri birçok araştırmacı tarafından incelenmiş, sonuçları lokal ve bölgesel ölçekte tartışılmış ve yayınlanmıştır. Yayınlanan incelemelerden, bu çalışmanın amaç ve yeri ile yakından ilgili olanlara kısaca değinilecektir.

Malatya civarında jeolojik amaçlı ilk rapor Stefanski (1941) tarafından hazırlanmıştır. Araştırmacı bu alandaki temel kayaçların tortul kökenli mikaşistler olduğunu ve KKD-GGB doğrultusunda kıvrımlanmış bulunduğunu belirtmiştir.

Stchepinsky ise (1944) Malatya civarında yüzeylenen mermerlerdeki paleontolojik bulgular ışığında birimin Permo-Karbonifer yaşta olduğunu ve bunların üzerinde lokal olarak Triyas yaştaki birimlerin, yaygın olarak da transgresif özellikteki Maestrihtiyen yaşlı filiş çökellerinin bulunduğunu açıklamıştır.

Holzer (1955) Malatya bölgesinin 1/100.000 ölçekli jeolojik harita alımını gerçekleştirmiştir.





Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Baykal (1966) tarafından gerçekleştirilen çalışmalar sonucunda ise inceleme alanını da kapsayan 1/500.000 ölçekli Sivas paftası hazırlanmıştır.

Tektonik amaçlı ilk ayrıntılı çalışma Ketin (1966) tarafından yapılmış olup, öne sürülen modelde Türkiye; Pontid'ler, Anatolid'ler, Torid'ler, ve Kenar kıvrımları kuşağı olarak dört ana tektonik üniteye bölünmüştür. Bu ayrım da inceleme alanı Torid kuşağı içerisinde kalmaktadır. Daha sonra Ketin ve Canitez (1972) tarafından ise Türkiye'nin tektonik birlikleri kuzeyden güneye doğru; Pontid'ler, Anatolid'ler, Paleozoyik çekirdek masifler, Merkezi metamorfik masifler, Torid'ler, İranid'ler, Irakid'ler ve Diyarbakır platformu olarak ayrımlanmıştır. İnceleme alanı bu bölümlenmede İranid'ler içerisinde kalmaktadır.

Pişkin (1972), Çelikhhan (Adıyaman) doğusunda yaptığı çalışmada bu alandaki metamorfitlerin Permiyen yaşta olduğunu ve Doğu Toros Kuşağı'nın çekirdeğini oluşturduğunu belirterek, bu çekirdeğin Pre-Lütesiyen yaşlı monzodiyoritler ile kesildiğini açıklamıştır. Araştırmacı ayrıca kendi bulguları ışığında bu alanda Üst Kretase-Alt Eosen döneminde etkili olmuş spilitik bir magmanın varlığına işaret etmiştir.

Yazgan (1972), Malatya GD'sunda Pütürge metamorfitleri ve üzerinde gelişen Maden volkano-tortul karmaşığının petrografik ve jeokimyasal özelliklerini araştırmış ve karmaşığa ait volkanitleri kalkalkalen eğilimli toleyitik bir volkanizmaya bağlamıştır.

Arpat ve Şaroğlu (1972, 1975) tarafından ise inceleme alanının GD'sundaki Sürgü yakınlarından geçen aktif bir fayın varlığı saptanarak bunun Doğu Anadolu Fayı'nın bir kolu olduğu açıklanmıştır.

Perinçek (1978), Çelikhhan-Sincik- Koçali (Adıyaman) dolayını konu alan doktora çalışmasında Maden karmaşığının altındaki birimleri Pütürge metamorfitleri, üstündeki birimleri ise Malatya metamorfitleri olarak adlandırmış ve bunların kuzeyden güneye sürüklenmiş allokton kütleler olduğunu açıklayarak, bölgenin karmaşık tektoniğine de ışık tutmuştur.

Yazgan (1981, 1983, 1984), Elazığ- Malatya çevresinde yaptığı araştırmalarda, bölgenin jeotektonik evrimini Levha tektoniği kuramına uygun olarak yorumlamıştır. Araştırmacı kuzeyden güneye doğru Kretase yaşlı Yüksekova karmaşığı ve Eosen yaşlı Maden karmaşığının genç ve kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerine yerleşmiş

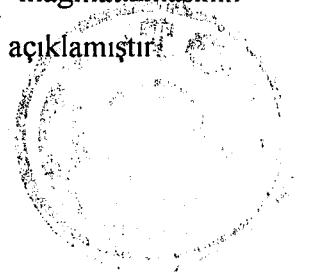
“etkin kıta kenarı” ürünleri olduğunu ileri sürmüştür. Ayrıca Yüksekova karmaşığı içerisinde yer alan derinlik kayaçlarının tesbit edilen yaşının Kampaniyen (74-80 my) bulunduğunu ve alkaliye eğimli kalkalkali karakterde olduğunu açıklamıştır.

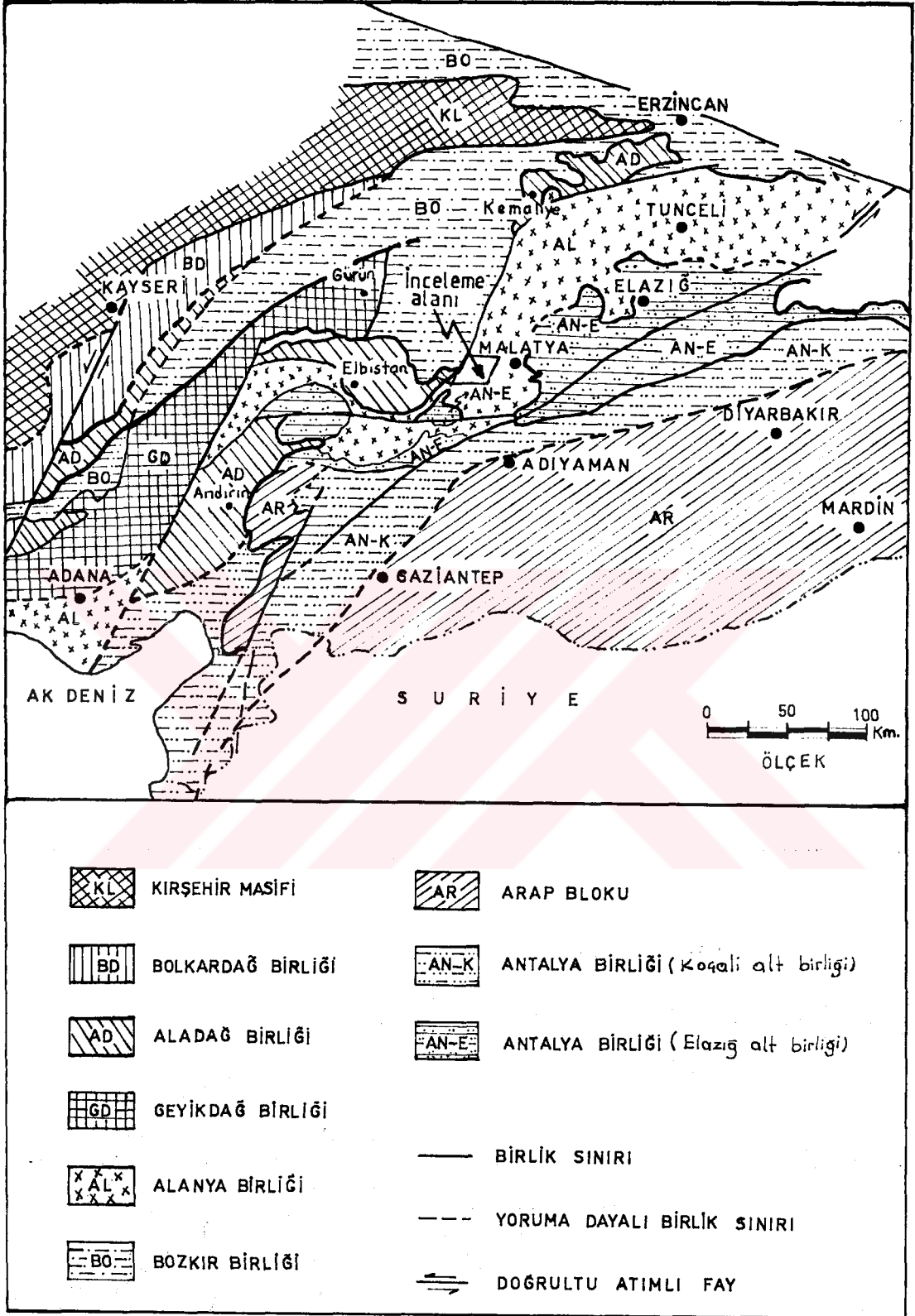
Bingöl (1984, 1987, 1988) tarafından Elazığ-Pertek-Kovancılar arasında yapılan araştırmalarda, Yüksekova karmaşığına ait mağmatik kayaçların petroğrafik ve petrolojik özellikleri incelenmiş, bu kayaçların oluştuğu jeotektonik ortam belirlenmeye çalışılmıştır. Araştırmacı toleyitik ve kalkalkalen kayaçlardan oluşan Yüksekova karmaşığının kuzeye doğru dalımlı bir yitim zonunda kısmen okyanus, kısmen de kıta kenarı üzerinde gelişmiş yay mağmatizması ürünleri olduğunu ileri sürmüştür.

Perinçek ve Kozlu (1984), Afşin-Elbistan-Doğanşehir üçgeni içerisinde yapmış oldukları çalışmada; proje sahasında da yüzeylenen metapelit, peridotit, gabro, diyabaz, amfibolit, serpantinit ve granitik kayaçların Mesozoyik yaşta olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar granit ve granodiyoritlerin adayayı mağmatizmasındaki farklılaşmanın son evresini temsil ettiklerini ve Yüksekova kompleksindeki asidik kayaçlar ile aynı yaşta olduklarını ileri sürerek, inceleme alanının Özgül (1976) tarafından ayrımlanan Alanya birliği içerisinde yer aldığını açıklamışlardır (Şekil 1.2).

Tarhan (1984), Göksun-Afşin-Elbistan (Kahramanmaraş) civarında yaptığı çalışmada, Kömürhan ofiyolit ve/veya metaofiyoliti benzeri kayaçları Göksun metaofiyoliti, üzerindeki metamorfite de Kabaktepe metamorfite olarak tanımlamıştır. Araştırmacı bu birimlerin Senoniyen yaşlı granit, granodiyorit bileşimli asidik intrüzyonlar ile kesildiğini ve bu intrüzyonların da Baskil mağmatitlerinin benzeri olduğunu açıklamıştır.

Asutay (1985), Doğu Toroslar'da Baskil (Elazığ) civarında Keban metamorfite, Baskil mağmatitleri ve bu birimleri örten kayaçları ayrıntılı olarak incelemiştir. Arap platformu ve Keban levhası arasında var olan bir okyanus kabuğunun kuzeye doğru (Keban levhası altına) dalması sonucunda, Baskil magmatitlerinin oluştuğunu belirterek bu magmatitlerin I-tipi olduğunu ve kıta kenarı magmatizmasının özelliklerini gösteren düzenli bir differansiyasyon örneği sunduğunu açıklamıştır.





Şekil 1.2. İnceleme alanı ve çevresindeki tektonik birliklerin dağılımını gösteren şematik harita (Perinçek ve Kozlu'dan, 1984).

Akgül (1987, 1991), ‘Baskil Granitoyidi’ olarak adlandırdığı diyorit, kuvarsdiyorit, granit ve granodiyorit bileşimli mağmatik kayalarda yaptığı petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucunda; bu kayaların çarpışma bölgesindeki farklı bileşimdeki kayaların kısmi ergimesiyle oluştuğunu ve kalkalkali serinin özelliklerini gösterdiğini belirtmektedir

Yazgan vd (1987), Malatya GD’sunda yaptıkları çalışmada, Neo-Tetis okyanusunun güney kolunun kapanmasıyla İspendere-Kömürhan metaofiyolitlerinin oluştuğunu, Baskil magmatik kayalarının ise tipik bir yay magmatizması özelliğinde olduğunu ve radyometrik yaş tayinlerinden bunların Koniasiyen-Santoniyen yaş aralığında oluştuğunu belirtmişlerdir.

Poyraz (1988), Malatya doğusunda, Doğu Toroslar’ın önemli tektonik birimlerinden birisi olan Kömürhan ofiyolit ve metaofiyolitlerinde yaptığı jeokimyasal incelemeler sonucunda bu kayaların okyanus tabanı toleyitleri özelliğinde olduğunu açıklamıştır. Yine Kömürhan ofiyolitlerinde piroklastik malzemenin bulunmaması nadeniyle bu ofiyolitlerin Üst Kretase öncesinde bölgede mevcut olan bir okyanusun ürünü olduğunu ileri sürmüştür.

Baydar (1989), İnceleme alanımızın batısında Elbistan yakınlarında (Berit-Kandil dağları ve civarı) yapmış olduğu çalışmalarda Cerit-Yumurtalık fayı olarak haritaya geçirdiği tektonik hattın kuzeyinde yer alan birimlerin Anadolu levhasına ait olduğunu belirterek, bu birimleri ortamsal ve tektonik durumlarını gözeterak Kızıldağ Engizek ve otokton Çardak birlikleri olarak ayırmıştır. Tektonik hattın güneyinde yer alan birimleri ise Arap birliği adı altında toplamıştır. Ofiyolitik kayalardan oluşan Kızıldağ birliğinin Kambriyen yaşlı, sedimenter kökenli Kurtini formasyonunun altında bulunuşuna dayanarak bu kayaların Prekambriyen evresinde oluştuğunu açıklamıştır.

Yiğitbaş (1989), ‘Engizek dağı (Kahramanmaraş) dolayındaki tektonik birliklerde yaptığı petrolojik incelemede, Malatya metamorfiteilerinin Devoniyen yaşlı şistlerle başlayıp ileri derecede metamorfize olmuş mermerler ve yarı mermerlerden oluşan Permo-Karbonifer yaşlı Koçdağ formasyonu, Karabıyk formasyonu ve Okkayası formasyonu ile devam edip, Jura yaşlı Engizek formasyonu ile sona erdiğini belirtmiştir. Ayrıca araştırmacı Üst Kretase yaşta kabul ettiğı Berit metaofiyolitinin mavi-yeşil hornblend içerdüğinden yola çıkarak yüksek basınçta metamorfizmaya

uğradığını fakat daha yüksek basınçlarda oluşan glokofanlı fasiyeslere çalıştığı alanda ulaşamadığını açıklamıştır.

Yazgan ve Chessex (1991), Güneydoğu Toros'ların jeotektonik evrimi konusunda Malatya doğusunda yaptığı incelemelerde; Bitlis-Pütürge masifinin Arabistan platformunun kuzey uzantısı olduğunu ve masifin kuzeyinde Geç Triyas'dan itibaren okyanus açılımının başladığını belirtmişlerdir. Doğu Toros'lardaki ofiyolitik kütleler ile Elazığ magmatitlerinin bu okyanustaki olaylara bağlı olarak geliştiğini ve kuzeye dalımlı bir yitim sonucunda, okyanusun Geç Kretase'de tamamen kapandığını açıklamışlardır.

Yılmaz (1992), Doğanşehir-Sürgü-Gözene (Malatya) yöresinde yaptığı jeolojik çalışmada, inceleme alanımızın KB'sında bulunan Karaterzi civarında Eosen yaşlı yitim graniti özellikte, I-tipi bir granitoid sokulumunun varlığına değinerek birimde ilk defa "Karaterzi Granitoidi" adlamasını kullanmıştır. Araştırmacı ayrıca Gözene civarındaki volkanitlerin Neojen yaşlı, kıtasal kökenli dasit ve andezitler olduğunu açıklamıştır.

Yılmaz vd (1992) tarafından Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağındaki metamorfik masiflerin tümünün aynı tektonik konumda yer aldıkları ve stratigrafik olarak benzer istif sundukları belirtilerek, birimlerin Erken Paleozoyik-Geç Kretase yaş aralığında oluştukları açıklanmıştır. Keban masifindeki metamorfizmanın da Geç Kretase'deki yitime bağlı olarak geliştiği belirtilmiştir.

Yılmaz (1993) tarafından Güneydoğu Anadolu Orojeni evriminin açıklanması amacıyla geliştirilen yeni modelde ise Arabistan platformu ile Bitlis-Pütürge masifleri arasında Geç Triyas'da açılmaya başlayan okyanusun Erken Kretase sonlarından itibaren kuzeye dalımlı bir yitim ile kapanmaya başladığı açıklanmıştır. Bindirme zonunda tektonik dilimler halinde bulunan ofiyolitik kütlelerin ise Geç Kretase'de Arabistan platformu üzerine tektonik dilimler halinde yerleştiğini öne sürerek, hem ofiyolitik kütlelerin hem de yay gerisi havzada oluşan Maden karmaşığının her yerde Bitlis-Pütürge masifleri altında tektonik dilimler halinde yüzeylendiğini ve magmatik kayaların oluşumunun da aynı modelle açıklanabileceğini belirtmektedir.

Akgül (1993) tarafından ise Piran Köyü (Elazığ-Keban) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özelliklerinin incelediği çalışmada Yüksekova karmaşığına ait magmatik kayaların üç farklı evrede yerleştikleri açıklanmıştır.

açıklanmıştır. I-tipi veya diğer bir adlamayla manyetit serisi olarak tanımladığı bu magmatik kayaçların adayayı magmatizması ürünü olduğu ve düşük K' lu toleyitik özellikte bulunduğunu ileri sürmüştür.

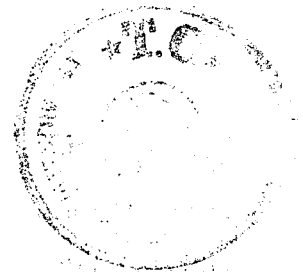
Genç vd (1993) tarafından Kahramanmaraş kuzeyinde (Misis, Andırın, Berit ve Engizek dağları) gerçekleştirilen ayrıntılı çalışmanın Berit metaofiyoliti üzerinde yoğunlaşan bölümünde birimin düzenli bir ofiyolit istifini temsil ettiği ve güneye devrik bir antiform yapı sunduğu açıklanmıştır. Araştırmacılar istifin tabanda yeşil şist, üstte doğru amfibolit ve daha sonra granülit, eklojit fasiyesi şartlarında metamorfize olduğunu belirlemişlerdir. İstifte ileri derecede metamorfik kayaçların bulunuşu; okyanus tabanında sıcak bir ofiyolit diliminin soğuk olan ofiyolitik bir kesim üzerine ilerlemiş olabileceğinden kaynaklandığı açıklanmıştır. Berit metaofiyolitinin yan kayaç ilişkisine de değinen araştırmacılar birimin tabanda yer yer Kızılkaya metamorfiti yer yer de onun üstündeki Maden grubunu tektonik olarak örttüğünü, bu kuşağın batıya doğru Torodos ofiyolitine, doğuya doğru ise Neyriz ve Oman ofiyolitlerine kavuştuğunu açıklamışlardır (Şekil 1.3). Berit metaofiyolitinin üzerinde ise Bitlis masifinin eşdeğeri olan Malatya metamorfitlerinin kalın bir nap dilimi halinde yeraldığını belirtmişlerdir.

Karaman (1993), Malatya doğusunda yaptığı çalışmada, bölgenin önemli birimleri olan Kömürhan ofiyoliti ve metaofiyolitleri, Baskil magmatitleri, Malatya metamorfitleri ve Maden Karmaşığı'nı ayrıntılı bir şekilde incelemiştir. Araştırmacı, Kömürhan ofiyolitlerinin kuzeyde Keban-Malatya, ve güneyde Pütürge-Bitlis mikro kıtaları arasında Geç Triyas'da açılan okyanusun ürünü olduğunu ve Senomaniyen-Turonien'de okyanusun kuzeydeki Keban-Malatya mikrokıtası altına dalmasıyla, Baskil yay magmatizmasının geliştiğini açıklamıştır. Orta Eosen'de ise güneydeki Pütürge mikro kıtası içinde kuzeye doğru oluşan yitim sonucunda Maden karmaşığına ait birimlerin oluştuğunu belirterek, istif içerisinde litolojik özellikleri farklı yedi birim ayırtlamıştır.

Turan vd (1993), Elazığ civarında yaptıkları incelemeler sonucunda; Doğu Toros'ların jeodinamik evrimine yeni bir yaklaşım getirmişlerdir. Araştırmacılar arazi ile petrografik, jeokimyasal verilere dayanarak, Yılmaz (1993) tarafından açıklandığı gibi Bitlis-Pütürge masifinin güneyindeki Koçali karmaşığı ve tektonik dilimler halindeki ofiyolitlerin, Neotetis'in güney kolunun Erken Kretase sonundan itibaren

kuzeye dalması sonucunda Arabistan otoktonu üzerine yerleştiklerini kabul ettiklerini belirtmişlerdir. Ancak Yılmaz'dan (1993) farklı olarak, Bitlis-Pütürge masifleri kuzeyinde yer alan ofiyolitler ve Elazığ magmatitlerinin, Bitlis-Pütürge masifleri kuzeyinde yer alan ve muhtemelen Neotetis'in bir kolu biçiminde, Bitlis-Pütürge masifleri ile Keban metamorfikleri arasında bir körfez şeklinde gelişen ve batıya doğru kapanan bir okyanus tabanı ve yay malzemesinin ürünü olduğunun düşünüldüğünü, bunun da en önemli belirtecinin bu alandaki ofiyolitlerin iki farklı konumda bulunmalarına dayandığını belirtmişlerdir. Şöyleki; Araştırmacılar, Bitlis-Pütürge masiflerinin güneyinde yeralan ofiyolitlerin, Yılmaz (1993) tarafından belirtildiği gibi bu masiflerin altında tektonik dilimler halinde bulunduğunu fakat kuzeyinde (Elazığ civarında) yer alan ofiyolitlerin ise Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı üzerinde yeraldığını açıklamışlardır.

İnceleme alanı ve civarında MTA tarafından farklı tarihlerde demir ve fosfat prospeksiyonu amaçlı jeolojik ve jeofizik etüdler (Koşal 1967, Kormalı 1973, Özer 1978, Aras vd 1987) yapılmıştır. Elde edilen bulgular bu alanlarda önemli bir rezerv beklenmediği yolundadır.



2. STRATİGRAFI

2.1. Giriş

Doğu Toros kuşağında yer alan inceleme alanında birçok litoloji birarada bulunmaktadır. Çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin litolojik özellikleri yaş sırasıyla açıklanacaktır. İncelenen alanda en yaşlı kaya birimini Malatya metamorfiteeri oluşturur. Daha sonra Berit grubu kayalar, Polat-Begre granitoidi ve Maden karmaşığına ait birimler yüzeilenmektedir.

Harita alanının dışında da oldukça geniş yayımlı olan Malatya metamorfiteerine ait birimlerin allokton olduğı konusunda tüm araştırmacılar görüş birlikteliğı içerisindeirler. Ancak, bugüne kadar yapılan çalışmalar sonucunda, topluluğun diğeri birimlerle ilişkisi ve paleontolojik bulgulara dayandırılan yaşı konusunda görüş birlikteliğı sağlanamamıştır. İlk araştırmalarda Paleozoyik olarak benimsenen topluluğun yaşı daha sonra Permo-Karbonifer olarak verilmiş ise de son yıllarda yapılan detay çalışmalarda (Yiğitbaş 1989, Yılmaz 1992, Karaman 1993) Paleozoyik bir temel ile onun üzerinde Triyas'dan Üst Kretase'ye kadar devamlı bir karbonat istifinin varlığı ortaya konulmuştur. Bu incelemede ise farklı seviyelerinin tektonik dilimler halinde izlendiğı toplulukta "Malatya metamorfiteeri" adlandırması korunarak, topluluk içerisinde formasyon ayırdı yapılmaksızın, alttan üste doğru litolojik özellikleri açıklanacaktır. İnceleme alanında, allokton kütle konumundaki Malatya metamorfiteerine ait birimler Polat-Begre granitoidi ile intrüzif ve tektonik, Berit grubu kayalar ve Maden karmaşığı ile tektonik dokunaklıdır.

Birçok araştırmacı tarafından Üst Kretase yaşı olduğı açıklanan ofiyolitik kayalar topluluğı için ise "Berit grubu" (Perinçek ve Kozlu 1984), "Berit metaofiyoliti" (Yiğitbaş, 1989) ve "Sürgü karmaşığı" (Yılmaz, 1992) adlandırılması yapılmıştır. Çalışma alanında fazla yaygın olmayan bu topluluğa ait litolojilerin özellikleri bu incelemede "Berit grubu" adı altında açıklanacaktır.

YAŞ	BİRİM	LİTOLOJİ	SİMGE	AÇIKLAMA
			Qyb	Yamaç molozu, alüvyon.
	BEYLERDE- PLİO-KU.		PQb	Kumtaşı, kiltası arakatki ve mercekleri bulunan çakıltası.
	MALATYA PERMO-KARBO. METAMORFİTLERİ FORMASYO.		PTMm	Kırıklı, parçalı, tektonik dilimler halinde bulunan mermer ve dolomitik kireçtaşı.
EOSEN	MADEN KARMAŞ.		EMk	Çamurtaşı, andezit, diyabaz, mikritik ve nümmilitik kireçtaşı, spilitik volkanit.
ÜST KRETASE?	POLAT-BEĞRE GRANİTOYIDI		KPBg	Tonalitporfir ile aplit damarları tarafından kesilen, mikro-diyorit anklavları içeren ve diyorit grubu kayaçlarını kesen tonalit grubu. Kuars diyorit porfirler ile aplit damarları tarafından kesilen ve mikro-diyorit anklavları içeren diyorit grubu kayaçlar.
PERMO-TRİYAS	MALATYA METAMORFİT.		PTMm	Granitoyid ile arasında kontak metazomatik oluşumların görüldüğü, yer yer kalkışt düzeyleri ile temsil edilen, masif, kırıklı çatlaklı mermer, rekristalize kireçtaşı dolomit.
Ü. KRETASE	BERİT GRUBU KAYAÇLARI		KBg	Asidik bileşimli intrüzyon tarafından kesilen peridotit, gabro, amfibolit, migmatit ve metapelit.

Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

İnceleme alanında Malatya metamorfitlelerini kesen magmatik kayaçlar ise oldukça geniş yayımlı olup bu araştırmanın konusunu oluşturmaktadır. “Polat-Beğre granitoyidi” olarak ilk defa bu çalışmada adlandırılan magmatik kayaçların mikroskopik ve jeokimyasal özellikleri petrografi ve jeokimya bölümlerinde ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

Çalışılan sahada sınırlı alanlarda yüzlekler veren Maden karmaşığına ait birimler ise Polat-Beğre granitoyidi ile tektonik ilişkide olup, Malatya metamorfitlelerine ait kireçtaşları tarafından tektonik dokunakla örtülmektedir. Harita alanının yakın güneyinde ise oldukça geniş yayımlı olan birimde bugüne kadar birçok araştırma yapılmış olup, birimin paleontolojik bulgulara dayandırılan yaşı çoğı araştırmacı tarafından Orta Eosen olarak benimsenmiştir.

İnceleme alanındaki bu birimler özellikle harita alanı doğusundaki düzlüklerde Pliyo-Kuvaterner yaşlı Beylerderesi formasyonu, tektonik dokunaklı yamaçlarda ve dere yataklarında Kuvaterner yaşlı yamaç örtüsü ile alüvyon tarafından örtülmektedir (Bkz. Şekil 2.1).

2.2. Malatya Metamorfitleleri (PTMm)

Önceki araştırmacılar tarafından Güneydoğı ve Doğı Anadolu’da bugüne kadar yapılan çalışmalarda “metamorfik masif” olarak adlanan çeşitli şistler ve fillat, mermer, dolomit, rekristalize kireçtaşından oluşan topluluk “**Malatya metamorfitleleri**” olarak tanımlanmış ve Permiyen yaşıta olduğu belirtilmiştir (Arni 1937, Blumenthal 1938, Stchepinsky 1940, Tolun 1960, Sungurlu 1972, Perinçek 1975; Yiğitbaş’dan 1989). Topluluğun Keban metamorfitleleri ile benzer litolojik özellikler ve paleontolojik bulgular kapsamı nedeniyle, inceleme alanımızın doğusunda Yazgan vd (1983), Asutay (1985) ve Turan (1993) tarafından Keban-Malatya metamorfitleleri adı altında incelenmiştir. Yeşilyurt-Çelikhan arasında da geniş yayılımı olan istif Gözübol ve Önal (1986) tarafından Malatya metamorfitleleri adıyla, litolojik özellikleri farklı dört formasyona ayrılarak incelenmiştir. Topluluğun inceleme alanı batısındaki

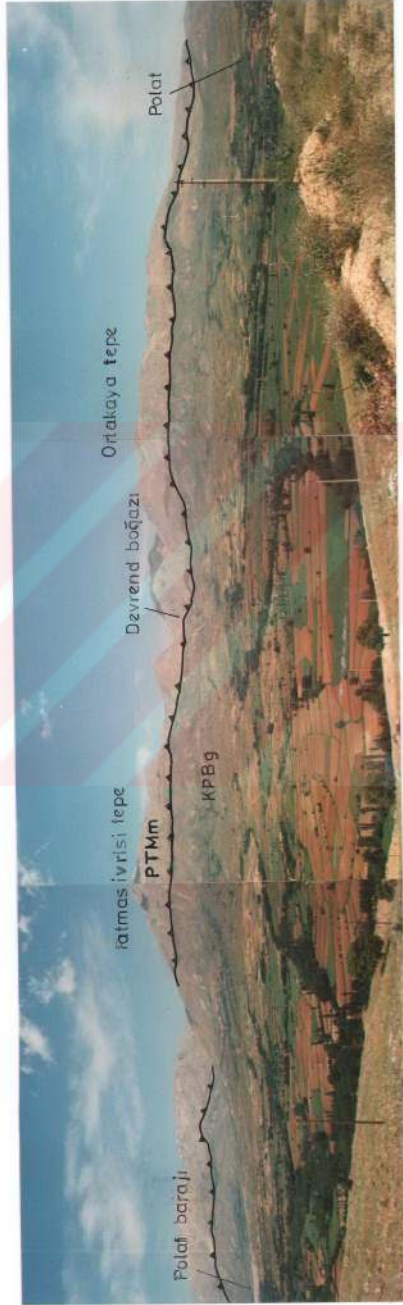
(Kahramanmaraş dolayında) yüzlekleri de Yiğitbaş (1989) tarafından ayrıntılı olarak haritalanmış ve kaya birimlerine ayrılarak stratigrafisi belirlenmiştir. İstifin tabanında yeralan Devoniyen-Permokarbonifer yaşlı kuvarsitist ve fillatlar Nergile formasyonu, üstündeki Alt Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı dolomit, dolomitik kireçtaşı düzeyi Koçdağ formasyonu olarak adlandırılmıştır. Koçdağ formasyonunun üzerinde Triyas'tan Üst Kretase'ye kadar ise devamlı bir karbonat istifinin varlığı ortaya konulmuş ve Triyas yaşlı farklı fasiyesleri temsil eden kaya stratigrafi birimleri (Yılanova, Karabayır ve Okkayası formasyonu) ayrımlanmıştır. Triyas yaşlı bu farklı fasiyes serileri üzerine Jura yaşlı Engizek formasyonunun uyumsuz olarak çökeldiği belirlenmiştir.

İnceleme alanında değişik şist, fillat, dolomit, mermer ve rekristalize kireçtaşı gibi litolojilerden oluşan birim düzenli bir istiftan ziyade kendi içerisinde faylı, bindirmeli ve ekaylı görülmektedir. İstifin stratigrafik olarak alt seviyelerini mikaşist, kuvars serizit şist ve fillatlar oluşturmaktadır. Bu düzeyler inceleme alanı uzak batısında Yılmaz vd (1985) tarafından Nergile formasyonu olarak adlandırılmıştır. Topluluğun inceleme alanındaki görünen tabanını oluşturan bu seviyeler Gövdeli beldesi civarında İngir tepe ve Sarıöböl tepede yüzeylenir. İnceleme alanından batıya, harita alanı dışına doğru genişleyerek devam eden birimin Engizek-Nurhak dağlarında yaygınca mostra verdiği Yiğitbaş (1989) tarafından açıklanmıştır. Altındaki birimlerle ilişkisinin en iyi görüldüğü Sarıöböl tepe güneyinde Berit grubuna ait amfibolit ve metapelitler üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Malatya metamorfizminin tabanını oluşturan bu seviyelerin granat içerdiği birçok araştırmacı (Yiğitbaş 1989, Yılmaz 1992, Karaman 1993) tarafından tespit edilmiştir. Ancak inceleme alanının sadece GD'sunda yüzeylenen bu seviyelerde granat mineralinin varlığı tespit edilememiş olup birimin yer yer kloritleştiği gözlenmiştir. Engizek-Nurhak dağları civarında istifin üst seviyelerinin granat içermediği Yiğitbaş (1989) tarafından açıklanmıştır. Birçok araştırmacı tarafından topluluğun alt seviyelerinde granat mineralinin tespit edilmesi, bölgesel dinamotermal metamorfizmada Barrow tipi fasiyes serilerinin etkili olduğuna işaret etmektedir. Ancak klorit gibi düşük sıcaklık koşullarında duraylı kalabilen minerallerin gelişmiş olması istifin bu seviyelerinin daha sonra retrograd bir metamorfizma etkisinde kalmış olabileceğini düşündürmektedir. Genel özellikleri ile istifin bu seviyelerinin Bitlis masifinin karbonatları altında yer alan kesimlerin benzeri olduğuna

Yılmaz vd. (1985) tarafından işaret edilmektedir. İnceleme alanında Malatya metamorfitlelerinin görünen tabanında yer alan ve çeşitli şistlerle temsil edilen bu seviyeler üste doğru karbonat arakatlı fillatlara ve daha üstte kristalize kireçtaşı, dolomit ve mermerlere tedricen geçmektedir.

Fillatlı seviyeler ise inceleme sahasında sınırlı alanlarda gözlenmektedir. Dedeyazı-Taşlık dere içinde, Elmalı-Tozlu tepe GB yamaçlarında, Akpınar dere vadisinde tektonik dilimler halinde yüzeilenmekte olup yer yer sarımsı boz (Taşlık dere), yer yer de grimsi-siyahımsı renkte (Tozlu tepe), ince katmanlıdır. Bu seviyelerin üzerinde yer alan dolomit, mermer ve rekristalize kireçtaşı düzeyleri daha kalın bir istif oluşturmaktadır. Grimsi-beyaz, sarımsı-boz, siyah renklerin (Çavuşlu batısı) hakim olduğu bu düzeyler inceleme alanında oldukça yaygın olarak izlenmektedir. Batıya doğru da geniş yayımlı olan topluluğun bu düzeyleri Yılmaz vd (1985) tarafından Koçdağ formasyonu olarak adlandırılmış ve Engizek dağlarında güney yönde bindirmiş birçok tektonik dilimden oluştuğu Yiğitbaş (1989) tarafından açıklanmıştır. İnceleme alanını çevreleyen dorukların hemen hepsi topluluğun bu karbonat düzeylerinden oluşmuştur. Harita alanı kuzeyinde Kuru tepe, Karagüney tepe, Sarıkaya, Ortakaya, Kuzkaya tepe ve Battal tepe’de, güneyde ise Kuduran dağı ve Nurhak dağları doğu yamaçlarında oldukça geniş yayımlıdır (Şekil 2.2). İstif inceleme alanı kuzeyinde Polat köyü çevresindeki yükseltilerde gri-siyah, mavimsi, orta-kalın, çok kalın katmanlı dolomit, grimsi-beyazımsı mermer ve rekristalize kireçtaşı ardalanmasıyla başlamaktadır.Çavuşlu köyü batısındaki gri renkli olan dolomitik seviyeler çekiçle kırıldığında taze yüzeylerinin havayla ani teması esnasında çıkardıkları tipik H_2S kokusuyla hemen tanınmaktadır. Karaman (1993) tarafından Malatya GD’sunda Kartaltepe civarında belirlenen bu seviyeler Kartaltepe üyesi olarak adlandırılmıştır. Mermer düzeyleri ise yer yer grimsi yer yerde beyaz renkli olup, sakkaroid dokulu, katışksız, sadece kalsitten oluşmaktadır. Yataya yakın katmanlanma gösteren istif rekristalize kireçtaşı ile devam etmektedir. Kristalize kireçtaşının değişik seviyeleri arasında farklı kalınlıklarda açık renkli alt ve üstünden rahatlıkla ayrılan kalkışist düzeyleri de göze çarpmaktadır. İnceleme alanında istifin kalınlığı değişken olup yer yer 800 m’ye kadar çıkmaktadır.

Malatya metamorfitlelerine ait dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşı düzeyleri inceleme alanı güneyinde Berit grubu kayalar üzerinde tektonik dokunaklıdır. Seki



Şekil 2.2. Malatya metamorfileri (PTMm) ile Polat-Begre granitoidi (KPBg) arasındaki tektonik dokunak. Bakış yönü Keşenin tepeden B'ya doğrudur.

tepe, Davli ve Cagallı tepe güneyinde Elmalı-Begre yolu boyunca Berit grubu kayalar ile olan dokunağında gelişmiş olan oldukça kalın milonitik zon açıkça izlenmektedir. İnceleme alanı kuzey kesimlerinde ise Malatya metamorfitlelerine ait dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşı seviyeleri ile Polat-Begre Granitoyidi arasında bazı alanlarda tektonik bazı alanlarda ise intrüzif dokunak görülmektedir. Tektonik dokunaklı kesimlerde yaklaşık KD-GB doğrultulu bindirme hattı inceleme alanını hem doğudan hem de batıdan sınırlayarak önemli yükseltilerin oluşmasına neden olmuştur. Bu tektonik dokunaklarda birkaç metre kalınlıkta izlenen milonitik zon Polat köyü girişinde, Keşenin ve Boyalık tepe batı eteğinde beyazımsı rengi ile dikkati çekmektedir (Şekil 2.3). Ayrıca bu tektonik zonlardaki breşik çakılların bulunduğu kesimlerde bol miktarda aragonit oluşumlarına rastlanmıştır. Akçakoyun yamacı boyunca bindirme fayı ile oluşan dik şevler yoğun olarak yamaç örtüsü ile kaplanmıştır. İntrüzif dokunak ise çalışma alanının kuzey kesimlerinde daha sıkça izlenmektedir. Dedeyazı köyü, Orta tepe, Hengi tepe, Battal tepe, Fındık dere, Mağara dere ve Akçakoyunlu mahallesi civarında yer yer kırık ve çatlaklar boyunca kristalize kireçtaşı ve mermer içerisine sokulum yapan diyoritik ve tonalitik bileşimli magmanın skarnlaşmaya neden olduğu tespit edilmiştir. Bu zonlarda mermer ve kristalize kireçtaşı merceklerinin granitoyid içerisinde kaldığı Hengi tepe kuzey (Yelligedik mahallesi) ve GB yamacında açıkça izlenmektedir (Şekil 2.4). Skarn zonuna yakın kesimlerde ise mermerlerde görülen çok iri kalsit kristallerinin varlığı (Battal tepe, Hengi tepe, Akçakoyunlu mahallesi, Begre-Sivri tepe vs) mermerlerin bu zonda rekristalize olduğunu göstermektedir (Şekil 2.5 ve Şekil 2.6). Skarn zonundan uzaklaştıkça ise daha ince taneli olarak izlenmektedir. Ayrıca Polat-Akçakoyunlu mahallesi ve Begre-Kaleycik tepe güney yamacında Malatya metamorfitleleri ile granitoyid dokunağındaki mermerlerde kalsit ve epidot laminalarının ardalanması sıkça görülmektedir (Şekil 2.7). Yine skarn zonlarında oldukça iri granat kristalleri (Akçakoyunlu mahallesi, Dedeyazı, Hengi tepe, Çavuşlu köyü), epidot ve spekülrit (Çavuşlu) yaygın olarak izlenmektedir. Skarnlaşma konusu "Kontak Metazomatizma" bölümünde ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

İnceleme alanı batısında da oldukça geniş yayılımı olan topluluğun Afşin-Elbistan civarındaki yüzleklerinde Tarhan (1984) tarafından yapılan çalışmada; İstifin tabanında yer alan şistler üzerindeki kireçtaşı seviyelerinde Alt Karbonifer'e (Viziyen) ait fosiller belirlenmiş ve şistlerin yaşı Devoniyen olarak açıklanmıştır.



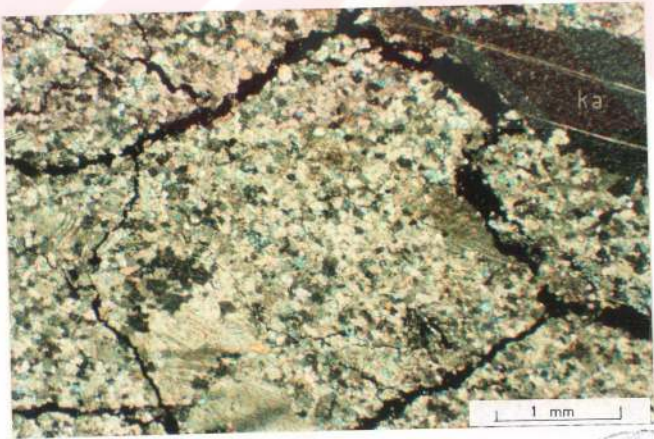
Şekil 2.3. Malatya metamorfitlelerinde (PTMm) görülen ezik zon. Polat köyü girişi, asfaltın sağ tarafı, Bakış yönü KD'ya doğrudur.



Şekil 2.4. Malatya metamorfitleleri (PTMm) ile altındaki Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunak. Hengi tepe kuzey yamacı, Bakış yönü D'dan B'ya doğrudur.



Şekil 2.5. Malatya metamorfileri (PTMm) ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunakta mermerlerin görünümü. Beğre-Sivri tepe; Bakış yönü GB'ya doğrudur.



Şekil 2.6. Malatya metamorfileri (PTMm) ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunakta sakkaroid dokulu mermerlerin mikroskoptaki görünümü. ka: kalsit; Ç.N.X 32.

Yiğitbaş (1989) tarafından ise şistlerin üzerinde yeralan kireçtaşı düzeylerinden elde edilen paleontolojik bulgular ile, karbonat istifinin alt seviyelerinde Alt Karbonifer, üst seviyelerinde Üst Permiyen yaşı tespit edilmiştir. İstif üste doğru Alt Triyas yaşlı birimlere normal geçiş gösterir. Karaman (1993) tarafından ise Malatya metamorfitlelerinin üst kesimlerinde yer alan dolomitik seviyelerden derlenen örneklerde *Involutina* sp. tespit edilerek Üst Triyas yaşı verilmiştir. İnceleme alanı uzak batısında Triyas yaşlı bu seriler üzerine Jura yaşlı "Engizek formasyonu" diskordan olarak çökelmektedir (Yiğitbaş'dan 1989). İnceleme alanı uzak doğusunda ise Üst Kretase yaşlı çökeller tarafından örtülmektedir (Gözübol ve Önal 1986).

Oldukça geniş yayılımı olan ve birçok araştırmacı tarafından ayrıntılı incelenmesi yapılan ve bölgede allohton kütle konumunda bulunan Malatya metamorfitlelerine ait birimler açıklandığı gibi; Paleozoyik yaşlı çökel kökenli metamorfik bir topluluk ile başlamaktadır. Üste doğru tedrici olarak Triyas yaşlı fillat, dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşına geçen topluluğun kıtasal kökenli çökel kayaçların metamorfizmaya uğramasından oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 2.7. Malatya metamorfitlelerine (PTMm) ait mermer birimi ile Polat-Begre granitoyidi (KPBg) arasındaki intrüzif dokunağın görünümü. Beğre-Kaleycik tepe güneyi; Bakış yönü KD'ya doğrudur.

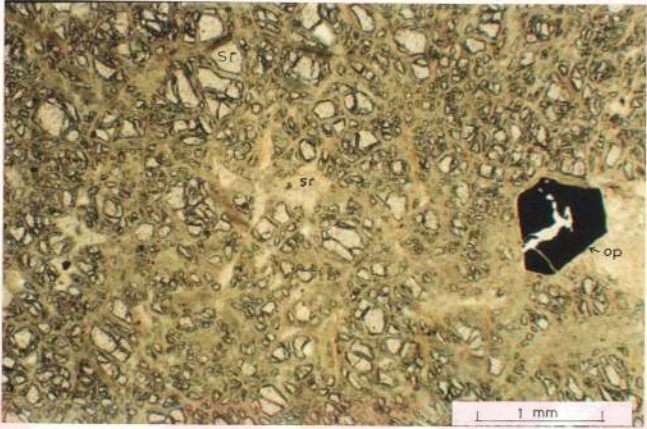
2.3. Berit Grubu Kayaçları (KBg)

İnceleme alanında metapelit, peridotit (hazburjit ve dünit), amfibolit, serpantinlit gibi kayaç birimleri ile bunları kesen asidik intrüzyonlardan oluşan kayaçlar topluluğu tarafımızdan “Berit Grubu Kayaçları” adı altında incelenmiştir. Topluluğa ait birimlerin Keban ve Pütürge mikrokitaları arasındaki iç Toros okyanusunun (Şengör ve Yılmaz, 1981) kalıntısı olan Kömürhan ofiyolitlerinin batıdaki devamını oluşturduğu düşünülmektedir. Kömürhan ofiyolitleri adlaması ilk olarak Yazgan (1981) tarafından yapraklanmış diyorit, ileri derecede kısmi ergimeye uğramış amfibolitler, hazburjit, verlit ve piroksenit içeren kayaç toplulukları için kullanılmıştır. İnceleme alanı GB’sında tipik mostraları Göksun vadisi, Berit dağı ve civarında görülen benzer metaofiyolitik topluluk ise Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından “Berit Grubu” adı altında tanımlanmış ve bu topluluğun içine, sedimanter kökenli metapelitik kayaçlar da dahil edilerek, Hakkari civarındaki Mordağ metaofiyolitlerinin eşdeğeri olduğu belirtilmiştir. İnceleme alanının uzak GB’sında aynı topluluğa ait birimler Tarhan (1984; Yiğitbaş’dan 1989) tarafından Göksun metaofiyoliti, Yiğitbaş (1989) tarafından Berit metaofiyoliti olarak adlandırılmış ve yersel özellikleri ile çevre birimlerle olan ilişkisi açıklanmıştır. Altta Maden grubu, üstte Malatya metamorfite ile sınırlanmış bu ofiyolitik kayaçların bölgeye nap halinde geldiği ve iki dilimden oluştuğu Yiğitbaş (1989) tarafından açıklanmış ve alttaki dilimin mafik kümülat ve som diyabazdan, üstündeki dilimin ise peridotitlerle temsil edilen ultramafik kümülat ve granitlerle kesilmiş gabro ve gnaysik metamorfik kayaçlardan oluştuğu belirlenmiştir. Yılmaz (1992) tarafından ise inceleme alanının güneyindeki bu birimler Devoniyen öncesi yaşta Altıntop metamorfiti (eklojit, granülit, amfibolit) ve Mesozoyik yaşta Sürgü karmaşığı (Abdulharap peridotiti, yeşiltepe gabrosu) olarak incelenmiştir.

