

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

**ÇELİKHAN-SİNCİK (ADİYAMAN) ARASINDAKİ MAGMATİK
KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ**

DOKTORA TEZİ

Yük. Müh. Esra YILDIRIM

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Programı: Mineraloji-Petrografi

MART-2010

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

**ÇELİKHAN-SİNCİK (ADİYAMAN) ARASINDAKİ MAGMATİK
KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ**

DOKTORA TEZİ

Yük. Müh. Esra YILDIRIM

(03116202)

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 03 ŞUBAT 2010
Tezin Savunulduğu Tarih : 05 MART 2010**

Tez Danışmanı : Prof. Dr. A. Feyzi BİNGÖL (F.Ü)
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Osman PARLAK (Ç.Ü)
Prof. Dr. Mesut ANIL (Ç.Ü)
Yrd. Doç. Dr. Melahat BEYARSLAN (F.Ü)
Yrd. Doç. Dr. Halil GÜNEK (F.Ü)

MART-2010

ÖNSÖZ

“Çelikhan-Sincik (Adıyaman) Arasındaki Magmatik Kayaçların Petrolojisi” başlıklı bu çalışma Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi bilim dalında 2003-2010 yılları arasında doktora tez çalışması olarak hazırlanmıştır.

Bu tez çalışmasının hazırlanmasında değerli katkı ve önerileri ile beni yönlendiren danışman hocam sayın Prof. Dr. A. Feyzi BİNGÖL’e içtenlikle teşekkür ederim. Yine çalışmamın her aşamasında yardım ve katkılarını esirgemeyen sayın hocam Yrd. Doç. Dr. Melahat BEYARSLAN’a teşekkür ederim.

Bu çalışmayı 1473 nolu proje ile destekleyip, arazi çalışmasının gerçekleşmesi ve sarf malzemesi alımlarındaki katkılarından dolayı F.Ü. Rektörlüğü’ne ve F.Ü. Araştırma Fonu İşletme Müdürlüğü’ne teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmamın her aşamasında, yardım ve katkılarını esirgemeyen, MTA Orta Anadolu 4. Bölge Müdürlüğü’nde görevli sevgili eşim Jeoloji Yüksek Mühendisi Nail YILDIRIM’a çok teşekkür ederim.

Tezin çeşitli aşamalarında desteklerini gördüğüm MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi’nde görevli Jeoloji Yüksek Mühendisi Cahit DÖNMEZ’e, MTA Orta Anadolu 4. Bölge Müdürlüğü’nde görevli Jeoloji Yüksek Mühendisi Bülent KALI’ya ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Ali AYDIN’a önemli katkılarından dolayı teşekkür ederim.

İnce kesitlerin hazırlanması sırasındaki yardımlarından dolayı bölümümüz ince kesit teknisyeni Fuat İSTEK’e teşekkür ederim.

Bu tez çalışması sırasında hep yanımda olup, manevi desteğini esirgemeyen anneme ve oğlum Mustafa Yusuf YILDIRIM’a çok teşekkür ederim.

Esra YILDIRIM

ELAZIĞ-2010

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER	III
ÖZET	IX
SUMMARY	XI
ŞEKİLLER LİSTESİ	XIII
TABLolar LİSTESİ	XXIV
SEMBOLLER LİSTESİ	XXV
1 GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	5
1.2. Materyal ve Metod.....	6
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	7
3. STRATİGRAFİ.....	13
3.1. Otokton Birimler.....	18
3.1.1. Terbüzek Formasyonu (Üst Maestrihtiyen).....	18
3.1.1.1. Tanım.....	18
3.1.1.2. Dağılım ve Konum.....	18
3.1.1.3. Litoloji.....	19
3.1.1.4. Yaş.....	19
3.1.1.5. Oluşum Ortamı.....	19
3.1.2. Besni formasyonu (Üst Maestrihtiyen)	19
3.1.2.1. Tanım	19
3.1.2.2. Dağılım ve Konum	19
3.1.2.3. Litoloji	20
3.1.2.4. Yaş	20
3.1.2.5. Oluşum Ortamı	20
3.1.3. Germav Formasyonu (Paleosen)	20
3.1.3.1. Tanım	20
3.1.3.2. Dağılım ve Konum	20
3.1.3.3. Litoloji	21
3.1.3.4. Yaş	21
3.1.3.5. Oluşum Ortamı	21
3.1.4. Midyat Formasyonu (Eosen)	22

3.1.4.1.	Tanım	22
3.1.4.2.	Dağılım ve Konum	22
3.1.4.3.	Litoloji	22
3.1.4.4.	Yaş	23
3.1.4.5.	Oluşum Ortamı	23
3.1.5.	Lice Formasyonu (Alt Miyosen)	23
3.1.5.1.	Tanım	23
3.1.5.2.	Dağılım ve Konum	24
3.1.5.3.	Litoloji	24
3.1.5.4.	Yaş	25
3.1.5.5.	Oluşum Ortamı	25
3.2.	Allokton Birimler	25
3.2.1.	Pütürge Metamorfiti (Paleozoyik-Mesozoyik)	25
3.2.1.1.	Tanım	25
3.2.1.2.	Dağılım ve Konum	26
3.2.1.3.	Litoloji	27
3.2.1.4.	Yaş	28
3.2.1.5.	Oluşum Ortamı	28
3.2.2.	Malatya Metamorfiti (Paleozoyik-Mesozoyik)	29
3.2.2.1.	Tanım	29
3.2.2.2.	Dağılım ve Konum	30
3.2.2.3.	Litoloji	32
3.2.2.4.	Yaş	32
3.2.2.5.	Oluşum Ortamı	33
3.2.3.	Koçali Karmaşığı (Üst Jura-Alt Kretase)	33
3.2.3.1.	Tanım	33
3.2.3.2.	Dağılım ve Konum	33
3.2.3.3.	Litoloji	34
3.2.3.4.	Yaş	35
3.2.3.5.	Oluşum Ortamı	35
3.2.4.	Kömürhan Ofiyoliti (Üst Kretase)	36

3.2.4.1.	Tanım	36
3.2.4.2.	Dağılım ve Konum	36
3.2.4.3.	Litoloji	39
3.2.4.4.	Yaş	41
3.2.4.5.	Oluşum Ortamı	42
3.2.5.	Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları (Üst Kretase)	43
3.2.5.1.	Tanım	43
3.2.5.2.	Dağılım ve Konum	44
3.2.5.3.	Litoloji	45
3.2.5.4.	Yaş	47
3.2.5.5.	Oluşum Ortamı	49
3.2.6.	Maden Karmaşığı (Orta Eosen)	51
3.2.6.1.	Tanım	51
3.2.6.2.	Dağılım ve Konum	53
3.2.6.3.	Litoloji	56
3.2.6.4.	Yaş	58
3.2.6.5.	Oluşum Ortamı	59
3.2.7.	Damar Kayaçları	60
3.2.7.1.	Sarkız yöresi Damar Kayaçları	60
3.2.7.1.1.	Tanım	60
3.2.7.1.2.	Dağılım ve Konum	61
3.2.7.1.3.	Litoloji	63
3.2.7.1.4.	Yaş	63
3.2.7.1.5.	Oluşum Ortamı	64
3.2.7.2.	Baizge Yöresi Damar Kayaçları	65
3.2.7.2.1.	Tanım	65
3.2.7.2.2.	Dağılım ve Konum	65
3.2.7.2.3.	Litoloji	65
3.2.7.2.4.	Yaş	66
3.2.7.2.5.	Oluşum Ortamı	66
3.2.8.	Çüngüş Formasyonu (Eosen- Miyosen)	66

3.2.8.1.	Tanım	66
3.2.8.2.	Dağılım ve Konum	66
3.2.8.3.	Litoloji	67
3.2.8.4.	Yaş	69
3.2.8.5.	Oluşum Ortamı	69
4.	YAPISAL JEOLJİ	70
5.	PETROGRAFİ	77
5.1.	Kömürhan Ofiyoliti	77
5.1.1.	Tektonitler	77
5.1.1.1.	Serpantinit	78
5.1.1.2.	Serpantinize Harzburjit	81
5.1.1.3.	Serpantinize Dünit	84
5.1.2.	Mafik Kümülatlar	84
5.1.2.1.	Bantlı Gabro	85
5.1.3.	İzotrop Gabrolar	87
5.1.3.1.	Olivinli Gabro	88
5.1.3.2.	Klinopiroksenli Gabro	92
5.1.3.3.	Diyorit –Mikro diyorit	93
5.1.4.	Tekil Diyabaz Daykları	97
5.1.5.	Kömürhan Ofiyolitlerini Kesen İntruzif Kayaçlar	99
5.1.5.1.	Kuvars diyorit – Tonalit	99
5.2.	Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları	103
5.2.1.	Gabro	104
5.2.2.	Diyorit - Kuvars Diyorit–Tonalit	106
5.2.3.	Granit	114
5.2.4.	Monzonit - Kuvars monzonit	117
5.2.5.	Siyenit- Kuvars siyenit	119
5.2.6.	Granodiyorit	124
5.2.7.	Monzodiyorit - Kuvars Monzodiyorit	124
5.2.8.	Anklavlar (Kapantılar)	126
5.3.	Maden Karmaşığı	129

5.3.1.	Karadere Formasyonu	129
5.3.1.1.	Andezit-Andezit Porfir	130
5.3.1.2.	Bazalt	136
5.3.1.3.	Diyabaz	139
5.4.	Damar Kayaçları	142
5.4.1.	Sarkız Yöresi Damar Kayaçları	142
5.4.1.1.	Diyabaz- Andezit porfir	144
5.4.2.	Baizge Yöresi Damar Kayaçları	147
5.4.2.1.	Tonalit	147
6.	JEOKİMYA	149
6.1.	Ofiyolitik Topluluk (Kömürhan Ofiyoliti)	149
6.1.1.	Ofiyolitik Topluluğun Jeokimyasal Özellikleri	149
6.1.2.	Ofiyolitik Topluluğun Adlandırılması	156
6.1.3.	Ofiyolitik Topluluğun Tektonik Ortamı	159
6.2.	Plütonik Topluluk (Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları)	167
6.2.1.	Plütonik Topluluğun Jeokimyasal Özellikleri	167
6.2.2.	Plütonik Topluluğun Adlandırılması	172
6.2.3.	Plütonik Topluluğun Tektonik Ortamı	176
6.2.4.	Plütonik Topluluğun Kökeni	182
6.3.	Volkanik Topluluk (Maden Karmaşığı-Karadere Formasyonu)	188
6.3.1.	Volkanik Topluluğun Jeokimyasal Özellikleri	188
6.3.2.	Volkanik Topluluğun Adlandırılması	193
6.3.3.	Volkanik Topluluğun Tektonik Ortamı	195
6.4.	Damar Kayaçları	202
6.4.1.	Damar Kayaçlarının Jeokimyasal Özellikleri	202
6.4.2.	Damar Kayaçlarının Adlandırılması	208
6.4.3.	Damar Kayaçlarının Tektonik Ortamı	210
7.	JEODİNAMİK EVRİM VE TARTIŞMA	221
8.	SONUÇLAR	225
	KAYNAKLAR	232
	EKLER	245

ÖZGEÇMİŞ

ÖZET

Çelikhan ile Sincik (Adıyaman) arasında birbirleriyle intrüzif ve diskordans-tektonik dokanak ilişkisine sahip birçok tektono-magmatik/stratigrafik birim yer almaktadır. İnceleme alanındaki birimler bölgedeki konumları ve komşu birimlerle olan dokanak ilişkileri gözetilerek otokton ve allokton olmak üzere iki başlık altında incelenmiştir. Otokton birimler alttan üste doğru; Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu, Midyat Formasyonu ve Lice Formasyonudur. Allokton birimler ise, Pütürge Metamorfitleri, Malatya Metamorfitleri, Kömürhan Ofiyoliti, Koçali Karmaşığı, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Maden Karmaşığı ve Çüngüş Formasyonudur. Bölgede yüzeyleyen allokton konumlu Maden Karmaşığı, Kömürhan Ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayaçları ile Pütürge Metamorfitlerini kesen damar kayaçlarının içeren magmatik kayaçlar çalışmanın ana konusunu oluşturmaktadır.

İnceleme alanında yüzeyleyen ofiyolitlerin gerek petrografik ve jeokimyasal özellikleri, gerekse Elazığ Magmatitleri'ne ait intrüzif kayaçlar tarafından kesilmiş olması sebebiyle bu topluluğun Kömürhan Ofiyoliti ile benzer özellikler gösterdiği ve kuzeyden itibaren sıkışma rejimiyle taşınarak bugünkü konumlarına geldikleri düşünülmektedir. Üst Kretase yaşlı Kömürhan Ofiyoliti inceleme alanında, tektonitlere karşılık gelen, serpantin, harzburjit ve dünit ile mafik kümülatlar (bantlı gabro), izotrop gabrolar (olivinli gabro, klinopiroksenli gabro, diyorit,) ve tekil diyabaz dayklarından oluşmuştur. Jeokimyasal değerlendirmeler neticesinde ofiyolitik kayaçların toleyitik karakterli ve okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (supra-subduction) oluştukları belirlenmiştir.

Üst Kretase yaşlı Şifrin Grubu derinlik kayaçları içerisinde, asidikten bazike kadar değişen farklı kayaç türleri bulunmaktadır. Felsik plütonik kayaçlar içerisinde mafik mikrogranüler anklavlar bulunmaktadır. Pişkin (1978), bölgede yaptığı çalışmada, Şifrin intrüzif kayaçlarındaki lökokuvarsmonzonitlerden K-Ar yöntemiyle biyotitlerden 61,4 ve 62,3 milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Pişkin, 1972). Arazi gözlemleri ve jeokimyasal-jeokronolojik verilerin birlikte değerlendirilmesiyle, Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının, daha kuzeydeki yay magmatizması ile oluşmuş olan Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları belirlenmiştir.

En yaygın allohton birimlerden biri olan Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu bazalt (yastık lav), diyabaz ve andezitlerle temsil olunmaktadır. Birime ait diyabaz ve yastık lavlardan K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde 45, 44.8 ve 52.0 milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir. Jeokimyasal değerlendirmelerde, Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar; okyanusal kabukta gelişen dalma-batma ile ilişkiliyken, andezit-diyabaz örneklerinin daha sonraki süreçte kısmen kıtasal kabukta gelişen dalma-batma ile ilişkili kalkalkalen karakterli ve yay volkanizması ürünü oldukları belirlenmiştir.

Pütürge Metamofitlerini kesen asidik (tonalit) ve ortaç (andezit porfir- diyabaz) bileşimli kayaçlar ilk kez bu çalışmada belirlenmiş, Sarkız ve Baizge yöresine ait damar kayaçları şeklinde iki ayrı litolojik birim olarak değerlendirilmiştir. Birime ait diyabaz ve andezit porfir örneklerinden $36\pm5,8$ ve $48,1\pm5,5$ milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Pişkin, 1972). Sarkız yöresine ait damar kayaçları, Maden Karmaşığı'na ait örneklerle benzer özellikleri gösterdiğinden, bu kayaçların Maden Karmaşığı'nda olduğu gibi, olgunlaşmamış bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu düşünülmektedir. Baizge yöresi damar kayaçlarının da, Sarkız yöresi damar kayaçlarını oluşturan volkanizmanın ileriki safhasına karşılık geldiği ve bu kayaçların Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Çelikhhan-Sincik, Damar kayaçları, Şifrin Grubu, Kömürhan Ofiyoliti, Volkanik yay

SUMMARY

Petrology of Magmatic Rocks Between Çelikhan-Sincik (Adıyaman-Turkey)

There are a lot of tectono-magmatic/stratigraphic units between Çelikhan – Sincik (Adıyaman). These units have intrusively and discordantly-tectonically contact relations. The units located at this region, are represented by autochthonous and allochthonous units. The autochthonous units lower to upper are; Terbüzek Formation, Besni Formation, Germav Formation, Midyat Formation and Lice Formation. The allochthonous units are, Pütürge Metamorphics, Malatya Metamorphics, Kömürhan Ophiolites, Koçali Complex, Şifrin plutonic rocks, Maden Complex and Çüngüş Formation. Maden Complex, Kömürhan Ophiolites, Şifrin plutonic rocks and the vein rocks which cuts the Pütürge Metamorphics, consist of magmatic rocks, are the main subject of this study.

The ophiolites cutten by the intrusive rocks, belongs to the Elazığ Magmatics. Because of this, and the petrographic and geochemical characteristics it is thought that the ophiolites outcrops in the studied area, shows the similar properties with Kömürhan Ophiolite and this rocks were placed by composition regime from the North. Serpentine, harzburgite and dunites with mafic cumulates (banded gabbros), isotrope gabbros (gabbros contains olivin and clinopyroxene, diorite) and isolated diabase dykes composed of the Upper Cretaceous Kömürhan Ophiolites. According to the geochemical analysis results, it defined that, the ophiolitic rocks have tholeitic characters and formed at the suprasubduction zone.

There are different types of rocks, from acidic to basic in the Upper Cretaceous Şifrin plutonic rocks. Mafic microgranular enclaves founded in the felsic plutonic rocks. 61,4 and 62,3 million yearly results taken by K-Ar measurements, made on biotites of leucoquartzmonzonites (Şifrin intrusive rocks) in Pişkin(1978)'s study in this region. According to land observations and geochemical-geochronological datas it is defined that Şifrin plutonic rocks, shows the similar properties with Elazığ Magmatics and this rocks were placed allochthonously by composition regime.

Karadere Formation (Maden Complex) represented with basalt (pillow lavas) and andesite-diabase. 45, 44.8 and 52.0 million yearly results taken by K-Ar measurements, made on the diabase and andesite samples of this unit. In geochemical studies, it is defined

that, the pillow lavas are related with supra-subduction formed on oceanic crust and andesite and diabase samples are related with supra-subduction which formed on continental crust partly after this process. Also it is defined that the andesite and diabase samples are calcalkalen and products of arc volcanism

Intermediate and acidic rocks, cutt of Pütürge Metamorphics, first time defined in this study. And they appreciated as two different lithological units, Sarkız and Baizge vein rocks. $36\pm5,8$ ve $48,1\pm5,5$ million yearly results taken from the diabase and andesite porphyr samples of this unit. Because of the Sarkız vein rocks shows the similar geochemical, petrographic, petrological and geochronological properties with Karadere Formation (Maden Complex), this rocks were produced during immature island arc volcanism probably as Maden Complex. Baizge vein rocks were produced during the further phases of the volcanism which formed the Sarkız vein rocks. Therefore, it is thought that the Baizge vein rocks were a product of an ensimatic immature island arc volcanism developed on the partly oceanic, also continental crust of the Middle Eocene Maden Marginal Basin located probably to the North of the Pütürge Massif.

Anahtar Kelimeler: Çelikhhan-Sincik, Vein rocks, Şifrin Group, Kömürhan Ophiolite, Volcanic arc

ŞEKİLLER LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası	3
Şekil 1.2. İnceleme alanı ve yakın çevresini gösteren uydu görüntüsü (Google Earth, 2009)	4
Şekil 3.1. İnceleme alanı ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası.....	13
Şekil 3.2. İnceleme alanı ve çevresinde yer alan birimlerin genelleştirilmiş jeoloji kesiti	14
Şekil 3.3. İnceleme alanında yer alan birimlerin tektono-stratigrafik kesiti (ölçeksizdir)	16
Şekil 3.4. İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası.....	17
Şekil 3.5. Koçali Karmaşığı, Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu ilişkisi	18
Şekil 3.6. Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu arasındaki ilişki	21
Şekil 3.7. Lice Formasyonu- Midyat Formasyonu ilişkisi	22
Şekil 3.8. Midyat Formasyonu'na ait çörtlü kireçtaşının yakından görünüşü	23
Şekil 3.9. Lice Formasyonu, Midyat Formasyonu ilişkisi	24
Şekil 3.10. Lice Formasyonu'na ait kumtaşları	25
Şekil 3.11. Pütürge Metamorfikleri ile Maden Karmaşığı arasındaki tektonik ilişki....	26
Şekil 3.12. Pütürge Metamorfiklerine ait serizit şistler ve kuvarsitler	28
Şekil 3.13. Maden Karmaşığı altında, Pütürge Metamorfikleri üzerinde tektonik klip şeklinde bulunan Kömürhan Ofiyolitine ait diyoritler	30
Şekil 3.14. Maden Karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunan Malatya Metamorfikleri	31
Şekil 3.15. Maden Karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunan Malatya Metamorfikleri	31
Şekil 3.16. Maden Karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunan Malatya Metamorfikleri	32
Şekil 3.17. Koçali Karmaşığı ile Midyat Formasyonu ilişkisi	34
Şekil 3.18. Pütürge Metamorfiklerinin içerisinde tektonik dilim şeklinde yer alan Kömürhan ekayı	37
Şekil 3.19. Malatya Metamorfikleri altında tektonik dilim şeklinde gözlenen Kömürhan Ofiyoliti.....	

Şekil 3.20. Malatya Metamorfitle, Kömürhan Ofiyoliti ve Maden Karmaşığı arasındaki tektonik ilişki	38
Şekil 3.21. Kömürhan Ofiyoliti'ne ait tektonitlerle kümülatların tektonik ilişkisi	40
Şekil 3.22. İzotrop gabrolar içerisinde gözlenen diyabaz daykı	40
Şekil 3.23. Kömürhan Ofiyolitleri içerisinde gözlenen mermer blokları	41
Şekil 3.24. Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının genel görünümü	44
Şekil 3.25. Maden Karmaşığı altında izlenen Şifrin Grubu derinlik kayaçları'na ait granitler	45
Şekil 3.26. Şifrin Grubu derinlik kayaçları'na ait bazı kayaçları kesen asidik kayaçlar.....	46
Şekil 3.27. Şifrin Gubu derinlik kayaçları içerisinde, diyoritleri kesen granitler ve granitler içerisindeki diyorit anklavları.....	47
Şekil 3.28. Maden Karmaşığı ile Çüngüş Formasyonu'nun ilişkisi	53
Şekil 3.29. Pütürge Metamorfitle altında gözlenen Maden Karmaşığı	54
Şekil 3.30. Malatya Metamorfitle ile Karadere Formasyonu arasındaki ilişki	55
Şekil 3.31. Olistostromal Maden oluşumu'nun, Kömürhan Ofiyolitiyle olan tektonik ilişkisi	56
Şekil 3.32. Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar	57
Şekil 3.33. Bistikan Mahallesi güneydoğusunda yol yarması boyunca gözlenen Olistostromal Maden Karmaşığı'na ait ekay dilimleri	58
Şekil 3.34. Pütürge Metamorfitlelerine ait kalkışist ve kuvarsitleri kesen diyabaz daykı .	61
Şekil 3.35. Sarkız yöresi diyabaz daykları	62
Şekil 3.36. Gazitahara Tepe civarında Pütürge Metamorfitleleri'ni kesen dayklar	62
Şekil 3.37. Pütürge Metamorfitlelerini kesen diyabaz daykının yakından görünümü	63
Şekil 3.38. Pütürge Metamorfitlelerini kesen andezit porfirlerin yakından görünümü ...	64
Şekil 3.39. Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit bileşimli kayaçlar.....	65
Şekil 3.40. Çüngüş Formasyonunun genel görünümü	67
Şekil 3.41. Maden Karmaşığı altında gözlenen Çüngüş Formasyonu	68
Şekil 3.42. Çüngüş Formasyonu içerisinde gözlenen ekaylanmalar, Ormanbaşı Tepe mevkii	68
Şekil 3.43. Çüngüş Formasyonu içerisinde gözlenen küçük çaplı kıvrımlanmalar, Ormanbaşı Tepe mevkii	69
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin,1966).	70

Şekil 4.2. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)	71
Şekil 4.3. İnceleme alanında yer alan birimlerin ilişkileri	72
Şekil 4.4. Doğu Anadolu Fayı, Maden Karmaşığı ve Şifrin Grubu Derinlik kayaçlarının karşı karşıya gelmesi, Doğu Anadolu Fayı (DAF)	73
Şekil 4.5. Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca gelişmiş milonitik zon	74
Şekil 4.6. Lice Formasyonu ile Koçali Karmaşığı arasındaki doğrultu atımlı fay	74
Şekil 4.7. Lice Formasyonu ile Midyat Formasyonu arasındaki sağ yanal atımlı (oblik) fay, fay aynası, kayma yüzeyi görüntüsü	75
Şekil 4.8. Fay aynası, kayma yüzeyi ve çentiklerin yakından görünümü	75
Şekil 4.9. Kömürhan Ofiyoliti içerisinde gelişmiş mikrofaylar, Bistikan kuzeyi.....	76
Şekil 4.10. Bulam fayı	76
Şekil 5.1. İzotrop gabbro-serpantinit arasındaki tektonik ilişki, Bistikan Mahallesi kuzeydoğusu	78
Şekil 5.2. Pütürge Metamorfitleri altında görülen Kömürhan Ofiyoliti'ne ait Serpantinitler	79
Şekil 5.3. Ağsı doku gösteren serpantinitler içerisinde gözlenen kalıntı olivin mineralleri, demiroksit oluşumları, Olivin (ol) (ÇNx 32)	80
Şekil 5.4. Ağsı doku gösteren serpantinitler içerisinde gözlenen kalıntı olivin mineralleri, demiroksit oluşumları, Olivin (ol) (TNx 32).	80
Şekil 5.5. Alterasyonun fazla olduğu serpantinitlerde gözlenen yoğun karbonatlaşma, kalsit (cc) (ÇNx32).	81
Şekil 5.6. Harzburgitlerden bir görünüm, Kalikan'ın 1 km doğusu	81
Şekil 5.7. Tektonizmadan etkilenmiş harzburgitlerde parçalanmış küçük taneler halinde bulunan olivin kristalleri, olivin (ol) (ÇNx32).....	82
Şekil 5.8. Harzburgitler içerisindeki serpantinleşmiş olivin kristalleri (ÇNx32).....	83
Şekil 5.9. Harzburgitler içerisindeki ortopiroksen ve olivin mineralleri, olivin (ol), ortopiroksen (opx) (ÇNx32)	83
Şekil 5.10. Dünitlerde gözlenen kalıntı olivin mineralleri, olivin (ol) (ÇNx32)	84
Şekil 5.11. Kömürhan Ofiyolitleri içerisindeki tektonitlerle mafik kümülatlar arasındaki tektonik ilişki	85
Şekil 5.12. Malatya Metamorfitleri altındaki Kömürhan ofiyolit dilimi içerisinde gözlenen bantlı gabrolar	86
Şekil 5.13. Bantlanmanın olduğu kısımlarda gözlenen ince ve iri taneli kısımların çift nikoldeki görünümü (ÇNx32)	86