Metapelitik ve ofiyolitik kökenli topluluğa ait birimler formasyon ayrımı yapılmaksızın bu çalışmada “Berit grubu kayaçları” adı altında incelenecek ve topluluğa ait litolojilerin yersel özellikleri ile yan kayaçlarla dokunak ilişkileri açıklanacaktır.

İnceleme alanında klasik ofiyolit dizilimine göre eksik bir istif sunan topluluğa ait birimler, harita alanı kuzeyinde küçük tektonik dilimler halinde izlenmektedir. Dedeyazı köyü güneyi ile Çavuşlu köyü batısındaki Kömürcük boğazı mevkiinde, Çavuşlu köyü kuzeyindeki Devrend ve Ballığın dere içinde haritaya alınacak boyutta, Akçakoyun yamacı boyunca da daha küçük boyutta KD doğrultulu peridotit dilimleri koyu yeşil rengi ve itilmenin etkisi ile gelişmiş olan milonitik zonuyla kolaylıkla ayrılmaktadır. Çavuşlu batısındaki tektonik dilimin tabanı görülmezken, üst kesiminde yataya yakın konumda Malatya metamorfitlelerinin dolomit ve mermer birimleri yer almaktadır. Dedeyazı güneyindeki tektonik dilimin tabanında, Taşlık dere vadisinde 2-3m kalınlıkta ofikalsit oluşumu (listvenitleşme) gözlenmektedir. Boyalık sırtı boyunca bu tektonik dilimin üzerine Malatya metamorfitlelerinin mermer ve kristalize kireçtaşı düzeyleri itilmiştir. Birimin bu alanlarda kısa bir mesafede kamalanarak son bulması Berit grubu kayaçlarından genç itilmelerle koparak, allokton kütleler arasına yerleşmiş olduğunu düşündürmektedir. Koyu yeşil rengi ve aşınmaya dayanımlı oluşu ile kolaylıkla ayrılabilen bu peridotit dilimi ince taneli, bol çatlaklı ve yer yer makro olarak tanınabilen kromit taneleri içermektedir. Çavuşlu batısındaki peridotit diliminden alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde kesitin hemen hemen tamamının olivin minerallerinden oluştuğu görülmektedir. Mikroskopta sarımsı, yeşilimsi, mavimsi, bazende renksiz ve dilinimsiz olarak izlenen olivin minerallerinin çok çatlaklı ve kırıklı olduğu dikkati çekmektedir. Kenar ve çatlaklar boyunca gelişmiş serpantinleşme yer yer tüm kristali sarmış ve tipik meş dokusunu oluşturmuştur (Şekil 2.8). Olivin minerallerinin yanında az da olsa ojit minerallerine rastlanmış olup, bunlar net görülen dilinimleriyle olivinden ayrılmaktadırlar. Ojit minerallerinde de kenar ve çatlaklar boyunca serpantinleşme gelişmiştir. Kesitlerde %5-8 civarında özşekilli kromit taneleri tespit edilmiştir.

İnceleme alanı güneyinde ise Elmalı köyü-Mamağa mezarısı ve Kadılı dolayında geniş yayımlı olarak izlenen ofiyolitik kayaçlar topluluğuna ait birimler daha düzenli bir istif sunmaktadırlar. Sürgü çayı vadisi boyunca Maden karmaşığı üzerinde tektonik dokunaklı olan birimin tabanında sedimanter kökenli olduğu düşünülen (Perinçek ve Kozlu, 1984) metapelitik kayaçlar yer almaktadır. Kuvars-biyotit-muskovit şist, biyotit-kuvars şist ve biyotit-muskovit-kuvars şistden oluşmuş bu birim daha çok Elmalı köyü güneyindeki yayvan sırtlarda yüzeylenmektedir. Daha doğuda Harapşehir



Şekil 2.8. Berit grubuna (KBg) ait dünit dilimlerindeki olivin minerallerinde görülen serpantinleşme ve meş dokusu. sr: serpantin, op: opak mineral; T.N.X32.

civarında serpantinitle temsil olunan birim batıya doğru yer yer yüzeylenen peridotit ve daha çok da amfibolitlerle temsil edilmektedir. Kadılı civarında dünit, hazburjit ve verlitiden oluşan birimler metapelitler içerisinde tektonik dilimler halinde görülmektedir. Bu seviyelerin içerisinde kromit mercekleri yer almaktadır. Pamuklu tepe batısında ve Uzunkor sırtında ise metagabrolarla birlikte amfibolitler yüzeylenmektedir. Harita alanı içerisinde gabroyik kayalar fazla yaygın olmayıp amfibolitlerin yanında sınırlı alanlarda yüzleklerine rastlanmıştır. Bu alanlarda daha yaygın olan amfibolitlerdeki koyu yeşil ve beyaz renkli ardalı kesimler dikkati çekmektedir. Bu koyu ve açık renkli kesimler genelde bantlanmalı yer yer kıvrımlı ve mercekli yapı gösterirler. Özellikle açık renkli kısımlar birimin tabanında daha kalın (20-25cm) ve bantlı şekilde bulunurken, üst seviyelere doğru mm boyutuna kadar incelmekte, daha üst seviyelerde ise normal amfibolite geçmektedirler. Açık renkli kısımlar granit-granodiyorit bileşiminde olup daha çok pegmatitik doku göstermektedir. Kuvars, feldispat ve az miktarda amfibolden oluşan bu düzeylerde yer yer oldukça iri (1-5mm) amfibol mineralleri izlenmektedir. Ayrıca bu koyu ve açık renkli bantlanmaların kalınlıkları çoğu yerde eşit olmayıp, yanal yönde düzensiz olarak

kalınlaşıp inceldikleri, kıvrımlandıkları hatta yer yer kamalanarak kayboldukları gözlenmektedir (Şekil 2.9). Koyu renkli kısımlar ise siyahımsı, koyu yeşil olup amfibolit bileşiminde ve açık renkli kısımlara oranla çok daha ince tanelidirler. Amfibolitler’de görülen bu migmatitik oluşumun birimin alt seviyelerinde daha fazla olması, kısmi ergimenin tabanda yoğun olduğuna ve yukarıya doğru tedrici olarak azaldığına işaret etmektedir. Bu durum, İç Toros okyanusunun Üst Kretase’de kapanması esnasında, dilimlenen ve kendi içerisinde ekaylanan kabuğun alt kesimlerinde, yüksek ısı ve basınç koşullarında meydana gelen kısmi ergimeler sonucunda oluştuğu düşünülmektedir.

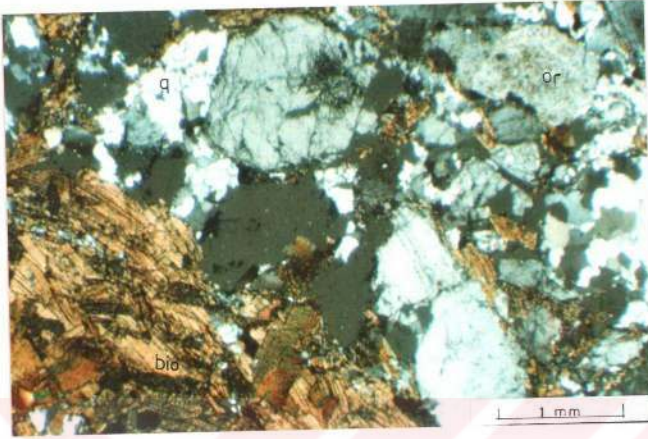
Mamağa mezrası civarında ve Kırmızı tepede ofiyolitik bileşimli bu topluluğun gabro ve amfibolitlerini kesen asidik intrüzyonlar bulunmaktadır. Topluluk içerisinde mercek ve/veya birkaç km^2 ’lik stoklar şeklinde yer alan bu intrüzyonlar asidik bileşimli olup muhtemelen anateksi (kısmi ergime) ile oluşmuşlardır. Arazi gözlemleri ve mikroskopik veriler bu asidik bileşimli mercekleri oluşturan magmanın Polat-Beğre granitoidini oluşturan ana magmadan farklı olduğunu düşündürmektedir. Açık renkli, makro olarak tanınabilen büyüklükte bol biyotit mineralleri içeren bu granitik intrüzyonlarda tektonizmanın etkisi ve alterasyon yoğun olarak izlenmektedir (Şekil 2.10). İnce kesitlerinde subhedral granüler dokudaki birim, ortoklaz, kuvars, biyotit ve plajiyoklazdan oluşmaktadır. Ortoklaz; kayacın ana mineralini oluşturmaktadır (%40-45). Daha çok kaolinleşme ve serizitleşme nedeniyle bulanık görünüm ve dalgalı sönme yaygındır. Albit-oligoklaz türündeki plajiyoklazlarda ise albit, az polisentetik ikizlenme, normal zonlanma, dalgalı sönme ve biyotit kapantıları izlenmektedir. Plajiyoklaz minerallerinin çoğu basınç etkisiyle bükülmüştür. El örneklerinde iri kristaller (2-4mm) halinde görülen biyotitlerin ise mikroskopik çalışmalar sonucunda çok sayıda küçük biyotit kristallerinin birbirlerine kenetlenmesi sonucunda oluştukları belirlenmiştir (Şekil 2.11). Koyu-açık kahverengi pleokroyizma belirgin olup, çok iyi dilinimlidir. Plajiyoklaslar’da olduğu gibi biyotit kristallerinde basınç etkisiyle kıvrılmalar ve ikizlenme oluşmuştur. Ortoklaz ve diğer mineraller arasındaki boşlukları doldurmuş olan özşekilsiz kuvarslar ise; taze yüzeyli, dalgalı sönmeli, küçük- toplu taneler halinde, yeniden kristallenmeye işaret eden dişli doku göstermektedir. Bu kayaçların oluşum yaşı ile ilgili doğrudan veri inceleme alanında elde edilememiştir. Topluluğun tabanında yer alan ve topluluğa dahil edilen metapelitik kayaçlar için de



Şekil 2.9. Berit grubu kayaçlarına (KBg) ait amfibolitlerin tabanında görülen bantlı yapı (migmatit)). Pamuklu tepe GB'sı; Bakış yönü güneyden kuzeye doğrudur.



Şekil 2.10. Berit grubu kayaçlarını (KBg) kesen asidik intrüzyondaki fiziksel (yüzeysel) alterasyonun görünümü. Mamağa mezarı; Bakış yönü güneyden kuzeye doğrudur.



Şekil 2.11. Berit grubu (KBg) kayaçlarını kesen granodiyorit intrüzyonun mikroskopta görünümü. biybiyotit, q: kuvars, or: ortoklaz; Ç.N.X32.

yaş vermek oldukça zordur. Bu seviyelerin muhtemelen ofiyolitik kayaçlarla aynı yaşta veya ofiyolitik kayaçların kıta üzerine yerleşmesi esnasında, bunların içerisine tektonik olarak karışmış kıtasal kabuk dilimleri olabileceği düşünülmektedir. Topluluğun birimleri kuzeyde Malatya metamorfileri tarafından üzerlenirken, güneyde Sürgü çayı vadisi boyunca Maden karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunmaktadır. Polat-Beğre granitoyidi ile olan dokunağı ise inceleme alanında faylı olup, Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından bu ilişkinin intrüzif olduğu açıklanmıştır. Ancak, bu çalışmada iki birimin ilişkide görüldüğü tek alan olan Gövdeli beldesi-Kamıglı dere vadisinde topluluğa ait metaamfibolitler ile Polat-Beğre granitoyidi arasındaki ilişkinin tektonik olduğu belirlenmiştir.

Bu inceleme sonucunda, Keban ve Pütürge mikrokıtalari arasındaki mevcut okyanusun Üst Triyas'da açılmasıyla oluşan Kömürhan ofiyolitlerinin daha doğudaki yayılımını Guleman ofiyolitleri (Perinçek ve Kozlu, 1984), batıdaki yayılımını ise Berit grubu kayaçlarına ait ofiyolitik birimlerin oluşturduğu düşünülmektedir. Buna göre, Bu kuşak boyunca oluşan ofiyolitik kayaçların ilk oluşum yaşı Üst Triyas'dır. Kömürhan metaofiyolitleri içerisindeki amfibolit düzeylerinden alınan örneklerin

amfibollerinde K/Ar metoduyla yapılan radyometrik yaş tayinleri sonucunda; amfibollerin son kristallenme yaşı olarak 75 ± 2.5 my. bulunmuştur (Yazgan 1983). Üst Kretase'de okyanusun kapanması esnasında meydana gelen sıkışma sonucunda dilimlenmiş, kendi içerisinde ekaylanmış ve kısmi ergimeye uğrayarak inceleme alanındaki metaamfibolitlerin tabanında görülen miğmatitik kısımlar oluşmuştur (Bkz. Şekil 2.9). İlk oluşum yaşı Üst Triyas olarak kabul edilen ofiyolitlerin Bitlis-Pütürge masiflerinin güneyinde ve kuzeyinde iki farklı konumda bulunduğu Turan vd. (1993) tarafından açıklanmıştır. Bitlis-Pütürge masiflerinin güneyinde bu masiflerin altında tektonik dilimler halinde bulunan ofiyolitlerin Neotetis'in güney koluna ait ürünler olduğunu, ancak masifin kuzeyinde, Elazığ çevresinde Orta Eosen yaşlı Maden karmaşığı üzerinde bulunan ofiyolitlerin ise muhtemelen Neotetis'in güney kolunun bir uzantısı biçiminde Bitlis-Pütürge masifleri ile Keban-Malatya metamorfikleri arasında bir körfez şeklinde gelişen ve batıya doğru kapanan bir okyanusun ürünü olduğunu ve Geç Kretase'de kuzeye dalımlı bir yitim ile kapandığını açıklamışlardır. Erken Miyosen sonrasında ise Arabistan platformu ile Toros orojenik kuşağı, aradaki okyanusun (Neotetis'in güney kolu) kuzeye dalımlı yitim ile kapanması sonucunda karşı karşıya gelmişlerdir. Devam eden yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışma gerilmesine bağlı olarak Toros Orojenik Kuşağı'na ait birimler güneye, Arabistan platformu üzerine doğru itilmişlerdir. Üst Miyosen sonrası bölgede etkin olan bu sıkışma tektoniği etkisiyle birimler bugünkü konumlarını kazanmışlardır (Turan vd. 1993).

Görüldüğü gibi bu ofiyolitlerin oluşumunu sağlayan riftleşme olayının Triyas'da başladığına dair bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından dolaylı veriler elde edilmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981, Yılmaz 1985, Yılmaz vd. 1987a, Yiğitbaş 1989, vs.). Topluluğun oluşum yaşına işaret eden doğrudan veriler ise Güneydoğu Anadolu ve Toroslar'ın değişik kesimlerinde epiofiyolitik çökel kayalarından derlenen fosil bulgularına dayanır. Fosillere göre bu topluluklara Jura-Kretase yaşları verilmiştir. Şöyleki; Tarhan (1984; Yiğitbaş'dan 1989) tarafından Afşin-Elbistan düzlüğünde mostra veren Göksun ofiyolitine ait epiofiyolitik örtüde Üst Portlandiyen-Alt Berriasiyen yaşları elde edilmiştir. Genç vd. (1993) tarafından ise inceleme alanı batısındaki Berit metaofiyolitlerinde bu yaştan geçerli olduğunu, ancak Berit

metaofiyolitinin supra-subduction kökenli bir ofiyolit olması durumunda yaşının daha genç (Kretase) olabileceği belirtilmektedir. Birçok araştırmacı ((Perinçek 1979, Yazgan vd 1983, Yılmaz 1985, Yılmaz vd 1987a, Yılmaz 1993, Genç vd 1993) tarafından ise Güneydoğu Anadolu ofiyolitik kuşağında mostra veren bu ofiyolitik toplulukların birbirleriyle jenetik ilişkili oldukları ve güneyden kuzeye doğru Üst Kretase'den başlayarak farklı dönemlerde yerleştikleri açıklanmıştır. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğa ait bu kayaçlar Orta Eosen yaşlı Maden karmaşığını tektonik olarak örtmektedir. Bu nedenle inceleme alanında yüzeylenen ofiyolitik kayaçların son yerleşme yaşı Orta Eosen sonu olmalıdır.

2.4. Polat-Beğre Granitoyidi (KPBg)

İnceleme alanında Polat-Beğre civarında oldukça geniş bir alanda yüzeylenen ve ilk defa bu çalışmada mineralojik-petrografik, jeokimyasal özellikleri detaylı incelenen mağmatik kayaçlar tarafımızdan "Polat-Beğre Granitoyidi" olarak adlandırılmıştır. Doğu Toros kuşağında yer alan mağmatik kayaçlar bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından farklı zamanlarda doğrudan yada dolaylı olarak incelenmiştir (Yazgan 1983, Perinçek ve Kozlu 1984, Yılmaz vd 1985, Yiğitbaş 1989, Yılmaz 1992). Bu araştırmalardan çalışma alanımıza en yakın olanı Perinçek ve Kozlu (1984) ile Yılmaz (1992) tarafından yapılan çalışmalardır. Afşin-Elbistan-Doğanşehir arasındaki oldukça geniş bir alanda Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından yapılan incelemede Polat-Beğre granitoyidi Mesozoyik yaşlı Berit grubuna ait mağmatik kayaçlar olarak ele alınmış ve ofiyolitik kayaçları kestiği açıklanmıştır. Yılmaz (1992) tarafından ise inceleme alanının doğusunda gerçekleştirilen jeolojik amaçlı incelemede Karaterzi köyü civarındaki karmaşık birimler Eosen yaşlı Karaterzi granitoyidi olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanı dışında, Elazığ civarında Polat-Beğre granitoyidi ile benzer sahasal, mineralojik-petrografik özellikler sunan mağmatik kayaçlar ise birçok araştırmacı (Turan 1984, Asutay 1985, Bingöl 1987-1988, Sağiroğlu 1992, Akgül 1993) tarafından detaylı incelenmiştir. Bu araştırmanın

konusunu oluşturan Polat-Begre granitoyidi ise ilk defa bu çalışma ile detaylı incelenmiştir.

İnceleme sahasında oldukça geniş bir alanda yüzeylenen bu magmatik kayaçlar uzun eksenli KD-GB doğrultulu yaklaşık yüzirmi (120) km² büyüklüğündeki bir batolid görünümündedir. KD'da Dedeyazı köyünden başlayan birim GB'ya doğru genişleyerek Polat, Çavuşlu, Fındık köyleri civarındaki yamaç ve düzlüklerde yer almaktadır. Akçakoyunlu yamacı boyunca dar alanda yüzleklerine rastlanan birim Karasulak tepe ile Akmezar tepe arasındaki boyundan sonra GB'ya doğru genişleyerek Begre civarındaki sokulumla birleşir ve daha batıda Gövdeli beldesi civarında kapanmaktadır.

Bölgesel topoğrafyada yer yer 1900 m'ye ulaşan yükseltilere kadar izlediğimiz bu magmatik kayaçlar yoğun alterasyonlu oluşları ile, topoğrafik olarak daha üst seviyelerde bulunan Malatya metamorfitlelerine ait karbonat istifinden kolayca ayrılmaktadır. Sahada birimin kendi içerisinde sık sık renk değişimi goze çarpmaktadır. Ana magmatik kütlede özellikle iri taneli kesimleri daha açık renkli ve alterasyondan daha fazla etkilenmiştir. Dedeyazı-Çanakçı bağları, Mezra sırtı, Polat köyü düzlüklerinde ve Medolar mezrası KD'unda alterasyon sonucu oluşmuş arena ile kaplanmıştır. Yer yer ise daha koyu renkli (koyu gri-yeşilimsi) kesimler (Çavuşlu batısı) dikkati çekmektedir. Özellikle ana kütlede kesen damar kayaçları alterasyona daha dayanımlı olduklarından topoğrafyada çıkıntılar oluşturmaktadırlar. Birimin altere olmuş kesimleri kolayca kırılıp ufalanırken altere olmamış kesimleri oldukça sert ve dayanımlıdır.

Polat-Begre granitoidinin yüzeylendiği alanda yapılan ayrıntılı saha ve mineralojik-petrografik incelemeler sonucunda, ana magmatik kütlede diyorit, kuvarsdiyorit, tonalit, az oranda granodiyorit ve kuvars monzodiyorit bileşimli, içerisinde mikrodiorit anklavları (kapantı) içeren derinlik kayaçlarından oluştuğu görülmüştür. Bu derinlik kayaçları mikrodiorit, diyorit-tonalitporfir, aplit, lamprofir ve az da olsa görülen andezitik dayklar tarafından kesilmektedir.

Polat-Begre granitoidi ile Berit grubu kayaçları arasındaki ilişki tektonik olup, Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından açıklanan intrüzif ilişkisinin sahasal verileri inceleme alanında gözlenmemiştir. Polat-Begre granitoidi ile Malatya metamorfileri arasında ise yer yer tektonik yer yer de intrüzif dokunak tespit edilmiştir.

Laboratuar çalışmaları sonucunda Polat-Begre granitoidine ait derinlik kayaçları “diyorit grubu” ve “tonalit grubu” olmak üzere iki birime ayrılarak incelenmiş olup aplit, porfirler, lamprofir ve andezit daykları ise damar kayaçları adı altında değerlendirilmiştir.

2.4.1. Diyorit grubu

İnceleme alanında oldukça yaygın olan birim harita alanının kuzeyinde Çavuşlu köyü civarından başlayarak güney batıya doğru uzanır ve Begre köyü civarında daha geniş yüzeylemeler sunar. Genelde plütonun iç kesimlerini oluşturup kenar zonlarında ise daha çok kuvarsdiorit ve çok sınırlı alanlarda kuvars monzodiorit bileşimine yaklaşmaktadır. Ancak sahada diyorit birimi, adı geçen kayaçlarla iç içe olduğundan bir sınırla ayırmak mümkün olmamıştır. Diyorit, kuvarsdiorit ve kuvars monzodiorit gibi farklı bileşimli kayaçların birarada bulunması, seri içi farklılaşmanın varlığına işaret ettiği düşünülmektedir. Şöyleki; bazı zonlarda bantlanmalı gibi görünen diyorit örneklerinde (Begre-Kaleycik tepe) bantlanmanın bir kısmı diyorit, diğer kısmı ise kuvarsdiorit bileşimlidir. Intrüzif kütlelin görünen tabanına doğru kenar zonlarda, diyoritlerin K-feldispat miktarındaki artış ile monzonitlere doğru yaklaştığı görülmektedir. Ancak bu geçiş fazla olmayıp Küçükburun tepe kuzey eteklerinde görülmekte ise de tamamıyla monzonitik bileşimli yüzleklere rastlamak mümkün olmamıştır. Saha çalışmalarında diyorit grubu kayaçların tonalit grubu kayaçlar tarafından kesilmiş olduğu görülmüştür. Bu ilişki daha çok inceleme alanı güneyinde Begre köyü yakınlarında sık sık izlenmektedir (Şekil 2.12). Diyorit grubu kayaçların en karakteristik özelliklerinden birisi de damar kayaçları yönünden zenginliğidir. Ana kütleyle kesen kalınlıkları değişken olan bu damar kayaçları, ana kütle ile benzer mineralojik bileşime sahip damar kayaçları ve ana kütlede daha asidik olan damar kayaçları olarak sahada farklı özellikler göstermektedir. Ana kütle ile aynı mineralojik bileşime sahip damar kayaçlarını sahada ana kütlede ayırmak oldukça güçtür. Ana kütle ile hemen hemen aynı renkte ancak daha ince taneli olup alterasyona daha

dayanımlıdır. Alterasyona dayanımlı oluşu nedeniyle ana kütle içerisinde çıkıntılar oluşturmaktadır (Şekil 2.13). Ana kütle ile aynı bileşimli porfirlerden daha koyu renkli ve daha ince damarlar halinde izlenen lamprofir ve andezit daykları ise çok sınırlı alanlarda (Çavuşlu-Dereyurt dere, Beğre-Seki tepe batısı ve Kaleycik tepe güneyi) görülmektedir. Bileşimi ana kütlede daha asidik olan aplit damarları ise çalışma alanında, hemen her yerde değişen kalınlıklarda izlenmektedir.

Diyorit grubu kayaçların bir diğer karakteristik özelliği içerisinde ana kayaçtan daha ince taneli ve koyu renkli, farklı büyüklüklerde anklavlar taşımalarıdır. Magmatik kökenli olan bu anklavlar diyorit grubu kayaçlar içerisinde oldukça bol olup, daha çok mikrodiyorit, daha az kuvars mikrodiyorit bileşimindedir.

Diyorit grubu kayaçlar makro olarak orta-kaba tane boyuna sahip olup, koyu renkli bileşenlerce oldukça zengindirler. El örneklerinde koyu renkli minerallerden prizmatik, levhamsı şekilli, siyahımsı-koyu yeşil rengi ile kolayca ayırt edilen amfiboller ve daha az biyotit kristalleri göze çarpmaktadır. Ayrıca prizmatik, açık renkli beyazımsı, mat plajiyoklazlar ve daha küçük taneli, parlak kuvarslar gözle ayırt edilebilen mineralleri oluştururlar. Ana kütle grimsi-koyu yeşil olup, amfibol miktarının arttığı kesimlerde (Çavuşlu batısı) koyu gri-siyahımsı, alterasyonun yoğun olduğu kesimlerde ise açık yeşilimsi-gri renktedir. Altere olmuş kesimler kolayca kırılıp ufalanırken altere olmamış kesimlerden alınan örnekler çok sert ve keskin köşelidirler.

Diyorit grubu kayaçların Malatya metamorfitlelerine ait dolomit, mermer ve rekristalize kireçtaşı birimleriyle olan dokunağı hem intrüzif, hem de tektoniktir. Intrüzif dokunaklı kesimlerde yoğun olarak skarn mineralleri (granat, epidot, spekülarit) ve manyetit-hematit oluşumu gözlenmektedir. Skarn oluşumu en iyi Hengi tepe, Çavuşlu köyü batısı ve kuzeyinde, Akçakoyunlu mahallesi, Beğre-Sivri tepe doğusu ve Kaleycik tepe güneyinde görülmekte olup, özellikle mermer ve kristalize kireçtaşının diyorit birimi içerisinde kalan adacıklarında daha yoğun olarak izlenmektedir. Tektonik dokunaklı kesimlerde ise dokunak boyunca mermer ve kristalize kireçtaşları diyorit birimi üzerine yataya yakın konumda itilmiştir. Tektonik dokunaklı bu kesimlerde açık renkli ezik zon dikkati çekmektedir. Akçakoyun yamacı boyunca ise tektonik dokunak yamaç örtüsü ile kaplı olduğundan ilişki küçük diyorit mostralarından izlenebilmiştir. Ana kütlede eşboy taneli olmasına karşın bu tektonik



Şekil 2.12. Kuvarsdiyorit bileşimli kayaçları kesen tonalit bileşimli kayaçlar. Beğre-Sivri tepe yol üstü; Bakış yönü GB'dan KD'ya doğrudur.



Şekil 2.13. Diyorit grubu kayaçlar içerisinde bulunan ve ana kütle ile aynı mineralojik bileşime sahip damar kayaçları. Beğre deresi sol yamacı; Bakış yönü D'dan B'ya doğrudur.

zonlarda 4-7 mm büyüklükte iri amfibol mineralleri oluşmuş ve bu kesimlerde kloritleşme de yaygın olarak gelişmiştir. Bu özellikler üçüncü bölümde ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

2.4.2. Tonalit grubu

Birim inceleme alanında iç içe bulunan tonalit ve daha az olarak granodiyorit bileşimli kayaçlarla temsil olunur. Granodiyorit bileşimli kayaçların sınırlı alanlarda yüzeylenmesi nedeniyle birimin tonalit grubu adı altında incelenmesi uygun görülmüştür. Tonalit grubu kayaçlar inceleme alanının kuzeyinde büyük bir kesimde yüzeylenmektedir. Harita alanının KD'sunda Dedeyazı köyü civarından başlayan birim Çanakçı bağları, Küçükkale dere, Ballığın dere, Hengi tepe ve Polat köyü civarındaki düzlüklerde geniş yayılımlıdır. Harita alanı GB'sında ise Beğre-Sivri tepe Kırlik sırtı ve Haydarlar mezarı civarında küçük yüzlekler halinde izlenmektedir. Arazi çalışmaları sırasında inceleme alanı kuzeyinde (Çavuşlu köyü civarı) tonalit grubu ile diyorit grubu kayaçlar arasındaki dokunakta her iki birime ait kayaçların gerek dokusal, gerekse mineralojik bileşimlerinde fazla bir değişiklik izlenmemiştir. Ancak bu geçiş zonundan alınan diyorit örneklerinin kimyasal analizinde bir miktar silis artışı gözlenmiştir.

Tonalit grubu kayaçlar sahada açık grimsi, kirli beyaz, yer yer soluk pembemsi renkler göstermektedir. Bunlar orta, hatta kaba taneli, holokristalen kayaçlardır. Birim içerisinde sık sık ana kütleden daha ince taneli mikrokristalin, ve porfirik dokulu kesimler izlenmekte olup, bunların ana kütleyi kesen, ana kütle ile aynı bileşimli damarlar olduğu belirlenmiştir. El örneklerinde görülen farklı renk tonları, mafik mineral ve K-feldispat içeriği ile dokusal değişimlere bağlı olarak gelişmiştir. Çanakçı bağları civarında tonalit birimindeki K-feldispat miktarındaki artış ile granodiyorite geçiş açık pembemsi renk ile ayırt edilmektedir. Ancak bu geçiş zonlarının yüzlekleri fazla yaygın olmayıp, tonalit birimi ile içiçe görülmektedir. Bu nedenledir ki, sahada iki birimin arasındaki dokunak sınırını haritaya geçirmek mümkün olmamıştır.

İnceleme alanı güneyinde Beğre köyü civarında ise tonalit grubu kayaçların diyorit grubu kayaçları kestiği açıkça görülmektedir (Bkz.Şekil 2.12). Ayrıca, tonalit grubu kayaçlar içerisinde de diyoritik bileşimli anklavlar bulunmaktadır. Mikrodiyoritik bileşimli bu anklavlar diyorit grubu kayaçlar içerisindeki anklavlardan daha küçük boyutta ve kenarları girintili çıkıntılıdır. Tonalit grubu kayaçlar da diyorit grubu kayaçlar gibi açık renkli aplit damarları tarafından kesilmektedir. Ancak bu damarların sıklığı, diyorit grubu kayaçlarda görülenlerden daha az ve kalınlıkları daha incedir. Tonalit grubu kayaçların yüzeylendiği alanlarda andezit dayklarının görülmesine karşın lamprofir damarlarına rastlanmamıştır.

Arazide birimde yoğun alterasyon görülmektedir. Fiziksel ayrışma sonucunda birim dere yataklarında kuvarsa zengin, iri taneli arena ile örtülmüştür. Bu nedenle bu kesimlerden örnek almak mümkün olamamıştır (Şekil 2.14). Altere olmamış veya



Şekil 2.14. Tonalit grubu kayaçlarda görülen fiziksel (yüzeysel) alterasyon. Polat köyü Küçükkale dere içi; Bakış yönü GB'ya doğrudur.

az altere olmuş örnekler makroskopik olarak incelendiğinde kayacı oluşturan esas mineraller kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Alterasyona dayanımlı, taze yüzeyli kuvars kristalleri cam parlaklığında, grimsi-beyaz ve diğer mineraller arasını dolduran kümelenmiş kristaller halinde gözlenmektedir. Buna karşın, plajiyoklaz mineralleri alterasyondan oldukça etkilenmiş olup genelde prizmatik az oranda tabuler ve mat renktedirler. Tonalit grubu kayalar içerisinde mafik bileşenler olarak siyahımsı-yeşil, prizmatik amfibol ve siyahımsı-kahverengi, levhamsı biyotit mineralleri görülmektedir. İnceleme alanındaki tonalit grubu kayalar da Malatya metamorfitlelerine ait mermer ve rekristalize kireçtaşı ile hem tektonik, hem de intrüzif dokunaklıdır. Tektonik dokunaklı kesimlerde Malatya metamorfitleleri tonalit birimi üzerine yataya yakın konumda itilmiş olup, bu zonlardaki tonalit grubu kayalarında ezilme, ufalanma ve aşırı killeşme görülmektedir (Şekil 2.15). İntrüzif dokunağın ise en iyi görüldüğü yer Hengi tepe GB yamacıdır. Tonalit birimi ile kristalize kireçtaşı arasındaki metazomatizma etkisinin açıkça görüldüğü bu zonda, kireçtaşı tonalit tarafından tamamen ornatılmıştır. Bu alandaki metazomatizma etkisi ve diğer intrüzif dokunaklı kesimler kontak metazomatizma bölümünde ayrıntılı olarak ele alınacaktır.



Şekil 2.15. Tonalit grubu kayalar ile Malatya metamorfitlelerine ait kireçtaşları arasındaki tektonik dokunak. Dedeyazı köyü KB'sı, Bakış yönü GD'ya doğrudur.

2.4.3. Damar kayaçları

İnceleme alanında Polat-Begre granitoyidi içerisinde 1/25.000 ölçekte haritalanamayacak kadar küçük sokulumlar halinde, farklı bileşimde damar kayaçları bulunmaktadır. Bunlar;

1. Diyorit ve tonalit birimini kesen ve kestikleri derinlik kayaçları ile aynı bileşimde olan mikrodiorit, diyorit ve tonalitporfirler.
2. Diyorit ve tonalit birimini kesen, mağmanın son kristallenme ürünü olan aplit, lamprofir ve andezit dayklarıdır.

2.4.3.1. Mikrodiorit, diyoritporfir ve tonalitporfirler

Polat-Begre granitoidine ait diyorit ve tonalit grubu derinlik kayaçları hemen hemen ana mağmatik kütle ile aynı bileşimli yarı derinlik kayaçları tarafından sık sık kesilmektedir. Bu kayaçlar diyorit birimi içerisinde genelde mikrodiorit, kuvars mikrodiorit, diyoritporfir ve kuvars diyoritporfir damarları halinde izlenmektedir. Tonalit birimi içerisinde ise daha çok kuvars diyoritporfir ve tonalitporfir olarak bulunmaktadır. Bu damar kayaçları, özellikle mağmatik kütlelerin kenar zonlarında daha yoğun olarak bulunmaktadır. Çalışma alanının kuzeyinde yaygın yüzlekleri bulunan tonalit grubu kayaçlar, Dedeyazı köyü GB'sında, Orta tepe, Hengi tepe ve Ballıgın dere sol yamacında sık sık tonalitporfir, daha az kuvars diyoritporfirler ile kesilmektedir. Bu damarların kalınlığı 50 cm ile birkaç m arasında değişmektedir. Bazı kesimlerde ise daha kalın olarak izlenmektedir. Bu damar kayaçları genellikle renk ve mineralojik bileşim olarak ana kütle ile aynı özellikte görüldüğünden, özellikle tonalitporfirlerin saha çalışmaları sırasında ana kütleden ayrılması mümkün olmamaktadır. Ancak, bu damar kayaçları tonalit biriminden daha dayanımlı ve az alterasyonlu olmaları nedeniyle göze çarpmaktadır. Tonalit grubuna ait derinlik kayaçları oldukça iri taneli olmasına karşın, bunların eşdeğeri yarı derinlik kayaçları daha ince taneli (mikrokristalin) veya porfirik dokuludurlar.

Polat-Begre granitoyidi içerisinde daha geniş alanlarda yüzeylemesi olan diyorit birimi de yine, kenar zonlara yakın kesimlerde sık sık mikrodiorit diyoritporfir ve kuvars diyoritporfirler tarafından kesilmektedir. Çavuşlu köyü batısında ve Begre köyü civarında yoğun olarak izlenen bu damar kayaçları daha çok mikrodiorit bileşimli olup, magmatik kütle ile dokunakta bulunan Malatya metamorfitlelerine ait dolomitlerdeki kırıklar boyunca metamorfitleler içerisine kadar sokulmuşlardır (Şekil 2.16 ve Şekil 2.17). İnceleme alanında hemen her yerde derinlik kayaçlarını kesen bu damar kayaçları ana kütlede her zaman kolaylıkla ayıramadığından, mikroskopik incelemeler sonucunda, dokusal özellikleri göz önünde bulundurularak ana kütlede ayrılabilir.

2.4.3.2. Aplit, Lamprofir ve Andezit daykları

İnceleme alanında hemen her yerde diyorit ve tonalit grubu derinlik kayaçlarının sık sık aplit daykları ile kesildiği görülmektedir. Yelligedik mahallesi, Çavuşlu köyü civarı, Halitler mezrası-Zılan sırtı boyunca ve Begre köyü civarında 1-30cm arasında değişen kalınlıklarda aplit daykları izlenmektedir (Şekil 2.18). Bu dayklar genellikle KB-GD ve KD-GB doğrultulu iki kırık sisteminin denetiminde yerleşmişlerdir. KD-GB doğrultulu kırık sistemlerine yerleşen aplit daykları genelde KB-GD doğrultulu aplit daykları tarafından kesilmektedir. İnceleme alanındaki derinlik kayaçlarını kesen bu aplit dayklarının diğer damar kayaçları ile ilişkisi gözlenememiştir. Aplit'ler açık renkli olmaları nedeniyle diyorit grubu kayaçlar içerisinde oldukça belirgindir. Tonalit grubu kayaçlar içerisinde ise açık pembemsi renkleri ile fazla dikkat çekmezler. Ancak, ana kütlede daha ince taneli ve dayanımlı olmaları nedeniyle ayırt edilebilmektedirler (Şekil 2.19). Aplit dayklarındaki kuvars minerali ana mineralojik bileşim içerisinde daha fazla bir yüzdeye sahip olduğundan kayacın atmosferik etkilerle ayrışmasını engellemiştir. Sonuçta aplitik dayklar plütonun kenar kesimlerinde özellikle arenalaşmış alanlarda bıçak sırtı şeklinde belirginleşmişlerdir. Bu nedenle sahada, diyorit grubu derinlik kayaçları içerisinde daha yaygın olduğu izlenimini vermektedir. Aplitler ve ana kütle arasındaki sınır çoğun keskin olup, herhangi bir



Şekil 2.16. Diyorit grubu kayaları kesen ve Malatya metamorfilerine ait dolomit birimi içerisinde kadar sokulan mikrodioritler. Çavuşlu köyü batısı; Bakış yönü KD'ya doğrudur.



Şekil 2.17. Diyorit grubu kayaları kesen ve Malatya metamorfilerine ait dolomit birimi içerisinde kadar sokulan diyoritporfir damarları. Çavuşlu köyü batısı; Bakış yönü KB'ya doğrudur.



Şekil 2.18. Diyorit grubu kayaları kesen aplit daykları ve diyorit grubu kayalar içerisindeki mikrodiorit anklavları. Çavuşlu köyü batısı; Bakış yönü KD'ya doğrudur.



Şekil 2.19. Tonalit grubu kayaları kesen aplit damarları ve tonalit grubu kayalar içerisindeki mikrodiorit bileşimli anklavlar. Yelligedik mahallesi; Bakış yönü KD'ya doğrudur.

cevherleşme izine rastlanmamıştır. Ana kütleyi kesen bu aplit dayklarının, köken magmanın katılaşması sonucunda, geriye kalan artık eriyiğin, kırık sistemleri ve soğuma yapıları boyunca yerleşmesi sonucu oluşan ürünler olduğu düşünülmektedir.

İnceleme alanındaki derinlik kayaçlarının sık sık aplit daykları ile kesilmesine karşın, çok seyrek olarak lamprofir daykları tarafından kesildikleri gözlenmiştir. Tonalit birimi içerisinde görülmeyen lamprofir dayklarının yüzleklerine Beğre köyü civarında diyorit birimi içerisinde daha sık rastlanmıştır. Diyoritik ana kütle içerisinde, koyu yeşil ve ince taneli oluşuyla kolayca ayırt edilmektedir (Şekil 2.20). Lamprofir daykları da aplitlerde olduğu gibi KD-GB ve KB-GD doğrultulu çatlak sistemlerine yerleşmişlerdir. Ana kütle ile dokunakları keskin olup, yer yer kalınlıkları 10-40 cm arasında değişmektedir. Diyorit birimini kesen bu lamprofir dayklarının da ana magmanın evrimleşme ürünü olduğu düşünülmektedir.

İnceleme alanında genellikle tonalit bileşimli ana kütle içerisinde porfirik dokuları ve ana kütlede daha açık olan renkleriyle kolayca ayırt edilebilen andezit dayklarına da rastlanmıştır. Çok sık olmamakla birlikte Ballıgın dere sol yamacındaki yarmada, Çavuşlu-Dereyurt dere, Taşlık tepe GB'sında ve özellikle Polat barajı dolusavakta ana



(Şekil 2.20. Diyorit grubu kayaçlarını kesen lamprofir daykı. Beğre yolu-Seki tepe KB'sı; Bakış yönü KD'ya doğrudur.



kütleyi kesen değişen kalınlıklarda andezit daykları yüzeylenmektedir. Dereyurt dere, Taşlık tepe ve Ballığın deredeki yüzlekleri iki ile dört metre genişlikte olmasına karşın dolusavakta yaklaşık 100 m² lik bir alanda yüzeylenmektedir. Oldukça sert ve dayanımlı olan bu dayklarda iri taneli, açık renkli matlaşmış plajiyoklazlar ve çoğunlukla özşekilli, çubuksu veya altıgen şekilli amfiboller makro olarak tanınabilen mineraller olup bunların arasını açık renkli çoğunlukla çok ince taneli veya camsı hamur malzemesi doldurmuştur. Bu dayklar tonalitporfirlerden daha açık renkli olup daha çok camsı malzeme içermektedir. Akma yapısının görülmeyişi ve ana kütleyi keskin sınırlarla kesen damarlar halinde sokulmuş olmaları nedeniyle andezitik dayklar olarak değerlendirilmiştir.

İnceleme alanında bu andezitik daykların dışında ana magmatik kütleyi kesen yüzey kayacına rastlanmamıştır.

2.4.4. Anklavlar (Kapantılar)

İnceleme alanında yüzeylenen gerek diyorit gerekse tonalit grubu kayaçların bir diğer karakteristik özelliği içerisinde bulundurdıkları anklavlardır. İntrüzif kütlenin hemen her kesiminde rastlanan bu kapantılar, diyorit ve tonalit biriminden daha koyu renkte olmaları nedeniyle her iki birim içerisinde de kolaylıkla izlenmektedir. İçinde bulundukları bu derinlik kayaçlarından daha ince taneli, ancak tamamen kristalli olan bu anklavların magmatik kökenli oldukları sahada açıkça görülmektedir. Hem diyorit hem de tonalit birimi içerisindeki anklavlar hemen hemen aynı mineralojik bileşimde, koyu gri, siyahımsı, 1-40 cm arasında değişen büyüklükte dirler. Tonalit birimi içerisinde daha küçük boyutlu (1-10 cm) ve daha az bulunmasına karşın, diyorit birimi içerisinde daha büyük (20-40 cm) ve oldukça bol olarak bulunmaktadır (Bkz. Şekil 2.18 ve Şekil 2.19). Cantagrel vd (1984) tarafından bu anklavların boyutlarının 1 cm'den birkaç metre uzunluğa kadar varabilecekleri belirtilmektedir. Özellikle Çavuşlu ve Beğre köyleri civarında uzun eksenleri doğrultusunda sıralanmış olarak izlenmektedir (Şekil 2.21). Bu mafik mikrogranüler anklavlar, ince taneli olup,

genellikle çubuğumsu, prizmatik hornblend ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır.

İnceleme alanında Polat-Begre granitoidinde bulunan mikrodiorit bileşimli, genellikle küremsi şekillerde, farklı büyüklüklerdeki bu anklavların, ana mağmatik kütle ile benzer mineralojik bileşimde, fakat ondan daha koyu renkli olması, Magma odasında aynı bileşimli iki magmanın karışması (magma mingling) sonucu oluştuğunu düşündürmektedir. İnce taneli olma özelliği, daha soğuk olan ana mağma içerisine karışmış mafik mağma damlacıklarının hızlı soğumasından kaynaklanmaktadır. Castro vd (1991) tarafından Hersiniyen orojeninin farklı granitoidlerinde bulunan bu tür anklavların, bazik magmanın enjeksiyonu boyunca hibridizasyona maruz kalmış erken enjektelerde olmuş artık kısımlar olduğu veya magma karışım süreçlerinin varlığını, yani ana granitoidin bir hibrid kayaç olduğu ihtimalini işaret ettiği belirtilmektedir.