Şekil 5.14. Klinopiroksenlerin kenar kısımlarda gözlenen kloritleşmeler ve uralitleşmeler, klinopiroksen (kpx), klorit (chl) (TNx32)	87
Şekil 5.15. Malatya Metamorfitleri altında izlenen Kömürhan Ofiyolitine ait gabrolar(Bistikan Mahallesi kuzeyi, bakış kuzeybatıya)	88
Şekil 5.16. Gabrolar içerisindeki plajiyoklaslarda gözlenen albit ve albit+ karlsbad ikizlenmeleri, olivin (ol), klinopiroksen (cpx), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)..	89
Şekil 5.17. Plajiyoklasların alterasyonu sonucu gözlenen karbonatlaşma ve serizitleşmeler, plajiyoklas (plg), serizit (srz) (ÇNx32)	89
Şekil 5.18. Tamamen serpantinleşmiş özşekilsiz olivin kristalleri (ÇNx32)	90
Şekil 5.19. Olivinli gabrolar içerisindeki piroksenlerin kenarları boyunca gözlenen kloritleşmeler yer yer uralite dönüşümler, piroksen(px), klorit (chl) (TNx32)	90
Şekil 5.20. Plajiyoklaslarda izlenen piroksen kapantıları, piroksen (px), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	91
Şekil 5.21. Olivinli gabrolarda gözlenen adkümülat ve mezokümülat dokular, Olivin (ol), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	92
Şekil 5.22. Plajiyoklaslar içerisinde gözlenen piroksen kapantıları, piroksen (px), plajiyoklas(plg) (ÇNx32)	93
Şekil 5.23. Mikrodiyorit içerisindeki diyorit anklavı	94
Şekil 5.24. Diyoritleri kesen diyabaz daykı	94
Şekil 5.25. Opak mineral ve kendi kapantılarını içeren plajiyoklas kristali, plajiyoklas (plg), (ÇNx32).....	95
Şekil 5.26. Plajiyoklaslarda gözlenen bükülmeler, plajiyoklas (plg) (ÇNx32).....	96
Şekil 5.27. Amfiboller içerisinde gözlenen plajiyoklas kapantıları, amfibol (amf), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	96
Şekil 5.28. İzotrop gabroları kesen tekil diyabaz daykı	97
Şekil 5.29. Tektonitleri kesen yer yer rodenjitleşmiş tekil diyabaz daykları	98
Şekil 5.30. Amfibollerin kenarları boyunca gözlenen kloritleşmeler amfibol (amf), plajiyoklas (plg), klorit (chl) (TNx32)	99
Şekil 5.31. Kömürhan Ofiyolitini kesen intrüzif dayklar (tonalit daykları)	100
Şekil 5.32. Gabrolarda görülen kısmi ergime yapıları	100
Şekil 5.33. Plajiyoklaslarda gözlenen albit ikizlenmeleri (ÇNx32)	101
Şekil 5.34. Plajiyoklasların kenar kısımlarında gözlenen karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler, serizit (srz) (ÇNx32)	102
Şekil 5.35. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri, kuvars(Q)..	102

Şekil 5.36. Tonalitlerde gözlenen subhedral granüler doku (ÇN x 32)	103
Şekil 5.37. Şifrin Grubu derinlik kayaçları'na ait granitik ve diyoritik kayaçlar.....	104
Şekil 5.38. Plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşme ve karbonatlaşmalar, serizit (srz) (ÇNx32)	105
Şekil 5.39. Tek yönde mükemmel dilinim gösteren yarı özşekilli ve özşekilsiz amfibol kristalleri, amfibol (amf) (ÇNx32)	105
Şekil 5.40. Şifrin Grubu derinlik kayaçları'na ait diyoritler	106
Şekil 5.41. Açık ve koyu renkli diyoritler	107
Şekil 5.42. Diyoriti kesen siyenit damarı	107
Şekil 5.43. Diyoriti kesen siyenit damarının yakından görünüşü	108
Şekil 5.44. Hornblend kapantıları içeren plajiyoklas kristali, plajiyoklas (plg), hornblend (hbl) (ÇNx32)	108
Şekil 5.45. Diyoritler içerisinde gözlenen özşekilli amfibol kristali, amfibol (amf) (TNx32)	109
Şekil 5.46. Diyoritler içerisinde gözlenen amfibollerin biyotite dönüşümü, biyotit (biy) (TNx32)	110
Şekil 5.47. Diyorit içerisindeki, karlsbad ikizi gösteren alkali feldispat kristali, alkali feldispat (K.f) (ÇNx32)	110
Şekil 5.48. Diyoritlerde gözlenen subhedral granüler doku (ÇNx32)	111
Şekil 5.49. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri, kuvars (Q) (ÇNx32)	112
Şekil 5.50. Kuvars diyoritlerde gözlenen biyotit kristalleri, biyotit (biy) (TNx32)	112
Şekil 5.51. Plajiyoklasların kenar kısımlarında gözlenen serizitleşmeler, serizit (srz) (ÇNx32)	113
Şekil 5.52. Özşekilli amfibol kristallerinde gözlenen mükemmel gelişmiş çift yönde dilinim, amfibol (amf) (TNx10)	114
Şekil 5.53. Granitler ve içerisinde gözlenen mafik anklavlar	115
Şekil 5.54. Granitler içerisinde gelişen küçük ölçekli faylanmalar (Şifrin Köyü güneybatısı)	116
Şekil 5.55. Alkali fedispat kristali içerisindeki kapantılar (ÇNx32)	116
Şekil 5.56. Granitlerde gözlenen subhedral granüler doku, amfibol (amf), zonlu plajiyoklas (plg), kuvars (Q) (ÇNx32)	117
Şekil 5.57. Alkali feldispat kristalinde gözlenen kapantılar (ÇNx32)	118
Şekil 5.58. Monzonitler içerisindeki özşekilli amfibol kristalleri, amfibol (amf) (ÇNx32)	118

Şekil 5.59. Büyük kuvars kristallerinde gözlenen kapantılar, kuvars (Q)(ÇNx32)	119
Şekil 5.60. Diyoriti kesen siyenit damarı	120
Şekil 5.61. Diyoriti kesen siyenit damarının mikroskoptaki görünümü (TNx32)	121
Şekil 5.62. Siyenit içerisinde yer alan diyorit anklavı.....	121
Şekil 5.63. Diyorit anklavı içeren siyenitin mikroskoptaki görünümü (TN x 32)	122
Şekil 5.64. Çift yönde dilinim gösteren özşekilli amfibol kristali, amfibol (amf) (TNx32)	122
Şekil 5.65. Siyenitler ve kuvars siyenitlerde gözlenen subhedral granüler doku (ÇNx32)	123
Şekil 5.66. Siyenitlerde gözlenen grafik doku (ÇNx32)	123
Şekil 5.67. Kapantı içeren büyük boy kuvars kristali, kuvars (Q) (ÇNx32)	125
Şekil 5.68. Granit bileşimli kayaçlar içerisinde gözlenen mafik anklavların yakından görünümü	126
Şekil 5.69. Granitik kayaç içerisindeki anklavın mikroskop görüntüsü (ÇNx32)	127
Şekil 5.70. Kuvars mikrodiorit bileşimli anklavlarda görülen küçük ve özşekilsiz kuvars kristalleri, kuvars (Q) (TNx32)	128
Şekil 5.71. Kuvars mikrodiorit bileşimli anklavlarda, biyotitlerde gözlenen oksitlenmeler, biyotit (biy) (TNx100)	128
Şekil 5.72. Karadere Formasyonu'nun, Malatya ve Pütürge Metamorfikleri ile ilişkisi	130
Şekil 5.73. Karadere Formasyonu'na ait andezitlerin genel görünümü	130
Şekil 5.74. Karadere Formasyonu'na ait andezit ve andezit porfirler	131
Şekil 5. 75. Arenalaşmış andezit porfirin yakından görünümü	131
Şekil 5.76. Plajiyoklaslarda gözlenen ikizlenmeler, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	132
Şekil 5.77. Plajiyoklaslarda karbonatlaşmalar ve kalsit dolguları, plajiyoklas (plg), kalsit (cc) (ÇNx32)	133
Şekil 5.78. Merkezi kısmı daha yoğun karbonatlaşmış zonlu plajiyoklas kristali, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	133
Şekil 5.79. Yarı özşekilli amfibol kapantısı içeren plajiyoklas fenokristali, plajiyoklas (plg), amfibol (amf) (ÇNx32)	134
Şekil 5.80. Dilinim ve kenarları boyunca kloritleşmiş amfiboller, klorit (chl) (TNx32)	134
Şekil 5.81. Hamur malzemesi içerisindeki piroksen mikrolitleri, piroksen (px) (ÇNx32)	135
Şekil 5.82. Andezitlerde gözlenen mikroporfirik doku, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	135
Şekil 5.83. Malatya Metamorfikleri ve Karadere Formasyonu ilişkisi	136

Şekil 5.84. Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar	137
Şekil 5.85. Fenokristal boyutunda ve uzun, prizmatik mikrolitler şeklindeki plajiyoklas kristallerinin oluşturduğu mikroporfirik ve mikrolitik doku, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	137
Şekil 5.86. Plajiyoklaslarda gözlenen zonlu yapı, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	138
Şekil 5.87. Kendi kapantısını içeren plajiyoklas fenokristalleri, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	138
Şekil 5.88. Bazaltlarda gözlenen intergranüler doku, piroksen (px), olivin (ol), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)	139
Şekil 5.89. Karadere Formasyonu'na ait diyabazlar	140
Şekil 5.90. Biyotitlerin merkezi kısımlarda gözlenen oksitlenmeler, biyotit (biy)(TNx32)	141
Şekil 5.91. Piroksenlerin amfibole dönüşümü ve yer yer de klorit oluşumları, piroksen (px), klorit (chl) (TNx32)	141
Şekil 5.92. Diyabazlarda gözlenen intergranüler doku (ÇNx32)	142
Şekil 5.93. Pütürge Metamorfikleri'ni kesen diyabaz daykısı	143
Şekil 5.94. Pütürge Metamorfikleri'ni kesen andezit porfir dayklarından yakın görünüm	143
Şekil 5.95. Pütürge Metamorfikleri'ni kesen diyabaz daykısı	144
Şekil 5.96. Pütürge Metamorfikleri'ni kesen andezitporfirler.....	145
Şekil 5.97. Pütürge Metamorfikleri'ni kesen andezitporfirlerin yakından görünümü ...	145
Şekil 5.98. Andezit porfirlerde gözlenen mikroporfirik doku, plajiyoklas (plg) (ÇN x 32)	146
Şekil 5.99. Pütürge Metamorfikleri'ne ait serizit şistleri kesen tonalit daykısı	147
Şekil 5.100. Yoğun alterasyona uğramış tonalit mikroskoptaki görünümü, serizit(srz), kuvars(Q), plajiyoklas(plg) (ÇN x 32)	148
Şekil 6.1. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğa ait örneklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları (Harker, 1909).	154
Şekil 6.2. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğa ait örneklerin Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları (Harker, 1909).	155
Şekil 6.3. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğun Winchester ve Floyd (1977)'un SiO ₂ -Zr/TiO ₂ *0.0001 diyagramındaki dağılımı.	156
Şekil 6.4. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Winchester ve Floyd (1977)'un Zr/TiO ₂ *0.0001-Nb/Y diyagramındaki dağılımı.	157