Tonalit bileşimli kayaçlar içerisinde yer alan anklavlarda mikrodiorit bileşimli, mafik, ilksel küremsi şekilleri çoğunlukla korunmuş olup, mağmatik katılaşmanın göstergesi olan mikrogranüler doku göstermektedir. Ana kütle ile sınırları çoğunlukla keskin bazanda girintili çıkıntılı olup, herhangi bir kontak metamorfizma etkisi gözlenmemiştir (Şekil 2.22 ve 2.23). Bu verilerin ışığında tonalit bileşimli kayaçların içerisinde bulunan anklavların da MME (MME: mikrogranüler, mikrogranitoid veya mağmatik anklav terimleri için Didier ve Barbarin, 1991 tarafından önerilen kısaltma) olduğu ve tonalitik bileşimli magma içerisine karışmış diyoritik bileşimli magma damlacıkları olduğu düşünülmektedir. Şöyleki: magma mingling olayı sırasında, felsik magma ile mafik magma damlacığı arasındaki bileşimsel farklılık fazla değilse (örneğin, tonalitik bileşimli felsik magma içinde diyoritik bileşimli mafik magma damlacığı bulunması durumunda) mikrogranüler dokulu MME'lerin ilksel küremsi şekilleri fazlaca deforme olmamaktadır. Ancak, felsik magma ile mafik magma damlacığı arasındaki bileşimsel farklılık büyük ise mikrogranüler dokulu MME'lerin ilksel küremsi şekilleri deforme olmakta ve daha çok elipsoyidal biçimler almaktadır. Her iki durumda da MME'ler ile felsik kayaçlar arasında keskin bir sınırın olduğu, MME'lerde herhangi bir kontakt metamorfizma etkisinin gelişmediği ve MME'lerin kesinlikle mağmatik katılaşmanın göstergesi olan mikrogranüler doku göstermeleridir (Fernandez ve Barbarin'den 1991). İnceleme alanında özellikle tonalitik bileşimli, daha az olarak da kuvarsdiyoritik bileşimli derinlik kayaçları içerisinde bulunan



Şekil 2.21. Diyorit grubu kayalar içerisinde uzun eksenleri boyunca yönelmiş mikrodiyorit bileşimli anklavlar. Beğre-Karaburun tepe KB'sı; Bakış yönü kuzeye doğrudur.



Şekil 2.22. Tonalit grubu kayalar içerisinde yer alan Mafik mikrogranüler dokulu anklavın MME) görünüşü. Örnek No: 45; Polat köyü KB'sı Kerkezin dere içi.



Şekil 2.23. Tonalit grubu kayalar içerisinde ana kütle ile keskin sınırlı olan MME'nin görünüşü.
Örnek No: 157; Beğre-Kirlik sırtı.



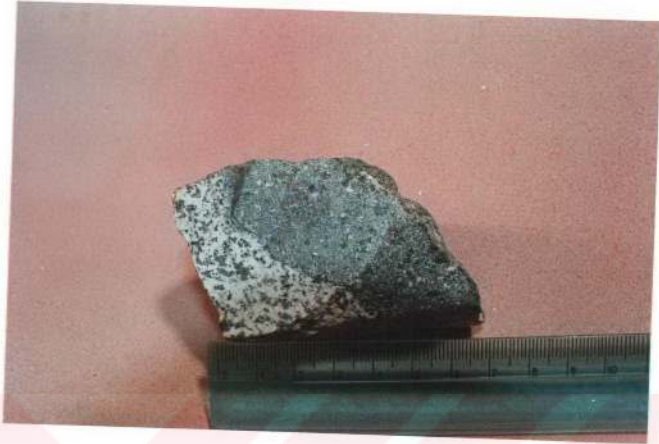
Şekil 2.24. Tonalit grubu kayalarda yer alan MME içerisinde görülen feldispat megakristalleri.
Örnek No: 144; Haydarlar mezarası-Zilan sırtı.



MME'lerde makro olarak görülebilen feldispat megakristalleri izlenmiştir (Şekil 2.24 ve 2.25). Magma mingling sırasında felsik ve mafik magmalar arasındaki malzeme alışverişinin belirtecinden birisi kabul edilen bu megakristaller ülkemizde Kaçkar batolidinde de belirlenmiştir. Yılmaz (1994) tarafından açıklandığı gibi bu megakristaller muhtemelen taşıyıcı ana kayacı oluşturan eriyikten MME'ler içerisine elementer göç sonucunda oluşmuştur.

İnceleme alanında Polat-Beğre granitoidinin kesin yaşını belirleyecek herhangi bir sahasal bulgu elde edilememiştir. İlişkide bulunduğu Permo-Triyas yaşlı Malatya metamorfitleleriyle hem tektonik hem de intrüzif dokunaklı olan bu magmatik kayaçlar Üst Kretase yaşlı Berit grubu kayaçları ve Orta Eosen yaşlı Maden karmaşığı ile de tektonik dokunaklı olduğu gözlenmiştir. Karaterzi köyü civarında Yılmaz (1992) tarafından, bu magmatik kayaçlar içerisinde tespit edilen nümmitilli kireçtaşı anklavlarına dayanarak Üst Eosen? yaşı verilmiş ise de, tarafımızdan sözü edilen alanda bu nümmitilli kireçtaşı düzeylerinin Maden karmaşığının içerisinde yer aldığı belirlenmiştir. İnceleme alanı güneyinde ise Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından Berit grubuna dahil edilen bu magmatik kayaçların Yüksekova karmaşığına ait asidik kayaçlarla aynı yaşta olduğu açıklanmıştır. Yazgan ve Chessex (1991) tarafından ise ortaklaşa okyanusal ve kıtasal kabuk üzerinde gelişen ve yay (Baskil yayı) magmatizmasını temsil eden kalkalkali volkanik ve plütonik kayaçlar Koniasiyen-Erken Kampaniyen yaşta olduğu açıklanmıştır. Turan vd (1993) tarafından ise bahsolunan magmatik kayaçlar 'Elazığ magmatitleri" olarak adlandırılmış ve Pertek civarında Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu ile örtüldüğü belirtilerek, bu magmatitlerin Bitlis-Pütürge masifleri ile Keban-Malatya masifleri arasındaki okyanusun Geç Kretase'de kuzeye dalımı ile oluşan yay malzemesi ürünü olduğu ileri sürülmüştür.

İnceleme alanında yüzeylenen Polat-Beğre granitoidi ile Baskil magmatitleri arasında sahasal ve mineralojik benzerliklerin oldukça fazla olması ve inceleme alanına yakınlığı dikkate alındığında, tarafımızdan Polat-Beğre granitoidinin de Baskil magmatitlerinin eşdeğeri olduğu düşünülmektedir. Güneydeki Pütürge masifi ile kuzeydeki Malatya masifi arasındaki okyanusun Geç Kretase'de kuzeye dalımı sonucunda kıta kenarına yakın olan bir volkanik yayın ürünü olarak oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 2.25. Kuvarsdiorit bileşimli kayalarda yer alan MME içerisinde görülen feldispat ve kuvar megakristalleri. Örnek No: 136; Akçakoyun yamacı.

2.5. Maden Karmaşığı (EMk)

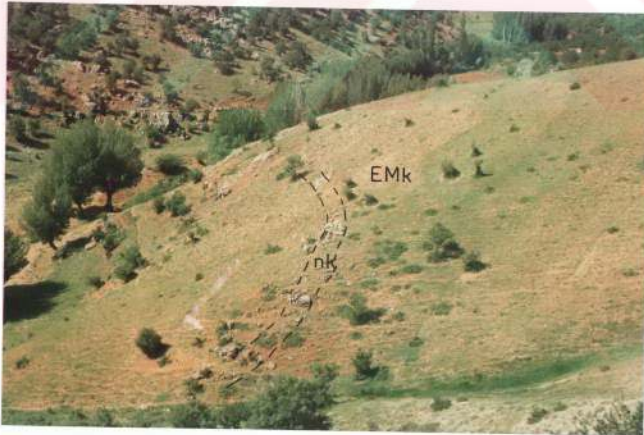
İnceleme alanının KD'sunda sınırlı bir alanda yüzeyleyen birim harita alanı dışında daha güneyde (Sürgü vadisi boyunca) ise oldukça geniş yayımlıdır. Malatya dolaylarındaki Orta Eosen yaşlı Na'ca zengin spilit bileşimindeki toleyitik seri eğilimli, kalk-alkalen karakterli volkanik ve subvolkanik kayalardan oluşan birim Yazgan (1972) tarafından "Maden karmaşığı" olarak tanımlanmıştır. Ergani-Maden (Elazığ) yöresindeki Eosen yaşlı volkanik arakatlı kırmızı şeyl ve marndan oluşan birim için ise Özkaya (1978) tarafından "Maden formasyonu" adlaması kullanılmıştır. Yine İleri vd (1976) Ergani bakır cevherleşmesinin olduğu volkanik istifi "Maden karmaşığı" olarak tanımlamıştır. Perinçek (1979) ise Pütürge metamorfizlerini uyumsuzlukla örten, Orta Eosen fosillerini içeren volkano-sedimanter oluşukları "Maden karmaşığı" olarak tanımlamıştır.

Malatya GD'sunda ise gabro, diyorit, granit, granodiyorit ile başlayıp, bol piroklastik, lav akıntısı, aglomera, tuf ve volkano-sedimanter birimlerle devam eden istif Karaman (1993) tarafından "Maden karmaşığı" olarak adlandırılmıştır. Orta Eosen yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter özellikli bu karmaşık yörede çalışan birçok araştırmacı tarafından "Maden karmaşığı" adlanması ile tanımlanmaktadır. Bu incelemede de "Maden karmaşığı" adlanması korunarak birimin litolojik özellikleri ve diğer birimlerle olan dokunak ilişkileri açıklanacaktır.

Birim inceleme alanında Harami dere vadisi sol yamacında Hicekkaşı sırtı boyunca ve Karaterzi köyü doğusunda yüzeylenir. Polat köyü KB'sındaki Ballığın dere sol yamacında ise haritalanamayacak ölçekte yüzleklerine rastlanmıştır. Oldukça sınırlı bir alanda mostra veren istifde bir çok kaya birimini bir arada görmek mümkündür. Karmaşık içerisinde bazik volkanik kayalar, çamurtaşı, mikritik kireçtaşı, metakumtaşı, damar kayaları, nümmilitli kireçtaşı ve mermer blokları yer almaktadır. Bu litolojiler arasında düzenli bir ilişkiden ziyade içiçe görünüm hakimdir. Bazik volkanitler, çamurtaşları ve mikritik kireçtaşı blokları bu alandaki egemen litolojileri oluşturmaktadır. Bazik volkanitler tamamen spilitleşmiş, ayrılmış, yeşil renkleri ile dikkat çekmektedir. İçerisinde KD-GB doğrultuda sıralanmış birbirinden bağımsız mercekler halinde, çeşitli büyüklüklerde, havza içi kökenli olarak kabul edilen ve muhtemelen Malatya metamorfizmine ait mermer blokları yer almaktadır (Şekil 2.26). Beyazımsı, açık gri ve çok sert olan bu mermer blokları karmaşığın görünen tabanında sıralanmışlardır. Yer yer spilitlerin üzerinde yer yer de onlarla ardalanmalı görülen çamurtaşları ise kırmızımsı renkli ve bol kalsit damarlıdır. Tektonizmanın etkisi çamurtaşı seviyelerinde yoğun olarak izlenmektedir. Çok kırıklı, çatlaklı olan çamurtaşlarındaki kırıklar tamamen ikincil kalsitle dolmuştur. Birkaç metre kalınlıkta olan bu çamurtaşı seviyeleri istif içerisinde tekrarlanmaktadır. Karmaşık içerisindeki mermer bloklarının üzerinde 50-60 cm kalınlıkta koyu gri, bol fosilli kireçtaşının varlığı tespit edilmiştir (Şekil 2.27). KD-GB doğrultulu makro olarak tanınabilen bol nümmilit içeren bu düzeyin devamlılığı arazide yer yer kesilmekte ve mercek şeklinde olduğu izlenimini vermektedir. Kırmızımsı mikritik kireçtaşı ve çört bloklarına ise karmaşığın üst seviyelerinde her yerde rastlamak mümkün olmaktadır. Alterasyonun yoğun olarak izlendiği bu karmaşık içerisinde yer



Şekil 2.26. Maden karmaşığının (EMk) genel görünümü ve içerisinde yer alan mermer blokları (mb): mermer. Hicekkaşı sırtı; Bakış yönü KD'dan GB'ya doğrudur.

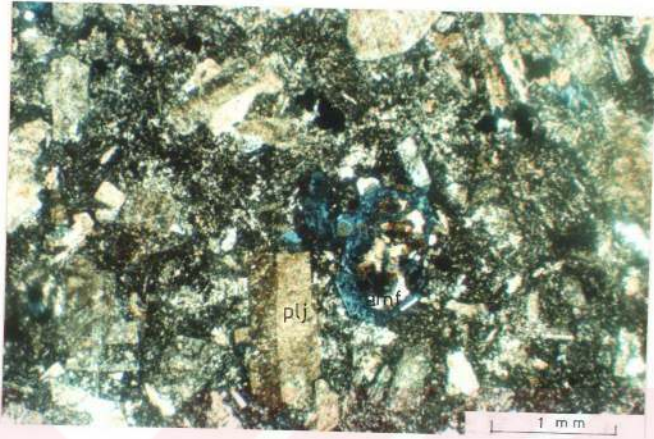


Şekil 2.27. Maden karmaşığı (Emk) içerisinde bulunan nümmilitli kireçtaşı (nk) seviyelerinin görünümü. Hicekkaşı sırtı; Bakış yönü KD'dan GB'ya doğrudur.

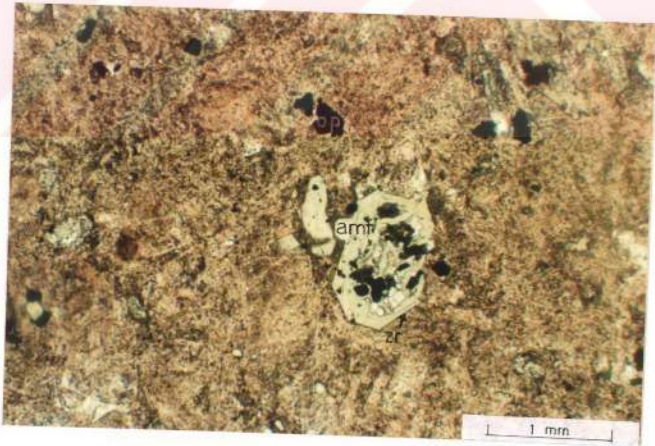
alan damar kayaçları ise değişik kalınlıklarda sütunlar halinde olup oldukça kırıklı ve çatlaklıdır. Yeşilimsi-gri renkli, ince taneli ve oldukça sert olan bu damarlar çamurtaşı ve spilitik bazik volkanitleri kesmektedir.

Bu damar kayaçlarının mikroskopik incelemelerinde andezit ve diyabazdan oluştuğu tespit edilmiştir. Vitroporfirik ve mikrolitik porfirik doku gösteren andezitlerde yaklaşık %35-40 plajiyoklaz+amfibol kristalleri bulunmaktadır. Yarı özşekilli, genelde prizmatik, normal zonlanmalı, karlsbat ikizli olup alterasyonun etkisiyle tanınmayacak durumda olan plajiyoklaz fenokristallerinde bol serizitleşme ve karbonatlaşma izlenmektedir (Şekil 2.28). Tamamen kloritleşmiş olan amfibol fenokristallerinde ise pleokroyizma kaybolmuş, sadece muntazam olan altıgen şekilleri korunmuştur. Amfiboller içerisinde veya opak mineraller ile birlikte prizmatik kristaller halinde, oldukça bol apatit minerali, çubuksu zirkon ve küp şekilli bol opak mineral izlenmektedir (Şekil 2.29). Az miktarda izlenen kuvars fenokristalleri ikincil görülmektedir. Subhedral mikrogranüler ve intersertal doku gösteren diyabaz dayklarının ise yaklaşık %70'ini plajiyoklaz mikrolitleri oluşturmaktadır (Şekil 2.30). Az miktarda görülen biyotit, ince çubuksu amfibol ve epidot mikro kristallerinin yanında bol opak mineral bulunmaktadır. İnce, prizmatik, az belirgin açık yeşil pleokroyizmalı, kloritleşmeli olan hornblendler piroksenlerin uralitleşmesi ile oluşmuş görülmektedir. Çok az miktarda gözlenen biyotitler ise tamamen kloritleşmiş ve az, açık yeşil pleokroyizma göstermektedir. Özşekilsiz, taze yüzeyli, dalgalı sönmeli kuvars kristalleri, iğnemsiz zirkon ve opak mineral bulunmaktadır. Klorit, epidot ve kalsit ikincil oluşumlardır.

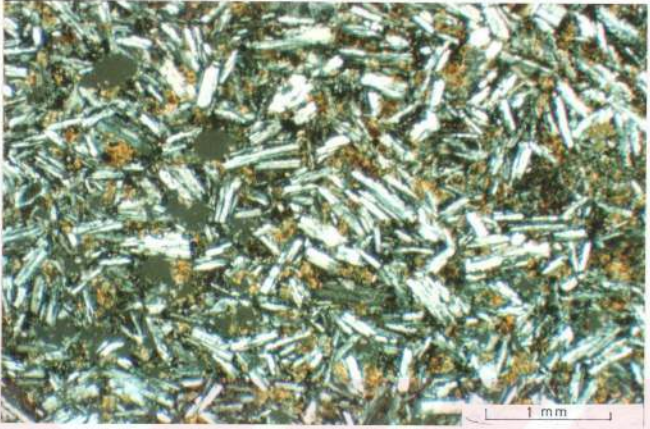
Karmaşık Karaterzi köyü batısındaki Yıkılğan dere sağ ve sol yamacında ise daha çok bloklu görünüm sunmaktadır. Mermer, dolomit ve granitoid blokları piroklastik malzeme içerisinde yer almaktadır. Yapılan gözlemlerde 10-15 m çapında mermer ve dolomit blokları ile bunlardan daha küçük granitoid bloklarının lapilli, tuf özellikli çok gevşek tutturulmuş matrisi içerisinde yer aldığı gözlenmiştir. İnceleme alanının KB'sında Ballığın dere sol yamacında ise Polat-Begre granitoyidi ile Malatya metamorfiteğine ait dolomit birimi arasında çok küçük bir alanda gözlenmektedir (Şekil 2.31). Karmaşığın görünen tabanında kırmızı çamurtaşı, onun üzerinde yeşil renkli, spilitik bazik volkanitler, diyabaz daykı (Polat-Ballığın dere yamacında küresel yapıda), kırmızımsı yeşilimsi mikritik kireçtaşı blokları yer almaktadır. Çamurtaşları



Şekil 2.28. Maden karmaşığı (Emk) içerisindeki andezitlerde görülen yoğun alterasyon. Örnek No: 28. plj: plajiyoklaz, amf: amfibol; Ç.N.X32.



Şekil 2.29. Maden karmaşığına (EMk) ait andezitlerin kloritleşmiş amfibollerinde görülen opak mineral ve zirkon kapantıları. Örnek No: 28. amf: amfibol, zr: zirkon, op: opak mineral; T.N.X32.



Şekil 2.30. Maden karmaşığı (EMk) içerisindeki diyabaz daykında görülen intersertal doku ve kloritlemiş hamurun mikroskoptaki görünümü. Örnek No: 51, Ç.N.X32.



Şekil 2.31. Maden karmaşığındaki spilitik bazik volkanitler ve mikritik kireçtaşı bloklarının görünümü. Polat-Ballığın dere sol yamacı, Bakış yönü KB'ya doğrudur.

içerisinde bulunan ve çok kırıklı, parçalı, bol gaz boşluklu olan diyabazlardan alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde intersertal, intergranüler doku gösteren birimin genellikle plajiyoklaz latalarından oluştuğu ve latalar arasındaki boşlukları dolduran minerallerin ise tamamen kloritleştiği gözlenmiştir. Karmaşığın üst seviyelerinde ise Malatya metamorfitlelerine ait dolomit birimi içerisine sokulmuş ve mercek şeklinde yayılmış andezit yüzleğine rastlanmıştır. İnceleme alanında sadece Ballıgın dere sol yamacında görülen ve istifin en üstünü oluşturan bu andezit merceğinden alınan örneklerin mikroskopik incelemesinde kayacın tamamen yönlenmiş plajiyoklaz lataları ve camısı hamurdan oluştuğu görülmüştür.

İnceleme alanında Hicekkaşı sırtı, Karaterzi köyü ve Polat-Bağre granitoyidi yersel mostralar halinde izlenen karmaşığın altındaki Polat-Bağre granitoyidi ve üstündeki Malatya metamorfileri ile tektonik dokunaklı olduğu izlenmektedir. İnceleme alanı dışında oldukça geniş yüzlekleri olan birim açıklandığı gibi harita alanında küçük tektonik dilimler halinde yüzeylenmektedir. Karmaşığın mostralarının görüldüğü adı geçen bu alanlarda Malatya metamorfitlelerine ait rekristalize kireçtaşı ve dolomit seviyelerinin yataya yakın konumda karmaşık üzerine itildikleri açıkça izlenmektedir. Karmaşığın alt dokunağı ise yoğun alterasyon ve tektonizmanın etkisiyle çoğun örtülüdür. Ancak yaygın olarak izlenmese de Polat-Bağre granitoyidi ile sınırlı alanlarda görülen tektonik ilişki ve bölgeye yerleşimi göz önünde bulundurulduğunda tektonik olduğu kabul edilmektedir. Birimin inceleme alanında oldukça sınırlı alanlarda yüzeylenmiş bulunması ve alt dokunağının Hicekkaşı sırtı ve Karaterzi köyü doğusunda Kuvaterner çökelleri ile örtülü olması detay incelenmesine imkan vermemektedir. Harami dere sol yamacındaki yüzleklerinin ise Polat-Bağre granitoyidi üzerinde tektonik dokunaklı olduğu düşünülmektedir. İnceleme alanı dışında ise yer yer ofiyolitik kütlelerin yer yer de metamorfik masiflerin altında tektonik dilimler halinde gözlenen (Karaman, 1993) karmaşığın, Guleman ofiyoliti ve Pütürge masifi üzerinde de tektonik yüzleklerine rastlanmaktadır (Perinçek 1979, Yazgan 1981). Turan vd (1993) tarafından ise Guleman ve Maden yöresinde yer alan birime ait mostraların ofiyolitler üzerinde, Pütürge civarında ise metamorfite üzerinde uyumsuz olarak bulunduğu açıklanmıştır. İnceleme alanında Polat-Bağre granitoyidi üzerinde ve Malatya metamorfitlerinin altında küçük tektonik dilimler halinde

yüzeylenmektedir. İnceleme alanı güneyinde Sürgü çayı vadisi boyunca ise üzerindeki Berit grubu kayaları ile tektonik dokunaklıdır.

Görüldüğü gibi Maden karmaşığının diğer birimlerle ilişkisi değişik alanlarda farklılıklar göstermekte iken, karmaşığın yaşı ile ilgili verilerin hemen çoğu Orta Eosen'i işaret etmektedir. Malatya GD'sunda yer alan karmaşığa ait diyoritlerden K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayininden 48 my olarak Eosen yaşı tespit edilmiştir (Yazgan vd 1987). Bu çalışmada ise inceleme alanında karmaşığın en fazla mostralarının yüzeylendiği Hicekkaşı sırtında yer alan nümmitilli kireçtaşı seviyelerinden derlenen (Şekil 2.32) ve paleontolog Nazire Özgen tarafından tanımlanan fosiller:

Lockhartia conditi DAVIES

Sphaerogypsina globula REUSS

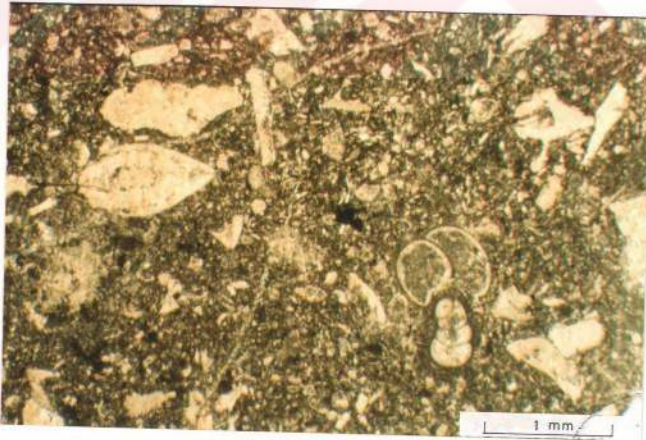
Asterigerina rotula KAUFMANN

Nümmilites sp.

Discocyclina sevensi DOUVILLE

Anomalina sp.

olup, bu bulgular Alt-Orta Eosen yaş konağına ve resif önü, çalkantılı, yüksek enerjili bir ortama işaret etmektedir.



Şekil 2.32. Maden karmaşığı içerisindeki nümmitilli kireçtaşının mikroskopta görünümü. T.N.X32.

Karmaşığın içerisinde gözlenen kırmızı biyomikritler havzanın derinleştiğine, andezitik volkanitlerin bulunuşu sedimantasyonla birlikte volkanizmanın etkin olduğuna ve kireçtaşı olistolitleri ise havza tabanının duraysızlığına işaret etmektedir. Karmaşığa ait lavların jeokimyasal verilerini kullanarak birimin oluştuğu ortamı belirlemeye çalışan Özçelik (1985), bu lavların toleyitik karakterde ve kenar havzada oluşan ensimatik bir ada yayı ürünü olduğunu, Yazgan (1981) ise bunların kalkalkalen seriye ait aktif kıta kenarı yay volkanizması ürünleri olduğunu açıklamışlardır. Yazgan ve Chessex (1991) Maden volkanosedimanter kayaçlarının Bitlis-Pütürge orojenik kuşağına paralel gelişen kısa ömürlü bir havzada, Eosen zamanında oluştuğunu açıklamıştır. Turan vd (1993) Erken Kretase sonundan itibaren kuzeye dalmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun dalma-batmasının Geç Kretase'de de devam ettiğini ve Bitlis-Pütürge masifleri üzerinde Orta Eosen'de gelişen kısa ömürlü bir havzada ise Maden karmaşığının oluştuğunu açıklamışlardır. Yılmaz (1993) ise Maden baseninin Orta Eosen zamanında, muhtemelen andezitik volkanik dizi gerisinde yayardı havza olarak açıldığını ve napların palinspastik olarak dizildiği zamanda, bu havzanın güneydeki volkanik dizi ile kuzeydeki naplar arasına yerleştiğini açıklamıştır. Kısa ömürlü olan bu havzanın, Maden grubu üzerine yerleşen napların, güneye hareketi ile bağlantılı olarak Orta Eosen sonunda kapandığı belirtilmiştir.

2.6. Beylerderesi Formasyonu (PQBf)

Genelde çakıltaşı daha az kumtaşı ve çamurtaşı ile temsil olunan genç birim inceleme alanının KD'sunda yer alır. Malatya GB'sında Beylerderesi vadisi boyunca izlenen tipik görünülerinden dolayı Gözübol ve Önal (1986) tarafından ilk defa adlandırılmıştır.

Birim inceleme alanının KD'sunda Çatobası köyü ve G'indeki düzlüklerde oldukça geniş yayımlıdır. Çakıltaşı seviyelerinin baskın olduğu istifte kumtaşları ve kilaşları daha ince seviyeler ve mercekler halinde yer almakta ve dere içlerinde izlenmektedir. Çakıltaşı; genellikle iyi pekleşmiş, az belirgin katmanlı, az

yuvarlaklaşmış, Malatya metamorfileri ve Polat-Begre granitoidlerinden türemiş olan çakılların kum ve silt boyutundaki malzeme ile bağlanmasından oluşmuştur. Kumtaşı, açık sarımsı, gri renkli, az çakıllı olup daha gevşek tutturulmuştur. Çakıltaşları içerisinde ara katkı ve ara düzeyler halinde olup yer yer de mercekse görünüm sunarlar. Çamurtaşı ise çakıltaşı ve kumtaşı düzeyleri arasında ince taneli, açık kahverenkli, oldukça gevşek tutturulmuş daha çok mercekler halinde görülmektedir. Alüvial yelpaze ortamında çökeldiği düşünülen bu formasyon önceki araştırmacılar tarafından Plio-Kuvaterner yaşta kabul edilmiştir.

2.7. Yamaç Molozu ve Birikintiler (Qyb)

Çalışma alanındaki en genç oluşuklar yamaç molozu ve alüvyondur. Yamaç molozu genellikle bindirme hatları boyunca görülmektedir. Özellikle Akçakoyun yamacı boyunca 30-40 m kalınlıkta izlenen yamaç molozlarının çakılları çoğunlukla Malatya metamorfilerine ait dolomit, mermer ve kalkışt birimlerinden türemiştir. Bunlar; iri çakıl ve kum boyutunda olan köşeli malzemenin karbonat çimento ile tutturulmasından oluşmuş oldukça sıkı, masif görünümlüdür. Çakıl, kum, silt, kil boyutundaki birikintiler ise özellikle Polat ovasındaki düzlüklerde geniş yayılmıştır. Granitoid kütesinin ayrışma ürünleri ve metamorfilerden taşınan kil materyalleri bu genç alüvyonları oluşturmuştur. Üstte kil boyutundaki ince malzeme, onun altında siltli-kumlu malzeme ve yaklaşık 2-6 m arasında değişen derinliklerden sonra ise çakıl boyutundaki malzeme bulunmaktadır. Ovada açılan keson kuyularda (20-25 m derinlikte) halen çakıllı kumlu malzemenin devam ettiği gözlenmiştir. Polat-Begre granitoidindeki alterasyonun yoğun olduğu kesimlerde ise 4-5 m kalınlıkta kum birikintileri bulunmaktadır. Polatdere köyü K'inde Mezra sırtı, Büyükkale, Küçükkale, Akpınar dere vadileri ve Haydarlar mezrası D'su ve K'indeki kesimler genellikle bu birikintilerle örtülmüş durumdadır. Bu alanlarda görülen birikintiler ise Polat-Begre granitoidinin alterasyonu sonucu serbest kalan kuvars taneleri ile az oranda silt, kil boyutundaki malzemelerin karışmasından oluşmuştur.

3. MINERALOJİ VE PETROGRAFI

3.1. Giriş

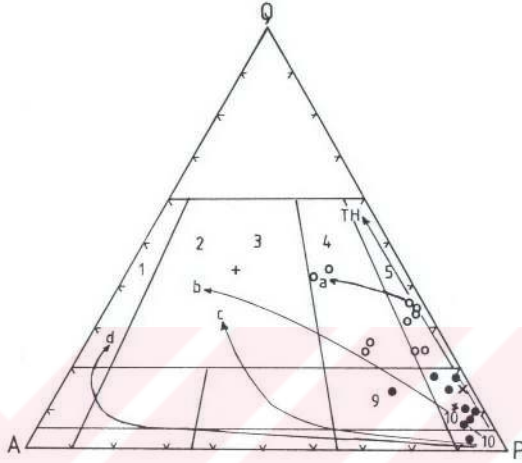
İnceleme alanında geniş yüzlemesi olan mağmatik kayalar, değişik bileşimli fakat büyük olasılıkla aynı mağma odasından türemiş ve ardarda sokulum yapmış mağmanın katılaşması ile oluşmuşlardır. Bu nedenle diyoritten tonalite kadar ayrılmamış bu mağmatitlerin aralarında kesin bir sınır görülmemiştir.

Bileşimi esas olarak bir veya birkaç renkli minerallerden meydana gelmiş taneli dokulu mağmatik kayalar ilk defa Loewinson-Lessing (1901) tarafından "granit" olarak tanımlanmıştır (Önal'dan 1992). Yakın zamana kadar kullanılan granit terimi yerine 1970'li yılların ortalarından sonra hemen hemen tüm araştırmacılar tarafından "granitoid" terimi kullanılmaya başlanmıştır (Örn. Chappell ve White, 1974; Streckeisen, 1976; White ve Chappell, 1977; Debon ve Le Fort, 1982). İlk defa Chappell ve White (1974) tarafından kullanılan granitoid terimi "Tanesel yapıya sahip, asidik ve ortaç bileşimleri ile mineralojik, petroğrafik ve jeokimyasal bir topluluk oluşturan ve aynı jeolojik bulunuş şekillerine sahip granitten-tonalite kadar olan derinlik kayalarını kapsamaktadır. Ishihara'ya (1981) göre ise granitoid "sılıs bakımından doymuş tüm granitik kayaları hatta gabroyikleri kapsar". Brown ve diğ. (1984) tarafından ise terime açıklık getirilmiş; diyorit'ten tonalite ve granodiyorite hatta gerçek anlamdaki granite kadar bileşim değişimi gösteren intrüzif kompleksler için kullanılmıştır (Önal'dan 1992). Diğer taraftan Streckeisen (1976) tarafından önerilen isimlendirmede bu kayaların jenetik içeriklerine bakılmaksızın felsik minerallerin (kuvars, plajiyoklaz ve alkali feldispat) benzer nisbi oranları ile aynı isimli granitoidlerin gösterilmesine önderlik etmiştir. Streckeisen başkanlığında oluşturulmuş Petroloji altkomisyonu tarafından kabul edilen minerallerin çeşidi ve yüzde miktarına göre yapılan sınıflamada %90'dan az mafik mineral içeren derinlik kayalarının sınıflaması QAPF adı verilen iki üçgen diyagramla yapılmaktadır. Feldispatoid içermeyen granitoidler QAP üçgeninde yer alır.

İnceleme alanında yüzeylenen mağmatik kayaçların mineralojik sınıflandırılması kayacın içerdiği minerallerin çeşidi ve yüzde miktarına göre yapılmış ve "Polat-Begre Granitoyidi" olarak ilk defa bu çalışmada adlandırılmıştır. Petrografik tayini yapılan örneklerin yirmibir adetinin mikroskopta modal analizleri yapılmış (Tablo 3.1) ve adlandırmada ölçüt olarak kullanılan minerallerin (kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz) yüzde oranları hesaplanarak QAP diyagramında sunulmuştur (Şekil 3.1).

Tablo 3.1. Polat-Begre granitoidine (KPBg) ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının modal mineralojik bileşimleri.

ÖrnekNo	Kuvars	K-feldispa.	Plajiyokla.	Biyol.	Amfibo.	Piroksen	Diğerleri	Kayaç Adı
11	4.17	0.25	67.50	-	10.32	-	17.63	Diyorit
103	8.27	0.60	61.91	2.30	19.35	-	7.50	Q-Diyorit
108	9.65	0.73	41.20	8.12	36.35	-	4.3	Q-Diyorit
132	9.50	11.00	44.50	1.00	16.62	5.38	12.00	Q-Diyorit
134	5.24	1.19	40.71	7.61	37.42	-	7.82	Q-Diyorit
145	11.97	2.16	57.36	9.12	8.65	0.60	10.13	Q-Diyorit
173	3.71	2.65	68.76	0.78	8.73	2.75	12.62	Diyorit
182	3.95	1.69	46.50	6.40	32.76	-	8.60	Diyorit
186	12.20	3.43	49.80	12.64	20.00	-	1.90	Q-Diyorit
Ortalama	7.63	2.63	53.14	5.99	21.13	2.91	9.16	
7	20.78	15.19	48.22	3.24	1.32	-	11.24	Granodiy.
26	26.70	1.47	53.82	2.10	14.25	-	1.64	Tonalit
40	23.41	2.32	50.48	2.65	13.26	-	7.83	Tonalit
45	34.89	15.70	29.42	11.24	2.37	-	6.34	Granodiy.
62	20.10	3.20	54.11	4.49	16.22	-	2.00	Tonalit
69	29.62	11.24	32.45	5.38	12.65	-	8.63	Granodiy.
75	21.32	2.53	46.78	13.35	11.62	-	4.38	Tonalit
85	28.62	1.21	47.00	2.13	10.55	-	10.46	Tonalit
159	19.23	4.21	54.60	18.75	0.98	-	2.23	Tonalit
183	20.89	8.29	50.18	18.55	0.10	-	2.00	Granodiy.
Ortalama	24.55	6.63	46.70	8.19	8.33	-	5.67	
179	11.32	0.60	53.70	13.43	14.54	-	6.41	Q-M.dio.
97	41.42	33.57	22.23	1.85	-	-	0.92	Aplit



Şekil 3.1. Polat-Begre granitoidine ait derinlik kayaçlarının QAP diyagramında (Streckeisen, 1967) adlandırılması. 1: alkali granit, 2-3: granit, 4: granodiyorit, 5: tonalit, 9: kuvars monzodiyorit-monzogabro, 10*: kuvars diyorit-kuvars gabro, 10: diyorit-gabro alanını, o: diyorit grubu, o: tonalit grubu, +: aplit, x: kuvars mikrodiorit, a: kalkalkalen-tronjemitik (düşük K), b: kalkalkalen-granodiyoritik (orta K), c: kalkalkalen-monzonitik (yüksek K). TH: toleyitik magma serilerinin farklılaşma gidişlerini göstermektedir (Fattah ve Rahman'dan, 1990).

3.2. Polat-Begre Granitoidi (KPBg)

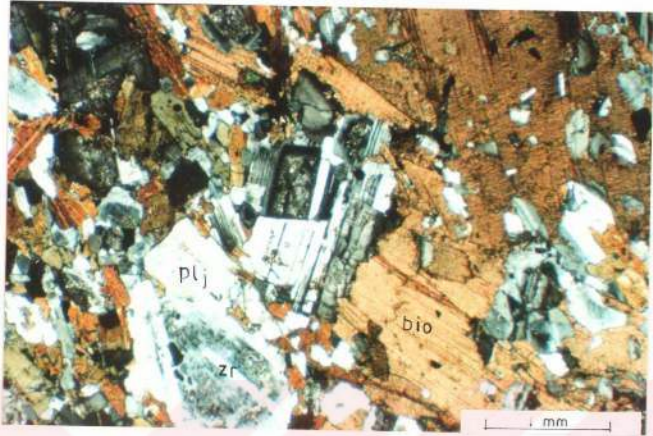
İnceleme alanında yüzeylenen magmatik kayaçların mineralojik-petroğrafik özellikleri dikkate alınarak ilk defa bu çalışmada adlandırılmış ve “**diyorit grubu**” ile “**tonalit grubu**” olarak iki alt gruba ayrılarak incelenmiştir. Diorit ve tonalit grubu kayaçlar ile aynı mineralojik bileşime sahip porfirler ve dayklar ise yarıderinlik kayaçları adı altında açıklanmıştır.

3.2.1. Diyorit grubu

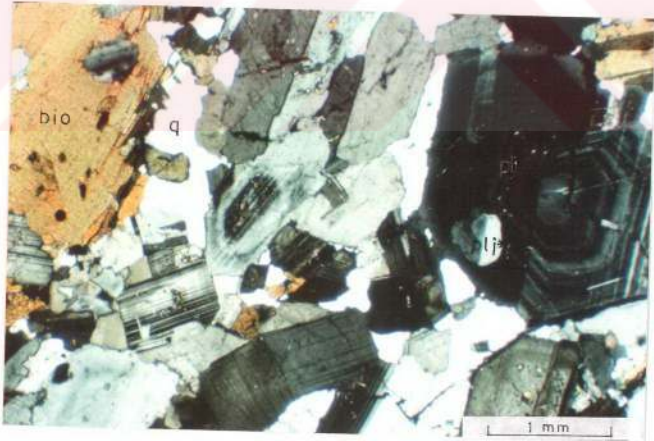
İnceleme alanındaki diyorit grubu kayaçlar genelde diyorit, kuvarsdiyorit kısmında kuvars monzodiyorit bileşimli derinlik kayaçları ile temsil edilmektedir. Söz konusu bu kayaçlar sahada makroskopik olarak benzer özellikler göstermektedirler. Bu nedenle mikroskopik incelemeler sonucunda birbirinden ayırt edilmeleri mümkün olabilmektedir.

Diyorit grubu kayaçlar el örneklerinde farklı tane boyutunda minerallerden oluşmuş ve tamamen kristallenmiş olduğu görülmektedir. Bu minerallerin başlıcaları 2-3mm uzunluğunda beyazımsı renkteki plajiyoklazlar ve koyu yeşilimsi, siyah renkte 2-3 mm yer yer de 3- 4mm (genelde tektonik ilişkili dokunaklarda) büyüklüğündeki amfibollerdir. Amfibollerden daha az miktarda fakat daha iri, pulsu, koyu kahverengi biyotit mineralleri de makro olarak tanınmaktadır. Ancak bu iri biyotit minerallerinin daha küçük birkaç biyotit mineralinin biraraya gelmesi ile oluştuğu mikroskopik çalışmalarda gözlenmiştir (Şekil 3.2). Kuvars diyoritlerde ise bu minerallerin arasında camsı görünümlü 1-3 mm arasında değişen büyüklüklerde kuvars mineralleri yer almaktadır. Ancak diyorit grubu kayaçlarda genel olarak plajiyoklaz ve amfibol minerallerinin hakim durumda olduğu göze çarpmaktadır. Melanokrat minerallerce zengin bu kayaçlarda mikroskop altında subhedral granüler ve poikilitik doku olmak üzere holokristalin doku türleri görülmektedir (Şekil 3.3). İri plajiyoklaz mineralleri üzerinde yarıözşekilli amfibol mineralleri (Şekil 3.4) ve amfibol üzerinde de özşekilsiz plajiyoklaz kapantıları (Şekil 3.5) poikilitik dokunun genel görünümünü oluşturmaktadır. Plajiyoklaz, amfibol daha az oranda kuvars minerali diyorit grubu kayaçların esas bileşenlerini kalsit minerali ise ikincil bileşeni oluşturmaktadır. Kontak zonlarına yakın yoğun epidot ve granat mineralleri ile sfen, apatit, zirkon ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak sıkça görülmektedir.

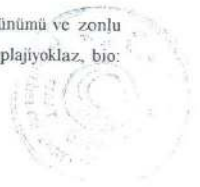
Plajiyoklazlar, diyorit grubu kayaçlar içerisinde en fazla bulunan mineraller olup modal olarak % 41.20-68.76 (ort. % 53.14) arasında, normatif olarak % 45.24-69.86 (ort. % 55.72) arasında bir değere sahiptir (Bkz. Tablo 3.1). Genellikle yarı özşekilli ve özşekilli, çoğun prizmatik, az oranda tabuler kristaller halindedir. Hem prizmatik

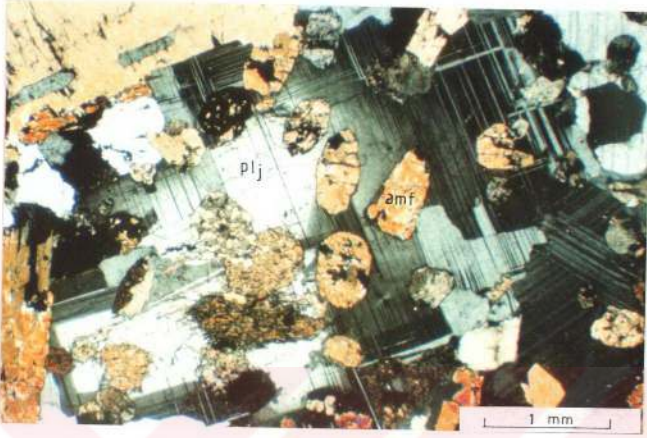


Şekil 3.2. Diorit birimindeki iri biyotit kristalleri ve karbonatlaşmış plajiyoklaz üzerindeki zirkon kapantısı (Örnek No: 182). bio: biyotit, plj: plajiyoklaz, zr: zirkon; Ç.N.X32.

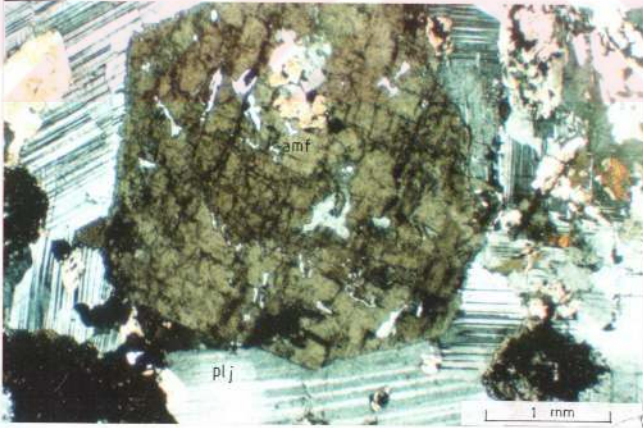


Şekil 3.3. Kuvarsdiorit birimindeki subhedral granüler dokunun mikroskopta görünümü ve zonlu plajiyoklaz üzerindeki zirkon kapantısı (Örnek No: 185). plj: zirkon kapantılı zonlu plajiyoklaz, bio: biyotit, q: özşekilsiz kuvars; Ç.N.X32.





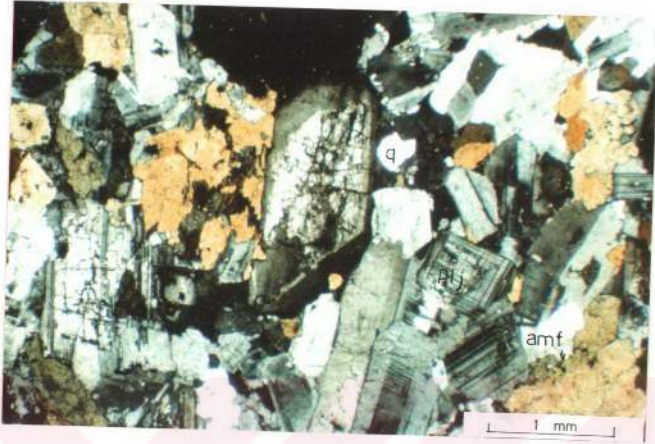
Şekil 3.4. Diorit grubu kayalardaki poikilitik dokunun mikroskopta görünümü (Örnek No: 137).
plj: iri plajiyoklaz minerali, amf: amfibol; Ç.N.X32.