Şekil 6.5. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Irvine ve Baragar (1971)'ın $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramındaki dağılımı.	157
Şekil 6.6. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğun Peccerillo ve Taylor (1976) ın $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diyagramındaki konumu.	158
Şekil 6.7. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğun Pearce ve Cann (1973)'ın Ti-Zr-Y diyagramındaki dağılımı.	159
Şekil 6.8. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Shervais (1982) 'ın V-Ti diyagramındaki dağılımı.	160
Şekil 6.9. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğun Winchester ve Floyd (1977)'ın Ti/Y-Nb/Y diyagramındaki dağılımı.	161
Şekil 6.10. İnceleme alanındaki ofiyolitik kayaçların Pearce ve Cann (1973)'ın Ti-Zr-Sr değişim diyagramındaki dağılımı.	161
Şekil 6.11. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Pearce (1975)'ın Ti-Cr diyagramındaki dağılımı.	162
Şekil 6.12. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğun Beccaluva ve diğ. (1979)'nin Ni-Ti/Cr diyagramındaki dağılımı.	163
Şekil 6.13. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Pearce (1982)'ın Th/Yb-Ta/Yb diyagramındaki dağılımı.	163
Şekil 6.14. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğa ait örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).	164
Şekil 6.15. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğa ait örneklerin nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).	165
Şekil 6.16. İnceleme alanındaki plütonik kayaçlara ait örneklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları.	170
Şekil 6.17. İnceleme alanındaki plütonik kayaçlara ait örneklerin Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları	171
Şekil 6.18 İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Debon ve Le Fort (1983)'un Q-P diyagramındaki dağılımları.	172
Şekil 6.19. İnceleme alanındaki plütonik kayaçlara ait örneklerin Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$ diyagramındaki dağılımları.	173
Şekil 6.20. İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Debon ve Le Fort (1983)'un A-B diyagramındaki dağılımları	174
Şekil 6.21. a-b İnceleme alanındaki plütonik kayaçlara ait örneklerin Irvine ve Baragar (1971)'ın (a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ve (b) AFM ($\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$) diyagramlarındaki dağılımları	175
Şekil 6.22. İnceleme alanındaki plütonik kayaçlara ait örneklerin Peacock (1931)'un $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramındaki dağılımları	175

Şekil 6.23. a,b,c,d,e İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Pearce vd. (1984)'nin tektono-magmatik ayıraç diyagramlarındaki dağılımları ve Elazığ Magmatitleri'ne ait örneklerle birlikte değerlendirilmesi (Elazığ Magmatitlerine ait örnek analizleri, Rızaoğlu (2006)'dan alınmıştır).	178
Şekil 6.24. İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Kutsukake (1993)'in Zr-Y-Sr diyagramındaki dağılımı.	178
Şekil 6.25 İnceleme alanındaki Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının (taralı alanlar) (a)ORG ve (b)MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarının daki element dağılımı ve bunun ada yayı kalkalkalen bazaltı, üst kıta kabuğu ve alt kıta kabuğu ile karşılaştırılması.	179
Şekil 6.26. İnceleme alanındaki plütonik kayaçların (taralı alanlar) ORG'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında Şili ve Adamello granitik kayaları ile karşılaştırılması	180
Şekil 6.27. İnceleme alanındaki Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait NaAlSi ₃ O ₈ -KAlSi ₃ O ₈ -SiO ₂ sistemi için 500Kg/cm ² izobarik denklik diyagramı (Tuttle and Bowen, 1958)	184
Şekil 6.28. İnceleme alanındaki volkanik kayaçlara ait örneklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları (Harker, 1909).	191
Şekil 6.29. İnceleme alanındaki volkanik kayaçlara ait örneklerin Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları Harker (1909).	192
Şekil 6.30. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Winchester ve Floyd (1977)'un Zr/TiO ₂ *0.0001-Nb/Y diyagramında adlandırılması	193
Şekil 6.31. İnceleme alanındaki volkanik kayaçlara ait örneklerin Irvine ve Baragar (1971)'in (a) SiO ₂ – Na ₂ O+K ₂ O ve (b) AFM (FeO – Na ₂ O+K ₂ O-MgO) diyagramlarındaki dağılımları.	194
Şekil 6.32. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Peccerillo ve Taylor(1976)'in K ₂ O-SiO ₂ diyagramındaki konumu.	194
Şekil 6.33. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Meschade (1986)'nin Zr/4-Nb*2-Y üçgen diyagramındaki dağılımları.	196
Şekil 6.34. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Pearce ve Cann(1973)'in Ti-Zr-Y değişim diyagramındaki dağılımı	196
Şekil 6.35. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Pearce ve Cann(1973)'in Ti-Zr-Sr değişim diyagramındaki dağılımı.	197
Şekil 6.36. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Pearce (1983)'in Zr/Y-Zr diyagramında değerlendirilmesi.	198
Şekil 6.37. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Beccaluva ve diğ. (1979)'nin Ni-Ti/Cr diyagramındaki dağılımı.	198

Şekil 6.38. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Pearce (1982)'ın Cr-Y diyagramındaki dağılımı.	199
Şekil 6.39. İnceleme alanındaki volkanik topluluğa ait örneklerin NMORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).	200
Şekil 6.40. İnceleme alanındaki volkanik topluluğa ait nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough, 1989).	201
Şekil 6.41. İnceleme alanındaki damar kayaçlarının Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları.	206
Şekil 6.42. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları.	207
Şekil 6.43. İnceleme alanındaki Damar kayaçlarının Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2*0.0001$ diyagramındaki dağılımı.	208
Şekil 6.44. İnceleme alanındaki Damar kayaçlarının Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{Zr/TiO}_2*0.0001\text{-Nb/Y}$ diyagramındaki dağılımı.	209
Şekil 6.45. a-b İnceleme alanındaki damar kayaçlarına ait örneklerin Irvine ve Baragar (1971)'ın (a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ve (b) $\text{AFM} (\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO})$ diyagramlarındaki konumu.	209
Şekil 6.46. İnceleme alanındaki Damar kayaçlarının Peccerillo ve Taylor(1976)'ın $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ diyagramındaki konumu.	210
Şekil 6.47. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Meschade (1986)'nin Zr/4-Nb*2-Y üçgen diyagramında değerlendirilmesi.	211
Şekil 6.48. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Pearce ve Cann (1973)'ın Ti-Zr-Y değişim diyagramında değerlendirilmesi.	212
Şekil 6.49. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Pearce (1983)'ın Zr/Y-Zr diyagramındaki dağılımı.	212
Şekil 6.50. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçları ve volkanik topluluğa ait örneklerin Pearce (1982)'ın Th/Yb-Ta/Yb değişim diyagramında değerlendirilmesi.	213
Şekil 6.51. İnceleme alanındaki damar kayaçlarının Pearce (1982)'ın Cr-Ce/Sr diyagramında volkanik toplulukla birlikte değerlendirilmesi.....	214
Şekil 6.52. İnceleme alanındaki damar kayaçlarının Pearce ve Gale (1977)'in Zr/Y-Ti/Y ayırtaç diyagramında volkanik toplulukla birlikte değerlendirilmesi...	215
Şekil 6.53. İnceleme alanındaki Sarkız yöresine ait örneklerin volkanik topluluğa ait örneklerle N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında karşılaştırılması (Sun ve Mc Donough,1989).	216
Şekil 6.54. İnceleme alanındaki Sarkız yöresi örneklerine ait nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).	217

Şekil 6.55. İnceleme alanındaki Baizge yöresine ait damar kayaçlarına ait örneklerin (taralı alan) ORG'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında Şili ve Adamello granitik kayaları ile karşılaştırılması	218
Şekil 6.56. İnceleme alanındaki Baizge yöresine ait damar kayaçlarına ait örneklerin ORG ve MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarındaki dağılımları	219
Şekil 7.1. İnceleme alanında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin oluşumu ve yerleşmesi için uygun görülen jeodinamik evrim modeli.....	223

TABLÖLER LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
T ablo 6.1. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğa ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları.	151
Tablo 6.2. İnceleme alanındaki plütonik topluluğa ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları.	168
Tablo 6.3. İnceleme alanındaki plütonik topluluğa ait örneklerin normatif analiz sonuçları	183
Tablo 6.4. Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait örneklerdeki, kuvars, plajiyoklas ve alkali feldspatların normatif oranları.....	183
Tablo 6.5. İnceleme alanındaki volkanik topluluğa ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları.....	189
Tablo 6.6. İnceleme alanındaki damar kayaçlarına ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları	203

SEMBOLLER LİSTESİ

N-MORB	: Normal okyanus ortası sırtı bazaltı
MORB	: Okyanus ortası sırtı bazaltı
ORG	: Okyanus ortası sırtı graniti
NTE	: Nadir Toprak Element
LIL	: Large Ion Lithophile
LILE	: Large Ion Lithophile Elements
HFS	: High Field Strength
MME	: Mafik Mikrogranüler Anklav
SSZ	: Suprasubduction zonu

KISALTMALAR

ICP	: Inductively Coupled Plasma
MTA	: Maden Tetkik Arama
ACME	: Analytical Laboratories LTD.
TAS	: Toplam Alkali Silis
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
Fm.	: Formasyon
Krm.	: Karmaşık
Of.	: Ofiyolit
Mt.	: Metamorfite
Olis.	: Olistostromal
Olş.	: Oluşum
Şifrin Gr.Dr.K.	: Şifrin Grubu derinlik kayaları
Ol	: Olivin
Px	: Piroksen
cc	: Kalsit
opx	: Ortopyroksen
kpx	: Klinopyroksen
chl	: Klorit
Plg	: Plajiyoklas
srz	: Serizit
amf	: Amfibol
Q	: Kuvars
Hbl	: Hornblend
Biy	: Biyotit
K.f.	: Potasyum Feldispat
Gbr.	: Gabro
Diy.	: Diyorit
K.Siy.	: Kuvars Siyenit
K.M.S.	: Kuvars Monzosiyenit
Grd.	: Granodiyorit
Mon.	: Monzonit
Grn.	: Granit
Siy.	: Siyenit
An. Pr.	: Andezit Porfir
And.	: Andezit
Bz.	: Bazalt
Dyb.	: Diyabaz
Y.L.	: Yastık Lav
Ton.	: Tonalit

1. GİRİŞ

“Çelikhan - Sincik (Adıyaman) Arasındaki Magmatik Kayaçların Petrolojisi” konulu bu çalışma Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

İnceleme alanı, Adıyaman iline bağlı Çelikhan ile Sincik İlçeleri arasında yaklaşık 375 km² ‘lık bir alanda 1/25.000 ölçekli, Malatya L40-c₃, L40-c₄, L41-d₄ paftalarının tamamına yakını ile, Urfa M40-b₁, M40-b₂, paftalarının az bir bölümünü kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Çalışma alanı Güney Doğu Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı sınırında ve Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı içerisinde yer almaktadır. İnceleme alanı güneye itilmiş tektonik birimler ile ters faylar ve kıvrımlarla ayırtlanır. Tektonizmanın yoğun olmadığı şelf tipi çökellerin bulunduğu Önelme alanı güneyinde kalır.

İnceleme alanındaki en önemli yerleşim merkezleri Çelikhan ve Sincik İlçeleridir. Diğer yerleşim merkezleri ise Bozgedik, Uzuntaş Mahallesi, Hamuk Mahallesi, Avisipi Mahallesi, Değirmen Mahallesi, Aşağıçem Mahallesi, Şamlı Mahallesi, Köşeuşağı Mahallesi, Göv Mahallesi, Çat Mahallesi, Fati Mahallesi, Şifrin Köyü, İncirli Mahallesi, Recep Köy, Şahverdi Mahallesi, Bistikan Mahallesi, Şerefhan Köyü, Rutikan, Askeran Mezrası, Farhik Mezrası, Güzialut Mezrası, Görreş Mezrası, Karaköse Mahallesi, Narun Mezrası, Baizge Mezrası, Gürük Mezrası, Pınarbaşı Mahallesi, Gündoğan Mahallesi, Bağlıca Mahallesi, Narlı, Baklaya, Serince, Eskiköy, Yarpuzlu Beldesi, Kalikan, Fırat Mahallesi, Sarkız Mezrası ve Lagin Köyüdür.

İnceleme alanına ulaşım, Çelikhan-Sincik İlçeleri arasındaki stabilize yol ile, Adıyaman-Çelikhan karayolu üzerindeki Bulam köprüsünden doğuya ayrılan stabilize yol ve Elazığ-Malatya karayolunun Pütürge yol ayrımından Sincik’e giden dağ yolu ile de sağlanabilmektedir.