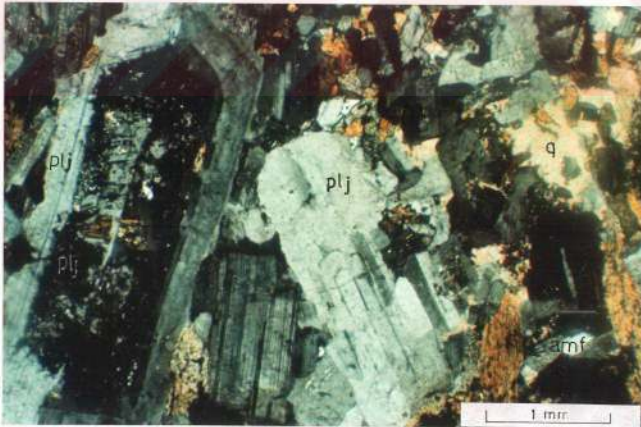
Şekil 3.5. Diorit grubu kayalardaki poikilitik dokudan diğer bir görünüm (Örnek No: 137). plj:
plajiyoklaz, amf: amfibol; Ç.N.X32.

hemde tabuler olanlarda normal zonlanma oldukça belirgindir. Albit, karlspat ikizi yaygın olup periklin ve kafes ikizide görülmektedir (Şekil 3.6). Farklı kesitlerdeki albit ikizli kristallerinde ölçülen sönme açılarının 15° ile 29° arasında değiştiği görülmüştür. Buradan plajiyoklazların An_{34-52} bileşimine sahip genelde andezin çok az labrador türünde olduğu belirlenmiştir. Ortalama sönme açısı $16-26^\circ$ arasında değişmektedir. Sadece Sülülükom mevkiinden alınan örneklerde $25-29^\circ$ arası sönme açısı değerleri bulunmuştur. Diyorit grubu kayalar içerisindeki plajiyoklazların diğer önemli bir özelliği hem prizmatik hemde tabuler şekilli kristallerinde zonlanma görülmesidir. Sık sık kademeli zonlanma da gösteren plajiyoklas kristallerinin iç kısmı anortitce zengin, dış kısmı ise anortitce daha fakirdir. Bazı örneklerde anortitce zengin iç kısım tamamen karbonatlaşmış, bazılarında ise sossuritleşmiştir (Şekil 3.7). Birçok örnekte ise yoğun serizitleşme görülmektedir. Bazan da plajiyoklazların çatlaklı ve korozyonlu iç kısmı yine daha sonra oluşmuş plajiyoklaz mineralleri ile sarılmıştır. Bu durum plajiyoklaz minerallerinde daha sonra mineral büyümesi olduğunu düşündürmektedir. Diğer minerallerle dokanağı belirgin fakat plajiyoklaz ve kuvars mineralleri ile olan dokanakları belirsiz olup yer yerde magmatik korozyon izlenmektedir. Çoğu plajiyoklaz kristallerinde biyotit, amfibol, plajiyoklaz, sfen, apatit ve zirkon kapantıları bulunmaktadır.

Diyorit grubu kayalar içindeki mafik minerallerden en önemlisi amfibollerdir. Bazı kesitlerde bileşimin %20-30'unu oluştururlar. Modal olarak % 8,65-37,42 arasında (ort. % 21,13) değere sahiptir. Yarı öz, özşekilli, sarımsı, yeşilimsi renklerde izlenen amfibollerin çoğunluğunu uzun, çubuksu hornblendler oluşturur. Hornblend dışındaki amfiboller daha çok öz şekilli altıgenler halinde izlenir. Ancak çubuksu hornblend mineralleri diğer amfibollerden daha büyük tane boyuna sahiptir. Diğer amfiboller ise irili ufaklı, yarı öz, özşekilli kristaller halinde bulunur. Çift yönlü dilinim ($56-124^\circ$) gösteren kristallerde simetrik, tek yönlü dilinim gösteren kristallerde $17-20^\circ$ lik eğik sönme görülür. Belirgin koyu-açık yeşil arasında pleokroyizma gösteren hornblendler yer yer kloritleşmiş, bazı kesitlerde ise tremolit-aktinolit minerallerine dönüşmüş ve pleokroyizma azalmıştır. Hornblend ve diğer amfibollerde sık sık yapışma yüzeyi (100) olan amfibol ikizlerine rastlanır. Az da olsa yüzeylenen kuvars monzodiyorit bileşimli örneklerdeki hornblendlerin bir kısmı ise piroksenlerin uralitleşmesi ile oluşmuştur. Tektonik zonlara yakın kısımlardaki kesitlerde ise P



Şekil 3.6. Diorit grubu kayalarda bulunan prizmatik ve tabuler plajiyoklazlarda görülen ikizlenmeler (Örnek No: 102). plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, q: kuvars; Ç.N.X.32.

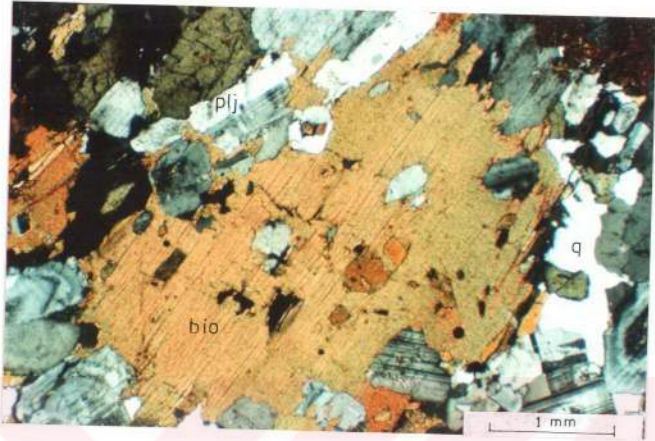


Şekil 3.7. Diorit grubu kayalardaki zonlu plajiyoklaz minerallerinde görülen karbonatlaşma ve sossuritleşme (Örnek No: 145). plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, q: kuvars; Ç.N.X.32.

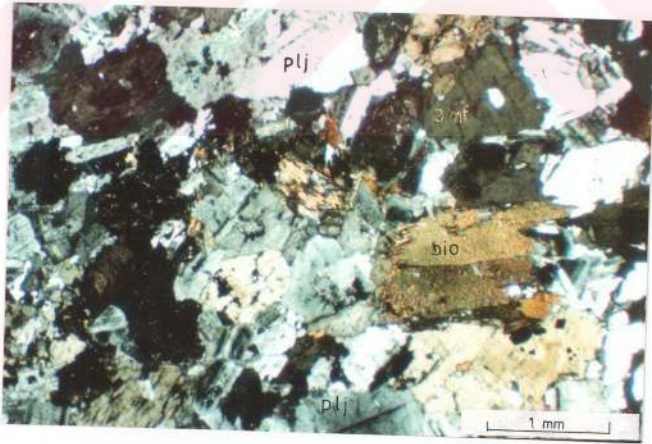
etkisiyle amfibol minerallerinde bükülmeler ve dalgalı sönme görülmektedir. Beğre köyü civarındaki örneklerde ise amfibol minerallerinde uzun eksen yönlenmesi dikkat çeker. Amfibol, plajiyoklaz, sfen kapantıları sıkça görülmektedir. Ayrıca plajiyoklazlar hornblend fenokristalleri içerisinde poikilitik doku oluşturacak şekilde yerleşmişlerdir. Diyorit grubu içindeki amfibollerde genelde yeşil, kahverengimsi pleokroyizma görülmektedir. Kloritleşme hornblendlerde daha yaygın olarak izlenir.

Diyorit grubu kayaçlar içerisinde görülen bir diğer önemli mafik bileşen ise biyotit'dir. Kuvars monzodiyoritlerde daha az bulunan biyotit mineralleri, diyorit ve kuvarsdiyoritlerde %10 kadar çıkar. Kahverengimsi, yeşilimsi, kırmızımsı-kahverenkli, yarı özşekli ve öz şekilsiz, bazı kesitlerde oldukça iri, levhamsı kristaller halinde izlenir. Genellikle (001) yüzeyine paralel çok iyi gelişmiş dilinime ve paralel sönmeye sahiptir (Şekil 3.8). Bazı kesitlerinde 4-5° arasında eğik sönme gösterirken bu kristallerde yapışık veya girik izler oldukça net izlenir (Şekil 3.9). Oldukça kuvvetli koyu kahverengi pleokroyizmaya sahip biyotit kristallerinin dilinimleri ve kenarları boyunca kloritleşme gelişmiş olup bazı kenarlar tamamen kloritle kuşatılmıştır. Kloritleşmenin yanı sıra bünyesindeki demirin limonitleşme sonucu açığa çıktığı da izlenmektedir. Yine bazı kristallerinde mağmatizma sonrası deformasyon sonucu bükülmeler hatta kırılmalar gelişmiştir. Yer yer plajiyoklaz daha fazlada amfiboller ile iç içe büyümüş kristallerine rastlanmaktadır. İri biyotit kristalleri içinde plajiyoklaz, amfibol, apatit opak mineral kapantıları (Şekil 3.8) ve dilinim yüzeyleri boyunca çok ince iğnemsî rutil kristalleri (sagenit) görülür. Diyorit grubu kayaçlar içerisinde piroksen mineraline rastlanmamıştır. Ancak bazı kesitlerde görülen amfibol kristallerinin piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluştuğu görülmektedir. Bu örneklerin sahadaki konumları dikkate alındığında çoğunun magmatik kütlelerin kenar zonlarındaki Malatya metamorfitlelerine ait dolomit ve mermer birimi ile olan intrüzif ve tektonik dokunaklı kesimlerde yer aldığı görülmüştür (Şekil 3.10).

Diyorit grubu kayaçlar içinde görülen ikinci önemli felsik bileşen kuvars mineralidir. Diyorit bileşimli örneklerde az miktarda (%3-4) olmasına karşın kuvarsdiyorit ve kuvars monzodiyorit bileşimli örneklerde %12 ye kadar çıkmaktadır. Genelde mineraller arasını dolduracak şekilde kristallenmiş özşekilsiz taneler halinde görülmektedir (Şekil 3.3, 3.8 ve 3.10). Çoğunlukla dalgalı sönmeli, çok az bozmuş,



Şekil 3.8. Diyorit grubu kayalarda bulunan plajiyoklaz ve amfibol kapantıları içeren yarı özşekilli biyotit minerali (Örnek No: 185). bio: biyotit, plj: plajiyoklaz, q: kuvars; Ç.N.X32.

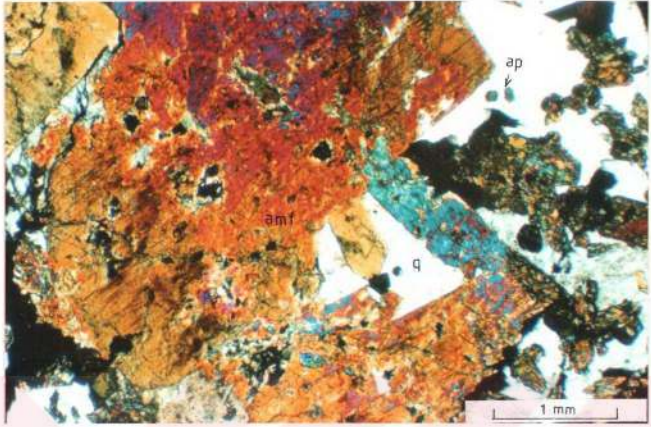


Şekil 3.9. Diyorit grubu kayalar içerisindeki kuvarsdiorit biriminin genel görünümü ve biyotit ikizi (Örnek No: 108). plj: özşekilsiz plajiyoklaz, bio: biyotit, amf: amfibol; Ç.N.X32.

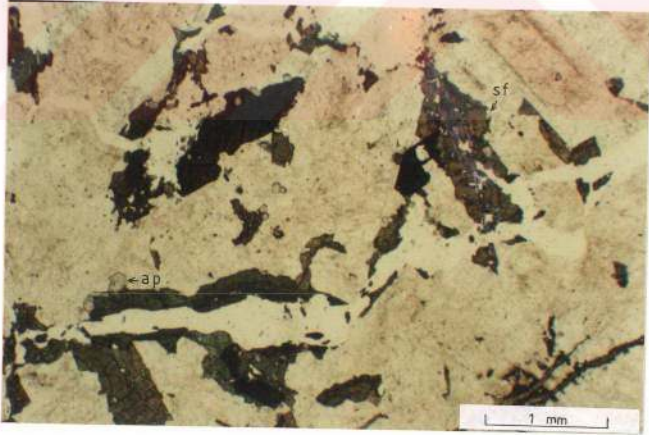
tek eksenli (+) ve diğer minerallerden daha küçük tanelidir. Alterasyondan etkilenmiş kristallerinde dahi tek optik eksen net olarak izlenmektedir. Diğer mineraller ile sınırları net olup kendi aralarında bazan tıkHz bazanda gırık kenarlar göze çarpmaktadır.

Kalsit minerali'de diyorit grubu kayaçlarda sıkça görülür. Plajiyoklazların alterasyonu sonucu açığa çıkan karbonatlaşma dışında genellikle diğer minerallerin arasını dolduran veya üzerinde oluşan yarı öz hatta öz şekilli, çift yönde dilinimli kalsit kristallerine rastlanır. Diyorit birimi ile mermerler arasındaki intrüzif dokunağa yakın kesimlerde daha sıkça görülmektedir. Ancak bu kesimlerdeki kalsit minerallerinin çoğu plajiyoklazların bozunması sonucunda değil, diyoritik mağmanın mermerler içerisine sokulumu sırasında oluşan Ca metazomatizması ile ilişkili ikincil kalsit oluşumları olarak görülmektedir. Diyorit grubu kayaçların özellikle mermer ve daha az olarak da dolomit dokunağına yakın kısımlarından alınan örneklerin kesitlerinde yoğun epidot ve granat minerallerinin varlığı da izlenmiştir. Bazan diğer minerallerin arasını dolduran taneli agregatlar halinde, bazanda yelpaze şeklinde uzamış kristaller şeklinde izlenen epidot mineralleri canlı polarizasyon renkleri ile hemen göze çarpmaktadır. Bu epidot mineralleri belirsiz dilinimli, yüksek optik engebeli ve genelde özşekilsizdir.

Diyorit grubu kayaçlar içerisinde sıkça rastlanan tali mineraller ise sfen, apatit, opak mineraller ve daha az zirkon'dur. Kahverengimsi, merceksele yakın eşkenar dörtgen şekilli, çok yüksek röliyelli sfen kristalleri genelde taze yüzeyli yer yerde bozunma sonucu toprağımsı görünümlü ve köşeleri yuvarlaklaşmış olarak izlenirler. (110) yüzeyine paralel dilinim ve bölünme göstermektedir (Şekil 3.11). Fe+3'ce zengin olanlar tamamen kahverengimsi ve belirgin pleokroyizma gösterirler. Diyorit grubu kayaçlardaki plajiyoklaz ve hornblend içerisinde inklüzyonlar halinde veya opak mineral ve sfenlerle birlikte çok sayıda apatit minerali görülmektedir. Özellikle plajiyoklazlar içerisinde öz şekilli kristalleri ve belirgin optik engebesi ile kolaylıkla tanınır. Bazan oldukça iri kristallerine de rastlanan apatitler genelde prizmatik çok az iğnemiş şekillerde oluşmuşlardır. Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde izlenen opak mineraller, çoğun mafik minerallerin etrafında toplu halde veya mafik minerallerin içerisinde kapanımlar halinde bulunurlar. Kúp veya az yuvarlak şekilli opak minerallere anklavlar (kapantılar) içerisinde de sıkça rastlanır. Genelde



Şekil 3.10. Diorit grubu kayalarda piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşan amfibol minerallerinin mikroskopta görünümü (Örnek No: 143). amf: amfibol, q: kuvars, ap: apatit; Ç.N.X32.



Şekil 3.11. Diorit grubu kayalarda sıkça görülen tali mineraller (Örnek No: 147). sf: sfen, ap: apatit; T.N.X32.

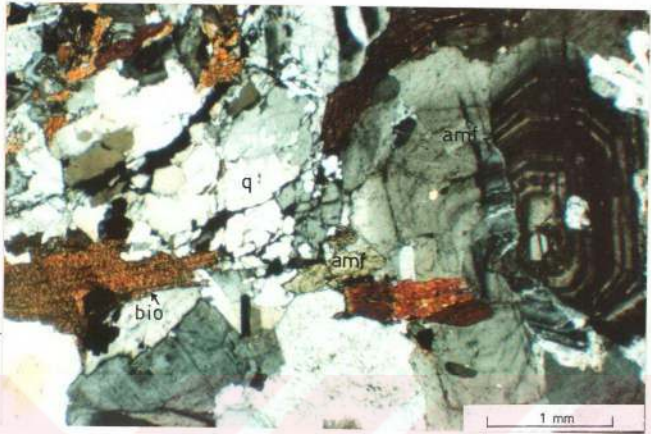
plajiyoklazlar üzerinde ince çubuksu, iğnemsiz zirkon mineralleri de oldukça taze ve özşekilli kristaller halinde izlenmektedir.

3.2.2. Tonalit grubu

Daha çok harita alanının kuzeyinde yüzeylenen tonalit grubu kayalar çoğunlukla tonalit bileşimli kayalarla temsil olunur. Yersel olarak bileşimindeki K-feldispat miktarının arttığı kesimlerde granodiyorite doğru geçiş gözlenir. Gerek dokusal gerekse mineralojik olarak birbirine benzeyen tonalit ve yer yer granodiyorit bileşimine yaklaşan bu kayaları sahada birbirinden ayırmak mümkün değildir. Lökokrat minerallerce zengin tonalit grubu kayalarda subhedral granüler, mirmekitik ve grafik dokular olmak üzere değişik holokristalin doku türleri görülmektedir. Kuvars, plajiyoklaz, biyotit, amfibol, K-feldispat mineralleri tonalit grubu kayaların esas bileşenlerini oluşturmaktadır Şekil (3.12). Özellikle intrüzif dokunağa yakın kesimlerde sıkça izlenen epidot, granat, kalsit mineralleri ile klorit, serizit mineralleri ise ikincil bileşenleri oluşturmaktadır. İntrüzif dokunağa yakın kesimlerdeki bu epidot ve kalsit minerallerinin tane boyları 5-8 mm arasında değişmekte olup tane boyları 15-20 mm arasında değişen granat mineralleri de oluşmuştur.

Kuvars; genellikle farklı büyüklüklerde, özşekilsiz kristaller halinde olup diyorit grubu kayalardakinden daha iri kristallidir. Modal olarak %20.10-34.89 (ort. %24.55) arasındaki değerlere sahiptir (Bkz.Tablo 3.1). Düşük çift kırmalı ve alterasyondan etkilenmemiş, genellikle dalgalı sönme gösteren kuvars mineralleri mikroskopta kolayca tanınırlar. Kuvars minerallerinin K-feldispat (ortoklaz) ile grafik, plajiyoklazlar ile mirmekitik doku oluşturacak şekilde iç içe büyüme göstermesi tonalit grubu kayalarda sıkça izlenen bir dokusal özelliktir (Şekil 3.13).

Tonalit grubu kayalar içerisindeki bir diğer önemli bileşeni plajiyoklaz mineralleri oluşturur. İnce kesitlerde modal olarak %29.42-54.60 (ort. %46.70) değerleri arasında bulunmaktadır. Genellikle yarı özşekilli, nadiren de özşekilli, tabuler ve prizmatik



Şekil 3.12. Tonalit grubu kayalar içerisindeki tonalit biriminin genel görünümü (Örnek No: 56). plj: zonlu plajiyoklaz, bio: biyotit, amf: amfibol, q: kuvars; Ç.N.X32.

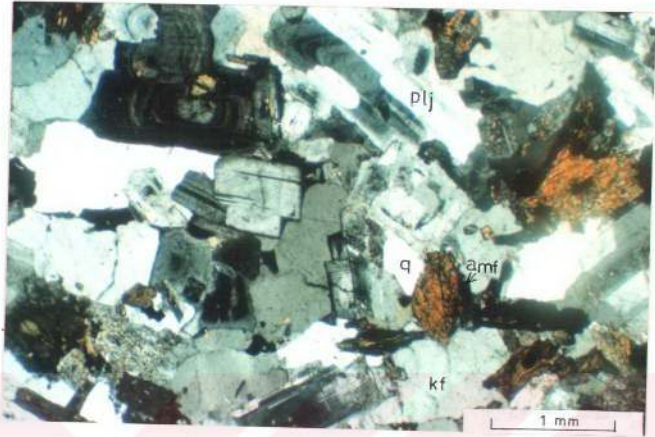


Şekil 3.13. Tonalit grubu kayalarda sıkça izlenen granofirik dokunun mikroskopta görüntüsü (Örnek No: 86). plj: plajiyoklaz, q: kuvars, ep: epidot; Ç.N.X32.

şekilli kristaller halinde izlenen plajiyoklazlarda albit, albit+ karlsbad ve periklin türünde, karlsbad ve periklin türünde ikizlenmeler görülür. Hem prizmatik hemde tabuler şekilli kristallerde genelde normal zonlanma izlenir. Değişik kesitlerde albit ve karlsbad ikizli kristallerde ölçülen 12-20° lik sönme açılarına göre plajiyoklazların An_{29-38} bileşimine sahip oligoklaz-andezin türünde olduğu belirlenmiştir. Tonalit grubu kayalarda bulunan plajiyoklazlarda alterasyon yoğun olarak izlenir. Hemen hemen bütün örneklerin plajiyoklazlarında yoğun serizitleşme, karbonatlaşma bazı örneklerde ise iç kısmın sossuritleştiği görülür. Serizitleşmenin tüm kristali kapladığı, karbonatlaşmanın ise kristalin An'ce zengin iç kısmında ya da ikizlenme boyunca daha yoğun olduğu izlenir. Atmosferik koşullardan etkilenmiş örneklerde ise killeşmenin olduğu görülmektedir. Bazı kristallerde ise zonlanmayı andıran kristal büyümesi dikkati çeker. Merkezi kısımda albit ikizli plajiyoklaz ve etrafında onu saran zonlanmalı plajiyoklaz görülür. Zonlanma gösteren dış kısımda ikizlenmenin olmaması da kristal büyümesinin olduğunu belirtmektedir. Plajiyoklazlarda görülen yoğun alterasyon nedeni ile çoğun K-feldispatlardan ayrılması oldukça güç olmaktadır. Ancak çok az da olsa zonlanmanın görülmesi veya alterasyonun ikizlenmeyi tam olarak kaldırmadığı durumlarda K-feldispat minerallerinden ayrılması mümkün olabilmektedir. Çoğun içerisinde biyotit, klorit, plajiyoklaz kapantıları yeralmaktadır.

K-feldispat minerali ise tonalit grubu kayalarda az miktarlarda (%2-4) bulunmaktadır. Sadece granodiyorit bileşimine yaklaşan alanlarda %15'e kadar yükseldiği görülmektedir. Bazı kristallerinde karlsbad ikizi veya ipliksi pertit oluşumu da gözlenmektedir. Alterasyondan etkilenmiş olduğundan kristalleri toprağımsı görünümündürler (Şekil 3.14).

Tonalit grubu kayalarda en çok bulunan mafik mineraller amfibol ve biyotit dir. Amfibol'ler bazı örneklerde biyotitden daha fazladır. Ancak granodiyorit bileşimine doğru biyotit miktarında artış olur. Bazı örneklerde %20'den fazla biyotit minerali görülür. Biyotit mineralleri özşekilsiz, yarı özşekilli, levhamsı, prizmatik ve çubuksu kristaller halinde izlenmektedir. Koyu kahverenkli pleokroizmalı, paralel sönmeli ve (001) yüzeyine paralel çok iyi gelişmiş dilinime sahiptir. Özellikle kenarları ve dilinimleri boyunca kloritleşme sıkça görülür. Bazan klorit ile kenetlenmiş olarak veya paralel sönme göstermeyen kristallerinde ikizlenme ayırt edilmektedir. Bazı örneklerdeki iri kristallerinde bozunma sonucu opak görünümlü bir agregata

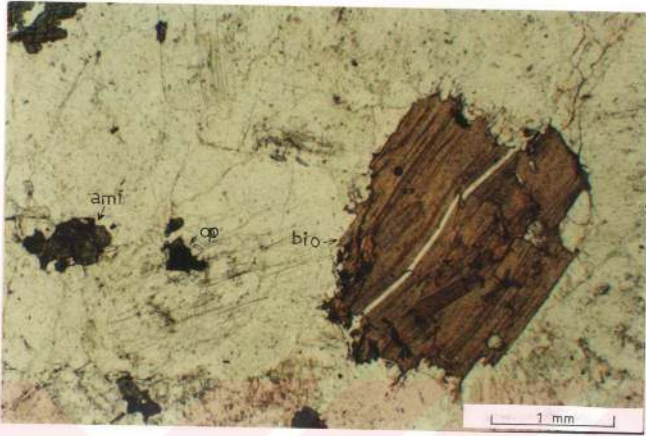


Şekil 3.14. Tonalit grubu kayalar içerisindeki granodiorit biriminin genel görünümü (Örnek No: 24). plj: plajiyoklaz, q: kuvars, kf: K'lu feldispat, amf: amfibol; Ç.N.X32.

dönüştüğünden (opasitleşme) pleokroyizma kaybolmuştur. Kristallerinde P etkisiyle bükülmeler, hatta yer yer kırılmalar gelişmiş olup genelde plajiyoklas, amfibol, apatit ve opak mineral kapantıları içermektedir (Şekil 3.15).

Tonalit grubu kayalar içerisindeki diğer önemli mafik mineral olan amfibol daha çok hornblend kristalleri ile temsil olunur. Çoğun kloritleşmiş olan hornblendler yarı özşekilli, tek yönde belirgin dilinimli ve açık yeşil pleokroizmalıdır. Özşekilli altıgen kesitlerinde ise çift yönlü (56-124°) dilinim ve yapışma yüzeyi (100) olan ikizlerine rastlanır. Sıkça amfibol, apatit ve opak mineral kapantıları izlenmektedir. Tonalit grubu kayalar içerisinde ikincil mineral olarak kloritlerin dışında karbonat (çift yönde dilinimli kalsit) minerali ile oldukça az miktarlarda epidot minerali bulunmaktadır. Küçük tanesal agregatlar halinde izlenen epidot mineralleri çoğun alterasyon sonucu oluşmuş izlenimini vermektedir. Mermerler ile olan intrüzif dokunağa yaklaştıkça daha iri taneli epidot (zoisit, klinozoisit) kristallerinin bollastığı görülmektedir.

Tonalit grubu kayalar içerisinde apatit, sfen, şelit ve opak mineraller en önemli tali bileşenleri oluştururlar. Opak mineraller hem alterasyon sonucunda hemde birincil olarak oluşmuşlardır. Yer yer el örneklerinde dahi görülen kalkopirit taneleri



Şekil 3.15. Tonalit grubu kayalar içerisindeki biyotitlerde P etkisiyle gelişmiş deformasyonun mikroskopta görünümü (Örnek No: 56). bio: biyotit, amf: amfibol, op: opak mineral; T.N.X32.

izlenmektedir. Özşekilli, yarı özşekilli kristaller halinde izlenen bu opak minerallerin bol olduğu magmatik kayaç örneklerinden yapılan parlak kesit incelemesi sonucu; genelde manyetit, hematit, saçınımlı halde kalkopirit ve pirit oldukları belirlenmiştir.

3.2.3. Yarı derinlik kayaları

İnceleme alanında gerek diyorit grubu kayaları gerekse tonalit grubu kayaları kesen damarlar halinde ana magmatik kütle ile yaklaşık aynı renkte yada daha koyu veya daha açık renkli kayalar bulunmaktadır. Bu damar kayaları mikrodiorit, mikrotonalit, porfirler, aplit, lamprofir ve andezit daykları olarak ayırtlanmıştır. Aplitler açık renkleri, lamprofir ve andezitler koyu renkleri (plütonun iç kesimlerinde açık renkli) ile ana magmatik kütlede kolayca ayrılmasına karşın diğer damar kayalarını ana kütlede ayırmak arazide mümkün değildir. Ana magmatik kütle ile

aynı mineralojik bileşime sahip bu kayalar arazide ana kütlein alterasyondan çok az etkilenmiş kısımları şeklinde görölmektedir.

Ancak mineralojik-petroğrafik incelemeler sonucunda bu damar kayalarının mineralojik bileşiminin ana magmatik kütle ile benzer fakat dokusal özelliklerinin farklı olduğu belirlenmiştir. Genelde mikrolitik porfirik dokulu olan bu kayalar sınırlı alanlarda ise mikrolitik porfirik+vitroporirik dokulu olup ana magmatik kütlein hemen hemen her kesiminde gözlenmektedir. Benzer çalışmalarda (Yüksekova karmaşığı-Elazığ dolayı) ana magmatik kütle içerisinde özellikle vitroporirik doku gösteren kayalar yüzey kayaları olarak değerlendirilmiştir. Ancak arazide ana kütle ile aynı özellikte görülen ve birkaç metre kalınlıkta, çok sık aralıklarla izlenen bu damar kayaları bu çalışmada tarafımızdan "ana kütleiyi kesen aynı bileşimli porfirler" olarak değerlendirilmiştir. Hem tonalit hem de diyorit grubu kayaları kesen bu porfirler tonalit ve diyoritik bileşimlidirler. Ancak mikrolitleri oluşturan minerallerin net olarak tanınmaması nedeniyle bazı kesimlerde tonalitporfire daha yakın olduğu izlenimini vermektedir. Bu örneklerin kimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesi sonucunda ise gerçekten çoğunun tonalitporfir hatta granitporfir bileşimine yakın olduğu belirlenmiştir.

3.2.3.1. Mikrodiyorit, mikrotonalit

Mineralojik bileşimi diyorit ve kuvarsdiyorit ile aynı olan mikrodiyorit ve kuvars mikrodiyoritler ana magmatik kütlein daha küçük taneli yani subhedral mikro granüler doku göstermesi ile ayrılmaktadır. Bu kayalar genellikle magmatik kütlein kenar zonlarında yaygın olup hatta magmatik kütle ile dokanakta bulunan dolomit ve mermer biriminin içine kadar sokulmaktadır. Kayaç oluşturan mineraller ve bunların yüzde oranları çoğu örneklerde kuvarsdiyorit bileşimindeki kayalar ile aynı olup esas olarak plajiyoklaz, amfibol, biyotit, kuvars minerallerinden oluşmuştur. Normatif olarak %39-56 arasında yer alan plajiyoklazlar yarı özşekilli, genelde prizmatik, daha çok karlsbad az oranda albit ve periklin ikizi gösterir. Albit ve karlsbad ikizlerinde ölçülen sönme açılarından (17-20°) daha çok andezin bileşimli oldukları belirlenmiştir. Ayrıca bu kayalarda yer yer plajiyoklaz ve kuvars megakristalleri dikkati çekmektedir.

(Şekil 3.16 ve 3.17). Bu kayaçlar içerisinde normatif olarak %40-56 arasında plajiyoklaz minerali belirlenmiştir.

Mafik minerallerin başında gelen amfiboller ise çoğunlukla çubuksu hornblend mikro kristalleri ile temsil edilirler (Şekil 3.17). Koyu açık yeşil arasında pleokroyizma gösteren, yarı özşekilli bu hornblendlerde tek yönde dilinim belirgin olup, dilinimler boyunca yer yer kloritleşme izlenmektedir. Altıgen şekilli amfibollerde ise çift dilinim (56-124°) belirgin olup, çoğun prizmatik kristallerde plajiyoklaz ve bol opak mineral kapantısı yer almaktadır.

Mikrodiyoritler içerisindeki biyotitler ise yarı özşekilli, sarımsı, kahverenkli, paralel şönmeli, levhamsı ve açık-koyu arasında kahverenkli pleokroyizmalı olup bazı kristallerde opaklaşma izlenmektedir. Ayrıca bazı örneklerde kayacın rengini değiştirecek ölçüde kloritleşme de gözlenmektedir. Bu durum yeşil renkli, az belirgin yeşil pleokroyizmalı olan amfibollerin kloritleşmesi ile oluşmuştur. Kloritleşmenin yaygın olduğu örneklerde kayaç tamamen yeşile boyanmıştır. Bu kesimler özellikle Çavuşlu köyü KB'sında magmatik kütlede oldukça farklı renkte olup ana magmatik kütlede daha bazik bileşimli damarlar şeklinde görülmektedir (Örnek No: 112).

Mikrodiyoritlerde özşekilsiz küçük taneler halinde bulunan kuvarslar ise kuvars-mikrodiyorit bileşimli örneklerde daha bol olup (% 5-10) kuvars megakristalleri olarak da görülmektedir (Şekil 3.17). Ayrıca mikrodiyoritler içerisinde oldukça bol özşekilli apatit kristalleri ve amfibollerle birlikte opak mineraller yer almaktadır.

Tonalit grubu kayaçların yaygın olduğu kesimlerde ise ana magmatik kütlede kenar zonları çoğunlukla mikrotonalit ile temsil edilmektedir. Mineralojik bileşimi tonalit birimi ile aynı olan bu kayaçların da ana kütlede tek farkı subhedral mikro granüler doku göstermeleridir.

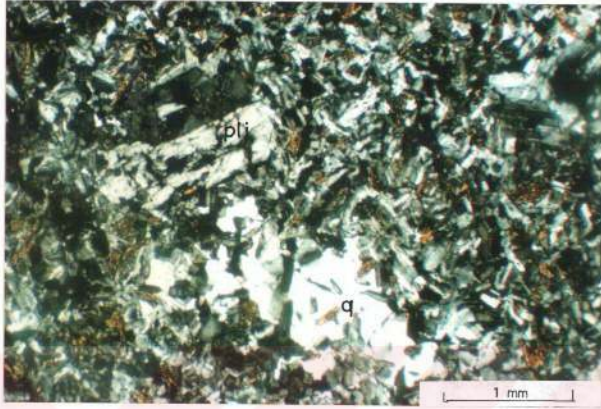
3.2.3.2. Diyorit ve tonalitporfirler

Mineralojik bileşimleri bakımından diyorit ve tonalit grubu kayaçlara benzeyen bu yanderinlik kayaçları ise sadece mikroskopik incelemelerde mikrolitik porfirik, mirmekit ve felsöfirik doku göstermeleri ile ana magmatik kütlede ayrılabilirler. Özellikle tonalitporfirlerde plajiyoklaz fenokristalleri ve kuvars

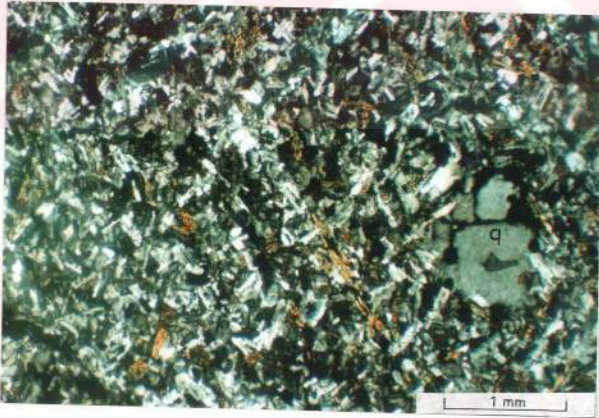
arasında mirmekitik doku (Şekil 3.18), kuvars diyoritporfirlerde ise mikrolitik porfirik ve felsöfirik doku yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 3.19 ve 3.20). Genelde mikrolitik porfirik ender olarak da mikrolitik+vitroporfir dokulu bu kayaların fenokristallerini plajiyoklaz, amfibol, daha az oranda kuvars mineralleri ile ikincil oluşumlu klorit ve epidot mineralleri oluşturmaktadır.

Plajiyoklaz fenokristalleri yarı öz, özşekilli, genelde prizmatik daha az tabuler, normal zonlanmalı, albit-karlsbad ve periklin ikizli olup diğer fenokristallerden daha büyüktür. Normatif plajiyoklaz %30-52 arasında değişmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu örneklerde serizitleşme ve normal zonlanma gösteren kristallerin iç kısmında daha çok karbonatlaşma, ters zonlanmalı kristallerde ise dış kısmında serizitleşme, karbonatlaşma izlenmektedir (Şekil 3.19). Bu fenokristallerde plajiyoklaz, amfibol, apatit kapantısına ise sıkça rastlanmaktadır. Diyorit porfirlerdeki mafik fenokristallerin en önemlisi amfiboller olup prizmatik (hornblend) veya altıgen şekilli kristaller olarak bulunmaktadır. Yarı öz, özşekilli bazan tek bazanda çift yönde (altıgen şekilli olanlarda) çok iyi dilinimli, koyu-açık yeşil arasında değişen pleokroyizmalı amfibol fenokristallerinde plajiyoklaz ve opak mineral kapantısı sıkça görülmekte olup bazı fenokristaller tamamen kloritlemiştir. Kuvars fenokristalleri ise daha çok özşekilsiz taneler halinde bulunmakta olup diyoritporfirlerde ender olarak görülmektedir. Kuvars fenokristal miktarının arttığı kesimlerde örnekler kuvars diyoritporfir ve tonalitporfire geçmekte olup normatif kuvars %13-31 arasında değişmektedir.

Diyorit porfir ve tonalitporfir bileşimli bu damar kayalarını oluşturan mikrolitler ise yine plajiyoklaz, kuvars ve amfibol minerallerinden oluşmuşlardır. Amfibol mikrolitleri genelde yarı özşekilli, çubuksu (hornblend) daha az da özşekilli altıgenler halinde izlenirler. Bazı örneklerde ise daha ince taneli iğnemsî, özşekilsiz kristaller halinde görülen amfibollerde az da olsa açık yeşil renkteki pleokroyizma dikkati çeker. Fenokristaller arasını dolduran plajiyoklaz lataları ise özşekilsiz, karlsbad ikizli mikrolitler olarak izlenmektedir. Plajiyoklaz ve amfibol mikrolitleri arasındaki boşluklar ise tamamen özşekilsiz, dalgalı sönmeli kuvars mikrolitleri ile doldurulmuştur. Çoğu örnekte kuvars ve plajiyoklaz mikrolitleri iç içe girik kristallenerek felsöfirik doku oluşturmuşlardır. Diyorit ve tonalitporfirlerde sıkça rastlanan tali minerallerden olan epidot çoğunlukla küçük toplu taneler halinde olup ikincil oluşumludur. Özellikle sokulumun kenar zonlarına yakın kesimlerdeki



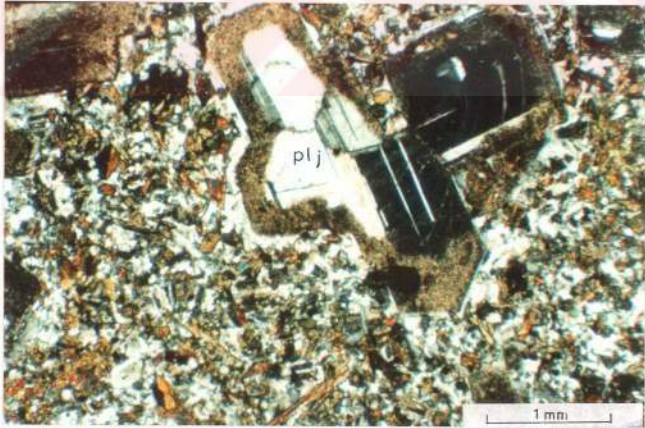
Şekil 3.16. Kuvars mikrodiyorit bileşimli kayalarda görülen kuvars ve plajiyoklaz megakristalleri (Örnek No: 8). plj: plajiyoklaz, q: kuvars Ç.N.X32.



Şekil 3.17. Kuvars mikrodiyorit bileşimli kayalarda görülen özşekilsiz kuvars megakristali ve çubuksu amfiboller (Örnek No: 8). q: kuvars. Ç.N.X32.



Şekil 3.18. Tonalitporfir'lerde görülen mirmekitik ve felsophik dokunun mikroskopta görünümü (Örnek No: 86). plj: plajiyoklaz, cl: klorit; Ç.N.X32.



Şekil 3.19. Kuvars diyoritporfir bileşimli yarı derinlik kayaçlarındaki mikrolitik porfirik doku ve plajiyoklaz fenokristallerindeki serizitleşme (Örnek No: 140). plj: plajiyoklaz. Ç.N.X32.



Şekil 3.20. Kuvars diyoritporfirlerdeki felsöfrik doku ve fenokristallerin genel görünümü (Örnek No: 58). plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, q: kuvars, ep: epidot; Ç.N.X32.

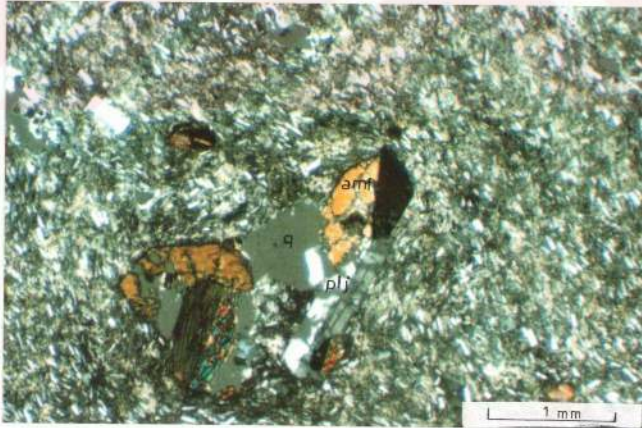
porfirlerde daha sıkça epidot oluşumuna rastlanmaktadır (Şekil 3.20). Bazı örneklerde ise %3-5 arasındaki oranlarda camı hamur malzemesi yer almaktadır. Opak mineraller ise ana magmatik kütlede daha az miktarda olup öz ve yarı özşekilli saçınımlı taneler halinde bulunmaktadır.

3.2.3.3. Andezit Daykları

İnceleme alanının kuzey kesimlerinde genellikle tonalit birimini kesen andezit dayklarıda görülmektedir. Ana magmatik kütle içerisinde ondan genellikle daha açık, kenar zonlarda ise daha koyu renkli ve ince taneli olan bu damar kayaçlarının en belirgin özelliği diğer porfirlerden farklı olarak genelde vitroporfirik dokuya sahip olmalarıdır. Özellikle magmatik kütlede kenar zonlarında ve kalınlığı az olan damarlarda çoğunlukla vitroporfirik doku gözlenmektedir. Dolusavakta olduğu gibi

kalınlığının fazla olduğu dayklarda ve magmatik kütlelerin orta kesimlerinde ise çoğunlukla mikrolitik porfirik doku gelişmiştir. Magmatik kütlelerin kenar zonlarına ve ince damarlara nazaran daha yavaş soğumuş olan bu kesimlerdeki mikrolitik porfirik doku tonalitporfirlerde görülen porfirik dokuya oldukça benzemektedir. Bu andezit dayklarındaki porfirik dokunun fenokristallerini plajiyoklaz ve amfibol mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3.21). İkincil oluşumlu kuvars fenokristallerine de rastlanan damarlar genelde kuvars andezit bileşimlidir. Plajiyoklaz fenokristalleri çok kırıklı parçalı, yarı özşekilli, prizmatik yada tabuler, albit, özellikle karlsbad ikizli, genelde normal nadirende ters zonlanma göstermektedir. Ters zonlanmanın olduğu kristallerde Na'ca zengin iç kısım oldukça taze görülürken Ca'ca zengin dış kısım tamamen serizitleşmiş hatta serizitik bir kılıfla sarılmıştır.

Amfibol fenokristalleri ise öz ve yarı özşekilli, tek yönde belirgin dilinimli, bazı kristallerinde değme ikizli, eğik sönmeli ve koyu-açık yeşil arası pleokroyizmalı olup yer yer kloritleşmiştir. Hem prizmatik hornblend hemde altıgen şekilli amfibollere rastlamak mümkün olmaktadır. Kenar zonlardan alınan örneklerin çoğunda ise karbonatlaşma görülmektedir. Mikrolitlerin çoğunluğunu ise çubuksu plajiyoklazlar



Şekil 3.21. Kuvarsandezit daykının mikroskoptaki genel görünümü (Örnek No: 80). plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, q: kuvars. Ç.N.X32.

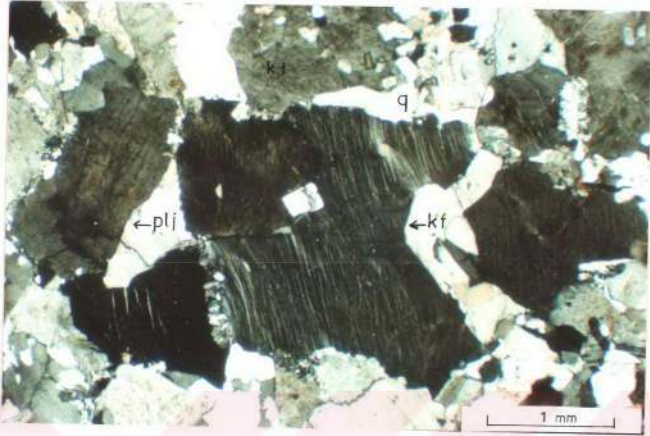
daha az olarak amfibol ve kuvars oluşturmaktadır. Vitroprfirik dokunun egemen olduğu kesimlerde ise mikroskopik incelemeler sonucunda kuvarsandezit bileşiminde görülen örnekler kimyasal analiz sonucunda dasit bileşimini vermektedir (Örnek No: 47). Bu kayaçlarda apatit ve opak mineraller tali bileşenleri oluştururken vitroprfirik dokunun görüldüğü örneklerde ise azda olsa biyotit mineralleri bu bileşenlere eşlik etmektedir. Yarı özşekilli, pulsu, paralel sönmeli olan bu biyotitlerde pleokroyizma belirgin olup, (110) yönünde dilinimli ve bazan kloritleşmelidir.