İnceleme alanı yüksek ve dağlık bir topoğrafya sunmaktadır. Bölgedeki önemli yükseltiler; Akdağ (2506 m), Beyaz Tepe (2498), Hışık Tepe (2415), Arıyusuşeyin Tepe (2275), Aran Tepe (2259), Çoppan Dağı (2180 m), Karataş Tepe (2100), Göv Tepe (2094), Çörtan Tepe (2046 m), Delevhaspı Tepe (2000), Meydan Tepe (1987), Kozikiarsale Tepe (1937), Milfayraşa Tepe (1894), Gölmast Tepe (1892), Burun Dağı

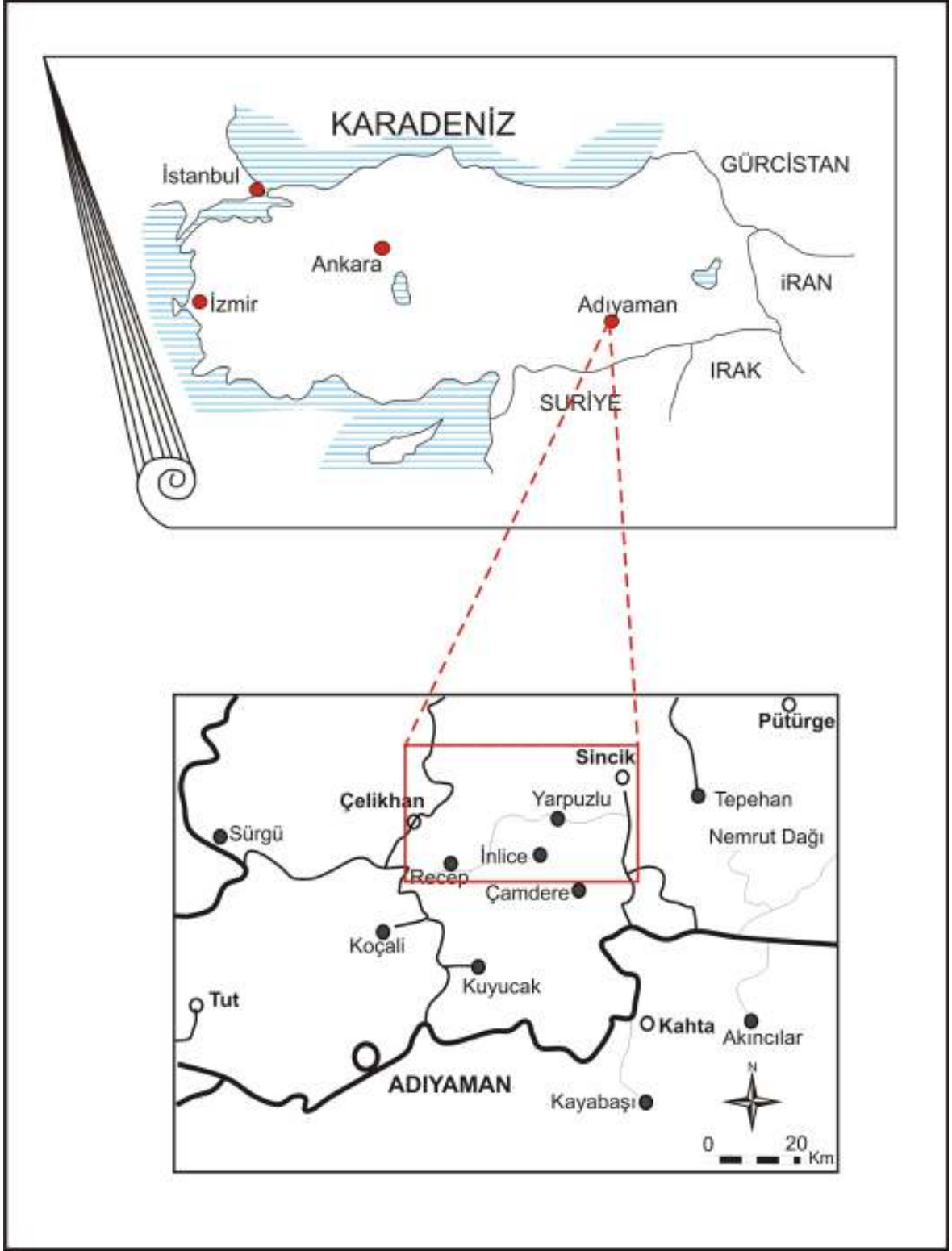
(1837), Gazireş Tepe (1815), Kral Tepe (1776), Bauk Tepe(1775), Şemker Tepe (1746), Müsk Tepe (1737), Burun Tepe (1707 m), Susuz Tepe (1680), Gerek Tepe (1673), Taht Tepe (1623), Zen Tepe (1621), Hisar Tepe (1574), Gürük Tepe (1479 m), Çakçak Tepe (1420 m), Gazitahara Tepe (1263 m) olup yaklaşık D-B ve KD-GB uzanımlıdır (Şekil 1.2.).

Önemli akarsular ise, Basiki Çayı, Abdülharap Çayı, Kara Çay, Sarkız Çayı, Recep Çayı, Birimşe Çayı, Bulam Çayı, ile Hopan Çayıdır. Bulam Çayı ile Hopan Çayı doruklara ve yapıya paralel uzanır. Hopan Çayı Sincik İlçesi yakınında güneye dönerek Recep Çayının doğudaki devamı olan Cendere Çayı ile birleşir.

Bölgenin iklimi, yıllık ortalama yağış ile ortalama maksimum sıcaklıklardan hesaplanan yağış etkinliği indisine göre değerlendirilmiştir. Buna göre iklim tipi, Doğu Anadolu Bölgesi'nde hüküm süren karasal iklimdir. Bölgede yazlar kısa sürerken kışlar soğuk ve yağışlı geçmektedir.

Doğal bitki örtüsü meşelik olup, Sınırlı alanlarda görülen bitki örtüsü genelde seyreklerdir. Akarsu boylarındaki sınırlı alüvyon sahalarında sulu tarım yapılır. Çelikhan İlçesi yakınlarında çoğunlukla tütün ve fasulye yetiştirilirken Sincik İlçesi çevresinde dar alanlarda buğday, arpa ve mısır ekilmektedir. Hayvancılık ilkel ve yetersizdir.

Doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın amacı, inceleme alanında yüzeyleyen magmatik kayaçların ayırtlanıp, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenip, stratigrafik ve tektonik özelliklerini sergileyerek yapısal evrimlerini incelemektir.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası



Şekil 1.2. İnceleme alanı ve yakın çevresini gösteren uydu görüntüsü (Google Earth, 2009).

1.1. Çalışmanın Amacı

İnceleme alanı ve çevresinde 1940'lerden günümüze kadar pek çok çalışma yapılmıştır. Bunlardan sadece Perinçek (1978) ve Yazgan (1987), inceleme alanını kapsayan çalışmalarında bölgenin genel jeolojisi, stratigrafisi ve tektoniğinden bahsederken, Pişkin (1972) ise inceleme alanındaki dar bir bölümde petrografik çalışma yapmış olup, bugüne kadar bölgenin petrografisi ve petrolojisi ile ilgili detaylı bir çalışma yapılmamıştır.

Çalışma alanının Güney Doğu Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı sınırında ve Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı içerisinde yer alması sebebiyle yüzeyleyen birimlerin de birbirleri ile olan ilişkileri genellikle tektoniktir. İnceleme alanındaki birimler bölgedeki konumları ve komşu birimlerle olan dokanak ilişkileri gözetilerek otokton ve allokton olmak üzere iki başlık altında incelenmiştir. Bölgede yüzeyleyen allokton konumlu Maden Karmaşığı, Kömürhan Ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayaçları ile Pütürge Metamorfitlelerini kesen damar kayaçlarının yer aldığı magmatik kayaçlar çalışmanın ana konusunu oluşturmaktadır.

Maden Karmaşığı, Türkiye'de varolan volkanik ve yarı derinlik kayaçları arasında şüphesiz üzerinde en çok araştırma ve yayın yapılan bir birim olarak dikkati çekmektedir. Bu kadar çok yayın ve araştırma olmasına karşın üzerinde en fazla tartışılan ve çalışanların ortak bir görüşü paylaşmadığı bu birimin o kadar da kolay açıklanabilir bir volkanizma olmadığı görüşünü ortaya koymuştur. Bu çalışmada özellikle Maden Karmaşığı adı altında incelenen volkanik ve yarı derinlik kayaçlarının petrografisi ve petrojenezi incelenerek, hangi jeotektonik ortamda oluştuğunun belirlenmesi; Şifrin yöresinde yüzeyleyen derinlik kayaçlarının kökeninin araştırılarak daha önceki araştırmacıların (Perinçek, 1978; Pişkin 1972) söylediği gibi Maden Karmaşığı'na mı, yoksa daha kuzeyde yüzeyleyen Elazığ Magmatitleri'ne mi, yoksa daha genç bir magmatizma ürünümü olduklarının ortaya çıkarılması ve ilk kez bu çalışmada belirlenen Pütürge Metamorfitlelerini kesen asidik-ortaç karakterli damar kayaçlarının kökeninin belirlenip tanımlanması amaçlanmıştır.

Yine daha önceki çalışmalarda (Perinçek, 1978) diyorit olarak adlandırılıp Maden Karmaşığı içerisinde haritalanan gabroik karakterli kayaçların hangi birime ait olduğunun belirlenip kökeninin araştırılması, bu çerçevede Doğu Torosların bu bölümünün jeotektoniğine ve dolayısıyla bölgenin jeotektonik evrimine katkı sağlanması amaçlanmıştır.

1.2. Materyal ve Metod

Çalışma; literatür araştırması, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

Literatür araştırması arazi çalışmalarından önce başlatılmış ve çalışmanın her aşamasında devam etmiştir. Bu çalışma kapsamında inceleme alanı ve yakın çevresinin jeolojisini, petrografisini ve petrolojisini konu alan rapor, makale, kitap, ulusal ve uluslararası pek çok yayın taranmıştır.

Arazi çalışmalarına, inceleme alanının 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritasının yapımla başlanmıştır. Ancak önceki çalışmalarda, inceleme alanının da içerisinde yer aldığı bölgenin 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış olduğundan, yeniden jeoloji haritası yapılmamış, sadece magmatik birimlerin içerisinde izlenecek farklılıklar ve yeni bulgular var olan harita üzerine işlenerek revize edilmeye çalışılmıştır. Bu işlem sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, GPS cihazı, jeolog çekici, lup ve benzeri araçlardan yararlanılmıştır. İnceleme alanında yüzlek veren tüm birimlerden gerekli görülen yerlerde ölçekli-ölçeksiz jeolojik kesitler çıkarılarak bölgenin stratigrafik konumu ortaya konulmuş ve çalışma alanında yüzeyleyen jeolojik birimlerin karakteristik özellikleri fotoğraflanmıştır. Yine arazi çalışmaları içerisinde petrografik inceleme ve jeokimyasal analiz amacı ile magmatik birimlerden 371 adet kayaç örneği alınmıştır.

Laboratuvar çalışmalarında, sistematik olarak alınan kayaç örneklerinden yaklaşık 260 adet ince kesit yapılarak polarizan mikroskopta incelenmiştir. Gerekli görülenlerden fotoğraflar çekilmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen Şifrin Grubu derinlik kayaçlarından 11 adet, Maden Karmaşığı'ndan 9 adet, Kömürhan Ofiyoliti'nden 13 adet ve damar kayaçlarından 8 adet olmak üzere toplam 41 magmatik kayaç örneğinin ana oksit ve nadir toprak element (NTE) içerikleri Kanada'daki ACME laboratuvarında ICP analizi yaptırılarak belirlenmiştir.

Tez çalışması, arazi ve büro çalışması şeklinde devam etmiş arazide elde edilen veriler ve ölçümler arazi mevsiminin sona ermesiyle birlikte büroda değerlendirilmiştir. Çalışma alanının jeoloji haritası ve stratigrafik kesitler tamamlanarak bilgisayar ortamına aktarılmış ve çizimi Corel Draw programında yapılmıştır. Diğer şekil ve fotoğraflar da yine bilgisayar ortamında hazırlanmıştır. Kimyasal analiz sonuçları da Newpet-Minpet programında değerlendirilerek diyagramlar çizilmiş ve gerekli yorumlar yapılarak rapora eklenmiştir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı ve yakın çevresinde 1940'lerden 2006'ya kadar, farklı amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır.

Kovenko (1943), Pütürge bölgesinde bulunan mineral yatakları ve bunların birlikte bulunduğu kayaçları tanımlamaktadır.

Tolun (1955), Besni, Adıyaman, Samsat bölgelerinin jeolojisini inceleyerek bu bölgenin paleocoğrafik bir sentezini yapmış, Doğu Torosların bu bölümü için önemli sayılabilecek gözlemlerini MTA raporları arasına katmıştır. Bu yazara göre denizaltı volkanik kayaçları Senoniyen'i kestiğinden Senoniyen'den daha gençtir. Serpantinitler ofiyolit biriminin temelini oluşturmaktadır. Magmasal aktivite Eosen başında son bulmakta, Orta ve Üst Eosen son volkanik aktiviteden sonra bütün bu orojenik formasyonları transgresif olarak örtmektedir.

de Righi ve Cortesini (1964), Güneydoğu Anadolu bölgesi kuzeyinde 3 jeoloji bölgesi ayırmışlardır. 1) Önülke Alanı, 2) Kenar Kıvrımları Kuşağı, 3) Toros Orojenez Kuşağı.

Altınlı (1966), Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesinde 1954 yılından başlamak üzere çeşitli zamanlarda sürdürdüğü çalışmalarını değişik raporlarla sunmuş ve 1966 yılında bunların bir özetini MTA dergisinde yayınlamıştır. Bu araştırmacıya göre; çökme projenik etkinlik, rejyonal ve dinamik metamorfizma, epirojenik hareketler hep tektoniğin denetiminde cereyan etmiştir. Kendisi Güneydoğu Anadolu'da 3 bölge ayırmıştır. 1) Eski masifler, 2) Ortotektonik bölge veya fliş bölgesi, 3) Paratektonik bölge veya kenar kıvrımları bölgesi.

Pişkin (1972), Sincik bucağı yakın güneydoğusundaki Kenar Kıvrımları ile Toros Orojenik Kuşağının sınırında çalışmıştır. Araştırmacıya göre bölgede yüzeyleyen Pütürge Metamorfitleri yeşilsist ve amfibolit fasiyesinde olup asit ve bazik intrüzyonlar tarafından kesilmiştir. Güney yönünde Tersiyer çökelleri üzerine bindirmiştir. Lütasiyen öncesi yaştaki asit ile asit-bazik bileşenli kayalar başlıca monzodiyoritle temsil edilmiştir. Ofiyolitte, gabro, diyabaz ve diyorit türleri vardır. Ultrabazik kayaçlar, harzburgit, piroksenit ve serpantinitten oluşmaktadır. Kretase ve Alt Eosen olmak üzere iki kez denizaltı volkanizması olası görülmüştür.

Yazgan (1972), Pütürge Metamorfitleri üzerinde gelişen Maden Karmaşığı'nın petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi konulu çalışmayı yapmıştır. Bu

çalışmada araştırmacı, karmaşığı oluşturan magma bileşiminin orojenik kuşaklarda izlenen magmatik kayaçların pasifik kalsik özelliklerini taşıdıklarını belirtmiştir. Yine aynı çalışmasında, Pütürge Metamorfik Masifi ile bunun üzerindeki Maden Volkano-sedimanter Karmaşığının petrografik ve jeokimyasal özelliklerini inceleyerek Pütürge Metamorfik masifinin yeşilşist ve amfibolit fasiyeslerinde metamorfizmaya uğrayan allokton bir birim olduğunu belirtmiştir.

Sungurlu (1974), Gölbaşından Ergani'ye uzanan alanı çalışmıştır. Binik yapılı kenar kıvrımları kuşağında yaygın bulunan allokton öjeosenklin birimleri Koçali birimi ve Karadut birimi olarak haritalayarak adlandırmıştır. Araştırmacıya göre, kuzeyde Triyas başında açılan öjeosenklinde birikmiş Jura ve Kretase yaşlı bu birimler, çekim tektoniği ile bugünkü yerleşim yeri olan Kastel çukuruna yerleşmişlerdir. Bu allokton birimler altında hazne kaya özellikli otokton Mardin Grubu karbonatları bulunur. Kambriyen sonundan başlayarak Güneydoğu Anadolu orta alanındaki yükselim, Kretase'ye dek varlığını sürdürmüştür. Miyosende gelişmiş Lice iç çukurunu kapatan orojenik faz doğuya doğru gençleşmektedir.

Yalçın (1976), Narince-Gerger (Adıyaman) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması konulu doktora tezi kapsamında, Arap platformu çökellerinin detaylı stratigrafik kesitlerini ve Kastel Çanağına çekim kaymalarıyla yerleşen Koçali Ofiyolitleri ve Karadut Flişinin özelliklerini tanımlayarak bu birimlerin daha iyi tanınmasına katkıda bulunmuştur.

Perinçek (1978), Çelikhan- Sincik- Koçali alanlarının jeolojisi konulu tezinde Yalçın'ın daha doğuda incelediği birimlerin devamını kendi çalışma alanı içerisinde inceleyerek bu bölgenin karmaşık tektoniği içerisinde sağlıklı sonuçların elde edilmesini sağlayarak, bölge genel jeolojisinin anlaşılmasına ışık tutmuştur.

Yazgan (1981), **Erdoğan (1977, 1982)**, Maden Karmaşığı'nın Pütürge Metamorfitleri üzerine gelmesi nedeniyle, kıta üzerine bindirmiş Guleman Ofiyoliti üzerinde gelişen kıta kenarı ürünü olarak yorumlamıştır. Yazgan (1981), Elazığ- Malatya dolayındaki çalışmasında birimi, Maden otokton çökelleri, Olistrostomal Maden Oluşumu ve Volkanik Maden Oluşumu olmak üzere üç üyeye ayırmıştır. Başlıca; volkanik tuf, lapillitaşı, aglomera, alüminyumca zengin bazaltlar, K'ca fakir toleyitler, dasit, mikrogranit, siyenit, diyabaz, mikrogabro gibi kayaç topluluğundan oluştuğunu belirtmektedir. Yine aynı çalışmasında, Karadere Formasyonu'nun volkanik tuf, lapilli, aglomera, alüminyumlu bazalt, potasyumca zengin toleyitler, islandit, mikrogranit, dasit,

siyenit, mikrogabro, diyabaz, volkanik ve yarı derinlik kayaçlarından oluştuğunu belirtmiştir. Epidotla birlikte bulunan prehnit-pumpellyit minerallerinin, sokulum derinlikleri fazla olmayan kayaçlarda ve özellikle denizaltı lav akıntılarında oldukça düzensiz bir şekilde, ince çatlaklarda, amigdaler doku şeklinde ve volkanik kayaçların hamurunda görüldüğünü belirtmiştir.

Bingöl (1982, 1986, 1988, 1993a ve 1993b), bölgedeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özelliklerini inceleyerek bölgenin jeotektonik evrimini açıklamaya çalışmıştır. Bu çalışmalarda Bitlis-Pütürge Masifi ile Keban-Malatya Metamorfikleri'nin Üst Triyas'tan itibaren birbirinden uzaklaştıkları ve Üst Kretase'den itibaren güneye doğru itildikleri ortaya konmuştur.

Şengör ve Yılmaz (1983), Bitlis-Pütürge masifi üzerindeki Maden Kenar denizleri topluluğu olarak tanımladıkları ortamda çökeldiğini belirttikleri birime, Ergani Karmaşığı adını vermişlerdir.

Yazgan (1983), Pütürge Metamorfik masifine ait kayaçlar üzerinde K/Ar yöntemiyle elde ettiği radyometrik yaş bulgularında, masifin en son olarak Üst Kretase'de özellikle Kampaniyen'de 500 °C-550 °C'ye varan sıcaklıklarda metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir.

Perinçek ve diğ. (1984)'nin yaptıkları çalışmada Berit Dağı bölgesinde istifin en alt birimini oluşturan Pütürge Metamorfikleri'nden inceleme alanı içerisinde yer alan mikaşist, mermer, kuvarsit, amfibolit ve killi şist olarak tanımladıkları birimler için Paleozoik-Mesozoik yaş aralığını vermişlerdir.

Hempton (1984, 1985), Maden Karmaşığı adını aynen kabul edip, tabandan tavana doğru; taban konglomerası, masif kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, kırmızı çamurtaşı, bazaltik-andezitik volkanitler ve volkanoklastitler olmak üzere yedi litofasiyeye ayırarak incelemiştir. Orta Eosen'deki ada yayının bir bölümü üzerindeki bazaltik-andezitik bir volkanizmanın etkin olduğu kenar havza çökelleri olduğunu söylemiştir.

Özçelik (1985), Malatya Güneydoğusu'nda, Poluşağı civarında Maden Karmaşığı'nın jeokimyasal özellikleri üzerinde incelemeler yapmış ve Maden volkanik kayaçlarının daha önce **Erdoğan(1977, 1982)** tarafından yorumlandığı gibi ensimatik bir yay yakını havzada oluştuğunu kabul etmiştir.

Yazgan (1985), "Güneydoğu Türkiye, Hazar Gölü çevresindeki Bitlis Kenet Kuşağı'nın yapısı ve deformasyon tarihçesi" isimli çalışmasında, Pütürge Metamorfik kayaçlarını da incelemiştir. Araştırmacı, birimin 2730 m. kalınlıkta olduğunu ve %5

rekristalize kireçtaşı, % 15 metakuvarsit ile %80 metapelitten oluştuğunu belirtmiş, bunların kıta kenarı sedimanter istiflerinin yeşilist fasiyesinde metamorfizmasıyla oluştuklarını ve dört deformasyon evresi geçirdiklerini tespit etmiştir. İri taneli mikaşistlerde uyguladığı K/Ar yaş tayini yöntemi sonucunda 71.2 ± 3.6 milyon yıl yaşını bulmuştur.

Yazgan ve diğ. (1987a), yaptıkları çalışmada, Arap platformu ile Munzur dağları arasında yer alan Pütürge Bindirme Kuşağı, Pütürge Metamorfik Masifi, Maden Karmaşığı, İspendere ve Kömürhan Ofiyolitleri ile Baskil Magmatitleri'ni inceleyerek bölgenin paleotektonik evriminin ana hatlarını yorumlamışlardır. "Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi" isimli çalışmada Yazgan ve diğ., (1987), Pütürge Metamorfik masifini, temel kayaçları ve makaslama zonu ile bunların üzerine gelen mikaşist, kalkışist-mermer birimi ile özellikle üstteki mikaşistleri kesen granitik intrüzyon birimlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Bingöl (1988), Maden Karmaşığı'na ait volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin, bu kayaçların bir aktif kıta kenarı ürünü olduğunu ifade etmiştir.

Yılmaz ve diğ. (1992), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda yer alan metamorfik masiflerin gerçekte aynı tektonik birime ve stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını ve Paleozoyik özelliklerini inceleyerek bölgenin jeotektonik evrimini açıklamaya çalışmışlardır. Bu çalışmada Bitlis-Pütürge Metamorfik masiflerinin stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını ve Paleozoyik'ten Üst Kretase'ye kadar içerdikleri tüm kayaçların, Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış bir kıta kenarından türediklerini belirtmektedir.

Yiğitbaş ve diğ. (1992), "Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda, Eosen Nap Yerleşmesi" isimli bir çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda, Arap Platformu üzerine ofiyolit yerleşmesine bağlı olarak bugüne kadar bilinen iki ana tektonik deformasyon fazının bulunduğunu, bunların sırası ile Geç Kretase ve Miyosen döneminde etkin olduğunu belirtmektedirler.

Yiğitbaş ve diğ. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olmak üzere üç ana bölüme ayırmışlardır. Araştırmacılar, gerçek anlamdaki Maden Karmaşığı'nın Nap Alanı içerisinde ve Şaryaj dilimleri altında bulunduğunu belirtmektedirler.

Parlak ve ark (2002), İnceleme alanının güneybatısında Doğanşehir (Malatya) bölgesinde Yüksekova ofiyolitine ait metamorfik dilime ait kayaçlar üzerinde yapmış

oldukları çalışmalarında ofiyolit tabanındaki metamorfiklerin çok fazla deformasyon ve kıvrımlanma geçirdikleri ve granulit fasiyesinden epidot amfibolit fasiyesine değişim gösteren ters bir metamorfik zonlanma gösterdiklerini belirtmişlerdir. Çalışmacılar ayrıca amfibolit fasiyesindeki amfibollerden elde ettikleri 90 ± 7 my yaşın metamorfiklerin Geç Kretase’de Neotetis’in güney kolunun kapanması sırasında okyanus içi dalma batmayla oluştuklarını gösterdiğini ifade etmişlerdir.

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

Parlak (2006), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde yer alan granitoidlerin jeodinamik önemi üzerine Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) bölgesinde yüzeyleyen granitoidlerden elde ettiği verileri sunduğu çalışmada bölgede yüzeyleyen granitoidlerin, nadir toprak elementleri ve Okyanus Sırtı Granitoyitleri (ORG)’ne göre normalize edilmiş multi element patternlerin yanı sıra tektonomagmatik sınıflandırma diyagramları ve biyotit jeokimyasının volkanik yay granitoidleri (VAG)’nin karakteristik özelliklerini sunduğunu belirtmiştir. Granitoidlerin 85.76 ± 3.17 ile 77.49 ± 1.91 arasında değişen K-Ar yaşına sahip olduğunu belirten yazar Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin okyanus içi dalma batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluştuğunu, ofiyolitlerle ilgili metamorfik kayaçların da okyanus içi dalma batmanın başlangıcında veya sonraki bindirmelerle oluştuğunu ifade etmiştir. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan granitoidlerin ise Malatya-Keban platformunun ofiyolitler ve onlarla ilişkili metamorfik kayaçların üzerine bindirmesini müteakiben sokulum yaptığını belirtmiştir.

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

volkanik adayı tip i granitoid olduğunu ifade eden alışmacılar; Bilaser tepe magmatitlerinin ise granit, granodiyoritporfir, granitporfir ve dasitporfir fazlarından meydana gelen çarpışma sonrası granitoidler (Post-COLG) olduklarını belirtmişlerdir.