3.2.3.4. Aplit

İnce taneli holokristalin kayaçlar olan aplitler çalışma alanındaki magmatik kayaçlar içerisinde lökokrat minerallerce en zengin olan damar kayaçtır. Hem diyorit grubu hemde tonalit grubu kayaçları keser durumda bulunan bu damarlardan alınan örneklerde genelde aplitik daha az grafik ve mirmekitik doku görülmektedir. Aplitlerde bir çekirdek ve etrafında radyal yaylımlar biçiminde görülen mirmekitik doku olayı Bowen (1956) tarafından "Petrojenezin Kalıntı Sistemi" olarak yorumlanmaktadır. Kayaç esas olarak kuvars, K-feldispat (ortoklaz) ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.22). Az miktarda bulunan küçük biyotit mineralleri ise bu kayaçlar içerisinde rastlanan tek mafik bileşendir.

Kuvars; özşekilsiz kristaller halinde olup yer yer tanesal agregatlar halinde dalgalı sönmeye göstermektedir. Genellikle ortoklaz ile birlikte grafik doku nadiren plajiyoklazlar ile mirmekitik doku oluşturacak şekilde iç içe büyüme gösterir. Alterasyondan fazla etkilenmemiş olması nedeniyle tanınması kolay olup ince kesitlerde kayacın yaklaşık %35-45'ini oluşturmaktadır. Modal olarak %41.42, normatif olarak %46.10 değerleri elde edilmiştir.

Ortoklaz; kayacı oluşturan diğer minerallere göre daha büyük özşekilsiz kristaller halinde izlenmektedir. Karlsbad türünde ikizlenme ve ipliksi pertit oluşumlarına sık rastlanır (Şekil 3.22). Kayacın yaklaşık %30'nu oluşturmaktadır. Modal olarak %33.57, normatif olarak %25.47 değerleri elde edilmiştir. Alterasyondan etkilenmiş olan ortoklaz kristallerinde killeşmenin olduğu açıkça görülmektedir. Aplitlerde bulunan plajiyoklaz mineralleri kuvars ve K-feldispatdan daha az olup kayaç içerisinde



Şekil 3.22. Aplitleri oluşturan mineraller ve feldispatlarda görülen şerit perit oluşumu (Örnek No: 97). kf: K-feldispat, plj: plajiyoklaz, q: kuvars; Ç.N.X32.

%20-25 oranında bulunmaktadır. Modal olarak %22.23, normatif olarak %21.93 değerleri elde edilmiştir. Genelde özşekilsiz, yarı özşekilli, prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklaz kristallerinde çoğunlukla serizitleşme nadirinde karbonatlaşma görülür. Çoğun albit, karlsbad ikizli olup ikizlenmenin belirsiz olduğu kristallerde ise dalgalı sönmelidir. Albit, karlsbad ikizlerinde ölçülen düşük dereceli sönmə açısı nedeniyle plajiyoklaz türünün genelde oligoklaz daha az oranda andezin bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Aplitik kayalardaki tek mafik mineral olan biyotitler ise yarı özşekilli, prizmatik ve oldukça küçük taneli, hatta iğnemsî kristaller halinde olup çoğun kloritleşmiştir. Kloritleşmenin kristalin kenarlarında ve dilinimler boyunca geliştiği hatta tüm kristali kapladığı görülmektedir

3.2.3.5. Lamprofir

Diyorit ve tonalit grubu derinlik kayaları aplitler kadar sık olmasada Lamprofir damarları tarafından kesilmektedir. Mineralojik bileşimleri diyorit grubu kayalara çok



benzeyen koyu renkli bu damar kayaçları çoğunlukla mikrokristalin dokulu olup intersertal ve daha az mikrolitik porfirik doku da görülmektedir.

Kayaç esas olarak amfibol ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmuştur (Şekil 3.23). İkincil süreçlerle gelişmiş olan klorit ve epidot minerallerinede rastlanmaktadır.

Bu damar kayaçlarındaki en önemli bileşeni oluşturan amfiboller çoğunlukla yarı özşekilli küçük kristaller halinde, daha az olarak da fenokristaller şeklinde izlenmektedir. Küçük kristallerin çoğunluğunu oluşturan hornblendler ise genelde kloritleşmişlerdir. Fenokristallerde de yer yer kloritleşme gelişmiş ancak koyu-açık yeşil arası pleokroyizma yine de belirgindir. Yeşilimsi, sarımsı renklerde gözlenen amfibollerin özellikle fenokristallerinde 56-124° lik dilinim izleri görülmektedir.

Plajiyoklazlar genellikle yarı özşekilli, prizmatik kristaller halinde olup intersertal ve mikrolitik porfirik dokunun oluşumunu gerçekleştirmiş önemli bir bileşendir. Intersertal dokunun görüldüğü alanlarda plajiyoklaz latalarının arası çoğun mafik minerallerle doldurulmuştur. Mikrolitik porfirik dokunun görüldüğü örneklerde ise amfibol fenokristalleri ile birlikte plajiyoklaz fenokristalleri de yer almaktadır. Bu kesimlerdeki plajiyoklaz mineralleri hem mikrolitler hemde fenokristaller halinde izlenmekte olup mikrolitlerde karlsbad, fenokristallerde ise albit ve karlsbad izleri görülmektedir. Beğre köyü civarındaki örneklerde ise plajiyoklaz fenokristallerinde karbonatlaşmanın yoğun olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.23). Bu durum magmatik kütle ile intrüzif dokunaklı olan mermerlere yakınlık ile ilişkili olmalıdır.

Lamprofirler içerisinde çok az rastlanan biyotit mineralleri ise oldukça küçük kristallidirler. Kuvars mineraline ise bu bazik damar kayaçlarında rastlanmamıştır. Kimyasal analiz ile belirlenen %47.28 değerindeki SiO_2 diğer minerallerin oluşumunda harcanmış olup, normatif olarak da kuvars minerali oluşturulamamıştır (Tablo 4.2). İkincil bileşen olarak oluşan kloritler ise çoğunlukla hornblend mikrolitleri ve amfibol fenokristallerinin alterasyonu sonucunda oluşmuşlardır. Yine ikincil süreçlerle gelişmiş olan epidot mineralleri oldukça küçük taneler halinde canlı polarizasyon renkleri ile göze çarpmaktadır.

Lamprofirlerin mikroskopik incelemesinde dikkati çeken bir diğer özelliği ise opak minerallerce bolluğudur. Bu opak mineraller kayaç içerisinde özşekilli, saçınımlı veya toplu halde, yada mafik minerallerin kapantıları olarak izlenmektedir.



Şekil 3.23. Lamprofillerin mikroskoptaki genel görünümü. (Örnek No: 163). Ç.N.X100.

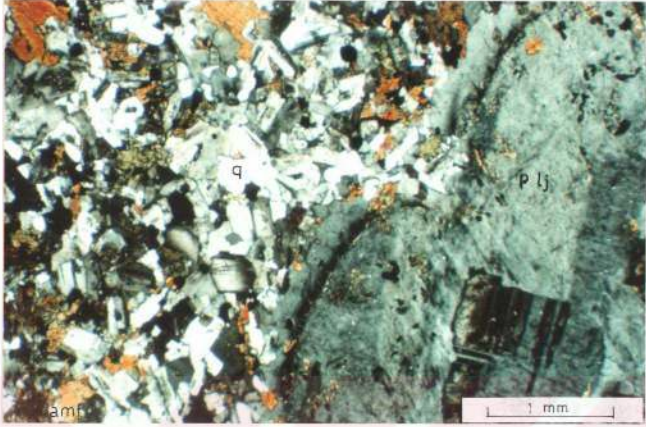
3.2.4. Anklavlar (Kapantılar)

İnceleme alanında yüzeylenen diyorit ve tonalit grubu kayalar içerisinde çok sık olarak magmatik kökenli anklavlar görülmektedir. Mineralojik olarak tamamen diyorit veya kuvarsdiyorit bileşiminde olan bu anklavların taşıyıcı ana kayalardan tek farkı dokusal özelliğidir. Subhedral granüler doku gösteren ana kayalar içerisindeki bu kapantılarda ise subhedral mikrogranüler doku görülmektedir (Şekil 3.24). Diyorit birimi içerisindeki anklavlarda genellikle mikrogranüler doku görülürken tonalit grubu kayalar içerisindeki anklavlarda ise yer yer mikrolitik porfirik doku da görülmektedir. Şöyleki; aynı anklavın bazı kesimlerinde mikrogranüler doku bazı kesimlerinde ise mikrolitik porfirik doku izlenmektedir. Kaçkar batolidindeki anklavlarda da Yılmaz (1994) tarafından aynı dokusal özellikler tespit edilmiştir. Böyle dokusal özellik gösteren MME'ler Barbarin (1991) tarafından Sierra Nevada Batolidi Mount Givens granodiyoridinde de belirlenmiş ve kompozit MME olarak tanımlanmıştır. İnceleme

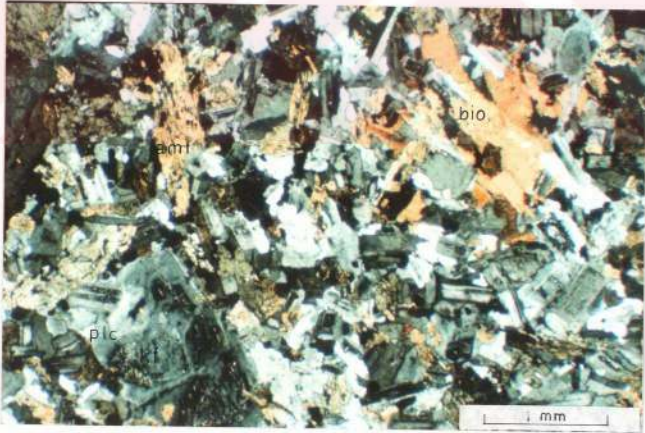
alanındaki anklavlarda bu porfirik dokuyu kuvars ve feldispat megakristalleri oluşturmaktadır. Megakristaller muhtemelen taşıyıcı ana kayaktan kaynaklanan elementel göç sonucunda oluşmuşlardır (Şekil 3.25). Şöyleki; anklavın içerisindeki plajiyoklaz kristalleri daha felsik olan taşıyıcı ana kayacı oluşturan eriyikle karşılaştığında, felsik eriyikten gelen elementel göç yoluyla K-feldispat tarafından mantolanmaktadır. Daha ileri evrede ise K-feldispat mantosunun boyutları büyümekte hatta çekirdekteki kalsik plajiyoklazın içinde zaman zaman K-feldispat gelişimi ortaya çıkarki bu dokuya "antirapakivi" dokusu denilmektedir. Beğre civarından alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde benzer dokusal özellikler ve plajiyoklaz fenokristalleri içerisinde feldispat yamaları görülmüş isede bu dokusal özellikler elektron mikroprop analiz yöntemiyle test edilmediği için olabilirliği düşüncede kalmıştır.

Mikrodiyorit veya kuvars mikrodiyorit bileşimindeki bu anklavların esas bileşenlerini plajiyoklaz (normatif olarak %42,22) ve amfibol mineralleri oluşturmaktadır. Biyotit ve kuvars (normatif olarak %7,45) mineralleri ise daha az miktarlarda bileşime katılmaktadırlar. Plajiyoklazlar genelde diğer kristallerle aynı büyüklükte olmasına karşın megakristaller halinde de görülmektedir. Bazı megakristallerin iç kısmı ikizlenmeli dış kısmı ise feldispat veya yine plajiyoklaz minerali ile sarılmıştır. Dış kısmında ikizlenmenin olmayışı, kenarlarının girintili çıkıntılı, yenilmiş olması bu megakristallerin taşıyıcı ana kayaktan gelen elementel göç ile oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 3.26). Alterasyondan etkilenmiş olan fenokristallerin iç kısmında yamalar halinde görülen serizitleşme de iç kısma K'lu feldispat enjeksiyonunun gerçekleşmiş olabileceği düşüncesini desteklemektedir. Plajiyoklaz mikrolitleri ise özşekilsiz, çubuksu yer yer akıntı ile dizilmiş şekilde bulunurlar.

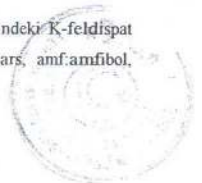
Gerek mikrodiyorit gerekse kuvarsmikrodiyorit bileşimli anklavlar içerisinde görülen en önemli mafik bileşeni ise amfibol oluşturur. Genelde çubuksu, yarı özşekilli, koyu-açık yeşil arasında pleokroyizmalı, eğik sönmeli hornblend kristalleri yanında altıgen şekilli çift yönde dilinimli amfibol kristalleri de bulunmaktadır. Kataklazmanın etkili olduğu kenar zonlardan alınan örneklerdeki amfibollerin çoğu aktinolite dönüşmüş olup yaygın olarak kloritleşme izlenmektedir. Özellikle kuvars mikrodiyorit bileşimli anklavlarda daha bol görülen (%7-10) kuvars kristalleri küçük



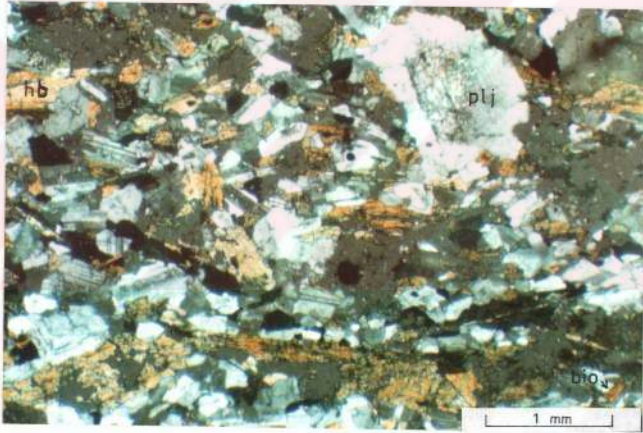
Şekil 3.24. Kuvars mikrodiorit bileşiminde mikrogranüler dokulu MME ile tonalit bileşimli taşıyıcı ana kaya arasındaki dokunun mikroskopta görünümü (Örnek No: 9). plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, q: kuvars; Ç.N.X32.



Şekil 3.25. Kuvarsdiorit bileşimli mikrogranüler+porfirik dokulu MME içerisindeki K-feldispat megakristali (Örnek No:181). kf: K-feldispat, plc: kalsik plajiyoklaz, q: kuvars, amf:amfibol, bio:biyotit; Ç.N.X32.



ve özşekilsiz taneler olarak veya tek megakristal halinde bulunmaktadır. Kuvars megakristalleri de özşekilsiz olup kenarları yenilmiş olarak izlenmektedir. Kuvars mikrodiorit bileşimli anklavlarda görülen bir diğer mafik bileşen biyotit mineralleridir. Kahverengi tonlarında pleokroyizmaları ve bazı kristallerindeki (001) yüzeyine paralel gelişmiş dilinimleri ile kolayca tanınmakta olup çoğunlukla kloritleşmişlerdir. Bazı örneklerde oldukça soluk renk göstermesi Fe/Mg içeren mağmanın K içeren mağma ile karışması sonucunda K kaybetmesi ve bileşimine su girmesi ile oluşmuş hidrojenik biyotitleri anımsatmaktadır. Anklavların bir diğer önemli özelliği ise opak mineraller (pirit) bakımından zengin olmalarıdır. Kayaç içerisinde saçınımlı halde nadiren de diğer mineraller içerisinde kapanımlar olarak bulunurlar. İğnemsî apatit ve şelit mineralleri ise sıkça rastlanan tali minerallerdir.



Şekil 3.26. Kuvarsdiorit bileşimli mikrogranüler MME içerisindeki plajiyoklazlarda büyüme (Örnek No: 182). plj: plajiyoklaz, bio: biyotit, hb: hornblend. Ç.N.X32.



4. KONTAK METAZOMATİZMA

İnceleme alanında Permo-Triyas yaşlı Malatya metamorfitlelerinin mermer ve rekristalize kireçtaşı birimleri ile Polat-Begre granitoyidi arasındaki intrüzif dokunakta metazomatik oluşumlara sıkça rastlanmaktadır. Bu oluşumlar gerek bölgesel metamorfik yan kayaçta, gerekse sokulum yapan intrüzif kayaçta birtakım mineralojik değişimlere neden olmuştur. Genelde Ca, Fe, Mg, Mn silikat minerallerinin görüldüğü bu zonlarda oluşan kayaçlara "skarn" adı verilmektedir. Skarnlar intrüzif kütle yada yan kayaç içerisinde oluşabilmektedirler. Intrüzif kütleler içerisine sokuldukları kayaçlar ile dokunakları boyunca reaksiyona girerek metazomatik olaylara neden olmaktadır. Bu metazomatik değişimler etkisiyle yan kayaçta ekzoskarnlar oluşurken, sokulum yapan kütlede ve dokunakları boyunca da endoskarnlar oluşmaktadır (Sağiroğlu, 1984, 1992). Her iki tip skarn oluşumunun asıl kaynağı intrüzif kütledeki skarn oluşturan sıvılardır (Einaudi ve Burt, 1982). Endoskarnlarda Ca eklenmesini yansıtan mineral zonlanması görülür (Edwards ve Atkinson, 1986). Ekzoskarnlar ise intrüzif kütlede ve yan kayacın türüne göre **mağnezyumlu skarnlar** ve **kalsiyumlu skarnlar** olarak sınıflandırılırlar. Mg'lu skarnlar; Mg'ca zengin dolomitlerde gelişirken Ca'lu skarnlar; kireçtaşlarında görülmektedir. Mg'lu skarnların karakteristik mineralleri; diyopsit, forsterit, serpantin, pargasit, manyetit, spinel, dolomit ve kalsit iken , Ca'lu skarn zonlarında granat (grossüler-andradit), piroksen (diyopsit-hedenbergit), vezüvyanit, vollastonit, amfibol, skapolit, epidot, manyetit, kalsit ve kuvars mineralleri sıkça görülür (Einaudi ve Burt, 1982; Edwards ve Atkinson, 1986). Bu genel tanımlamalar dikkate alındığında çalışma alanında Polat-Begre granitoyidine bağlı olarak gelişen iki tip skarnlaşmanın olduğu belirlenmiştir. Bunlar;

1. **Endoskarnlar:** Intrüzif kayaç içerisinde meydana gelen skarnlaşma,
2. **Ekzoskarnlar:** Intrüzif kayacın içerisine sokulduğu yan kayaçta (mermer, rekristalize kireçtaşı) meydana gelen skarnlaşmadır.



4.1. Endoskarnlar

İnceleme alanının KD'sundaki Orta tepe batı yamacında kireçtaşı dokunağına yakın kesimde intrüzif kütle içerisinde skarn oluşumuna rastlanmıştır. Bu kesimde intrüzif kayaç esas olarak plajiyoklaz, biyotit, amfibol, ve kuvars minerallerinden oluşan tonalit bileşimli kayaçlardır. Kalsit, klorit ve epidot mineralleri ikincil, apatit ve opak mineraller ise tali bileşenler olup bu kayaçlar içerisinde sıkça görülmektedir. Skarn zonuna yakın kesimlerde epidot ve opak mineral oranında artış görülmektedir. Intrüzif kütleden skarn zonuna doğru yaklaşık 100 m de bir alınan sistematik örneklerin polarizan ve cevher mikroskopisi incelemeleri sonucunda;

Intrüzif kütleden itibaren;

- Tonalit bileşimli derinlik kayaçı + genelde hornblend içinde kapantı halinde bol opak mineral.
 - Tonalit bileşimli derinlik kayaçı + oldukça bol opak mineral (pirit) + az miktarda tanesel agregatlar halinde epidot.
 - Tonalit bileşimli derinlik kayaçı + oldukça bol opak mineral (pirit) + daha az oranda epidot.
 - Tonalit porfir + oldukça bol, kenarları oksitlenmiş opak mineral (pirit) + epidot + ikincil karbonat oluşumu.
 - Tonalit porfir + bol opak mineral (pirit) + epidot + ikincil kalsit.
 - Tonalit porfir + opak mineral (pirit+kalkopirit) + toplu tanesel agregatlar halinde epidot + ikincil kalsit.
 - Tonalit porfir + opak mineral (pirit+kalkopirit) + tanesel ve ısınal agregatlar halinde bol epidot + bol karbonat.
 - Hematit + kalkopirit
- olarak zonlanma gösterdiği saptanmıştır.

Sistematik örneklerin hiçbirinde piroksen ve olivin minerallerine rastlanmamıştır. Yapılan parlak kesit incelemelerinde hematitler'in genelde damarlar halinde, kalkopirit'in ise saçınımlı taneler halinde bulunduğu görülmüştür. Yüzeyde kırmızımsı-kahverenkli ve gözenekli görünüşü ile kolayca ayrırtlanan bu hematitli zon KD-GB doğrultulu yaklaşık 100-120 m genişlikte 500 m uzunlukta mercek şeklinde net olarak

izlenmektedir (Şekil 4.1). D'ya doğru devam ettiği izlenimini veren bu hematitli zon Harami dere sol yamacındaki yarmada oksitli zon olarak açıkça görülmektedir. Yaklaşık aynı doğrultuda daha D'da Karadut dere içerisinde Tonalit-mermer dokunağında yine skarn oluşumunun yüzeylendiği tesbit edilmiştir. Yapılan mikroskopik inceleme sonucunda skarn zonunun egemen mineralinin granat (yaklaşık %60) olduğu görülmüştür. Granat mineraline oldukça iri taneli kalsit ve kuvars mineralleri eşlik etmektedir. Ender de olsa iri taneli ışınsl klorit oluşumu, şelit ve bol opak mineral (%10-15) bulunmaktadır. Opak minerallerin cevher mikroskopisi incelemeleri sonucunda **manyetit+hematit** ve **pirit** minerallerinin varlığı belirlenmiştir (Şekil 4.2). Özşekilsiz manyetitlerin martitleşmesi sonucu yer yer hematite dönüşüm görülmektedir. Manyetit'den daha az oranda bulunan hematitler ise çubuksu şekildedir. Çok az miktarda bulunan pirit kristalleri ise yarı özşekillidirler.

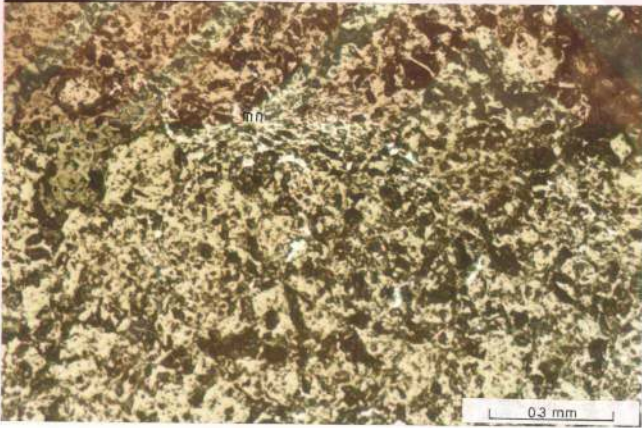
4.2. Ekzoskarlar

İnceleme alanında çok sık izlenen ekzoskarlar çalışma alanının K'inde daha yaygındır. Skarn oluşumunun çok iyi görüldüğü alanlardan en önemlisi Hengi tepe batı yamacıdır. Bu alanda yüzeylenen tonalit birimi dokunakta olduğu kireçtaşı ornatmış ve tipik skarn minerallerinin oluşmasına neden olmuştur (Şekil 4.3 ve 4.4). İntrüzif kütleden itibaren kireçtaşına doğru artan yoğunlukta granatlı zon (Şekil 4.5), daha sonra granat+epidot'lu zon, yaklaşık 1-1.5 m kalınlıkta sadece epidotlu zon ve kireçtaşına doğru gözle ayırt edilebilecek büyüklükte hematit ve/veya manyetit minerallerinin oluştuğu tesbit edilmiştir. Tonalit biriminden yapılan parlak kesitlerde opak minerallerin pirit ve çoğunlukla hematit olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.6).

Deveyazı köyü GB'sında içme suyu için kaptajlanmış olan kaynağın bitişiğinde ve onun hemen B'sında da iki önemli skarn zonu gelişmiştir. Tonalit ve porfirler ile kireçtaşı kontağında yer alan kaynak bitişiğindeki birinci skarn zonunda epidotlu ve sülfürlü zon (A zonu) hemen göze çarpar. İntrüzif kütle ile kireçtaşının faylı



Şekil 4.1. Polat-Begre granitoidine (KPBg) ait tonalit grubu kayalar içerisindeki hematit merceğinin görünümü. Orta tepe B'si; Bakış yönü KD'ya doğrudur.



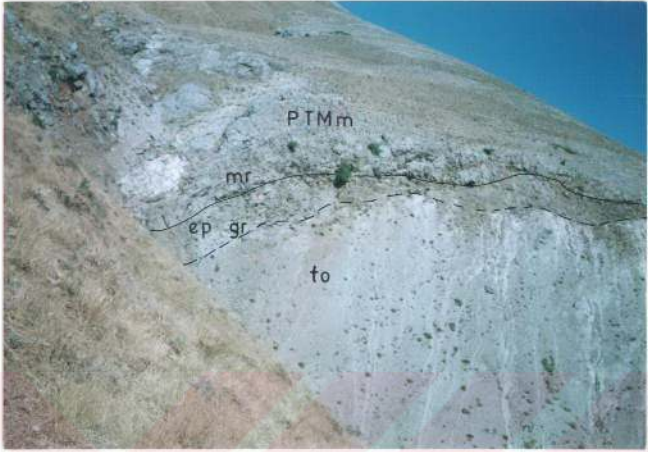
Şekil 4.2. Karadut dere'de yüzeylenen granat skarnı içerisindeki ışınal manyetit mikroskoptaki görünümü. mn: manyetit, Ç.N.X100.



dokunağında gelişen bu metazomatik oluşumda ise; 3-4 mm tane büyüklüğünde kahverenkli granatlı zon, 1-2 mm tane büyüklüğündeki yeşil renkli epidotlu zondan sonra kireçtaşı biriminin kırk sistemine uyumlu olarak yaklaşık 4 m genişlikte oksitli ve sülfürlü zon oluşmuştur (Şekil 4.7). Mercek şeklinde görülen bu zondan yatay ve düşey yönde alınan sistematik örneklerin (8 adet) ince ve parlak kesit çalışmaları sonucunda kesitin %74-80'inin manyetit'den %10-15'inin ise hematitden meydana geldiği görülmüştür. Oksitli ve sülfürlü zonda yer yer malakit ve azurit minerallerinin olduğu gözlenmiştir. Epidotlu-granatlı zon çokca ayrılmış olup kesitin çoğunluğu (%70) epidot mineralinden oluşmuştur. Pembe, mavi, yeşil, sarı renklerde (001) yönünde iyi dilinimli, yarı özşekilli kristaller halinde izlenen epidot mineralinde ışınal dizilim de göze çarpmaktadır (Şekil 4.8). Oldukca çatlaklı ve zonlanmalı olan kahverenkli granat mineralleri ise daha iri taneli ancak kesitin %20-25'ini oluşturmaktadır. Oksitli ve sülfürlü zondan sistematik olarak alınan örneklerin parlak kesitlerin incelenmesinde hemen hepsinin yaklaşık %70-75 manyetit, %10-15 hematit, %3-5 limonit, %7-8 kadar silikat ve saçınımlı taneler halinde çok az miktarda (%1-2) kalkopiritten oluştuğu görülmüştür.

Manyetit; özşekilsiz, yer yer zonlanmalı saçınımlı taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 4.9). Yine özşekilsiz taneler halinde görülen hematit mineralleri ise genellikle manyetitler içerisinde, nadiren de çatlaklar boyunca izlenmektedir. Uzun çubuksu şekilli genelde çatlaklarda gelişmiş bu düzensiz şekilli hematitlerin ikincil oluşumlu yani manyetitin müşketofitleşmesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Manyetitler içinde görülen hematitlerin etrafı tamamen manyetit ile sarılmış olup bu alanlarda manyetitin martitleşmesi ile hematite dönüşüm belirgindir. Ancak uzun çubuksu, özşekilsiz hematitler manyetitten dönüşen hematitden daha koyu renkli ve daha yüksek röliyevidir. İkincil oluşumlu limonit ise kireçtaşı ile dokanağa yakın kesimlerde %5'e kadar çıkmaktadır. Az miktarda görülen kalkopirit mineralleri ise genellikle yuvarlaklaşmış taneler halinde saçınımlı olarak bulunur. Yüzeyde yer yer yoğun olarak görülen malakit-azurit mineralleri muhtemelen kalkopiritin bozunması sonucu oluşmuştur.

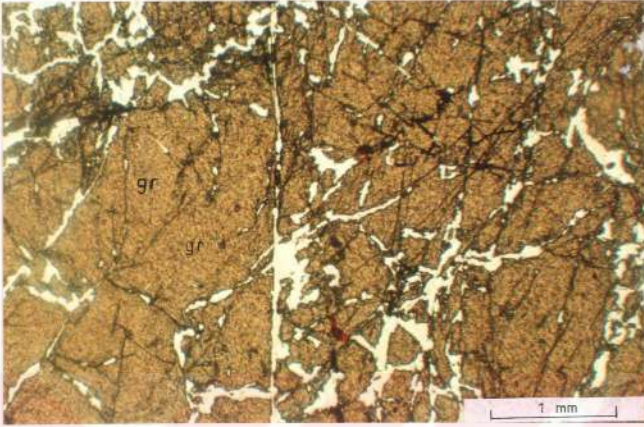
A zonunun yaklaşık 600 m kadar batısında ikinci bir skarn zonu (B zonu) bulunmaktadır. Bu zon da yine intrüzif kütle kireçtaşı dokanağında gelişmiş olup A zonu ile benzer özellikler göstermektedir (Şekil 4.10). Yaklaşık 20 m² lik bir alan



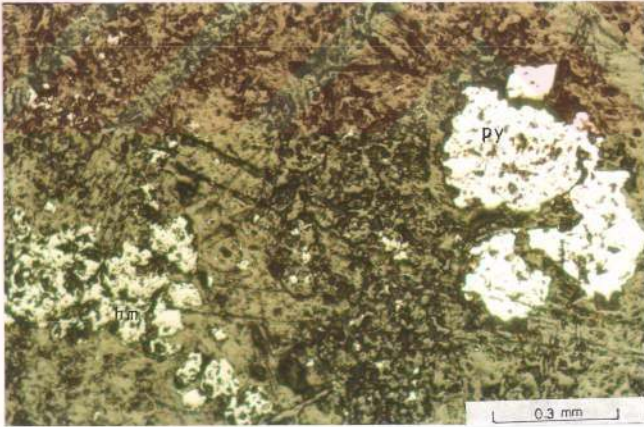
Şekil 4.3. Malatya metamorfizlerinin (PTMm) mermer birimi ile Polat-Beğre granitoidinin (KPBg) tonalit birimi arasında gelişen granatlı ve epidotlu zonun görünümü. Hengi tepe GB yamacı; gr: granat, ep: epidot, mr: mermer, to: tonalit; Bakış yönü D'ya doğrudur.



Şekil 4.4. Hengi tepe GB yamacındaki skarn zonunun yakından görünümü. Bakış yönü D'ya doğrudur. gr: granatlı zon, ep: epidotlu zon, mr: mermer, to: tonalit.



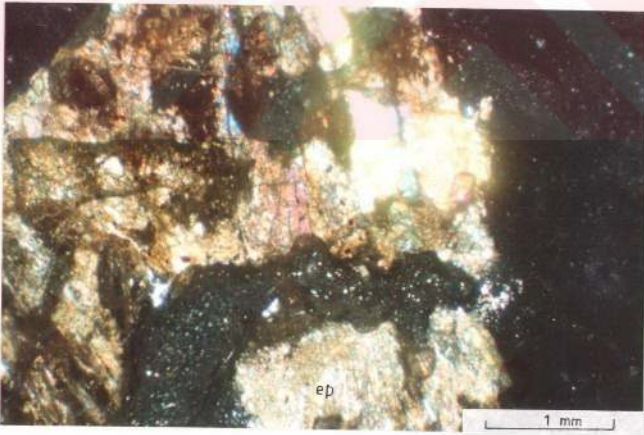
Şekil 4.5. Hengi tepe GB yamacındaki granat skarnının mikroskopta görünümü. gr: granat. T.N.X32.



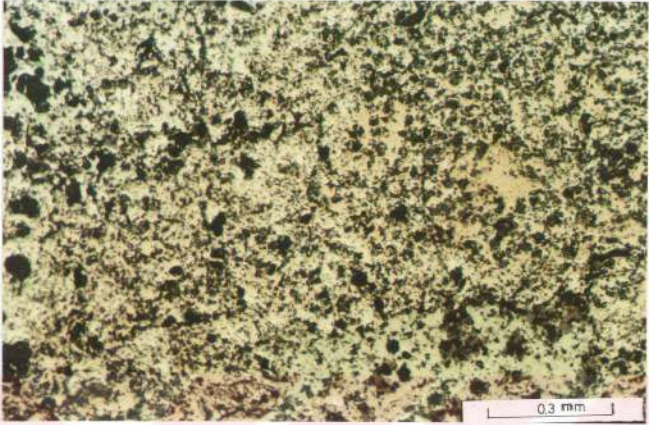
Şekil 4.6. Hengi tepe GB yamacında tonalit grubu kayalar içerisindeki pirit ve hematit minerallerinin mikroskopta görünümü. py: pirit, hm: hematit. X100.



Şekil 4.7. Tonalit birimi ile kristalize kireçtaşı dokunağındaki manyetit oluşumu (A zonu). Dedeyazı köyü GB'sı; Bakış yönü KB'ya doğrudur.



Şekil 4.8. Dedeyazı köyü GB'sındaki manyetit oluşumundaki (A zonu) epidot skarnının mikroskopta görünümü. ep: epidot. Ç.N.X32.



Şekil 4.9. Dedeyazı köyü GB'sındaki (B zonu) masif, özşekilsiz manyetitlerin mikroskoptaki görünümü. X100.



Şekil 4.10. Tonalit grubu kayalar ile mermer birimi arasındaki manyetit merceğinin (B zonu) görünümü. A zonunun yaklaşık 600 m B'sı; Bakış yönü GD'ya doğrudur.

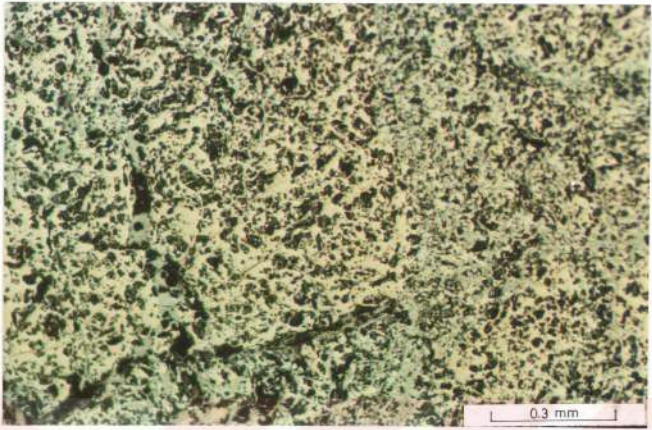
kaplayan merccek şeklindeki oksitli ve sülfürlü zonda yer yer malakit-azurit mineralleri ile alt kısmında yine yoğun epidot ve granat oluşumu izlenmektedir. Yapılan parlak kesit incelemelerinde B zonundan alınan örneklerin %75-80 arasında manyetit (Şekil 4.11), %10 hematit, %10 silikat, ikincil limonit ve oldukça iri taneler halinde kalkopirit ve daha küçük taneli pirit minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir (Şekil 4.13). Manyetitlerde yer yer zonlanma görülmekte olup bu durum kontak manyetitlerinin tipik özelliğindendir (Şekil 4.12).

Intrüzif kütle ile mermer dokanağındaki metazomatik ilişkisinin en iyi görüldüğü bir diğer zon (C zonu) ise Çavuşlu köyünün yaklaşık 1 km batısında Kavaklı dere sağ ve sol yamacında yer almaktadır. Bu zon da yine KD-GB gidişli kırık sisteminin denetiminde yerleşmiştir (Şekil 4.14). Ayrıca mermerler içerisinde birbirinden kopuk küçük mostralar halinde cevherleşmelere de rastlanmaktadır. Kuvarsdiyorit bileşimli mağmatik kütleden itibaren yanıl ve düşey yönde sistematik olarak alınan örneklerin ince ve parlak kesit çalışmalarında ise C zonunun (yol üstü) doğu tarafından itibaren tespit edilen yanıl zonlanmaya bakacak olursak;

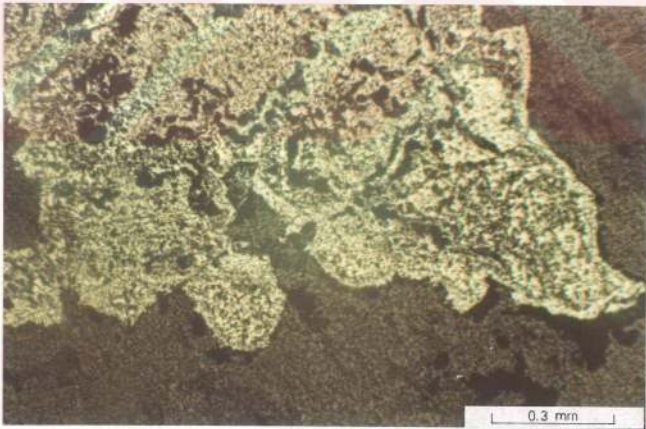
- Kuvarsdiyorit
- Granat+epidot skarn (granat epidot'tan fazla) (Şekil 4.15 ve 4.16)
- Manyetit+az hematit+çok az limonit
- Manyetit+az hematit+çok az kalkopirit ve pirit (Şekil 4.17)
- Granat+epidot+kalsit skarn

şeklinde olduğu görülmektedir. Kavaklı dere sağ yamacına doğru giderek genişleyen bu oksitli ve sülfürlü zonun (Şekil 4.18) kenar kısımlarında epidot+granat+kalsit+spekularit mineralleri yoğun olarak bulunmaktadır. Tüm zonlarda granat ve epidot baskın skarn mineralleridir (Şekil 4.19). İkincil oluşumlu kalsitler ise genelde çatlak ve boşluklarda gelişmiştir. Granatlar yer yer kloritleşmiş, epidotlar ise tanesal agregatlar halinde olup küçük kuvars kristallerine de rastlanmıştır.

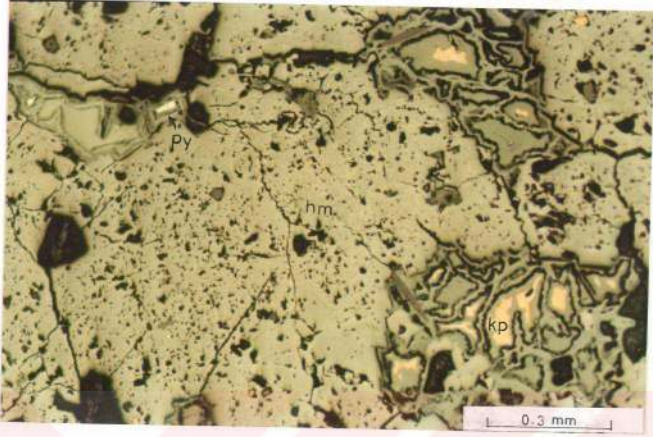
Bu oksitli-sülfürlü zondan alınan örneklerden yapılan parlak kesitlerde %70-80 masif dokulu **manyetit** mineralinden oluştuğu tespit edilmiştir. Manyetitlerin çoğun **martitleşmiş** ve **limonitleşmiş** olduğu görülür (Şekil 4.20). Oldukça iri taneli özşekilliye yakın manyetitler yanında daha küçük saçınımlı kristaller halinde de manyetitler izlenmektedir. Hematit ve yer yer ikincil limonit oluşumları ile yarı özşekilli kalkopirit ve az yuvarlaklaşmış pirit kristalleri bulunmaktadır.



Şekil 4.11. Dedeyazı köyü GB'sında bulunan (B zonu) manyetitlerdeki martitleşmenin mikroskoptaki görünümü. X100.



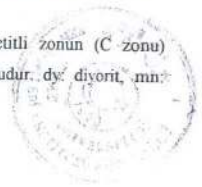
Şekil 4.12. Dedeyazı köyü GB'sında bulunan (B zonu) manyetitlerde izlenen zonlanmanın mikroskoptaki görünümü. X32.



Şekil 4.13. Dedeyazı köyü GB'sında (B zone) manyetitler içerisindeki hematit+pirit+kalkopirit'in mikroskoptaki görünümü. hm: hematit, py: pirit, kp: kalkopirit. X100.



Şekil 4.14. Diorit grubu kayalar ile mermer birimi arasındaki manyetitli zonun (C zone) görünümü. Çavuşlu köyü'nün yaklaşık 1 km B'si; Bakış yönü KD'ya doğrudur. dy: diyorit, mn: manyetitli zon, ep: epidotlu zon, gr: granatlı zon.



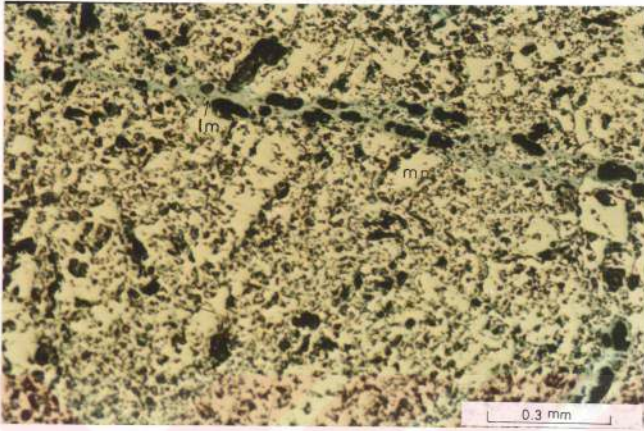
İnceleme alanındaki mermer, rekristalize kireçtaşı-intrüzif kayaç dokunağında veya dokunağa yakın kesimlerde pek çok alanda küçük mostralara halinde yüzeylenmiş skarn zonları görülmektedir. Bu zonların bir kısmı oksitli bir kısmı da sadece silikatlı skarn mineralleri ile temsil edilmektedirler. Şöyle ki;

- Dedeyazı köyü K'inde tonalitporfirler ile kristalize kireçtaşları dokunağında yer yer 0.5-1 m kalınlıkta yine epidotlu, granatlı oksitli zonlar bulunmaktadır.
- Akçakoyunlu mahallesi hemen D'sunda yol yarmasında diyorit mermer dokunağının mermer tarafında 4-5 m genişlikte granat zonu gelişmiştir. Makroskopik olarak kahverenkli, açık kahverekli, reçine parlaklığına sahip 4-5 cm büyüklüğüne ulaşan granat kristalleri en iyi bu zonda görülmektedir. Hem bu zondan hem de diğer skarn zonlarından alınan örneklerin XRD analizleri yapılmış olup hepsinin grossüler bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Zaten grossüler $[Ca_3Al_2(SiO_4)_3]$ bileşimli granatın oluşabilmesi için gerekli olan Ca içerisinde olduğu mermerlerde bol miktarda bulunurken Al ve bir miktar silisyumun da sokulum yapan diyoritik ve tonalitik bileşimli kayalardan geldiği düşünülmektedir. Mikroskopik olarak öz ve yarı özşekilli, nadiren zonlu ve ikizli, anormal izotropi gösteren taneler halinde olup taneler arası kuvars ve kalsit ile doldurulmuştur. Klorit ve manyetit daha az miktardadır.

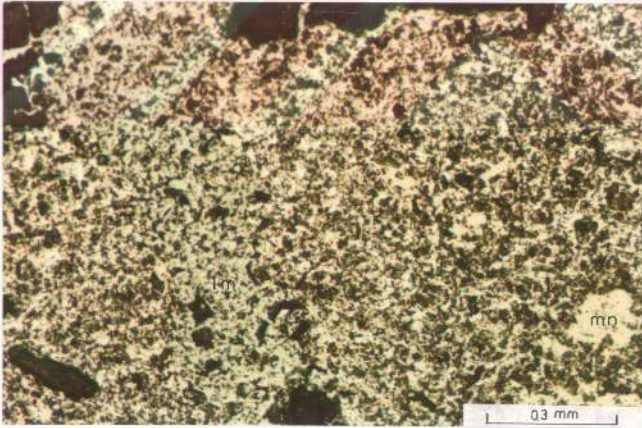
Epidot mineralleri daha çok intrüzif kütle ile mermer dokunağına yakın zonlarda yer yerde mermerler ile birlikte ardalı, bantlı şekillerde izlenmektedir.

- Beğre köyü K'inde 1478 rakımlı tepenin GB yamacındaki intrüzif dokunakta da kireçtaşı, intrüzif kütle tarafından ornatılmış ve daha çok epidot skarnı oluşmuştur. Diyorit birimi ile mermer birimi arasında yaklaşık 1 m kalınlıktaki epidotlu zonun mermer tarafında epidot ve kalsit bantlanması açıkça görülmektedir. Yine Kaleycik tepe güney yamacında da diyorit birimi ile dokunaktaki mermer birimi arasında benzer skarn mineralleri oluşmuştur.
- Akçakoyun yamacının 1 km D'sunda mermer içerisinde manyetit, epidot, granat mineralleşmesi;
- Fındık köyünün 1.5 km KD'sunda Fındık deresinin sol yamacında pirit, kalkopirit ve limonitli zon;
- Büyük kurtluca dere sağ yamacında, Mağara dere ve Büyükburun tepe GB yamacında küçük mostralara halinde skarn oluşumlarına rastlanmıştır.

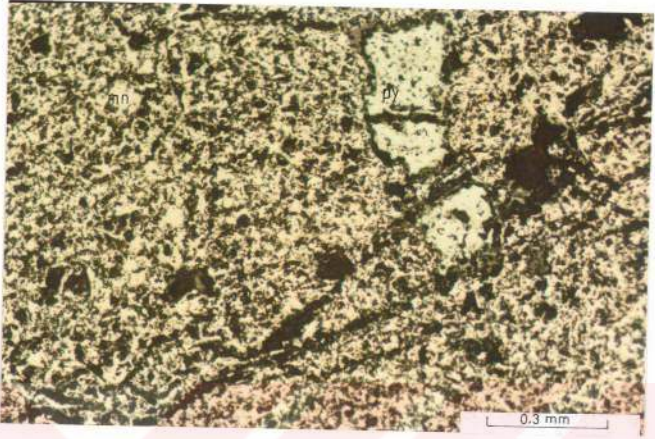




Şekil 4.15. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) manyetit+limonit'in mikroskopta görünümü. mn: manyetit, lm: limonit, X100.



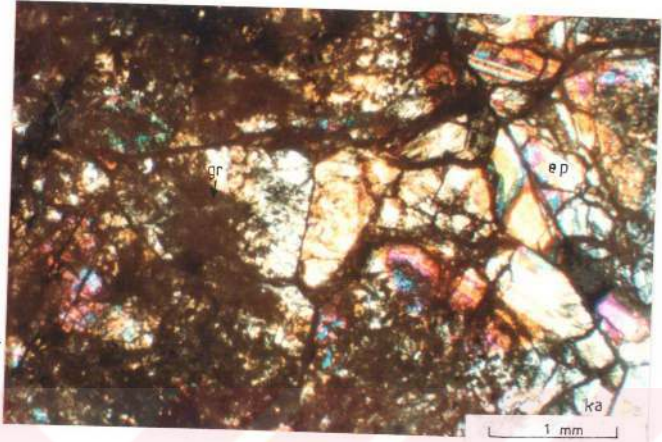
Şekil 4.16. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) masif dokulu manyetit ile limonit'in mikroskopta görünümü. mn: manyetit, lm: ikincil limonit. X100.



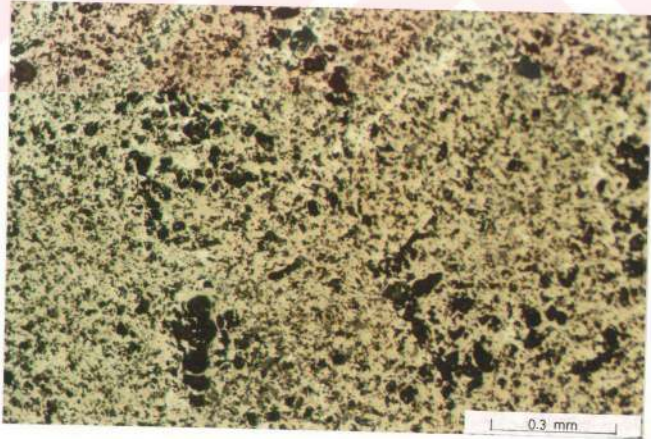
Şekil 4.17. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) manyetitler içerisinde izlenen pirit minerallerinin mikroskopta görünümü. mn: manyetit, py: pirit. X100.



Şekil 4.18. C zonunun (Çavuşlu köyü B'sı) Kavaklı dere sağ yamacındaki devamı. Bakış yönü GB'ya doğrudur.



Şekil 4.19. C zonundaki (Çavuşlu köyü B'sı) skarn minerallerinin mikroskopta görüntümü. gr: granat, ep: epidot, ka: kalsit; Ç.N.X32.



Şekil 4.20. C zonundaki masif dokulu manyetitlerde görülen martitleşme. X100.

- İnceleme alanı güneyinde Elmalı köyü B'sında ve Zeynel tepe GB yamacında da yine küçük mostralara halinde skarn oluşumları gözlenmiştir.

Kireçtaşı-intrüzif kütle dokunağında gelişen bu metazomatik oluşumların hemen hepsinde skarn minerali olarak epidot, granat ve manyetit tespit edilmiştir.

4.3. Metazomatik oluşumların kökeni ve ekonomik önemi

Arazi ve mikroskopik çalışmalar sonucunda inceleme alanında intrüzif kütleyle bağlı olarak gelişmiş pek çok alanda yersel demir cevherleşmeleri olduğu tespit edilmiştir. Çoğunlukla intrüzif kütle ile kireçtaşı ve mermer dokunağında (Ekzoskarn) ve yersel olarak da intrüzif kütle içerisinde (Endoskarn) meydana gelmiş olan bu skarnlardaki mineraller daha çok Fe-Ca bakımından zengin olduklarından kalsik skarnlar olarak isimlendirilirler. Skarn yatakları ise ekonomik bakımdan önemli metalik minerallerin cinsine göre sınıflandırılmaktadır. İnceleme alanındaki yatakların hemen hepsi demirli skarnlardır. Skarn yataklarının büyük bir bölümü manyetit serisi I-tipi granitoidler ile birlikte bulunurlar. İnceleme alanındaki granitoidler de manyetit serisi I- tipinin özelliklerini göstermektedir.

Adayaylarında oluşan kalsik tip skarn yatakları tipik olarak diyoritik ve hatta gabroyik bileşimli derinlik kayaçları ile birlikte görülürler. İnceleme sahasındaki yataklar ise diyoritik ve tonalitik bileşimli derinlik kayaçlarıyla ilişkilidir. Intrüzif dokunaklar boyunca kalınlıkları değişebilen skarn zonları, tüm bir sistem olarak ele alındığında, intrüzif kütle ile mermerler arasında gelişen bir metazomatik alan olarak değerlendirilebilirler. Bu metazomatik alandaki CaO ve CO₂ çözeltilelerle ortamdan sürekli uzaklaştırdıkça; SiO₂, toplam Fe, MgO, MnO, Al₂O₃, Na₂O, K₂O ve WO₃ ise sürekli olarak ortama ilave edilmektedir.

Cevherleşmiş skarnların parajenez ve süksesyonları üzerine ayrıntılı birçok çalışma yapılmış olmakla birlikte, sıvı kapanım ve duraylı izotop jeokimyası çalışmaları daha azdır. Yapılan çalışmalarda metalik skarnların 500-350°C arasındaki sıcaklıklarda oluştuğu kabul edilmektedir (Boztuğ'dan, 1989). Düşük basınçlarda grossüler için

mineral sentezleri ve jeolojik bilgilerden elde edilen en uygun oluşum sıcaklığının 500-700°C, epidot için 300-500°C arasında olduğu Zharikov (1968) tarafından açıklanmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları sonucunda mineral parajenezine göre granat-piroksen zonu 500°C hatta 600°C kadar sıcaklıkta; epidot-amfibol zonu 450-500°C; klorit-epidot zonu 350-380°C arasında oluştuğu belirtilmektedir. Ana yaylardaki sülfürlü skarn yataklarının çoğu iki evrede oluşmaktadır. İlk evrede yüksek sıcaklıkta Ca'lu silikatlar gelişirken, düşük sıcaklıklı geç evrede ise sülfürlü cevherleşmeler meydana gelmektedir (Boztuğ'dan, 1989). Mağmatik kökenli olmayan çözeltilerin skarn yatakları üzerindeki etkisi ise daha çok cevher minerallerinin küçük miktarlardaki yeniden dağılımı ve alterasyonu ile ilgilidir. İnceleme alanında A ve B zonunda daha yaygın görülen malakit-azurit ve limonit oluşumları kalkopiritlerin yüzey ayrışması ürünü olarak ortaya çıkmışlardır. Kalkopirit süksesyon içerisinde manyetit ve piritten daha geç evrede oluşmaktadır.

Kontak metazomatik tipte gelişmiş demir skarnlarının meydana gelişlerinde; granitoid intrüzyonu esnasında oluşan hidrotermal eriyiklerin Permo-Triyas yaşlı rekristalize kireçtaşı ve mermer dokunaklarındaki soğuma ve pH değişmesinin önemli rol oynadığı düşünülebilir. Klorit-epidot zonları daima sülfid zonları çevresinde oluşur ve sülfür mineralizasyonlarından hemen önce veya esnasında gelişir. Kloritler genelde epidotun alterasyonu sonucu şekillenmiştir.

Yataklarda hematitten çok manyetitin bulunuşu oluşum sıcaklığının yüksekliğine ve cevher oluşturan eriyiklerin uçucu bileşenlerce fazla zengin olmamasına bağlanabilir. Yine manyetitlerde görülen zonlanma kontak metazomatik oluşuma işaret etmektedir (Sağıroğlu, 1992).

İnceleme alanında diyorit ve tonalit grubu kayalara bağlı olarak geliştiği tespit edilen kontak metazomatik kökenli bu demir yataklarının bazılarında özel işletmeler tarafından yol, yarma vs. gibi çalışmalar yapılmıştır. MTA tarafından çeşitli tarihlerde yapılan jeolojik ve jeofizik etüdler (Dağlı, 1963; Koşal, 1973; Acar, 1978; Özer'den, 1978)) sonucunda sahadan büyük bir rezerv beklenmediği açıklanmıştır. Dedeyazı köyü B'sındaki A ve B zonu ile Çavuşlu köyü B'sındaki C zonunda yol ve yarma çalışmaları yapılmış hatta C zonundan yaklaşık 30.000 ton cevher alındığı belirtilmektedir (Özer'den, 1978).

İnceleme alanında oldukça geniş yüzlekleri bulunan genelde ortaç bileşimdeki bu sokulumla bağlı olarak gelişmiş skarn tipi cevherleşmenin mineral topluluğunun çok kısıtlı olduğu tespit edilmiştir. Manyetit, granat, epidot, çok az pirit ve kalkopirit olup hacim olarakta kısıtlı görülmektedir. Her iki özelliğin nedeni sokulumun petroğrafisinden ve uçucu bileşenlerce zengin hidrotermal çözeltileri az oranda üretmiş olmasından kaynaklanabilir. Ancak sokulumun yüzeylenen büyüklüğü (yaklaşık 120 km²) ve tonalitten diyorit bileşimine kadar olan kayaları içermesi daha ekonomik rezervler olabileceği ihtimalini düşündürmektedir.

Orta tepe B'sindeki demir cevherleşmesindeki limonitleşme ve hematitleşmenin derinlere doğru azaldığı düşünülerek bu alanda yarma ,sondaj, galeri vs. çalışmaları yapılabilir. Çünkü bu alandan daha B'da ve düşük kotta (60-70 m aşağıda) Orta tepe batı yamacında ve Karadut dere içerisinde tesbit edilen manyetitli zon Orta tepe KB'sındaki cevherleşmenin derine doğru devam edebileceği ihtimalini güçlendirmektedir. Prospeksiyon amaçlı yapılacak daha detaylı bir çalışma ile Granitoyid içerisinde ve derinlerde bir cevherleşmenin olup olamayacağının verileri araştırılabilir.

5. JEOKİMYA

Bu incelemenin konusunu oluşturan Polat-Begre granitoidinin jeokimyasal olarak adlandırılması, magma serilerinin ayrılması ile kayaçların oluşum ortamlarını açıklamak ve bölgenin tektonik gelişimi içindeki yerini belirleyebilmek amacıyla 35 örneğin ana ve bazı iz element içerikleri belirlenmiştir. Analiz olanaklarının sınırlı oluşu ve analiz yöntemlerinin karşılaştırılması da düşünülerek 22 örnek XRF, 13 örnek ise AAS-ICP tekniğiyle analiz edilmiştir. Ayrıca beş ayrı zondan alınan skarn örneklerinin XRD analizleri yapılmıştır. Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümü laboratuvarlarında (MİPJAL) X-Işınları Floresans Spektrometresi (Rigaku-3270E tipi) ile 22 örneğe ait tüm kayaç ana ve eser element analizleri gerçekleştirilmiştir. Analiz için seçilen kayaç örnekleri tungsten-karbit havanlı değirmende 200 mesh eleğin altına geçinceye kadar öğütülerek pudra haline getirilmiş ve sıkıştırılmış pelletler halinde analiz edilmiştir. Analiz sırasında aletsel koşulların kalibrasyonu için CRPG kayaç standartları kullanılmıştır. MTA Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında analizi yapılan 13 örnekte ise ana elementler AAS ile eser elementler ise ICP-2000 ile analiz edilmiştir.

Analiz için petrografik çalışmalarla genel sınıflaması yapılan örneklerden magmatik sokulumun bütün özelliklerini yansıtacak şekilde farklı kayaç birimlerini temsil eden taze örneklerin seçilmesi titizlikle yapılmıştır. Pearce ve diğerleri (1984) tarafında işaret edildiği gibi aşırı porfirik örneklerin analizinden sakınılmaya çalışılmış isede böyle örneklere sokulumun her yerinde sıklıkla rastlandığından bu çok fazla mümkün olamamıştır. Analiz edilen örneklerden dokuzu diyorit grubu kayaçları, ondördü tonalit grubu kayaçları, onu yarı derinlik kayaçlarını, biri anklavı (kapantı) temsil etmektedir. 182 nolu anklav örneği karşılaştırma açısından hem XRF hemde AAS-ICP'de yapılmıştır. Analiz sonuçları Tablo 5.1'de verilmiştir. XRF ile analizlerde Fe_2O_3 ve FeO değerleri birlikte toplam demir (FeO^*) olarak verilmiş ancak AAS ile yapılan analizlerde toplam demir (FeO^*) ve FeO ayrı olarak verilmiştir. CIPW normları hesaplanırken Fe_2O_3 ve FeO değerlerinin bilinmesi gerektiğinden $\%\text{FeO}^* = \%\text{FeO} \times 1.1113 = \%\text{Fe}_2\text{O}_3$ bağıntısından ferrik oksit hesaplanmıştır. Diyorit grubu kayaçlarda $\%2-2.5$ arasında hesaplanan Fe_2O_3 miktarı tonalit grubu kayaçlarda

%1.5-2 arasındadır. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ oranının ise bugüne kadar çeşitli araştırmacılar (Coombs,1963; Thomson vd,1972; Lippard ve Truckle, 1978; Nelson ve Hibbard, 1976; Weaver vd, 1990; Baş vd, 1992; Akgül'den 1993) tarafından önerilen değerlerden bir miktar daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Yine MTA tarafından yapılan ana element oksit değerleri toplamının 100'den azlığı göz önünde bulundurularak kayaç adlandırması, magma serilerinin ayrımı ve CIPW normlarının hesaplanmasında normleştirilmiş oksit miktarları kullanılmıştır. Ayrıca CIPW normları ve parametrelerin hesaplanmasında C.Ü. Jeoloji Mühendisliği bölümünden temin edilen paket program (Gw rocks, 1994) kullanılmıştır. Kayaçların kimyasal adlandırılması ve oluştukları jeotektonik ortamın belirlenmesi için kullanılan diyagramların hazırlanmasında ise yine paket program (Newpet 1991) kullanılmıştır.

Tablo 5.1. Polat-Begre granitoidine ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının kimyasal analiz sonuçları

DIYORIT GRUBU KAYAÇLAR									
Örnek No	108*	119*	126	135	138*	145	156	161*	187
Major oksitler (%)									
SiO ₂	57.80	56.80	54.47	53.63	56.00	54.65	54.73	54.50	52.47
TiO ₂	0.80	0.80	0.85	0.87	1.00	0.98	0.75	1.00	0.39
Al ₂ O ₃	17.00	18.00	17.85	18.29	16.50	18.05	11.96	15.00	9.39
FeO*	6.80	7.50	7.50	7.46	6.50	7.94	8.02	7.50	7.82
MnO	0.10	0.10	0.13	0.14	0.10	0.14	0.16	0.10	0.16
MgO	4.90	3.90	4.26	3.91	6.80	4.01	8.93	9.40	15.34
CaO	6.50	6.00	7.65	8.58	7.50	7.03	10.29	8.20	9.92
Na ₂ O	1.00	1.50	0.74	0.54	0.30	0.95	2.09	0.80	0.32
K ₂ O	1.00	1.50	0.74	0.54	0.30	0.95	0.17	0.80	0.32
P ₂ O ₅	0.10	0.20	0.21	0.25	0.20	0.29	0.09	0.10	0.16
LOI	0.66	0.49	0.55	0.73	0.76	0.80	1.01	1.25	1.35
Toplam	97.86	97.00	98.23	98.40	97.86	98.46	98.20	99.45	99.47
İz elementler (ppm)									
Sr	300	350	475	543	400	617		250	151
Rb	40	40	24	38	30	9		30	51
Ba	130	150	436	403	70	454		100	251
Pb	<50	<50	23	22	<50	23		<50	22
Zr	100	150	119	123	150	169		80	57
Nb	<10	<10	23	24	10	24		10	22
Th	-	-	5	2	-	10		-	4
U	-	-	3	6	-	4		-	4
Ni	29	10	-	-	38	-		65	294
Co	-	-	59	49	-	44		-	57
Cr	-	-	14	7	-	12		-	896
Zn	60	60	79	84	40	89		80	79
Cu	20	25	32	30	<10	37		<10	28
Y	<20	20	24	25	<20	25		<20	11
B	-	-	114	119	-	126		-	73
V	170	180	-	-	200	-		270	-

* işaretli analizler AAS-ICP ile yapılmıştır.



Tablo 5.1'in devamı.

TONALİT GRUBU KAYAÇLAR														
Örn. No	16	24*	40	46	56	70*	75	92	95*	128	142	153	200	202
Majör Oksitler (%)														
SiO ₂	64.25	64.50	66.47	64.21	67.36	68.00	66.11	67.19	61.40	65.32	71.02	67.50	69.04	59.50
TiO ₂	0.55	0.50	0.47	0.51	0.44	0.40	0.49	0.50	0.60	0.47	0.20	0.30	0.42	0.60
Al ₂ O ₃	16.97	16.20	16.80	16.89	16.43	16.40	16.58	16.11	17.20	16.54	16.95	16.80	16.53	18.20
FeO*	6.38	5.40	3.76	4.24	3.57	5.50	4.01	3.29	6.50	4.44	1.45	3.80	3.54	6.20
MnO	0.08	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.05	0.10	0.05	0.03	0.10	0.07	0.10
MgO	1.91	1.80	1.86	1.61	1.48	1.70	1.92	1.58	2.80	2.02	0.31	0.90	1.07	2.20
CaO	4.02	3.80	4.13	5.62	3.90	3.20	4.44	5.15	4.50	3.90	2.86	3.20	3.19	5.20
Na ₂ O	4.33	2.10	4.49	4.41	4.25	2.70	4.28	5.20	2.50	4.45	5.77	2.90	4.94	2.80
K ₂ O	-	1.60	1.71	0.47	1.91	0.40	1.62	0.03	1.60	1.58	1.07	1.30	1.05	1.60
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.13	0.13	0.13	0.20	0.14	0.12	0.10	0.13	0.06	0.10	0.11	0.20
LOI	1.36	1.52	0.58	2.39	0.57	1.75	0.38	0.82	0.43	1.09	0.23	0.53	0.69	0.86
Toplam	99.98	97.62	100.49	100.58	100.13	100.35	100.07	100.04	97.73	99.99	100.00	97.43	100.65	97.46
Iz elementler (ppm)														
Rb	24	60	69	64	75	40	71	14	50	82	74	60	53	50
Sr	395	300	350	387	304	400	364	595	300	406	484	350	383	600
Ba	364	340	714	461	637	120	591	341	190	725	647	170	596	150
Pb	22	<50	22	24	23	<50	23	23	<50	23	23	<50	23	<50
Zr	155	180	153	144	142	180	140	179	150	170	156	200	196	250
Nb	26	10	26	27	28	10	28	27	10	27	26	20	27	<10
Th	13	-	14	13	13	-	7	14	-	12	11	-	18	-
U	5	-	5	6	7	-	5	-	-	7	-	-	-	-

Tablo 5.1'in devamı.

Ni	-	24	-	-	-	-	<10	-	-	16	-	-	<10	-	<10
Co	94	-	133	110	112	-	138	146	-	59	159	-	126	-	-
Cr	3	-	-	-	-	-	-	-	-	14	-	-	-	-	-
Zn	73	40	75	73	76	40	78	63	60	72	66	50	80	50	50
Cu	404	<10	33	29	30	<10	26	29	10	32	28	<10	27	20	20
Y	16	20	22	17	26	30	21	18	20	24	17	30	17	20	20
B	78	-	69	75	67	-	72	77	-	72	42	-	62	-	-
V	-	75	-	-	-	70	-	-	110	-	-	30	-	-	80

YARI DERİNLİK KAYAÇLARI

Kayaç Adı	Mikro div.-ton.	8*	189	5	21	64	113	97*	Aplit	Lamprofir	Andezit daykı	47*	80	182*	Anklav
Örnek No	8*	189	5	21	64	113	97*	Aplit	Lamprofir	Andezit daykı	47*	80	182*	Anklav	
Mağör oksitler (%)															
SiO ₂	58.00	62.13	56.35	63.74	57.57	68.78	75.50	47.28	64.50	69.64	55.50	54.71	54.71	54.71	54.71
TiO ₂	0.80	0.64	0.65	0.51	0.61	0.44	<0.10	0.90	0.60	0.43	0.70	0.74	0.74	0.74	0.74
Al ₂ O ₃	18.50	17.01	15.83	16.45	15.49	16.32	13.20	11.94	16.50	16.07	17.00	16.54	16.54	16.54	16.54
FeO*	7.50	5.91	7.40	4.98	7.03	2.76	1.20	10.18	4.40	2.84	7.60	8.01	8.01	8.01	8.01
MnO	0.10	0.15	0.16	0.13	0.13	0.04	<0.10	0.18	0.10	0.05	0.30	0.26	0.26	0.26	0.26
MgO	3.00	2.52	6.56	2.63	6.39	1.28	0.06	14.98	2.20	0.96	4.70	5.51	5.51	5.51	5.51
CaO	5.20	4.97	6.46	4.76	5.89	2.54	1.00	9.18	3.40	3.13	6.60	6.92	6.92	6.92	6.92
Na ₂ O	2.30	4.25	3.10	4.60	3.86	3.49	2.10	1.66	2.50	3.90	2.60	3.97	3.97	3.97	3.97
K ₂ O	1.10	1.21	-	0.62	0.41	2.71	4.20	0.67	2.70	1.51	1.20	0.94	0.94	0.94	0.94
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.12	0.14	0.12	0.10	<0.10	0.13	0.20	0.08	0.20	0.13	0.13	0.13	0.13
LOI	0.72	0.82	2.39	2.07	2.08	1.66	0.03	2.58	0.94	1.41	0.77	0.74	0.74	0.74	0.74
Toplam	97.42	99.80	99.02	100.6	99.58	100.1	97.59	99.68	98.04	100.0	97.17	98.47	98.47	98.47	98.47
Iz elementler (ppm)															
Rb	40	47	25	24	9	132	100	42	80	39	50	40	40	40	40
Sr	300	573	496	482	481	193	<30	196	350	288	250	226	226	226	226
Ba	480	660	246	909	406	447	50	375	526	220	130	398	398	398	398

Tablo 5.1'in devamı.

Pb	<50	23	23	24	25	26	<50	23	<50	25	<50	23
Zr	150	192	131	165	130	197	100	57	200	192	100	93
Nb	20	26	22	27	24	22	10	19	<10	19	15	26
Th	-	9	-	11	5	9	-	1	-	10	-	2
U	-	6	3	3	11	2	-	-	-	15	-	7
Ni	<10	-	-	-	64	-	<10	215	21	-	30	-
Co	-	98	28	43	42	24	-	57	-	27	-	50
Cr	-	-	117	28	237	12	-	637	-	11	-	58
Zn	40	87	88	100	102	88	70	87	60	81	70	90
Cu	<10	31	70	30	29	35	<10	32	10	34	<10	30
Y	20	24	15	17	17	29	30	13	30	23	20	32
B	-	88	101	76	93	66	-	131	-	65	-	106
V	170	-	-	-	-	-	<10	-	60	-	150	-

Tablo 5.2. Polat-Begre granitoidine ait derinlik ve yan derinlik kayaçlarının CIPW normları ve parametreleri.

DIYORIT GRUBU KAYAÇLAR								
Örnek No	108*	119*	126	135	138*	145	161*	187
Kuvars	20.81	20.78	8.06	7.29	17.25	10.57	12.94	2.25
Ortoklaz	6.09	9.16	4.49	3.25	1.83	5.73	4.79	1.95
Albit	19.12	19.21	34.78	34.61	19.21	31.39	13.79	18.53
Anortit	32.54	29.29	29.16	31.12	35.26	30.91	31.96	15.31
Korund	0.73	2.41	-	-	-	-	-	-
Enstatit	12.55	10.01	8.77	7.01	17.44	10.24	21.80	27.01
Dipyosit	-	-	4.51	6.37	-	-	4.40	25.72
Hematit	7.00	7.73	7.68	7.66	6.70	8.13	7.64	7.97
İlmenit	0.21	0.21	0.28	0.30	0.21	0.30	0.21	0.34
Rutil	0.71	0.71	-	-	0.44	0.02	-	-
Titanit	-	-	1.78	1.80	1.18	2.01	2.23	0.54
Apatit	0.24	0.50	0.50	0.62	0.50	0.71	0.24	0.38
Top min+su	100.01	100.01	100.00	100.03	100.01	100.02	100.01	100.00
Differa index. (D I.)	46.02	49.15	47.33	45.15	38.29	47.68	31.52	22.73
Renk index (R I.)	19.76	17.95	21.28	21.34	24.35	18.67	34.05	61.05
Normaluf plajiyoklaz	62.99	60.39	45.61	47.35	64.73	49.61	69.86	45.24
Alkali index (A.I.)	2.31	1.90	1.28	1.27	2.69	1.35	2.51	2.13
Q	155.57	145.22	67.53	56.57	148.30	84.52	138.81	98.75
P	-170.35	-150.54	-256.11	-276.86	-204.33	-227.51	-184.29	-243.94
A	9.69	37.51	-69.63	-89.38	-21.88	-34.59	-68.05	-250.51
B	222.99	206.83	215.26	206.33	270.50	216.32	345.92	492.67
F	176.44	202.95	272.21	292.10	136.20	254.16	70.27	-36.42
%Q	28.03	26.17	12.17	10.19	26.72	15.23	25.01	17.79
%B	40.18	37.27	38.79	37.18	48.74	38.98	62.33	88.77
%F	31.79	36.57	49.05	52.63	24.54	45.79	12.66	-6.56
R ₁	2720.12	2516.26	1861.93	1860.83	2767.16	1952.99	2709.81	2495.26
R ₂	1308.96	1224.77	1412.48	1505.28	1506.63	1336.79	1667.83	2045.07
K ₂ O+Na ₂ O	3.29	3.82	4.87	4.64	2.58	4.68	2.44	2.52
%A	21.46	24.53	28.80	28.47	15.85	27.66	12.42	9.65

Tablo 5.2'nin devamı.

%F	45.66	49.65	45.42	46.99	41.15	38.88	30.51
%M	32.88	25.82	25.78	24.54	43.00	48.70	59.84

TONALİT GRUBU KAYAÇLAR

Örn.No	16	24*	40	46	56	70*	75	92	95*	128	142	153*	200	202*
Kuvars	28.36	37.06	22.61	23.57	25.22	42.51	23.15	24.89	27.96	22.63	27.07	38.96	28.18	24.07
Ortokla	-	9.81	10.11	2.84	11.35	2.42	9.57	0.18	9.69	9.46	6.32	7.92	6.21	9.75
Albit	37.15	18.53	37.99	37.99	36.13	23.19	36.30	44.34	21.75	38.08	48.91	25.30	41.80	24.54
Anortit	19.34	18.94	19.64	25.36	18.60	14.77	21.16	20.70	22.27	18.70	13.85	15.72	15.11	25.32
Korund	2.90	4.52	0.38	-	0.58	6.27	0.06	-	3.52	0.73	1.25	5.21	1.74	3.00
Enstatit	4.83	4.66	4.63	3.81	3.71	4.28	4.81	2.98	7.17	5.08	0.77	2.32	2.67	5.68
Dixopsi	-	-	-	0.58	-	-	-	2.11	-	-	-	-	-	-
Hematit	6.47	5.62	3.76	4.32	3.58	5.58	4.02	3.31	6.68	4.49	1.45	3.92	3.54	6.42
İlimenit	0.17	0.21	0.19	0.21	0.19	0.21	0.21	0.11	0.21	0.11	0.06	0.21	0.15	0.21
Rutil	0.47	0.41	0.37	-	0.34	0.30	0.38	-	0.51	0.41	0.17	0.20	0.34	0.51
Titanit	-	-	-	1.00	-	-	-	1.09	-	-	-	-	-	-
Apatit	0.31	0.24	0.31	0.31	0.31	0.47	0.33	0.28	0.24	0.31	0.14	0.24	0.26	0.50
Min+su	100.01	100.00	100.47	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00
D.L.	65.51	65.40	70.71	64.40	72.70	68.12	69.02	69.41	59.40	70.17	82.30	72.18	76.19	58.36
R. I.	11.47	10.49	8.58	8.92	7.48	10.07	9.04	8.51	14.06	9.68	2.28	6.45	6.36	12.31
N. Plaj.	34.24	50.55	34.08	40.03	33.99	38.91	36.83	31.83	50.59	32.93	22.07	38.32	26.55	50.78
A. I.	2.21	2.72	1.65	1.97	1.72	3.54	1.72	2.03	2.13	1.65	1.75	2.63	1.87	1.85
Q	171.36	219.46	138.77	139.66	150.18	246.90	142.17	144.24	177.36	140.38	151.78	222.26	163.47	149.09
P	214.23	105.86	182.22	236.69	166.92	137.49	183.39	261.00	130.49	181.49	214.97	126.88	194.00	154.48
A	50.78	83.94	1.45	-21.68	5.31	113.54	-5.32	-36.76	64.29	8.28	21.68	97.51	28.98	49.08
B	136.18	123.30	99.13	101.31	87.32	117.70	104.37	87.17	162.89	112.74	28.36	76.05	76.14	144.74
F.	247.46	212.24	317.10	314.03	317.50	190.40	308.46	323.59	214.75	301.88	374.86	256.69	315.59	261.17
%Q	30.88	39.54	25.00	25.16	27.06	44.49	25.62	25.99	31.96	25.29	27.35	40.05	29.45	26.86
%B	24.54	22.22	17.86	18.25	15.73	21.21	18.81	15.71	29.35	20.31	5.11	13.70	13.72	26.08
%F	44.59	38.24	57.14	56.58	57.21	34.31	55.58	58.30	38.69	54.39	67.54	46.25	56.83	47.06
R _i	2602.5	3149.1	2329.6	2525.7	2439.1	3372.0	2400.6	2545.5	2722.2	2301.5	2398.7	3156.8	2499.2	2508.8

Tablo 5.2'nin devamı.

R ₂	869.31	846.13	864.11	1030.7	817.00	758.21	898.09	952.74	984.02	850.75	655.71	739.35	718.84	1058.3
K ₀ +Na ₂ O	4.39	3.85	6.20	4.97	6.19	3.15	5.91	5.27	4.21	6.10	6.85	4.33	5.99	4.55
%A	34.30	33.95	52.45	45.47	54.97	30.14	49.83	51.82	30.57	48.30	79.56	47.17	56.51	34.34
%F	50.55	49.56	31.81	39.52	31.79	53.40	33.90	32.55	48.51	35.55	16.84	42.70	33.40	48.45
%M	15.16	16.49	15.74	15.00	13.23	16.46	16.27	15.63	20.92	16.15	3.60	10.13	10.09	17.21

YARI DERİNLİK KAYAÇLARI

Örnek No	8*	189	5	21	64	113	97*	163	47*	80	182*	182
Kuvars	26.21	19.12	15.97	21.23	13.10	31.28	46.10	-	30.55	33.77	15.83	7.45
Ortoklaz	6.74	7.21	-	3.72	2.48	16.25	25.47	4.08	16.43	9.04	7.33	5.67
Albit	20.14	36.30	27.16	39.52	33.51	29.96	18.19	14.47	21.75	33.43	22.85	34.36
Anortit	25.32	23.66	30.29	22.72	24.32	12.80	5.11	23.85	15.99	15.20	32.32	25.11
Korund	4.70	0.13	-	-	-	3.08	3.47	-	3.89	2.57	-	-
Enstatit	7.72	6.35	16.76	6.65	15.16	3.24	0.15	24.61	5.65	2.42	12.13	11.31
Dioopsit	-	-	0.32	-	2.50	-	-	15.34	-	-	-	5.90
Forsterit	-	-	-	-	-	-	-	4.70	-	-	-	-
Hematit	7.75	5.97	7.66	5.05	7.21	2.80	1.23	10.48	4.53	2.88	7.88	8.19
Ilmenit	0.21	0.32	0.34	0.28	0.28	0.09	-	0.39	0.21	0.11	0.66	0.58
Rutil	0.72	0.48	-	0.28	-	0.40	-	-	0.51	0.38	0.30	-
Titanit	-	-	1.20	0.23	1.16	-	-	1.78	-	-	0.20	1.12
Apatit	0.50	0.45	0.28	0.33	0.28	-	-	0.31	0.50	0.19	0.50	0.31
Min+su	100.01	100.00	100.00	100.01	100.00	99.89	99.72	100.01	100.01	99.99	100.01	100.00
D.I.	53.09	62.63	43.13	64.47	49.09	77.49	89.76	18.55	68.73	76.24	46.01	47.48
R.I.	15.68	12.64	25.08	11.98	25.15	6.13	1.38	55.52	10.39	5.41	20.67	25.98
N.Pijajiv.	55.70	39.46	52.72	36.50	42.05	29.93	21.93	62.24	42.37	31.26	58.58	42.22
A.I.	2.22	1.60	2.24	1.80	1.70	1.82	2.21	1.50	1.91	2.15	1.75	1.26
Q	167.76	124.19	140.35	137.25	119.12	184.24	256.23	87.81	184.94	194.12	124.47	74.98
P	-148.53	-202.04	-222.88	-223.44	-226.57	-101.85	3.76	-209.22	-86.32	-151.50	-182.94	-236.88
A	82.37	-6.37	-20.87	-8.94	-40.61	60.40	67.98	-165.93	66.49	46.74	-11.92	-71.99
B	184.37	146.18	272.81	136.01	260.59	72.96	16.89	525.77	120.82	65.65	228.67	252.04
F	202.87	284.63	141.84	281.74	175.29	297.80	281.88	-58.58	249.24	295.23	201.86	227.98

Tablo 5.2'nin devamı.

%Q	30.23	22.38	25.29	27.73	21.46	33.20	46.17	15.82	33.32	34.98	22.43	13.51
%B	33.22	26.34	49.15	24.51	46.95	13.15	3.04	94.73	21.77	11.83	41.20	45.41
%F	36.55	51.28	25.56	50.76	31.58	53.66	50.79	-10.55	44.91	53.19	36.37	41.08
R ₁	2666.75	2204.91	2533.47	2360.60	2231.61	2670.17	3351.73	2187.23	2731.56	2858.41	2368.63	1836.93
R ₂	1104.70	1000.64	1374.04	976.65	1282.78	665.58	378.77	2019.15	820.39	707.03	1320.39	1369.28
K ₂ O+Na ₂ O	3.52	5.51	3.21	5.30	4.38	6.29	6.46	2.40	5.35	5.48	3.94	5.02
%A	24.50	39.27	18.18	40.71	24.15	60.54	83.35	8.48	44.03	58.74	23.61	26.63
%F	53.93	42.55	43.37	38.79	39.75	26.95	15.87	37.02	37.28	30.87	47.21	43.45
%M	21.57	18.18	38.45	20.51	36.11	12.51	0.77	54.50	18.68	10.40	29.18	29.92

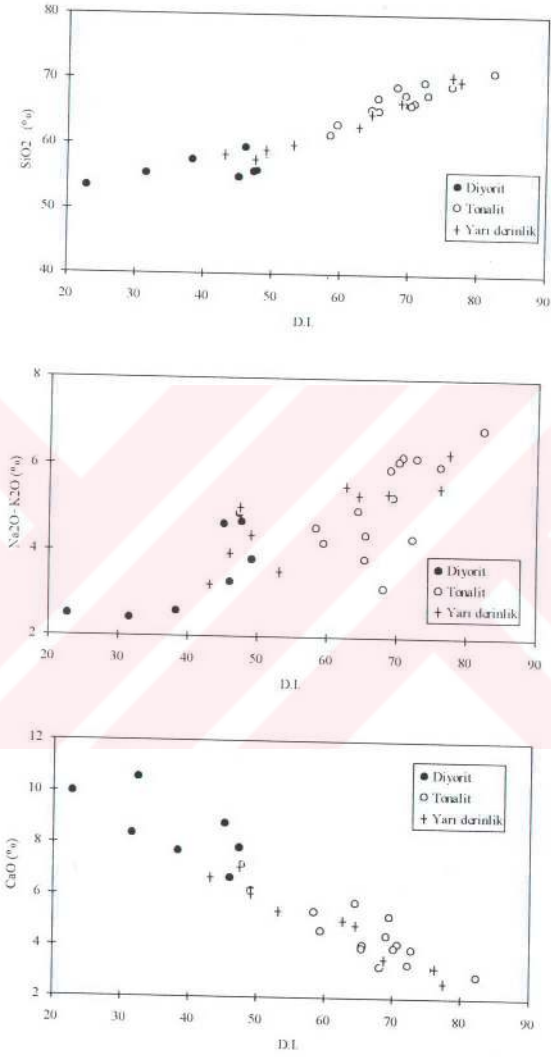
* İşaretili analizler ICP-AAS'de yapılmıştır.

- İşaretili olanlar analiz edilememiştir.

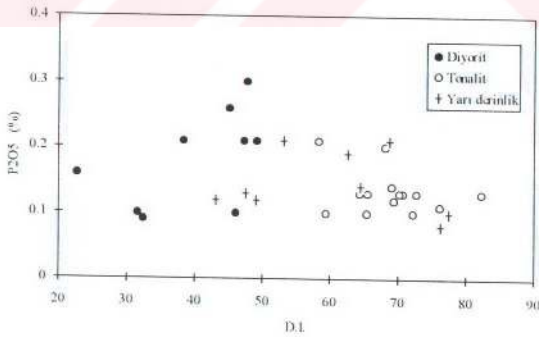
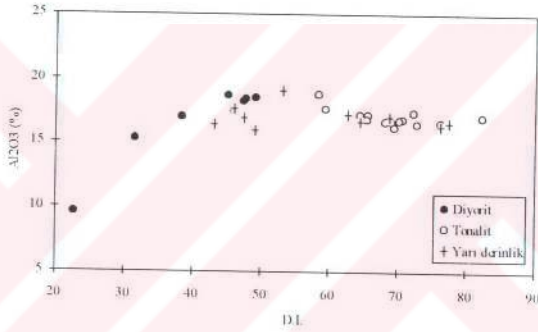
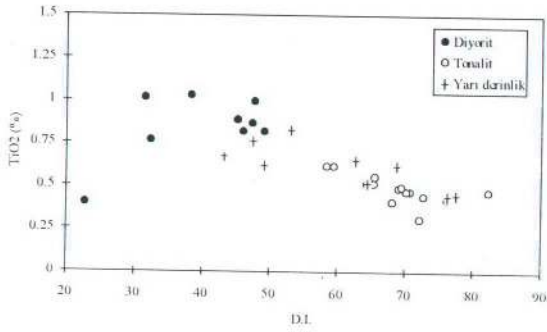
5.1. Polat-Begre Granitoyidi'nin Jeokimyasal Özellikleri

Polat-Begre granitoyidinde ait diyorit grubu kayaçlarının SiO_2 içeriği %52.47-57.80 arasında ve farklılaşma indeksi (D.I) (D.I:Thoronton ve Tuttle, 1960; Kutsukake'den, 1993) 22.73-49.15 arasında değişmektedir (Tablo 5.1 ve 5.2). Tonalit grubu kayaçların SiO_2 içeriği ise %61.40-68.00 arasında ve farklılaşma indeksi 59.40-68.12 arasında değişmekte olup diyorit grubu kayaçların içeriğinden daha yüksektir. Bu durum derinlik kayaçları ile benzer mineralojik bileşime sahip yarı derinlik kayaçları (porfirler) içinde geçerlidir.

Tonalit grubu kayaçlardaki D.I. değerindeki artış diyorit grubu kayaçlara kıyasla Mg, Ca ve Fe'in düşük miktarlarını buna karşın K ve Na'un nispi olarak yüksek miktarlarını yansıtmaktadır. Yine K-feldispat ve ferromagnezyen minerallerin azlığı ile sodik plajiyoklaz ve kuvarsın çokluğu da bu duruma işaret etmektedir. 108 ve 119 nolu örneklerin SiO_2 içeriği dikkate alındığında tonalit bileşimli kayaçlar içerisinde değerlendirmek gerekmektedir. Ancak; her iki örnekte CaO miktarının tonalit grubu kayaçlardakinden fazla olması, mikroskopik incelemelerde kuvars diyoritlerin mineralojik bileşimleri ile benzerlik göstermesi nedeniyle tonalit grubuna dahil edilmemiştir. Özellikle Çavuşlu batısından alınan 108 nolu örnek sahada diyorit birimi içerisinde onlardan daha koyu gri, siyahımsı renkte bulunmaktadır. Mikroskopik incelemede plajiyoklaz minerallerinde görülen çözümler ve ilk kristallenmeden sonra oluşmuş izlenimini veren iri kuvars kristallerinin varlığı belirlenmiştir. Buradan diyoritik bileşimli bu kayacın oluştuktan sonra daha asidik eriyikler tarafından değişime uğratıldığı ve bu nedenle SiO_2 miktarının arttığı düşünülmektedir. Bazı ana element oksitler ile D.I. arasındaki ilişkide (Şekil 5.1) diyorit, tonalit grubu ve yarı derinlik kayaçlarında D.I. artışı ile silis ve alkalilerdeki doğrusal artışın, buna karşın kalsiyum ve titan değerlerinde doğrusal bir azalmanın olduğu görülmektedir. Alüminyum'da ise diyorit grubu kayaçların bazı örneklerinde çok az bir artış görülsede tonalit grubu ve yarı derinlik kayaçlarında fazla bir değişiklik göze çarpmaz. TiO_2 'nin düzenli bir şekilde azalması biyotit fraksiyonlaşması ve ile açıklanabilmektedir. Şöyleki; Fe-Ti oksitler bu kayaçlar içerisinde oldukça az miktarda olduğundan titanın çoğu biyotitden kaynaklanmaktadır. D.I. arttıkça TiO_2 'nin düzenli olarak azalması



Şekil 5.1. Farklılaşma indeksi (D.I.) ile ana element oksitleri arasındaki ilişkiler.

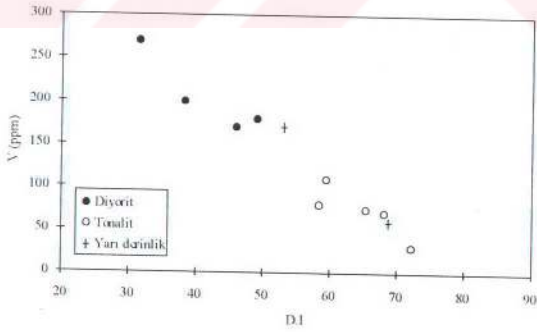
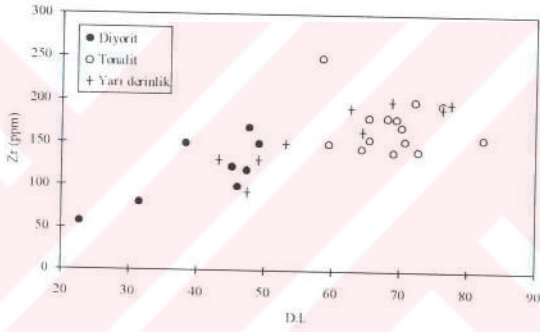
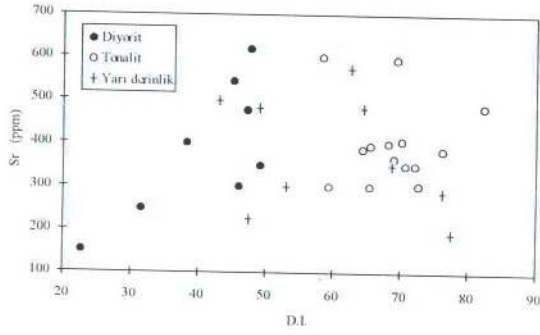


Şekil 5.1 'in devamı.

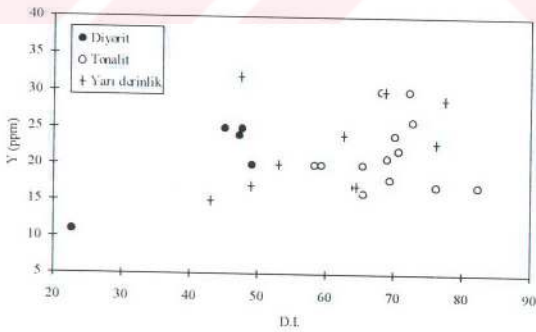
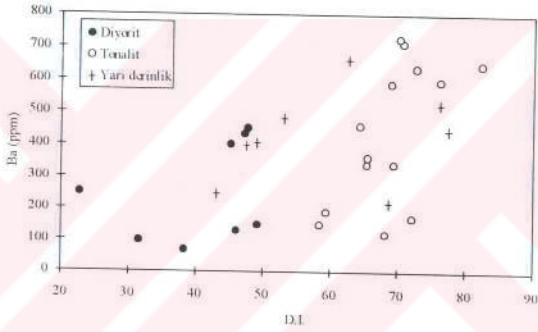
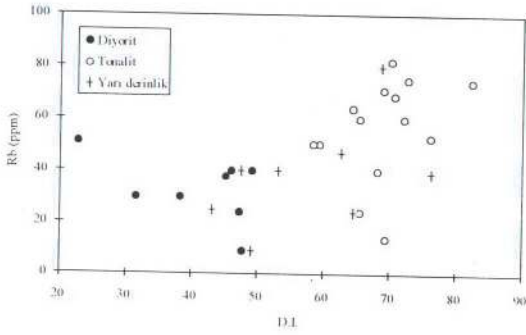
mikroskopik çalışmalarda da diyorit grubu kayalara nazaran daha fazla biyotit minerali içerdği belirlenen tonalit grubu kayalarda daha belirgindir. Bu durum da TiO_2 azalmasının biyotit fraksiyonlaşması ile olduğunu desteklemektedir.