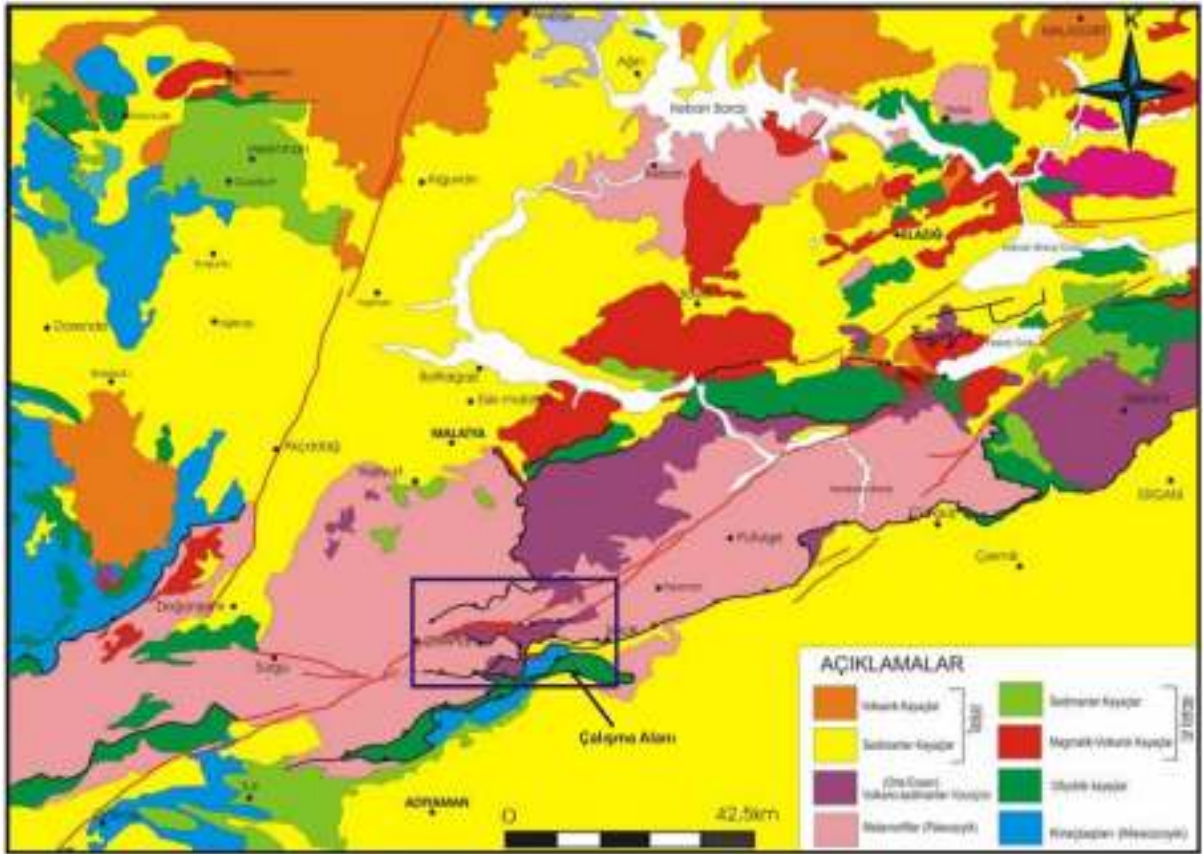
Rızaoğlu (2006), İnceleme alanının kuzeyinde yaptığı doktora tezinde Doğu Toroslarda ofiyolitik birimlerin Geç Kretase’de kuzeyde Malatya-Keban ve güneyde Arap platformları arasında okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde olduğuğunu belirtmiş, ensimatik adayı biriminin ise oluşan okyanusal kabuğun üzerinde daha olgun bir dönemde geliştiğini söylemiştir. Tüm bu birimlerin Malatya-Keban platformunun tabanına yerleşerek Doğu Toros aktif kıta kenarını meydana getirdiklerini ve bu tektonik ortamda Baskil granitoidi tarafından kesildiklerini söylemiştir.

3. STRATİGRAFİ

Bu bölümde birimler, bölgedeki konumları ve komşu birimlerle olan ilişkileri gözetilerek otokton ve allokton olmak üzere iki başlık altında incelenmiştir.

Otokton birimler alttan üste doğru; Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu, Midyat Formasyonu ve Lice Formasyonudur (Şekil 3.1).

Allokton birimler ise, Pütürge Metamorfitleri, Malatya Metamorfitleri, Kömürhan Ofiyoliti, Koçali Karmaşığı, Şifrin Grubu derinlik kayaları, Maden Karmaşığı ve Çüngüş Formasyonudur (Şekil 3.1).

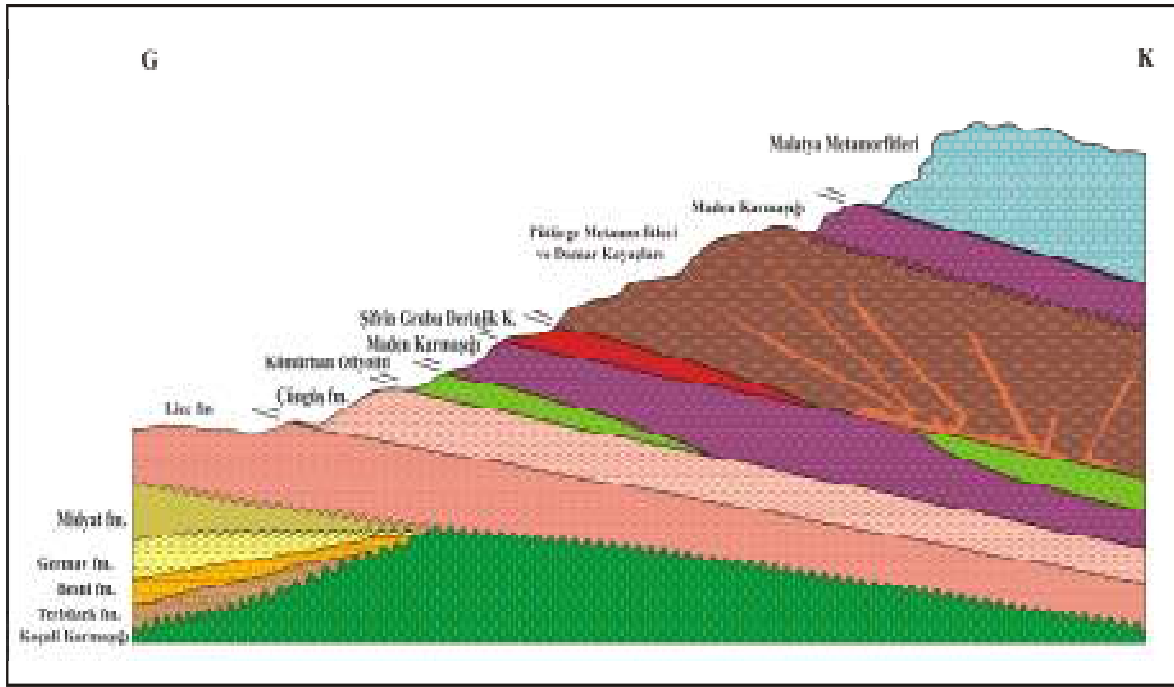


Şekil 3.1. İnceleme alanı ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası (1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Erzurum-Sivas-Hatay paftasından sadeleştirilerek alınmıştır, MTA 2002).

Otokton birimler, inceleme alanında Terbüzek Formasyonu ile başlar. Terbüzek Formasyonu, başlıca şeyl ve kumtaşı katkılı çakıltaşlarından oluşmuş ve Koçali Karmaşığının üzerine uyumsuzlukla gelmiştir. Üzerinde yer alan Besni Formasyonu ile uyumlu olup, Besni Formasyonu'nun taban çakıltaşı gibidir. Besni Formasyonu kireçtaşı

litolojisindedir ve kumtaşı-marn-şeyl ardalanmasıyla temsil olunan Germav Formasyonu ile dereceli geçişlidir. Bunların üzerine de esas olarak kireçtaşlarından oluşmuş Midyat Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Şeyl-marn-kumtaşı ardalanmasından oluşan Lice Formasyonu, altındaki Midyat Formasyonu ile uyumsuzdur (Şekil 3.2, 3.3, 3.4).

Allokton birimler ise yerleşme mekanizmasına göre 2 ayrı grupta toplanmıştır. Birinci grupta: Üst Kampaniyen –Alt Maastrichtiyen’de çekim kaymasıyla Kastel çanağına yerleşen Koçali Karmaşığı, ikinci grupta: Çüngüş Formasyonu, Maden Karmaşığı, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Kömürhan Ofiyoliti, Pütürge Metamorfiti, Malatya Metamorfiti bindirmeli olarak otokton birimler üzerinde bulunurlar. Birimler birbirleriyle tektonik dokanaklı olduğundan aralarındaki ilksel ilişki gözlenmemektedir (Şekil 3.2,3.3, 3.4).



Şekil 3.2. İnceleme alanı ve çevresinde yer alan birimlerin genelleştirilmiş jeoloji kesiti (Perinçek, 1978’den değiştirilerek hazırlanmıştır).

Çalışma konusunu oluşturan Maden Karmaşığı, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Kömürhan Ofiyoliti ve Pütürge Metamorfiti ile onu kesen damar kayaçları allokton konumludur. Ofiyolitik karmaşıktan oluşmuş Koçali Karmaşığı da allokton kökenli olup, inceleme alanının hemen güneyinde yer almakta ve çalışma kapsamı dışındadır.

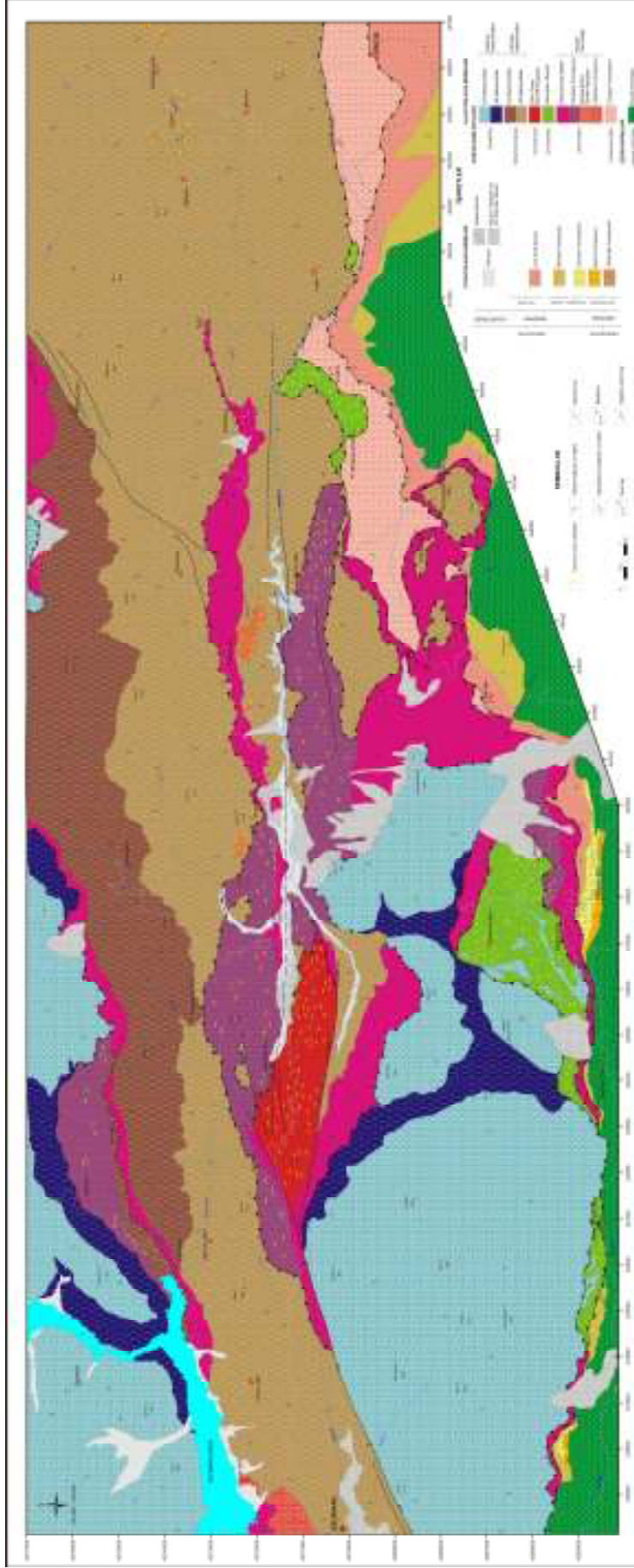
Maden Karmaşığı ilksel ilişkilerini kaybetmiş olup düzensiz litoloji toplulukları sunar. İçerisinde yer alan farklı kaya kütleleri ayrı haritalanmıştır. Karadere Formasyonu,

ayırtlanamamış Olistrostromal Maden Karmaşığı ve Çelikhan Formasyonu bunların başlıcalarıdır. Perinçek (1978) 'in “Çelikhan-Sincik-Koçali” bölgesinde yaptığı çalışmasında; Şifrin Grubu derinlik kayaçlarını, Maden Karmaşığı içerisinde haritalamış ve monzonit olarak tanımlamıştır. İlk kez bu çalışma ile, gerek petrografik ve jeokimyasal gerekse jeokronolojik olarak Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikler gösteren monzonit karakterli bu kayaçlar, Şifrin Grubu derinlik kayaçları şeklinde adlandırılmıştır.