Ayrıca farklılaşma indeksi (D.I.) ile bazı iz elementlerin değişimleri incelendiğinde (Şekil 5.2) D.I. arttıkça Sr ve V'da belirgin bir azalma buna karşın Rb ve Ba'da artış gözlenmektedir. Y ise D.I. artsa da hemen hemen sabit kalmaktadır. Zr ise diyorit grubu kayalarda D.I. artışı ile artmakta ancak tonalit grubu kayalarda fazla belirgin olmamakla birlikte D.I. artışı ile azaldığı izlenimini vermektedir. Fazla belirgin olmasa da tonalit grubu kayalarda D.I. artışı ile Sr'un azalması plajiyoklazlardaki Ca'un yerini Sr'un alması ile bağlantılı olmalıdır. Çünkü plajiyoklaz fraksiyonlaşması Sr azalmasına neden olmaktadır. Ancak Polat-Begre granitoidinde bazik plajiyoklazın azlığı nedeniyle doğrusal bir azalma gözlenmediği düşünülmektedir. Yani burada biyotit fraksiyonlaşması plajiyoklaz fraksiyonlaşmasından daha etkin bir faz durumundadır. Diyorit grubu ve yarı derinlik kayalarında D.I. arttıkça Zr'un da artışı bu grupta Zr fraksiyonlaşmasının olmadığını, ancak tonalit grubu kayalardaki D.I. artışı ile Zr'un bir miktar azalışı az da olsa Zr fraksiyonlaşmasının varlığını düşündürmektedir. Yine tonalit grubu kayalarda Y sabit kalırken fazla belirgin olmasa da Zr'un azalması az da olsa Zr fraksiyonlaşması ile ilişkili olmalıdır.

CaO-Y ilişkisinde (Şekil 5.3.a) plajiyoklaz+biyotit ve/veya hornblend fraksiyonlaşması ile uygun olarak Y değerinin sabit veya az bir artışını göstermektedir. Polat-Begre granitoidinin fraksiyonlaşma gidişi TiO_2 -Zr ilişkisinde de açıkça görülmektedir (Şekil 5.3.b)). Diyagramda görüldüğü gibi biyotit, hornblend ve/veya plajiyoklaz fraksiyonlaşması bu gidişten sorumlu olabilir. Bununla beraber Rb-Sr diyagramı (Şekil 5.3.c) üzerinde plajiyoklazdan ziyade biyotit ve hornblendin fraksiyonlaşması daha belirgin görülmektedir. Her iki diyagramın sonucunda Polat-Begre granitoidinde baskın fraksiyonlaşma fazının biyotit, plajiyoklaz ve hornblend fazının ise daha önemsiz olduğunun öne sürülebileceği düşünülmektedir. Böylece Polat-Begre granitoidinin jeokimyasal değişimleri biyotit daha az önemde de plajiyoklaz ve hornblend fraksiyonlaşması ile modellenenilmektedir.

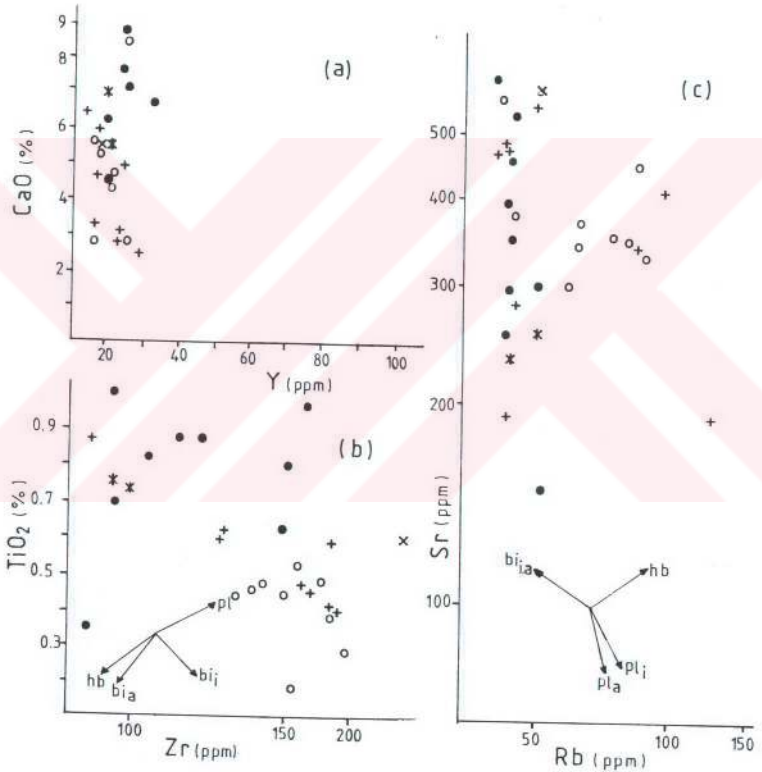


Şekil 5.2. Farklılaşma indeksi (D.I.) ile iz elementler arasındaki ilişkiler.



Şekil 5.2 'nin devamı.

TiO₂-Zr diyagramı (Şekil 5.3.b) üzerinde Polat-Begre granitoidine ait diyorit grubu kayaçlar tonalit grubu kayaçların fraksiyonlaşma eğilimi ile aynı çizgide değildir. Bu nedenle bu iki grup kayacın tek bir magmadan fraksiyonel kristalleşme ile türetilmeyeceğini düşündürmektedir. Diyorit grubu kayaçlar ile tonalit grubu kayaçlar karşılaştırıldığında Ni ve Cr gibi geçiş metalleri diyorit grubu (derinlik ve yarıderinlik) kayaçlarında tonalit grubu (derinlik ve yarı derinlik) kayaçlarından çok daha yüksek



Şekil 5.3. Polat-Begre granitoidi için CaO-Y (a), TiO₂-Zr (b) ve Sr-Rb (c) diyagramı (Pearce ve Norry, 1979; Kutsukake'den 1993). ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon. Oklar minerallerin fraksiyonlaşma eğilimlerini göstermektedir

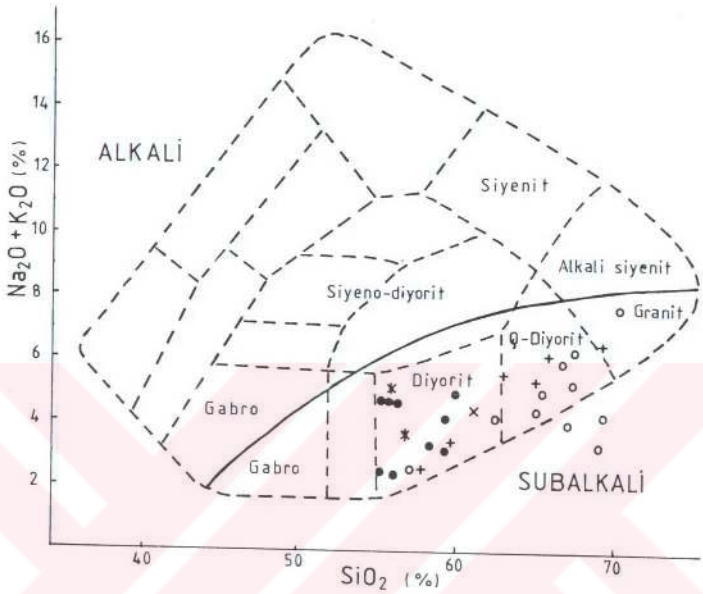
değerlerdedir. Özellikle Ni ve Cr değerleri tonalit grubu kayalara ait örneklerin hemen tümünde XRF analizinin deteksiyon limitinin altındadır. Bu gerçek aynı zamanda diyorit ve tonalit grubu kayaların tek magmadan oluşmadığı hipotezini desteklemektedir (Bkz. Şekil 3.1).

5.2. Polat-Begre Granitoidi'nin Kimyasal Adlandırılması

Petrografik incelemeler sonucunda mineralojik sınıflandırma ile diyorit ve tonalit grubu derinlik kayaları olarak ayrımlanan magmatik kayalar ve benzer mineralojik bileşimli porfirler kimyasal analiz sonuçları ile Wilson, 1989 (Cox ve diğ. 1979'dan değiştirilmiş) tarafından önerilen alkali-silis diyagramında (Şekil 5.4) ve Debon ve Le Fort (1982) tarafından önerilen Q-P diyagramında (Şekil 5.5) gösterilmiştir.

Wilson (1989) tarafından önerilen alkali silis diyagramında Polat-Begre granitoidine ait örneklerin çoğunluğu subalkali bölgedeki diyorit ve kuvarsdiyorit (granodiyorit) alanına düşmektedir. 24 ve 70 nolu tonalit örneklerinin diyagram dışında kalmaları muhtemelen onların LOI değerlerinin fazla olmasından kaynaklanmaktadır. 153 nolu tonalit örneğinde ise analiz edilen miktarlar diyagramın granodiyorit (kuvarsdiyorit) alanı sınırında kalırken normalleştirilmiş değerlerin kullanılması sonucunda diyagram dışına çıkmıştır.

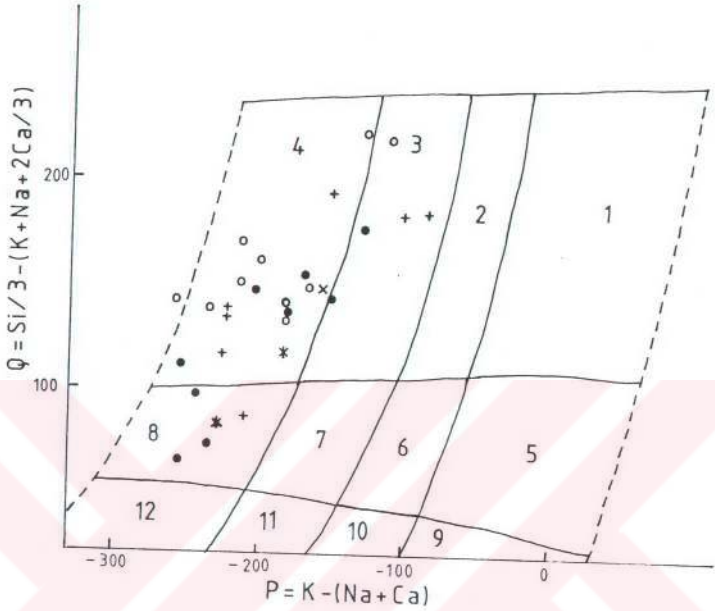
Debon ve Le Fort (1982, 1988) tarafından önerilen ve kayaç oluşturu ana felsik minerallerin (kuvars, alkali feldispat ve plajiyoklaz) ana element içeriklerine dayalı Q-P diyagramında ise örneklerin çoğunluğu tonalit daha azı ise kuvars-diyorit ve granodiyorit alanına düşmektedir. Kuvarsdiyorit alanında yer alan 126, 135, 145 nolu örnekler ise alkali-silis diyagramındaki diyorit alanının sol üst köşesinde bir arada toplanmışlardır. Bu durum QAP diyagramı (Streckeisen, 1976) ile de uyumluluk göstermektedir (Bkz. Şekil 3.1).



Şekil 5.4. Polat-Begre granitoidine ait kayaç örneklerinin alkali-silis diyagramındaki (Wilson'dan, 1989) konumları. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon.

5.3. Polat-Begre Granitoidi'ni Oluşturan Magma Serilerinin Belirlenmesi

Bugüne kadar yapılan çalışmalarda çeşitli araştırmacılar tarafından farklı bileşimdeki magmatik kayaçları oluşturan magma serilerinin ayrımı için birçok diyagram önerilmiştir. Ana element oksitlerinin ölçüt olarak kullanıldığı bu diyagramlarda magmatik kayaçları oluşturan magmalar alkali-subalkali, kalkalkali-toleyit, kalkalkali-alkali-toleyit ve peralümin-metalümin olmak üzere serilere



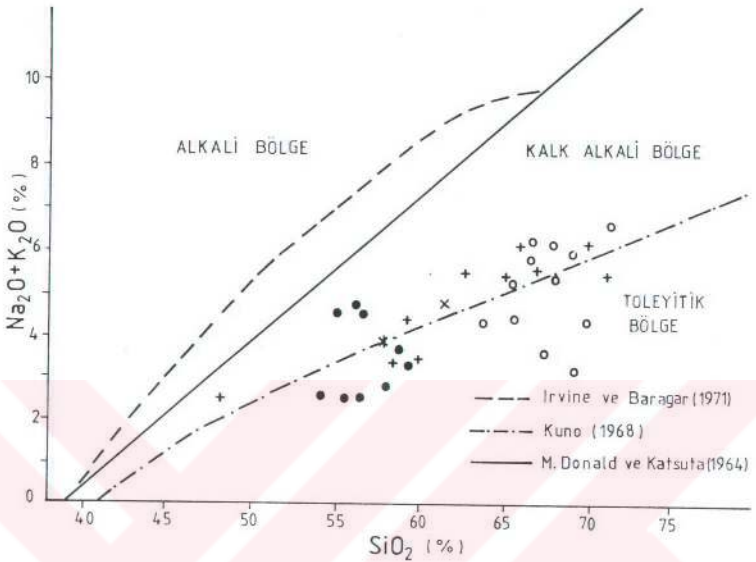
Şekil 5.5, Polat-Begre granitoidine ait kayaç örneklerinin (●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon) Q-P adlandırma diyagramındaki konumları (Debon ve Le Fort, 1982). 1: granit, 2: adamellit, 3: granodiyorit, 4: tonalit, 5: siyenit, 6: kuvarsmonzonit, 7: kuvars monzodiyorit, 8: kuvars-diyorit.

ayrılmıştır. Polat-Begre granitoidine ait örneklerden elde edilen kimyasal analiz sonuçları bu diyagramlara taşınarak ana magma tipinin belirlenmesine çalışılmıştır.

Wilson (1989) tarafından geliştirilen alkali-silis diyagramında (Bkz. Şekil 5.4) Polat-Begre granitoidine ait örnekler diyorit, kuvarsdiyorit (granodiyorit), granit alanında yoğunlaşmış olup hepsi subalkali bölgede yer almışlardır.

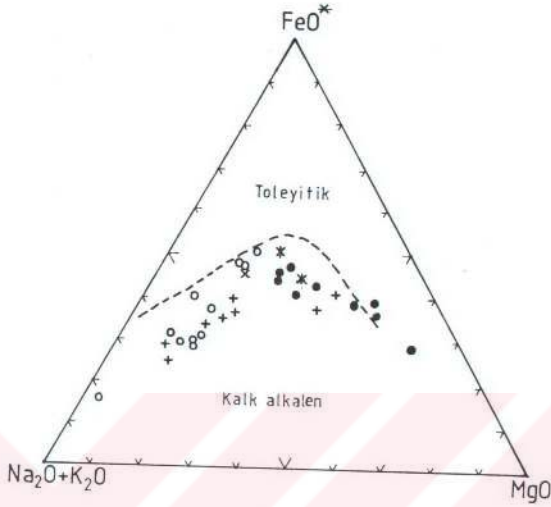
Kuno (1968) tarafından geliştirilen alkali-silis diyagramında (Şekil 5.6) alkali-subalkali bölge sınırları ayrılmış olup subalkali bölge ise kalkalkali-toleyit alanlarına ayrılmıştır. Polat-Begre granitoidi örneklerinin tamamı subalkali bölgede yer almış olup hem kalkalkali hemde toleyit magma serilerini temsil etmektedir.





Şekil 5.6. Polat-Begre granitoidini oluşturan magma serilerinin alkali-silis diyagramındaki (Türelî'den 1991) konumları, ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon.

Kayaçların toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), toplam demir ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) ve magnezyum oranları kullanılarak geliştirilen üçgen diyagramlarda (AFM: Kuno, 1968; Irvine ve Baragar, 1971; Wilson, 1989) toleyitik ve kalkalkalin bölge sınırları ayrılmıştır. Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen AFM diyagramında (Şekil 5.7) derinlik ve yarıderinlik kayaçlarının büyük çoğunluğunun kalkalkalin bölgede yer aldıkları görülmektedir. Alkali-silis diyagramında toleyitik alanda noktalanmış tonalit grubu kayaçlar ise AFM diyagramında 153 nolu örneğin dışında tamamı kalkalkalin alanda kalmıştır. Ancak diyorit grubuna ait 156, 161, 187 nolu örnekler ve 163 nolu lamprofir örneği AFM diyagramında da toleyitik alanda yer almışlardır. 153 nolu tonalit örneğindeki sapmanın analiz duyarlılığından kaynaklandığı düşünülmektedir. Diorit örneklerinin çoğunluğunun kalkalkalin bölgede yer almalarına karşın üç diyorit-



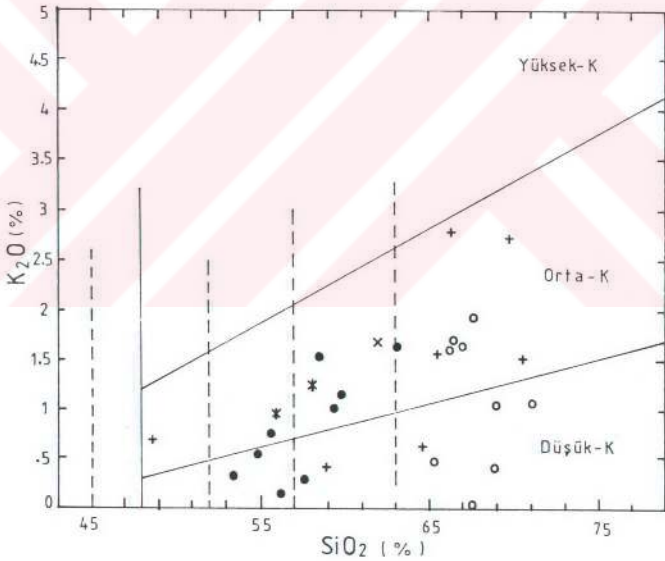
Şekil 5.7. Polat-Begre granitoidini oluşturan magma serilerinin AFM diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971; Newpet programından, 1991) konumları. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, x: yarı derinlik kayaları, *: anklav. (MME). x: Berit grubu kayalarını kesen asidik intrüzyon.

örneğin toleyitik alana kaymasının nedeni ise K_2O miktarının azlığından (Bkz. Tablo 5.1) kaynaklanmaktadır. Bu örneklerin sahadaki konumları dikkate alındığında her üç örneğinde magmatik sokulumun görünen tabanına en yakın alanlarda yer aldıkları görülmektedir. Bu örneklerdeki potasyum azlığı plütonun üst kesimi ile daha alt kesimindeki kristallenme şartları arasındaki farklılıklardan kaynaklanmış olmalıdır. Çünkü her üç örnekte potasyum azlığına karşın kalsiyum miktarının fazlalığı dikkati çekmektedir.

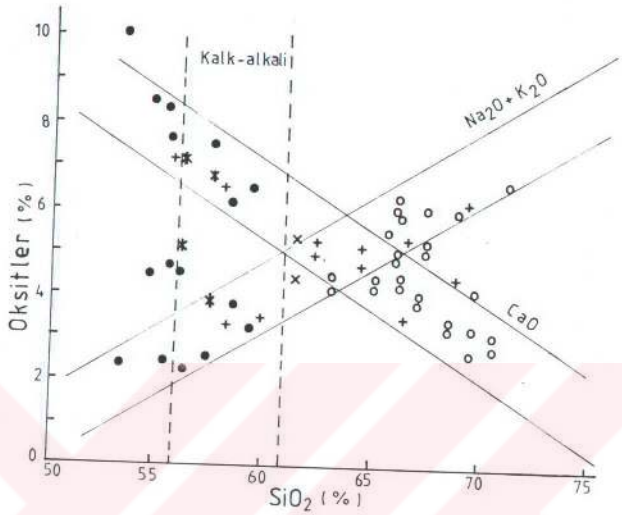
Plütonik kayaların K_2O miktarındaki az bir artışı dikkate alınmayarak bu kayalar Ewart (1979; Newpet programından, 1991) tarafından önerilen K_2O-SiO_2 diyagramında orta düşük potasyumlu-kalkalkalen olarak, Le Maitre (1989; Newpet programından, 1991) tarafından ise yüksek potasyumlu-orta potasyumlu ve düşük potasyumlu magma serilerine ayrılmıştır. Polat-Begre granitoidine ait örnekler Ewart (1979) tarafından ayrımlanan kalkalkalen ve düşük potasyumlu alanlarda, La Maitre

(1989) tarafından öne sürülen diyagramda (Şekil 5.8) ise orta potasyumlu ve düşük potasyumlu magma serilerinin bulunduğu alanların her ikisinde de yer almış olup Berit grubu içindeki asidik intrüzyon ise orta K'lu alanda noktalananmıştır.

Dalmayla ilişkili plütonlar Peacock (1931) tanımlamasına göre kalkalkalin bileşimi gösteren ana element değişimleriyle tanımlanırlar. Çünkü $\%SiO_2=56-61$ arası miktarları için $CaO=(Na_2O+K_2O)$ dir. $\%SiO_2$ ile ana oksitlerin değişim diyagramında (Şekil 5.9) görüldüğü gibi Polat-Beğre granitoidinin ilk sokulan grubu (diyorit grubu kayaçlar) bileşim olarak metalüminlidir ve $\%SiO_2<61$ olup kalkalkalin alanda yoğunlaşmışlardır. Buna karşın diyorit grubu kayaçlarını kesen tonalit grubu kayaçlarda $\%SiO_2>61$ olup kalkalkali alanın sağında yer almışlardır.



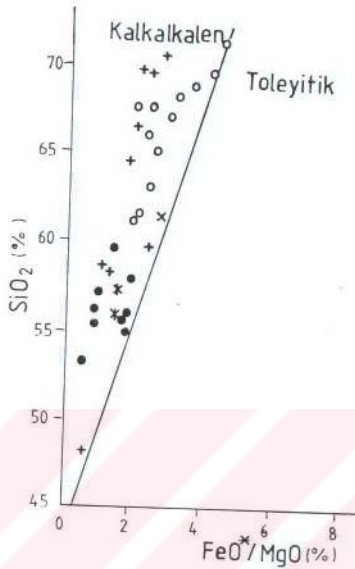
Şekil 5.8. Polat-Beğre granitoidini oluşturan magma serilerinin K_2O-SiO_2 diyagramındaki (La Maitre, 1989; Newpet programından, 1991) ayrımı. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: ankлав (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon.



Şekil 5.9. Polat-Begre granitoidi kayaçlarına ait SiO_2 -CaO ve $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı (Harris vd., 1990). ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon.

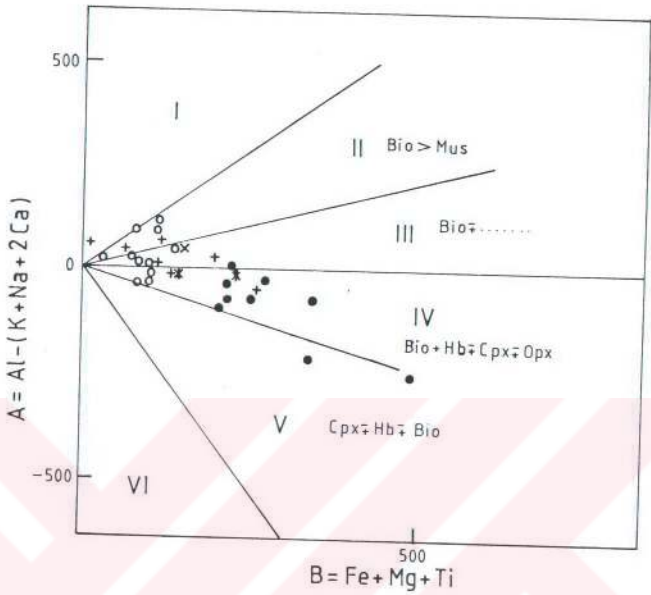
Kalkalkalen-toleyitik seri ayrımında silise karşı toplam demir ve magnezyum miktarlarının ölçüt olarak alındığı diyagramlardan yaygın olarak kullanılan Miyashiro (1974) tarafından geliştirilmiştir. $\%\text{SiO}_2$ ' ye karşı FeO^*/MgO oranının değişiminin dikkate alındığı bu diyagramda (Şekil 5.10) Polat-Begre granitoidine ait örneklerin hepsi kalkalkalen alanda yer almış olup diyorit ve tonalit grubuna ait birkaç örnek kalkalkalen-toleyitik ayrım sınırı üzerinde ve hemen yakınında ancak kalkalkalen bölgede noktalanmışlardır. Örneklerin genel gidişi kalkalkalen-toleyitik ayrım çizgisine genellikle paralel olup artan SiO_2 miktarı ile FeO^*/MgO oranı da artmaktadır.

Debon ve Le Fort (1982) tarafından Q-P diyagramında (Şekil 5.5) adlandırılan magmatik kayaçlar yine Debon ve Le Fort (1982) tarafından A-B diyagramında ($\text{A}=\text{Al-K}+\text{Na}+2\text{Ca}$, $\text{B}=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$) bunları oluşturacak magma serilerine ayrılmışlardır. Polat-Begre granitoidine ait diyorit grubu kayaçlar bu diyagramda



Şekil 5.10. Polat-Begre granitoidine ait magmatik kayaların $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ diyagramındaki konumları (Miyashiro'dan, 1974). ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaları, * anklav (MME), x: Berit grubu kayalarını kesen asidik intrüzyon.

(Şekil 5.11) peralümino bölgenin II ve III nolu alanının dip kesimlerinden başlayarak metalümino bölgenin IV nolu alanı içinde negatif bir eğilimle uzanmaktadır. Diorit grubu kayaların çoğunlukla metalümino bölgedeki IV nolu alanda az, bir kısmı V nolu alanda negatif eğilimli oldukları, tonalit grubu kayaların ise bir kısmının yine metalüminli bölgedeki IV nolu alanda bir kısmında yarı derinlik kayaları ile birlikte peralüminli bölgedeki II ve III nolu alanda yereldikleri görülmektedir. Diorit grubuna ait örnekler Debon ve Le Fort (1982) tarafından tanımlanan ve IV-V nolu alanda yeralan kafemik (CAF) magma topluluğunun ana gidiş doğrultusu ile uyumlu, tonalit grubu ve yarı derinlik kayaları ise II ve III nolu alandaki alümino-kafemik (ALCAF) topluluğunun ana gidiş doğrultusu ile uyumlu oldukları izlenimini vermektedir. Kafemik topluluk genelde metalümino bölgenin hemen altından başlayıp felsik üyelerinin peralümino bölgeye kadar girdiği ve ana gidiş doğrultusu negatif bir eğime



Şekil 5.11. Polat-Begre granitoidine ait örneklerin A-B diyagramındaki (Debon ve Le Fort'dan, 1982) konumu. X-ekseninin üstü peralümino altı ise metalümino bölgedir. ●: diyorit grubu, o: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaları *: anklav (MME), x: Berit grubu kayalarını kesen asidik intrüzyon.

sahip hornblendli ve/veya piroksenli mineral parajenezleri ile başlayıp sadece biyotitli veya iki mikali parajenezle son bulması ile karakteristiktir. Alümino-kafemik topluluğa ait kayalar ise peralümino bölgede yer almasına rağmen en koyu renkli üyelerinin metalümino bölgenin çok yakınına veya içine düştüğü genellikle biyotitli, bazan iki mikali ancak koyu renkli üyelerinde hornblendin bulunması ile karakteristiktir.

Her iki topluluğun bu özellikleri Polat-Begre granitoidine ait diyorit ve tonalit grubu kayalarının mikroskopik incelemeleride dikkate alınarak değerlendirildiğinde diyorit grubu kayaların kafemik magma topluluğuna, tonalit grubu kayaların ise alümino-kafemik magma topluluğuna ait oldukları düşünülmektedir. Zaten her iki topluluk birbirine oldukça yakın mineralojik-kimyasal bileşimli olup tonalit grubu

kayaçların yer aldığı alümino-kafemik topluluğu Debon ve Le Fort (1982) tarafından da belirtildiği gibi kafemik topluluğunun peralümino bölgede sınırlandırılmış hali olarak değerlendirilmektedir.

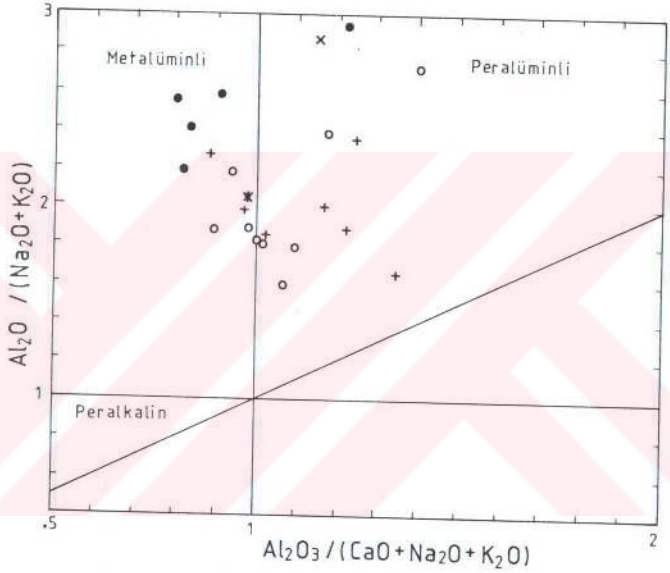
Magmatik kayaçlardaki Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O miktarlarının birlikte ölçüt olarak kullanıldığı Maniar ve Piccoli (1989) tarafından geliştirilen diyagramda (Şekil 5.12) ise $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)=1$ değerinin altındaki bölge $A/CNK < 1$ ise peralkalin, $A/CNK > 1$ subalümin olarak, üstündeki bölge ise metalümin ve peralümin olarak ayrılmıştır.

Polat-Begre granitoyidine ait magmatik kayaçlardan diyorit grubuna ait örneklerin A/CNK değerleri 0.76-1.85 arasında olup tonalit grubu kayaçlarına ait A/CNK (1.61-2.60 arasında) değerlerinden düşüktür ($A/CNK = Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$; Shand, 1927; Clarke, 1981; Fattah ve Rahman'dan 1990). Diyorit ve tonalit grubu kayaçların tümü bu diyagramda (Şekil 5.12) peralkalin ve subalümin bölgelerin dışında olup metalümin ve peralümin bölgede noktalanmışlardır. Diyorit grubu kayaçlarda çoğunlukla $Al_2O_3 > Na_2O+K_2O$ olup daha çok metalümin bölgede yer almışlardır. Tonalit grubu kayaçlarda ise $Al_2O_3 > Na_2O+K_2O+CaO$ olup metalümin ve peralümin bölgenin her ikisinde de yer almışlardır. Yine daha çok tonalit grubu kayaçları kesen andezit daykları ile Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyona ait örnek peralümin bölgede yer almaktadır.

Polat-Begre granitoyidini oluşturan magma serilerinin belirlenmesi amacıyla kullanılan diyagramlar granitoyidi oluşturan ana magmanın subalkalik-kalkalkali olduğuna işaret etmektedir. Potasyum miktarı ölçüt olarak alındığında orta ve düşük potasyumlu, A/CNK ve A/NK miktarları ölçüt olarak alındığında çoğunlukla diyorit grubu kayaçları oluşturan magmanın metalümin, diyorit grubu kayaçlarını kesen tonalit grubu kayaçların ise hem metalümin hemde peralümin karakterde olduğu belirlenmiştir. Derinlik kayaçlarını kesen ve hemen her alanda sıklıkla izlenen porfirler (yarı derinlik kayaçları) de aynı bileşimdeki derinlik kayaçları ile benzer kimyasal özellikler göstermekte olup, aynı magma serisine ait bileşenler de içermektedir. Bazı örneklerdeki gözardı edilebilecek kadar az sapmalar ise oluşumundan sonraki ikincil süreçlerle de ilgili olabilmektedir.

Taze kayaç örneklerinin ana element içeriklerinin ölçüt olarak alındığı sınıflandırmalar ile daha çok kayaç adlandırması ve magma serilerinin ayrımı yapılırken duraysız (mobile) olan bu ana elementlerin ikincil olaylardan etkileniyor

olmaları bu süreçlerin etkin olduğu bölgelerde diyagramların sonuçlarını tartışmalı hale getirebilmektedir. Bu nedenle Polat-Begre granitoidini oluşturan magma serilerinin belirlenmesi amacıyla ana element oksitlerinin ölçüt olarak kullanıldığı çok sayıda diyagram üzerinde değerlendirme yapılmıştır. Değerlendirilen tüm diyagram sonuçlarının uyumlu olması bu süreçlerin fazla etkin olmadığını düşündürmektedir.



Şekil 5.12. Polat-Begre granitoidi kayaç örneklerinin A/CNK-A/NK diyagramındaki (Maniar ve Piccoli, 1989; Newpet programından 1991) konumları. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon.

5.4. Polat-Begre Granitoyidi'nin Oluştuğu Tektonik Ortamın Belirlenmesi

Bugüne kadar yapılan incelemelerde magma serilerinin ayrımında ana oksitlerin sıklıkla kullanılmasına karşın magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamların belirlenmesi için duraylı (immobile) elementler kullanılmaktadır. Bu nedenle ikincil süreçlerin etkilemediği, köken magmanın kimyasal bileşimini yansıtan, duraylı elementleri ölçüt olarak alan ve yaygın olarak kullanılan çeşitli diyagramlarla Polat-Begre granitoyidinin oluştuğu tektonik ortam belirlenmeye çalışılmıştır. Farklı tektonik ortamlarda oluşan magmaların farklı iz element içermelerinden hareketle özellikle hareketsiz iz elementler kullanılarak birçok tektonik ortam belirleme diyagramı geliştirilmiştir. Pearce ve Cann (1973) ada yaylarındaki toleyitik, kalkalkali ve şoşonitik dizilerin diğer tektonik bölge volkanitlerine göre 2-13 kat daha düşük Nb içeriğine sahip olduklarını açıklamışlardır. Hatta aynı tektonik ortamda oluşmuş farklı magmatik dizilerde dahi hafif ve ağır NTE'lerin farklılık göstermesi sonucunda magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamın ayırt edilmesinin yanında o ortamdaki farklı magmatik kayaç dizileride ayrılabilir. Şöyleki adayaylarında toleyitikten şoşonitiğe doğru Ba, Rb, Cs, Pb, U ve hafif NTE'lerin arttığı Y, Ni, Cr, V, Co ve ağır NTE'lerin azaldığı belirlenmiştir.

Pearce ve diğerleri (1984) çeşitli tektonik ortamlarda oluşan granitoyidlerdeki elementlerin birbirleri arasındaki ilişkileri inceleyerek bir sınıflama modeli geliştirmişlerdir. Bu tektonik sınıflandırmada granitoyidler dört ana gruba ayrılmış ve her ana grup da kendi arasında alt gruplara bölünmüştür. Bu ana gruplar şunlardır;

1. Okyanus sırtı granitoyidler (ORG);
2. Volkanik yay granitoyidleri (VAG);
3. Levha içi granitoyidler (WPG);
4. Çarpışma ürünü granitoyidler (COLG);

Okyanus sırtı granitoyidler (ORG) hakkındaki güncel bilgilerin büyük kısmı ofiyolit topluluğu ile birlikte bulunan küçük granitoyid sokulumlarından elde edilmiştir. Coleman ve Peterman (1975) ile Coleman ve Donato (1979) tarafından bu sokulumlar "okyanusal plajiyogranitler" olarak tanımlanmıştır (Pearce ve

diğerlerinden,1984). Pearce ve diğerleri (1984) tarafından ise ORG terimi okyanusal kabuğun bizzat bir bölümünü oluşturan granitoidleri tanımlamak için kullanılmıştır.

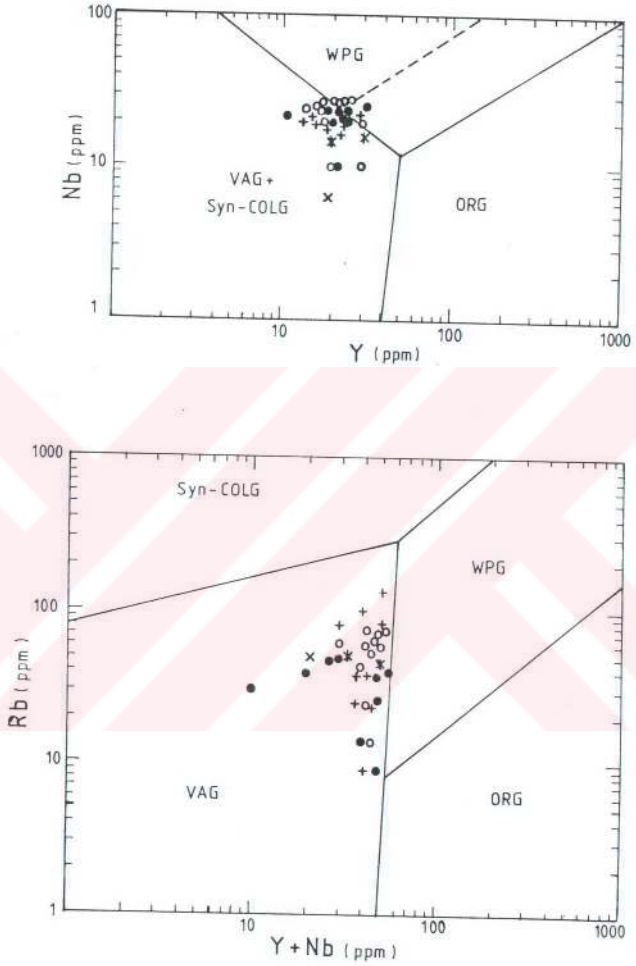
Volkanik yay granitoidleri (VAG) ise toleyitikten kalkalkaline ve şoşonitik bileşime sahip, okyanusal konumdan kıtasal konuma kadar değişen tektonik ortamlarda bulunabilmektedir. Okyanusal toleyitik karakterli yay granitoidleri kuvarsdiyorit ve tonalit bileşimli olup kalsiktirler. Okyanusal ve kıtasal karakterli kalkalkalin yaylar ise kuvarsdiyorit, kuvarsmonzonit, tonalit ve granodiyorit bileşimine sahiptirler. Aktif kıta kenarındaki yüksek K'lu kalkalkalin ve şoşonitik alt grubun granitoidleri ise dar anlamda granit bileşimine sahip alkali-kalsik özelliklere sahiptir.

Levha içi granitoidler (WPG) ise sokuldukları kabuğun özelliğine (kalın kıtasal, incelmış kıtasal, okyanusal) göre farklı jeokimyasal özellikler sergilerler.

Çarpışma ürünü granitoidler (COLG) tamamen olmasada çoğu çarpışma kuşaklarının esas magmatik ürünleridir. Çarpışma tipine göre (kıta-kıta, kıta-yay, yay-yay) ve ana deformasyon olayı ile zaman ilişkisine göre (çarpışmayla yaşı, çarpışma sonrası) tektonik olarak iki alt gruba ayrılır. Çarpışma ile eş yaşlı granitoidler peralüminli olup S-tipi granitoidlerde gözlenen özelliklerin çoğunu gösterirler. Çarpışma sonrası granitoidler ise kalkalkali seriye aittirler. Metalüminli olup hafif peralüminlidirler ve I-tipi granitoidlerin çoğu özelliklerini gösterirler. Bununla beraber çarpışma ile yaşı granitoidlerin çoğu yüksek miktarlarda Rb çok düşük miktarlarda Ce, Zr, Hf ve Sm içerirler.

Polat-Begre granitoidine ait örneklerin Pearce vd. (1984) tarafından önerilen değişim diyagramlarında (Şekil 5.13) konumları incelendiğinde ($\%SiO_2 < 56$ olan örnekler diyagram dışında kaldıkları için değerlendirmeye katılamamışlardır) Nb-Y diyagramında VAG+COLG alanında dağıldığını Rb-Y+Nb diyagramında ise hem diyorit hem de tonalit grubu kayaçların COLG granitoidlerinden ayrılarak VAG alanında yer aldıkları görülür. Ancak diyorit grubu kayaçlara kıyasla tonalit grubu kayaçların daha çok VAG-WPG sınırına çok yakın kesimdeki VAG alanına düştükleri dikkati çekmektedir. Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyona ait örnek ise diyorit grubu kayaçlar ile birlikte VAG alanında yer almaktadır.

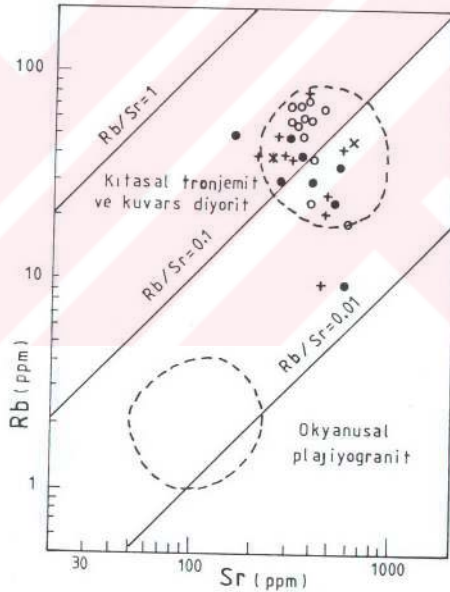
Toleyitikten kalkalkalin ve şoşonitik bileşime kadar çıkan VAG grubu kayaçlar okyanusal konumdan kıtasal konuma kadar değişen tektonik ortamlarda bulunduklarından Coleman ve Peterman (1975) tarafından önerilen Rb-Sr değişim



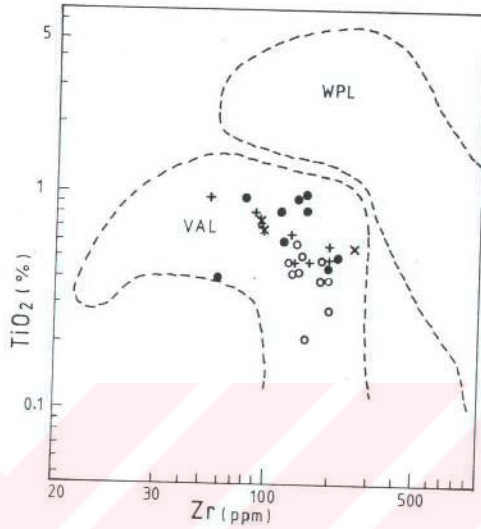
Şekil 5.13. Polat-Begre granitoidine ait örneklerin Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramındaki (Pearce'den, 1984) konumları. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon. ORG: okyanus sırtı granitoidler, VAG: volkanik yay granitoidleri, WPG: levha içi granitoidler, COLG: çarpışma ürünü granitoidler.

diyagramında (Şekil 5.14) ve TiO_2 -Zr diyagramında (Şekil 5.15; Fattah ve Rahman'dan 1990) VAG alt grubu belirlenmeye çalışılmıştır. Şekil 5.14 de görüldüğü gibi bütün örneklerde Rb/Sr oranı $<1>0.01$ olup plajiyogranit alanı dışında kalmıştır. Hem diyorit ve tonalit grubu hemde yarı derinlik kayaçlarının çoğunlukla kıtasal tronjemit ve kuvars diyorit alanında yer aldığı görülmektedir. Ancak 9 nolu diyorit örneği Rb azlığı 187 nolu diyorit örneği ise Sr azlığı nedeniyle alan dışında noktalanmıştır.

TiO_2 ve Zr'nun ölçüt olarak alındığı diyagramda (Şekil 5.15) ise hem Polat-Begre granitoyine ait tüm kayaç örnekleri hem de Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon volkanik yay lavları (VAL) alanında yer almışlardır.

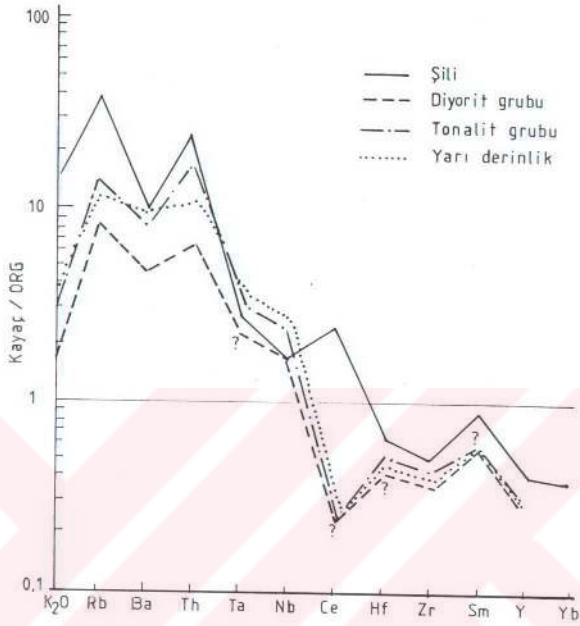


Şekil 5.14. Polat-Begre granitoyidine ait örneklerin Rb-Sr değişim diyagramındaki (Fattah ve Rahman'dan 1990) konumları. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon.



Şekil 5.15. Polat-Begre granitoidine ait örneklerin TiO_2 -Zr diyagramındaki (Fattah ve Rahman'dan, 1990) konumları. ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüzyon. WPL: levha içi lavlar, VAL: volkanik yay lavları.

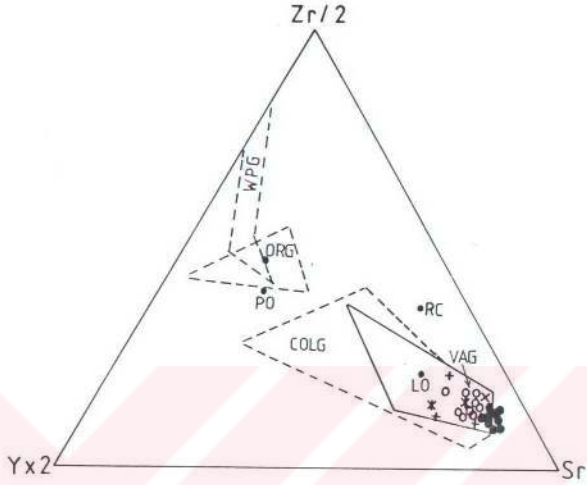
Pearce ve diğerleri (1984) tarafından belirtildiğine göre VAG ana grubunun granitoidleri için seçim yapılırken sadece okyanusal kabuğun dalma süreçleriyle ilgili olanları göz önüne alınmıştır. VAG ana grubuna ait granitoidlerde K, Rb, Ba, Th (kalkalkalen ve şoşonitik serilerde), Ce ve Sm miktarları; Ta, Nb, Hf, Y ve Yb miktarlarına göre zenginleşmiştir. Bu kayaçların daha da önemli bir özelliği Y ve Yb değerlerinin normalleştirilmiş bileşimlere göre düşük olmasıdır. Aktif kıta kenarındaki granitoidleri içeren alt gruba ait bütün örnekler ise batı Amerika kuşağında özellikle And'ların batı kesimlerinde görülürler. Bu bölgede Jura ve Kretase yaşlı büyük batolidler bugünkü sahil çizgisi boyunca yüzeylenirken, daha küçük sokulumlar halindeki Kretase ve Tersiyer yaşlı granitoidler daha iç kesimlerde yüzeylenirler. Bu plütonların hepsi kalkalkalen, yüksek potasyumlu-kalkalkalen ve şoşonitik serilere aittir.



Şekil 5.16. Polat-Beğre granitoidine ait kayaların ORG'ne göre normalleştirilmiş ortalama iz element dağılım desenleri (Pearce ve diğerlerin'den, 1984).

Polat-Beğre granitoidinin Pearce vd. (1984) tarafından önerilen ORG granitoidlerine normalleştirilmiş element dağılımlarının incelendiği diyagramda (Şekil 5.16) volkanik yay granitoidine ait Şili örneğinin dağılım desenleri ile uyumlu olduğu görülmektedir.

Ayrıca Polat-Beğre granitoidine ait örnekler Zr-Y-Sr diyagramında (Şekil 5.17) değerlendirilmiştir. Bu elementler gerçekten hareketsiz elementler olduklarından kristallenmeden sonra oranları değişmemektedir. Her bir element sırasıyla HFS (Zr), LIL (Sr) ve NTE (Y) elementlerini temsil etmektedirler (Kutsukake'den, 1993). Diyagramda (Şekil 5.17) görüldüğü gibi örneklerin çoğunluğu granitoidlerin tektonik yerleşimine bağlı olarak açıkça ayrılmış volkanik yay granitoidleri bölgesinde oldukça sınırlı bir alanda yoğunlaşmışlardır. Hatta bazı örnekler VAG alanının hemen dışında



Şekil 5.17. Polat-Beğre granitoidi kayaçları için Zr-Y-Sr diyagramı (Kutsukake'den 1993). ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaçları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayaçlarını kesen asidik intrüziif, VAG: volkanik yay granitoidleri, COLG: çarpışma ürünü granitoidler, LO: geç orojenik, PO: geç orojenik, RC: ring kompleksi.

Sr köşesine doğru noktalanmışlardır. 113 nolu diyorit porfir örneği (132 ppm) hariç tüm örneklerde $Rb < 100$ olup bu değerler Roger ve Greenberg (1990: Kutsukake'den, 1993) tarafından kimyasal olarak tanımlanmış ve aynı diyagram üzerinde gösterilmiş olan LO (geç orojenik granitoidler) ortalama değerinin (222 ppm: Kutsukake'den 1993) yarısından daha azdır.

Tüm bu veriler Polat-Beğre granitoidinin kıta kenarına yakın okyanusal, kalkalkalen yay ile şekillendiğini düşündürmektedir.

5.5. Polat-Begre Granitoyidi'nin Köken Modeli

Kalkalkalen magmatizma sık sık aktif dalma-batmayla birlikte görülür. Yinede, eski yayla ilişkili magmatizma ile çarpışma sonrası magmatizma örneklerinin bazıları arasındaki jeokimyasal ayrım açık olmayabilir. Şöyleki; ana ve iz element analizlerinin temelinde çarpışma sonrası intrüzifler (Alpin intrüzifleri vs) aktif dalmalı intrüziflerden (And tipi intrüzifler) ayırt edilemeyebilir. Her ikisinde LIL elementlerinin zenginleşmesiyle kalkalkalin olmaya uygundur (Pearce vd., 1984). Genel olarak çarpışma sonrası magmatizmanın, kabuksal eriyik bileşenlerinin oranıyla ilişkili olması beklenmektedir. Böyle alanlarda çarpışma sonrası gruplar gerek dayklar, anklavlar gerekse farklı plütonlar olarak bazik bileşimlerin eksikliğiyle belirlenebilirler (Harris vd., 1990).

Polat-Begre granitoyidi alanında her ne kadar diyoritden daha bazik bileşimlerin yüzleklerine rastlanmadıysa da bazik daykların (lamprofir) ve özellikle mafik magmatik mikrogranüler anklavların (MME) oluşu kaynağın çoğunlukla dalmayla ilişkili ve çarpışma öncesi olduğunu belirtmektedir. Örneklerin iz element özellikleri kıtasal levha veya ada yayları altına okyanusal levhanın dalması ile ilişkili oluşan volkanik yay granitoidleri ile uyumludur.

Diyorit ve tonalit grubuna ait bazı örneklerin peralüminli olması çarpışma magmatizması için kanıt olarak alınamaz ancak kabuksal ergime için bir kanıt olarak düşünülebilir. Bu ergime tektonik olarak kalınlaşmış kabuğa tepki olan geçici jeotermiden daha çok manto eriyiğinden konvektif ısı transferi sonucunda olmalıdır. Harris vd. (1990) tarafından belirtildiği gibi kabuksal kaynaklar dalma ile ilişkili magmaya katkı sağlayabilir fakat bu durumlarda kaynağa kabuksal ilave And'larda incelendiği gibi yayların olgunlaşmasıyla artacaktır.

5.6. Doğu Toros'ların Jeotektonik Evriminde Polat-Beğre Granitoidi'nin Yeri ve Önemi

Bu inceleme ve Doğu Toros'larda daha önceki çalışmalardan edinilen bilgiler (Asutay, 1985; Akgül, 1993; Beyarslan, 1991; Bingöl, 1986, 1987, 1988; Erdem, 1987; Genç vd., 1993; Karaman, 1993; Turan vd., 1993; Yazgan vd., 1983; Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yiğitbaş, 1989; Yılmaz, 1992, 1993) Polat-Beğre granitoidinin de içinde bulunduğu bu kuşağın Doğu Toros kuşağında oluşan bir magmatik yayın kalıntısı olduğu düşünülmektedir. Bu yay önceki araştırmacılar tarafından Baskil yayı olarak adlandırılan magmatik yayın batıdaki devamını temsil etmektedir. Çünkü; bu kuşağın boyutları birçok Mesozoyik-Senozoyik volkanik-plütonik kuşaklara benzemektedir. Örneğin Peru Coastal batoliti (Pitcher ve Bussell, 1985; Meyer ve diğerlerin'den 1992), Kanada Wathman batoliti (Meyer vd., 1992), GD Japonyada'ki Ryoke granitoidleri (Kutsukake, 1993) gibi. Günümüz birçok volkanik yayların da benzer boyutları vardır ve sıralı kuşaklar şeklindedirler.

Polat-Beğre granitoid alanı Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu kesiminde bulunmakta olup, daha doğuda Yüksekova karmaşığı magmatik kayaçları ile bağlantılı görülmektedir. Doğu Toros'ların jeodinamik evriminin açınlanması yolunda bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından farklı kayaç birimlerinde araştırmalar gerçekleştirilmiş ve global ölçekte evrim modelleri önerilmiştir. Bu modeller içerisinde bugün hala önemini koruyan ve inceleme alanını da kapsayan ilk detay araştırma Şengör ve Yılmaz (1983) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Araştırmacılar Üst Triyas'da açılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun kuzeydeki uzantısının Malatya, Keban, Pütürge ve Bitlis masifleri arasına sokularak İç Torid okyanusunu oluşturduğunu ve bu okyanusun evrimini Üst Kretase'ye kadar sürdürdüğünü açıklamışlardır. Okyanusun üst Kretase'de kapanmaya başlaması ile Doğu Anadolu'da bu kuşak boyunca bir ofiyolit üzerlemesi gerçekleşmiş ve bu yerleşme olayı esnasında veya hemen sonra Bitlis-Pütürge mikrokıtasının altına güneyden kuzeye bir dalmanın başladığını ve bu zon boyunca da Yüksekova yay volkanitlerinin oluştuğunu açıklamışlardır.



Yazgan (1984) tarafından ise Üst Triyas'da riftleşmeye bağlı olarak gelişen okyanusun Bitlis-Pütürge masiflerinin kuzeyinde yer aldığı belirtilmiştir.

Perinçek ve Kozlu (1984) ise inceleme alanındaki granitoyidin Yüksekova kompleksindeki asidik kayalar ile aynı yaşta olduklarını ileri sürerek bu kayaların ada yayı magmatizmasındaki farklılaşmanın son evresini temsil ettiklerini açıklamışlardır.

Turan vd. (1993) Üst Triyas'dan itibaren Arap platformu ile Bitlis-Pütürge masifleri arasında açılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun Bitlis-Pütürge ile Malatya-Keban masifleri arasına bir körfüz şeklinde sokulduğunu ve söz konusu masiflerin batıya doğru birleştiğini açıklamışlardır.

Yılmaz (1993) tarafından Güneydoğu Anadolu Orojeni evriminin açıklanması amacıyla geliştirilen yeni modelde ise Arabistan platformu ile Bitlis-Pütürge masifleri arasında Geç Triyas'da açılan okyanusun Erken Kretase sonlarından itibaren kuzeye dalımlı bir yitim ile kapanmaya başladığı açıklanmıştır. Bindirme zonunda tektonik dilimler halinde bulunan ofiyolitik kütlelerin ise Geç Kretase'de Arabistan platformu üzerine tektonik dilimler halinde yerleştiğini öne sürerek, hem ofiyolitik kütlelerin hem de yay gerisi havzada oluşan Maden karmaşığının her yerde Bitlis-Pütürge masifleri altında tektonik dilimler halinde yüzeylendiğini ve magmatik kayaların oluşumunun da aynı modelle açıklanabileceğini belirtmiştir.

Yazgan (1981, 1984), Bingöl (1982, 1984, 1988), Turan (1984), Asutay (1985), Aksoy (1988), Yazgan ve Chessex (1991), Akgül (1993), Turan vd. (1993), Yılmaz (1993) Bitlis-Pütürge masifleri ile Keban-Malatya masifleri arasındaki okyanusal kabuğun Üst Kretase'de kuzeye doğru Keban-Malatya masifleri altına daldığını ve bu dalma-batmaya bağlı olarak kısmen okyanusal, kısmen de kalın olmayan kıtasal kabuk üzerinde Yüksekova karmaşığına ait yay magmatitlerinin oluştuğunu belirtmektedirler.

Bu incelemelerde riftleşmenin yeri konusunda bir netlik görülmezken; rift açılmasının Üst Triyas'ta, kapanmasının Üst Kretase'de olduğu ve dalmanın güneyden kuzeye doğru gerçekleştiği konusunda hemen tüm araştırmacılarda fikir birlikteliği görülmektedir.

Her ne kadar Polat-Begre granitoyid alanı Doğu Toros Orojenik kuşağı içinde lokal bir alan ise de bu kuşak boyunca benzer özelliklerin görüldüğü alanlardan elde

edilen veriler ile bu inceleme sonucunda elde edilen veriler bir bütün olarak değerlendirilerek bölgenin jeotektonik evrimi açıklanmaya çalışılmıştır.

Polat-Beğre granitoyid alanındaki sahasal gözlemler, petrografik ve jeokimyasal veriler birlikte değerlendirildiğinde bu granitoyidin Robertson (1994) tarafından tanımlanan dalma ile ilişkili kıta kenarına yakın bir okyanusal yay magmatizması ile şekillendiği sonucunu vermektedir. Bu granitoyidi verecek magmayı oluşturan olaylar dizisi araştırmacılar tarafından da belirtildiği gibi Üst Triyas-Alt Kretase aralığında Bitlis-Pütürge ile Keban-Malatya masifleri arasında gelişen okyanusal litosferin (bugünkü kalıntıları doğudan batıya doğru Guleman, Kömürhan, İspendere, Berit ofiyolitleri) Üst Kretase'de kuzeye doğru dalması ile başlamıştır. Dalma-batmanın ilerleyen evrelerinde dalan okyanusal kabuğun ergimesi sonucunda oluşan magma kuzeydeki okyanusal litosferde yay magmatizmasını başlatmıştır. Dalmanın devam etmesi esnasında kuzeyde yer alan Malatya-Keban masiflerine ait kayaçlar da okyanusal litosfer dilimleri ile karışmıştır. Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağında mostra veren ve birbirleriyle ilişkili olan bu ofiyolitlerin yerleşmeleri Üst Kretaseden başlayarak farklı dönemlerde gerçekleşmiştir (Beyarslan, 1991; Genç vd., 1993; Perinçek, 1979; Yazgan, 1983, 1984; Yılmaz, 1984; Yılmaz vd., 1987a; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991). Polat-Beğre granitoyid alanında görülen ofiyolitik dilimlerin Maden karmaşığı ile Malatya metamorfileri arasındaki birlikteliği göz önüne alındığında Orta Eosen sonu ile Üst Eosen öncesi aralığında olmalıdır. Çünkü, ofiyolit dilimlerinin tektonik dokunaklı olduğu Maden karmaşığının tavan yaşı Orta Eosen'dir. Yine Maden karmaşığının tektonik olarak örten ve ofiyolit dilimlerini içeren Malatya metamorfilerinin yerleşme yaşı da en azından Orta Eosen sonudur. İnceleme alanında Polat-Beğre granitoyidi ile Maden karmaşığı tektonik dokunaklı olup, Malatya metamorfileri ile yer yer tektonik yer yerde intrüzif dokunaklar izlenmiştir. Polat-Beğre granitoyidinin oluşumu esnasında Malatya metamorfileri ile intrüzif dokunak gelişmiştir. Batolidin oluşumundan sonra bölgede özellikle Orta Eosen sonrası etkin olan tektonik hareketler yer yer bu ilişkiyi gizlemektedir. Ancak tektonizma hem Malatya metamorfilerini hem de Polat-Beğre granitoyidini birlikte etkilediğinden özellikle inceleme alanı kuzeyindeki bindirme zonunda tektonik ve intrüzif ilişkiyi birlikte izlemek mümkün olmaktadır. Ancak Orta Eosen sonrası tektonik hareketlerle hem Malatya metamorfileri hem de onunla intrüzif ilişkili Polat-Beğre granitoyidi

birlikte güneye itildiklerinden sahada bugün tamamıyla tektonik dokunak izlenmektedir. İnceleme alanında bu tektonik dokunaklarda intrüzif ilişki skarn minerallerinin varlığıyla (granat, epidot, spekülait, manyetit, hematit) belirlenebilmektedir. Polat-Begre granitoyidi ile Malatya metamorfiteri arasındaki intrüzif ilişki Yüksekova karmaşığı içerisinde yer alan magmatitlerde de gözlenmektedir. Polat-Begre granitoidine ait diyorit grubu kayaçların düşük potasyum miktarları magmanın içerisine sokulduğu karbonatlar tarafından fazla kirlenmediğini gösterdiğinden bu evrede yay üzerine kuzeyden güneye itilen Malatya-Keban masiflerine ait kıtasal litosfer dilimlerinin fazla olmadığını düşündürmektedir. Bu arada riftin kapanması devam ettiğinden henüz fazla kalın olmayan yay, magmatik sokulum, ofiyolit dilimleri ve Malatya metamorfiterine ait napların yerleşmesi sonucunda giderek kalınlaşmıştır. İnceleme alanının güneyindeki kesimlerde (Harapşehir-Kadılı) metapelitlerle hatta migmatitlerle iç içe bulunan ofiyolit dilimleri görülürken, inceleme alanının daha kuzeyinde (Çavuşlu-Polat-Dedeyazı civarı) Malatya metamorfitlerinin altında ve ara seviyelerinde ekaylar halinde daha küçük ofiyolit dilimleri izlenmektedir. Dalmanın devam etmesi sonucunda üretilen magma yaya ait diyorit grubu kayaçlarını keserek yay üzerine itilmiş ve birçok tektonik dilimden oluşan Malatya-Keban masiflerine ait naplar içerisine sokulmuş ve karbonatlar ile kontak metazomatizma oluşturmuştur. Dalan okyanusal litosferden ve üstündeki manto kamasından üretilen magmaya fazla olmasada bu kabuksal kökenli naplardan ilave sonucunda orta K'lu tonalit grubu kayaçları oluşturan magma şekillenmiştir. Diyorit ve tonalit grubu kayaçların jeokimyasal özelliklerinin birbirlerine çok yakın olmaları tonalit grubu kayaçlarını oluşturan magmanın diyorit grubu kayaçların yerleşmesinin hemen ardından sokulduğunu ve kabuksal ilavenin de fazla olmadığını belirtmektedir. İnceleme alanının güneyinde Berit grubu kayaçları içerisinde görülen mercekleşmiş şeklindeki intrüzyonların ise ofiyolit üzerlemesi ve yayın kalınlaşması nedeniyle bazik alt kısmının mantodan kaynaklanan ısı transferinin de etkisiyle kısmi ergimesi sonucunda oluştuğu düşünülmektedir.

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Polat-Beğre granitoyidinden elde edilen bulgular ışığında;

1. Polat-Beğre granitoyidinde diyorit, kuvarsdiorit ve tonalit baskın olan kayaç türleri olup orta ve düşük K magma serilerinin karakteristiğidir.

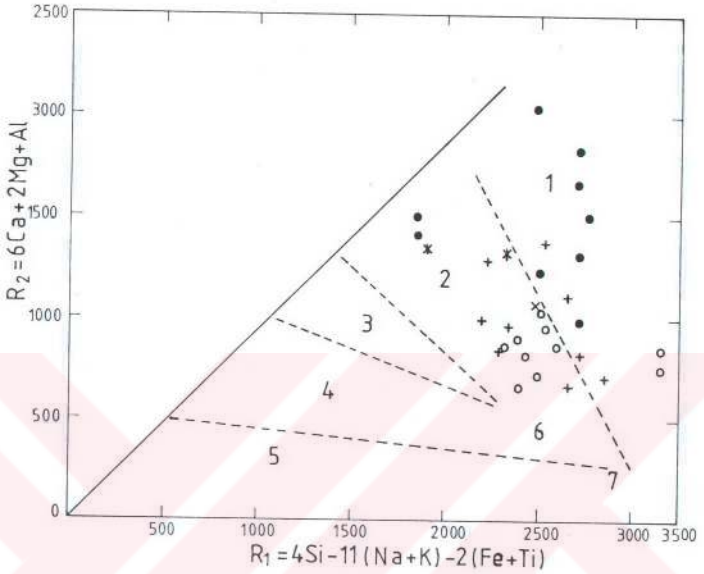
2. Polat-Beğre granitoyidinden derlenen örneklerin düşük TiO_2 miktarları genellikle $<1\%$ olup (138 ve 161 nolu örneklerde $\%TiO_2=1$) Meyer (1992) tarafından da belirtildiği gibi diğer yayla ilişkili kayaçlarıinkiyle uygundurlar.

3. AFM diyagramında (Bkz.Şekil 5.7) Polat-Beğre granitoyidi kayaçlarının açık bir şekilde kalkalkalen olduğu görülmektedir. Bu kıtasal ve okyanus bölgesine ait yaylarda şekillenen magmatik kayaçların iyi belgelenmiş özelliğidir.

4. Ewart (1982) ve Le Maitre (1989) tarafından bir araya getirilen farklı tektonik ortamlarda şekillenmiş magmatik kayaçlara ait kimyasal verilerle karşılaştırıldığında Polat-Beğre granitoyidi kayaçlarının K_2O-SiO_2 diyagramındaki (Bkz. Şekil 5.8) konumları GB Japonya'daki Erken Kretase yaşlı Ryoke granitoyidi (Kutsukake, 1993) alanının kayaçları ile uyumluluk göstermektedir.

5. Polat-Beğre granitoyidini oluşturan kayaçların sınırlı kimyasal bileşimi intrüzyonun yüzeylenen kesiminde magmatik kristallenme sırasında farklılaşmanın çok önemli bir rol oynamadığına işaret etmektedir. Yine de fraksiyonel kristalleşmede diyorit grubu kayaçlarda diğerlerinin arasında plajiyoklaz fraksiyonlaşması, tonalit grubu kayaçlarda biyotit fraksiyonlaşması baskın faz olup kendi içerisinde bir kimyasal değişim meydana getirmiştir. Ayrıca tek magmadan diyorit grubu ve tonalit grubu kayaçları oluşturacak bir farklılaşma mümkün görülmemektedir. Bu durum Batchelor ve Bowden (1985) tarafından geliştirilen R_1-R_2 diyagramında da (Şekil 5.18) görülmektedir. Diyagramda diyorit grubu kayaçların çoğunun 1 nolu bölgedeki manto fraksiyonlaşması alanında, tonalit grubu kayaçların ise 2 nolu bölgede ilk levha çarpışması (Pre-plate collision) alanında hatta daha çok 1 nolu bölge yakınında yer aldıkları görülmektedir.

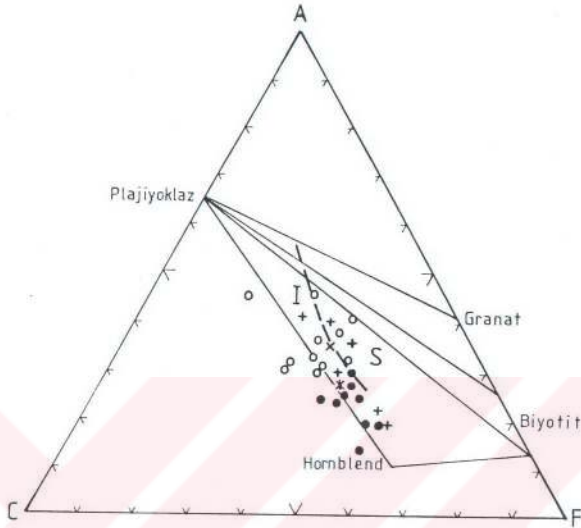
Her ne kadar tonalit grubu kayaçlar ilk levha çarpışması alanında yer almışlarsa da; diğer verilerden (sahasal ve mineralojik) hareketle bu kayaçların çarpışma gerçekleşmeden daha önce oluştukları ve bu esnada yay üzerine



Şekil 5.18. Polat-Begre granitoidine ait R1-R2 diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985; Newpet programından, 1991). ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayalarını kesen asidik intrüzyon. 1: Manto fraksiyonlaşması, 2: ilk levha çarpışması, 3: çarpışma sonrası üzerleme, 4: geç orojenik, 5: anorojenik, 6: çarpışmayla yaşıt, 7: geç orojenik.

itilen kıtasal dilimlerden az da olsa kabuksal ilavenin olması sonucunda 2 nolu alanda yer aldıkları düşünülmektedir.

6. Analizler aynı zamanda White ve Chappell (1972) tarafından değiştirilen ACF diyagramında (Şekil 5.19) gösterilmiştir. Polat-Begre granitoidine ait örneklerin çoğunluğu sadece plajiyoklaz+biyotit+hornblend alanında kalmaktadır. Bu durum aynı zamanda Polat-Begre granitoidinin sadece biyotit+hornblend gibi mafik mineraller ihtiva eden kayaları içerdiği gerçeğine de uymaktadır. Analizlerin çoğunluğu Takahashi, Aramaki ve Ishihara (1980; Kutsukake'den, 1993) tarafından önerilen I ve



Şekil 5.19. Polat-Begre granitoidi için ACF diyagramı (— — çizgisi I ve S-tipi granitoid alanlarını ayırmaktadır; Kutsukake'den, 1993). ●: diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: yarı derinlik kayaları, *: anklav (MME), x: Berit grubu kayalarını kesen asidik intrüzyon.

S tipi granitoidler arasındaki sınır boyunca noktalanmış olup, I-tipi özellikte olduğunu göstermektedir.

7. Polat-Begre granitoidine ait örneklerin mineralojik-petrografik-jeokimyasal verileri ve saha gözlemleri birlikte değerlendirildiğinde Pupin (1980; Boztağ'dan 1989) tarafından yapılan petrojenetik sınıflandırmada kabuk+manto kökenli hibrid granitoidlere ait kalkalkali seri ile uyumlu olduğu görülmektedir.

8. Barbarin (1990) tarafından tanımlanan karışım kökenli hibrid orojenik granitoidlerin benzeri olup, bunlar kabuk ve mantonun her ikisinden de türeyen grubu (H-grubu; Tablo 5.3) oluşturmaktadır. H-grubu içerisinde K'ca zengin Ca'ca fakir hibrid granitoidler baskın şekilde kabuk bileşimli manyetitsiz monzogranitler içerirken, K'ca fakir Ca'ca zengin olanları (Polat-Begre granitoidi benzeri) baskın

Tablo 5.3. Granitoidlerin petrojenetik tipleri, magmanın kökeni ve tektonik yerleşmesi arasındaki ilişki (Barbarin'den, 1990).

KÖKEN	GRANITOYİD TIPLERİ		TEKTONİK YERLEŞİMLER	
Kabuksal köken	Intrüzif iki mikali lokogranit	C_{ST}	Çarpışma veya çarpışma sonrası granitoidler	Orojenik Granitoid.
Peralüminli	Peralüminli otokton granitoidler	C_{TA}		
kayaçlar	Peralüminli intrüzif granitoidler	C_{TA}		
Karışım kökenli	Potasik kalkalkalen granitoidler (yüksek K-düşük Ca)	H_{LK}	Dalma zonları	
Kabuk+Manto	Kalkalkalen granitoidler (düşük K-yüksek Ca)	H_{LK}		
Metalüminli veya Kalkalkalen	Ada yayı toleyitik granitoidleri	T_{DA}	Rift veya dom zonları	Anorojenik Granitoid.
Manto kökenli	Okyanus ortası sırtı toleyitik gra.	T_{OR}		
Toleyitik. Alkalın veya Peralkalin	Alkalen ve peralkalen granitoidler	A		

biçimde mantodan türemiş bileşimli manyetit içeren granodiyorit ve tonalitleri içerir. Karışım kökenli kalkalkalin metalüminli granitoidlerin iki türü arasındaki bu kimyasal farklılıklar da onların iki farklı tektonik ortama sokulmalarını yansıtır. K'ca zengin hibridler gevşeme dönemi olayını izleyen yükselme sırasında içerisine mantodan türeyen magmaların enjeksiyonu ile oluşur ve sıkışma rejiminden genleşme rejimine kadarki değişimi belirtirler. K'ca fakir hibrid granitoidler ise kıtasal kabuğun nispeten ince olduğu yerde oluşmaktadır.

Barbarin (1990) tarafından açıklanan bu bulgular Polat-Begre granitoidinin oluşumu esnasında kabuğun (yay üzerine itilen kıtasal kabuk dilimlerinin) henüz ince olduğunu hatırlatmakta olup Polat-Begre granitoidi bu sınıflandırmada orta ve düşük K-yüksek Ca'lu kalkalkalen granitoidler ile benzer özelliklere sahiptir.

9. Granitoidler için kalıntı iz element tektonik ayrım diyagramlarındaki (Y-Nb, Rb-Y+Nb; Şekil 5.13) konumları da aynı zamanda Polat-Begre granitoidi kayaçlarının volkanik yay ürünü olduklarını göstermektedir.

10. Jeokimyasal verilerden elde edilen bilgiler Polat-Begre granitoidi kayaçlarının daha çok mantodan türemiş magmaya az bir miktar kabuk bileşenlerinin de katıldığı hibrid bir magmadan şekillenmiş olduklarını göstermektedir.

11. İz element verileri Polat-Begre granitoidine ait hem diyorit hemde tonalit bileşimli kayaçları oluşturan magmanın kökensel ilişkili olduğunu ancak diyorit grubu

kayaçları kesen tonalit grubu kayaçlarına az da olsa kabuksal bileşenlerin de katıldığı düşünülmektedir.

12. Kordiller tipi batolidlerde belirlenen eş yaşlı mafik dayklar ve mafik magmatik mikrogranüler anklavların (MME) komplekslerin (Perudaki Coastal batoliti, Sierra Nevada batoliti, Idaho batoliti ve Great Bear magmatik zonu) gelişme döneminde şekillendikleri birçok araştırmacı tarafından (Hildebrand, 1989; Pitcher ve Bussel, 1985; Hyndman, 1984; Chen, 1979; Meyer ve diğerlerinden, 1992) açıklanmıştır. Hyndman (1985) mafik dayk kümelerinin kıtasal kabuğu ısıtıp ısıtacak ısıyı sağlayan mantodan türemiş magmaları temsil ettiğini varsaymıştır. Dahası böyle yaylardaki çeşitli kaya bileşimlerinin; farklı oranlarda kıtasal kabuktan türeyen bileşenler ile ilksel magmaların karışması sonucunda belirlendiği Meyer vd. (1992) tarafından kaydedilmiştir. Bu bilgiler ile Polat-Begre granitoidini veren magmanın dalma-batmayla türetilen ilksel bileşimine az miktarda kabuksal kökenli bileşenlerin katılması ile şekillendiği düşüncesini desteklemektedir. Çünkü kabuksal katmanlardaki kısmi ergime 1200°C den fazla likidus sıcaklığındaki mafik magmanın varlığı ile kolaylaşabilmektedir (Green vd., 1975; Kutsukake'den 1993). Böyle granitoidlerde eşyaşı dayklar mafik ve felsik magmaların eş zamanlı olduklarını göstermektedir. Toleyitik magmalar dalan okyanus levhasının üzerindeki manto kamasında meydana gelir ve bunların alttan yukarıya doğru (kabuğa) yükselmeleri ve kristalleşmeleri granitoid magma kökenine katkıda bulunmaktadır.

13. Polat-Begre granitoidi içerisinde diyoritden daha bazik kayaçlara rastlanmamıştır. Bunun nedeninin; bu kayaçların yokluğundan (oluşmadığından) değilde batolitin görünen kısmının az olduğundan kaynaklandığı düşünülmektedir.

14. Polat-Begre granitoidinin sahasal verileri yerleşme derinliği konusunda net bir fikir vermemektedir. Ayrıntılı jeobarometre ve jeotermometre sıvı kapanım çalışmaları ile konu açıklığa kavuşabilir.

7. DEĞİNİLEN BELGELER

- ACAR, A., ÖZKAYMAK, M., 1987. Malatya - Doğanşehir - Polat - Çavuşlu sahası manyetik etüd raporu. MTA (Yayımlanmamış).
- AKGÜL, M., 1987. Baskil (Elazığ) granitoidinin petroğrafik ve petrolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. K.T.Ü. Fen. Bil. Ens. 60s (Yayımlanmamış).
- AKGÜL, M., 1991. Baskil (Elazığ) granitoidinin petroğrafik ve petrolojik özellikleri. Yerbilimleri Geosound, 18, 67-78.
- AKGÜL, B., 1993. Piran köyü (Keban) çevresindeki mağmatik kayaçların petroğrafik ve petrolojik özellikleri. Doktora tezi. F.Ü. Fen Bil. Ens. 125s (Yayımlanmamış).
- ARAS, A., ÇETİN, M., AKPINAR, M., TÜRKYILMAZ, B., 1987. Malatya Kahramanmaraş arası (Doğanşehir B'sı) fosfat prospeksiyonu. MTA Rap., (Yayımlanmamış).
- ARPAT, E. ve ŞAROĞLU, F., 1972. Doğu Anadolu fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler. MTA Dergisi, 78, 44-50s.
- ARPAT, E. ve ŞAROĞLU, F., 1975. Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. TJK Bül., 18/1, 91-101.
- ASUTAY, H.J., 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petroğrafik incelenmesi. Doktora Tezi. A.Ü. Fen Bil. Ens., 156s (Yayımlanmamış).
- BARBARİN, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geological Journal. 25, 227-238s.
- BARKER, D.S., 1983. Igneous Rocks. Prentice - Hall, Inc. Englewood Cliffs, 417s.
- BARBARİN, B., 1991. Contrasted origins for the "poligenic" and "monogenic" enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California: Terra Abstr., 3, 32.
- BAYDAR, O., 1989. Berit-Kandil Dağları (Kahramanmaraş) ve civarının jeolojisi. Doktora tezi, İst. Üniv. Fen Bil. Ens (Yayımlanmamış).
- BAYKAL, F., 1966. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas paftası izahnamesi. MTA Yayını.
- BİNGÖL, A.F., 1984. Elazığ-Pertek-Kovancılar (Doğu Toroslar) yöresinin jeolojisi. Toros Jeolojisi Uluslararası simpozyumu, Tebliğler, Ankara.

- BİNGÖL, A.F., 1984. Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus Region. In: *proc. Geology of the Taurus Belt*, MTA. 209- 216. Ankara.
- BİNGÖL, A .F., 1987. Petrographical and Petrological Features of Intrusive Rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ Region (Eastern Taurus- Turkey). *The Jour. of Fırat Üniv., Science and Technology*, 3, 3.
- BİNGÖL, A. F., 1988. Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ Reg.(Eas. Taurus-Turkey). *Jou. F.Ü.* 3/2,1-17.
- BLUNDY, D., SPARKS, R.S.J., 1992. Petrogenesis of Mafic inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology*, Vol. 33, Part 5. 1039-1104.
- BOWEN, N.L., 1956. *The Evolution of the igneous rocks*. Dover Publ. New York.
- BOZTUĞ, D., 1989. *Granitoidler*. MTA. yayını, 30. 138s.
- CANTAGREL, J. M. DIDIER, J. and GOURGAUD, A., 1984. Magma mixing: origin of intermediate rock and enclaves from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35, 63-76.
- CASTRO, A., MORENO - VENTAS, I. and DE LA ROSA, J.D., 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implication for magma mixing. *Geologische Rundschau*, 80, 1, 109-120.
- 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.
- DEBON, F. ve LE FORT, P., 1982. A chemical - mineralogical classification of common plütonic rocks and associations, *Trans. R. Soc. Ed. Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DIDIER, J. BARBARIN, B., 1991. *Developments in Petrology 13 : Enclaves and Granite Petrology*, 622s. New York.
- EDWARDS, R. ve ATKINSON, K., 1986. *Ore deposit geology*. Chapman and Hall, 443s. London.
- EINAUDI, M. J. ve BURT, D. M., 1982. A special issue devoted to scarn deposits (introduction - terminology, classification and composition of scarn deposits), *Econ. Geol.*, 77th. Anniv. Vol. 745-754.
- ERDEM, E., 1987. Elazığ - Kartaldere - Gölardı köyleri arasındaki magmatitlerin petroğrafik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. Fırat Üniv. Fen Bil. Ens., (Yayımlanmamış).

- EWART, A., 1979. A Review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In trondjemites, dacites and related rocks (F: BARKER, eds.), Elsevier, Amsterdam, 13-121.
- FATTAH, A., RAHMAN, M.A., 1990. Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalites and post - orogenic trondjemites in the Nubian shield. *Journal of Petrology*, Vol. 31, Part 6, 1285-1312.
- FERNANDEZ, A. N. and BARBARIN, B., 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting 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, Elsevier, 263-275.
- GENÇ, Ş.C., YİĞİTBAŞ, E. ve YILMAZ, Y., 1993. Berit metaofiyolitinin jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu (2-5 Eylül 1991) Bildirileri, 37-52.
- GÖZÜBOL, A.M., ÖNAL, M., 1986. Çat Barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelemesi: Malatya - Çelikhan alanının jeolojisi. TÜBİTAK TBAG-647 projesi.
- HARRIS, N.B.W., INGER, S. and RONGHUA, Xu., 1990. Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of post-collision magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 21-32.
- HOLZER, H., 1955. 80/3, 97/1 - 3 paftalarında 10/8/1954 tarihinden itibaren 28 /10/ 1954 tarihine kadar yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor MTA (Yayımlanmamış).
- İLERİ, S., SALANCI, B., BİTEN, M. ve DOĞAN, R., 1976. Ergani (Maden) Bakır yatağı ve Plaka tektoniği. *TJK Bült.*, 19, 133-142.
- IRVİNE, T.N., ve BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Scien.*, 8, 523-548.
- ISHIHARA, I., 1981. The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol. Anniv.* Vol., 458-484.
- KARAMAN, T., 1993. Malatya Doğu ve Güneydoğu'sunun Jeolojisi ve Petrografisi. Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bil. Ens., 198s., (Yayımlanmamış).
- KETİN, İ., 1966. Türkiye'nin tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 20-34.
- KETİN, İ. ve CANITEZ, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İ.T.Ü. Kütüphanesi, 869s.

- KORMALI, R., 1973. Malatya - Adıyaman - Elbistan arası demir zuhurlarının prospeksiyonu. MTA Rap., (Yayımlanmamış).
- KOŞAL, C., 1967. Elbistan - Doğanşehir arası demir prospeksiyonu ve jeolojisi. MTA Rap., (Yayımlanmamış).
- KUTSUKAKE, T., 1993. An initial continental margin plutonism-Cretaceous older Ryoke granitoids, southwest Japan. *Geol. Mag.* 130 (1), pp.15-28.
- MEYER, M. T., BICKFORD, M. E. and LEWRY, J. F., 1992. The Wathaman batholith: An arly Proterozoic continental arc in the Trans-Hudson orogenic belt, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, V.104, 1073-1085.
- MICHARD, A., WHITECHURCH, H., RİCOUI, L.E., MONTİGNY, R. ve YAZGAN, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan Realm In Turkey. In Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. Ed., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. Spec. Pub. Oxford.
- MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Ame.Jour.Sci.*, 274, 321-355.
- ÖNAL, A., 1992. Granitoidler. Doktora Semineri. Fırat Üniv. Fen Bil. Ens. 59s., (Yayımlanmamış).
- ÖZER, T., 1978. Polat-Çavuşlu Demir zuhurları. MTA Raporu (Yayımlanmamış).
- ÖZÇELİK, M., 1985. Malatya GD'sundaki Maden magmatik kayaçlarının jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım. *TJK Bült.*, 28, 1, 19-35.
- ÖZGÜL, N., 1976. Toros'ların bazı temel jeolojik özellikleri. *TJK Bül.*, 19, 1, 65-78.
- ÖZKAYA, İ., 1978. Ergani-Maden yöresinin stratigrafisi. *TJK Bült.*, 17, 1, 51-71.
- PEACOCK, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, 39, 7-65.
- PEARCE, A. and CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses. *Earth planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N. B. W. and TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. of Petrol.*, Vol. 25, Part 4, 956-983.
- PERİNÇEK, D., 1978. Çelikhan - Sincik - Koçali (Adıyaman) alanının jeolojisi ve petrol olanaklarının araştırılması. Doktora Tezi. İ.Ü. Fen Fak. (Yayımlanmamış).
- PERİNÇEK, D., 1979. The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya area. Guide book, TJK yayını, 33s.

- PERİNÇEK, D. ve ÖZKAYA, I., 1981. Arabistan Levhası kuzey kenarının tektonik evrimi, *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- PERİNÇEK, D. ve KOZLU, H., 1984. Stratigraphy and structural Relations of the units in the Afşin - Elbistan - Doğanşehir region (E. Taurus): Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. eds., "Geology of the Taurus Belt" içinde, 181-198.
- PİŞKİN, Ö., 1972. Etude Mineralogique et Petrographique de la Region Situee a L'Est de Çelikhan (Taurus Oriental, Turquie). Dr. Th., Univ. Geneve.
- PITCHER, W.S., 1993. The nature and origin of granite: Chapman and Hall, 321p.
- POYRAZ, N., 1988. İspendere-Kömürhan (Malatya) ofiyolitlerinin jeolojisi ve petrografisi. Doktora tezi. Gazi Üniv. Fen. Bil. Enst., 151s. (Yayınlanmamış).
- 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 Reviews*, 37, 139-213.
- SAĞIROĞLU, A., 1984. Akdağmadeni, Yozgat cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi. *TJK Bült.*, 27, 1, 69-80.
- SAĞIROĞLU, A., 1986. Kızıldağ-Elazığ cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni. *Jeo. Müh. Bült.*, 29, 5-13.
- SAĞIROĞLU, A., 1992. Pertek - Demürek (Tunceli) skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri. *TJK Bült.*, 35, 63-70.
- STEFANSKI, M., 1941. Note sur L' Etude Geologique aux Environs de Malatya MTA Rap. (Yayınlanmamış).
- STCHEPİNSKY, V., 1944. Rapport sur La Geologie et les Ressources Minerales de La Region de Malatya Sud. MTA Rap. (Yayınlanmamış).
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey, A plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- TARHAN, N., 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının Jeolojisi. *JMO Bült.* 19, 3-9.
- TURAN, M., 1984. Baskil - Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora tezi, F.Ü.Fen Bil. Enst. 180s. (Yayınlanmamış).
- TURAN, M., AKSOY, E., BİNGÖL, A. F., 1993. Doğu Toros'ların jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. H. Ü, *Yerbilimleri'nin 25. yılı sempozyumu*, 15-18 Kasım. Ankara.

- TÜRELİ, T.K., 1991. Geology, Petrography and Geochemistry of Ekecikdağ Plutonic Rocks (Aksaray region-Central Anatolia). M.E.T.U., Ph.D. Thesis, 194p.
- WILSON, M., 1989. Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Unwin Hyman, London. 466s.
- YAZGAN, E., 1972. Etude Geologique et Petrographique du Complexe Ophiolitique de La Region Situee du Sud-Est de Malatya (Taurus Oriental, Turquie) et de Sa Couverture Volcano- Sedimentaire. Dr.Th., Univ. Geneve.
- YAZGAN, E., 1981. Doğu Toros'larda Etkin bir Paleokıta Kenarı etüdü (Üst Kretase - Orta Eosen), Malatya - Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri, 7, 83-104. Hacettepe Üniv.
- YAZGAN, E., 1983. A geotraverse between the Arabian platforme and the Munzur nappes. Int. Symp. on the Geology of the Taurus Belt. Field Guide Book, Excursiony., Ankara.
- YAZGAN, E., MICHARD, D., WHITE, A., WHITECHURCH, H. and MONTIGNY, R., 1983. Le Taurus de Malatya (Turquie Orientale), element de la suture sud-Tethysienne, Bull. Soc. Geol. France, 1, 59-69.
- YAZGAN, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region (Malatya-Elazığ area, Turkey): In Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., Geology of the Taurus Belt, Int. Symp. proceedings, 199-208.
- YAZGAN, E., ASUTAY, H.J., GÜLTEKİN, M.C., POYRAZ, N., SİREL, E. ve YILDIRIM, H., 1987. Malatya GD'sunun jeolojisi ve Doğu Toros'ların jeodinamik evrimi, MTA Rap. No: 2268, Ankara.
- YAZGAN, E. and CHESSEX, R., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. T.P.J.D. Bulletin, C.3/1, 1-42 and T.A.P.G. Bulletin, V.3/1, 1-42.
- YILMAZ, H., 1992. Doğanşehir - Sürücü - Gözene (Malatya) yöresinin jeolojisi. Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Ens. (Yayımlanmamış).
- YILMAZ, Y., GÜRPINAR, O., KOZLU, H., GÜL, M.A., YILDIRIM, M., YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, C., KESKİN, M., 1985. Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Engizek-Berit - Nurhak - Binboğa - Andırın Dağları). TPAO Rapor No: 2028, Cilt I-II (1987) Stratigrafi; Cilt III (1987), Yapı ve Jeolojik Evrim.
- YILMAZ, Y., 1985. Geology of the Cilo ophiolite: An ancient ensimatic island arc fragment on the Arabian platform, SE Turkey, Ofioliti, v.10 (2/3), 457-484.

- YILMAZ, Y., YİĞİTBAŞ, E., YILDIRIM, M. and GENÇ, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni: Türkiye 9. Petrol Kong. Bil. 296-307.
- 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*, v.12/5, 1280-1297.
- YILMAZ, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, v.105, 251-271.
- YILMAZ, S., 1994. Granitoid petrojenezinde magma mingling / mixing kavramı, Doktora semineri (I), Cumhuriyet Üniv. Fen Bilimleri Enst., (Yayımlanmamış).
- YİĞİTBAŞ, E., 1989. Engizek dağı (Kahramanmaraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik İncelemesi. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., (Yayımlanmamış).
- ZHORIKOV, V.A., 1968. Skarns (Part I) *Internat. Geology Rev.* V. 12/5, 541-559.
- ZHORIKOV, V.A., 1968. Skarns (Part II) Magnesian skarns of post magmatic stage. *Internat. Geology Rev.* V. 12/6, 619-647.
- ZHORIKOV, V. A., 1968. Skarns (Part III- Conclusion) *Internat. Geology Rev.* V. 12/7, 760-775.