Pütürge Metamorfitlelerini kesen asidik ve ortaç karakterli damar kayaçları da ilk kez bu çalışmada belirlenmiş ve ayrı başlık altında anlatılmıştır.

Yaş	Birimler	Litoloji	Tanımlama
Paleozoyik -Mesozoyik	Malatya Metamorfikleri		Üst metamorfikler (kireçtaşı, mermer, kalkışist, fillit, klorit şist, pelitik şist) Alt metamorfikler (mikaşist, mermer, kuvarslı muskovit şist, fillit)
	Sarımsız-Baizge Damar K. Pütürge Metamorfikleri		Damar kayalar (diyabaz-tonalit) Üst metamorfikler (metapelit, mikaşist, kuvars mikaşist, amfibolit) Alt metamorfikler (mikaşist, kalkışist, mermer, metabazit, metapelit)
Üst Kretase	Şifrin Grubu Derinlik Kayaç.		Monzonit, gabro, diyorit, tonalit, siyenit, granit, granodiyorit, monzodiyorit
Orta Eosen	Maden Karm. Çelikhan F. Olistromal Maden Olş. Karadere F.		Kireçtaşı
			Kireçtaşı, spilit, diyabaz, marn, çamurtaşı, şeyl, çakıltası, miltaşı
			Bazalt, spilit, andezit, diyabaz
Üst Kretase	Elazığ Mgm. Kömürhan Ofiyoliti		İntrüzif kayalar (tonalit-kuvars diyorit) İzotrop gabrolar (gastro-diyorit-m.blok) Mafik kümalatlar (bantlı gastro) Tektonitler (serpantinit, harzburjit, dünit) ve tekil diyabaz daykları
Alt Miyosen	Çüngüş Frm.		Kömürhan Ofiyoliti ve Maden Karmaşı-ğına ait olistolitler içeren kumtaşı, şeyl, marn ardaşımı
Alt Miyosen	Lice Frm.		Kumtaşı, şeyl, marn ardaşımı
Eosen	Midyat Frm.		Nummulitli kireçtaşı
Paleo- -sen	Germav Frm.		Kumtaşı, şeyl, marn
	Besni Frm.		Mikritik kireçtaşı
Üst Kretase	Terbüzek Frm.		Çakıltası, kumtaşı
	Kale Frm.		Serpantinit, diyabaz, gastro
	Konak Frm.		Kireçtaşı, radyolarit, kumtaşı, bazalt
	Tarasa Frm.		Bazalt, diyabaz, spilit

Şekil 3.3. İnceleme alanında yer alan birimlerin tektono-stratigrafik dikme kesiti



Şekil 3.4. İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası (Pişkin, 1972 ve Perinçek, 1978 ile Yazgan ve diğ., 1987; 1/25.000 ölçekli jeoloji haritlarından değiştirilerek hazırlanmıştır).

3.1. Otokton Birimler

3.1.1. Terbüzek Formasyonu (Üst Maastrichtiyen)

3.1.1.1. Tanım

Terbüzek Formasyonu, Gossage (1956) tarafından adlandırılmıştır. Adıyaman batısında izlenen bu formasyon en gelişmiş şekliyle Taşyazı (Terbüzek) köyü çevresinde yüzeyler (Meriç vd., 1987).

3.1.1.2. Dağılım ve Konum

Terbüzek Formasyonu açılı diskordansla Koçali Karmaşığı ile Karadut Karmaşığı üzerine gelir. Üzerinde yer alan Besni Formasyonu ile dokanağı uyumlu olup Besni Formasyonu'nun taban çakıltası niteliğindedir (Perinçek, 1978).

İnceleme alanında ise Recep Köyü yakın kuzeybatısında çok dar bir alanda, uyumsuz olarak Koçali Formasyonu üzerine gelirken, uyumlu olarak Besni Formasyonu'na geçmektedir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Koçali Karmaşığı, Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu ilişkisi (Recep Köyü 1 km kuzeybatısı, bakış kuzeybatı)

3.1.1.3. Litoloji

Formasyonu oluşturan kırıntılı gereç ofiyolitik bir kaynaktan taşınmıştır. Bu kaynak içerisinde çeşitli renkli radyolaryalı çörtlü baskın litolojidir ve onlarla birlikte siyah beyaz renkli bazik volkanik, koyu yeşil renkli serpantin, algi yada pelajik biyomikritlerden oluşmuş çakıllı kumtaşı niteliğindedir (Meriç vd., 1987).

İnceleme alanında ise genellikle kırmızı renkli çakıllı kumtaşlarından oluşmaktadır.

3.1.1.4. Yaş

Sungurlu (1974) tarafından birime Üst Maastrihtiyen yaşı verilmiştir. Birimin açılı uyumsuzlukla örttüğü Alt-Orta Maastrihtiyen yaşlı Kastel ve uyumlu örtüldüğü Üst Maastrihtiyen yaşlı Besni Formasyonlarıyla olan stratigrafik ilişkilerine dayanılarak formasyona bağlı olarak Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (Meriç vd., 1987).

3.1.1.5. Oluşum Ortamı

Güneydoğu Anadolu'nun Kenar Kıvrımları Kuşağı Üst Maastrihtiyen'de kuzeye ilerleyen transgresyonun etkisinde kalmıştır. Terbüzek Formasyonu, bu transgresyonun taban çakıltası olup, çökelme ortamı ise yüksek enerjili bir kıyı ovasıdır (Perinçek, 1978).

3.1.2. Besni formasyonu (Üst Maestrihtiyen)

3.1.2.1. Tanım

Tipik yüzeylemesi, Gölbaşı- Adıyaman karayolunun 26. km sinde ve yolun 1,5-2 km güneyindeki Terbüzek Köyünün kuzeyindedir . Amoseas tarafından adlandırılmıştır (Usta ve Beyazçiçek, 2006).

3.1.2.2. Dağılım ve Konum

Adıyaman'ın batısında ve kuzeyinde yersel farklılıklar gösteren kireçtaşlarından oluşur. Besni Formasyonu, üzerine geldiği Terbüzek Formasyonu ile dereceli geçişlidir. İnceleme alanında, Recep Köyü yakın kuzeybatısında Terbüzek Formasyonu üzerinde, dar bir alanda Germav Formasyonu altında gözlenirken (Şekil 3.5), Aşağıçem Mahallesi ile Avisipi Mahallesi batısında Koçalı Karmaşığı'nın üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır.

3.1.2.3. Litoloji

Besni Formasyonu, bol mikro ve makro fosilli, kalın- çok kalın tabakalıdır. Yer yer tebeşir halinde görülür. Üst düzeyler ince-orta tabakalı, az killidir. Oldukça yumuşak ve dağınık bir litolojiye sahip olduğundan topoğrafyada yaygın sırtlar oluşturur (Perinçek, 1978).

İnceleme alanında da fosil kırıntılı kireçtaşlarından oluşmaktadır.

3.1.2.4. Yaş

Perinçek (1978) ve Meriç vd. (1987) içerdiği mikrofaunaya göre birimin Üst Maastrichtiyen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

3.1.2.5. Oluşum Ortamı

Perinçek (1978), Terbüzek Formasyonu ile Besni Formasyonu'nun çökeltme ortamlarının birbiriyle ilişkili olduğundan ve ortam koşulları değişince, karadan türeyen kırıntıların azalmasıyla karbonat çökeltiminden bahsetmiş, iki birim birlikte ele alındığında, kırıntılı kıyı çizgisi kuşağının olası olduğunu söylemiştir.

Usta ve Beyazçiçek (2006), yaptıkları çalışmada Besni Formasyonu'nun çalkantılı sığ su ortamında çöktüğünü söylemişlerdir.

3.1.3. Germav Formasyonu (Paleosen)

3.1.3.1. Tanım

İlk kez Ericson (1939) tarafından Germav Formasyonu olarak tarif edilmiş, daha sonra Tromp (1941) tarafından Germav Formasyonu şeklinde kullanılmıştır. Formasyonun tipik yüzeylemesi Gercüş İlçesinin 40 km doğusundaki Germav Köyü dolaydır (Çürük, 2006).

3.1.3.2. Dağılım ve Konum

Birimin tipik yüzeylemesi Gercüş İlçesinin 40 km doğusundaki Germav Köyündedir. İnceleme alanında, Recep Köyü yakın kuzeybatısında ve Aşağıçem Mahallesi ile Avisipi Mahallesi batısında Besni Formasyonu üzerinde yüzeyleme

vermektedir (Şekil 3.6). Germav Formasyonu, altındaki Besni Formasyonu ile uyumlu ve dereceli geçişlidir.



Şekil 3.6. Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu ve Germav Formasyonu arasındaki ilişki (Recep Köyü 1km. kuzeydoğusu, bakış kuzeybatı)

3.1.3.3. Litoloji

Germav Formasyonu genellikle denizel kökenli klastiklerden oluşan bir birimdir (Çürük, 2006). İnceleme alanı civarında marn- kumtaşı- şeyl ardalanmasından oluşmuştur.

3.1.3.4. Yaş

Topkaya(1957), Midyat ovasında yaptığı çalışmasında, birimin yaşının Üst Kretase –Paleosen olduğunu söylemiştir. Çoruh, (1991); Güven ve diğ., (1991), Germav Formasyonu’nun yaşının Üst Maastrichtiyen – Paleosen olduğunu söylemişlerdir (Yurdağül ve Saraç, 2002).

3.1.3.5. Oluşum Ortamı

Germav Formasyonu’nun oluşum ortamı için, Perinçek (1978), duraysız shelf ortamında çökeldiğini söylemiştir.

3.1.4. Midyat Formasyonu (Eosen)

3.1.4.1. Tanım

Midyat Formasyonu adını ilk kez Maxon ve Tromp (1936) kullanmışlardır. Tipik yüzeylemesi Midyat İlçesi dolayındadır.

3.1.4.2. Dağılım ve Konum

İnceleme alanında, Fırat Mahallesi'nin güneyinde, Lagin Köyü güney-güneydoğusunda Baizge Mezrası'nın güneydoğusunda Lice Formasyonu birimin üzerine uyumsuz olarak gelirken, altındaki Koçalı Karmaşığının üzerine uyumsuzlukla bulunur (Şekil 3.7). Ayrıca Aşağçem Mahallesi ile Değirmen Mahallesi kuzeyinde, Avisipi Mahallesi batısında Germav Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla bulunur.

3.1.4.3. Litoloji

Midyat civarındaki hakim litoloji kireçtaşı olup genellikle karstik yapılıdır. Tebeşirimsi, marnlı, şeylli kesimleri mevcuttur (Özel, 2003).

İnceleme alanında, çörtlü kireçtaşı, mikrit-dolomikrit; üst kesimlerde ise biyomikrit çoğunluktadır (Şekil 3.8).



Şekil 3.7. Lice Formasyonu- Midyat Formasyonu ilişkisi Lagin Köyü 3 km. güneydoğusu, bakış güneydoğuya)



Şekil 3.8. Midyat Formasyonu'na ait çörtlü kireçtaşının yakından görünüşü.

3.1.4.4. Yaş

Orta-Üst Eosen yaşlı olarak belirtilen birim bol Nümmülitlidir (Tolun, 1960; Ketin, 1983'den).

3.1.4.5. Oluşum Ortamı

Midyat Formasyonu'nun altındaki dereceli geçişli bulunduğu Gercüş Formasyonu duraysız şelfin kara yönünde çökelmiştir. Midyat Formasyonu da aynı şelfin biraz değişmiş kısmında çökelmiştir (Perinçek, 1978'den).

3.1.5. Lice Formasyonu (Alt Miyosen)

3.1.5.1. Tanım

İlk kez Schimidt'in (1958) tanımladığı Lice Formasyonu'nun tipik yüzeylemesi Diyarbakır İlinin Lice İlçesi dolayındadır.

3.1.5.2. Dağılım ve Konum

İnceleme alanındaki Lice Formasyonu dar bir yüzeyleme şeridinde görülür. Kolay aşınması nedeniyle yüzeylemeler sırt ve yamaçları sıralar. Kireçtaşı ve çakıltası seviyeleri az çok belirgin çıkıntılar yapar (Şekil 3.9). Bistikan Mahallesi güneydoğusunda, Fırat Mahallesi civarında, Baizge Mezrası güneydoğusunda, Kalikan'ın ve Sincik'in güneyinde, Lagin Köyünün güneyinde dar bir şerit halinde yüzeyleme verir. Birim Çüngüş Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenmekte, Midyat Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.



Şekil 3.9. Lice Formasyonu, Midyat Formasyonu ilişkisi (Ormanbaşı Tepe, bakış güneybatıya).

3.1.5.3. Litoloji

Perinçek (1978), birimin, tabakalı kumtaşı, ince tabakalı marn ve karbonat-şeyl ardalanmasından oluştuğundan bahsetmiştir (Şekil 3.10).

İnceleme alanında ise kumtaşı, marn ve şeyl ardalanmasından oluşmaktadır.



Şekil 3.10. Lice Formasyonu'na ait kumtaşları (Sincik-Yarpuzlu karayolu)

3.1.5.4. Yaş

Perinçek (1978) ve Önalın (1988), Lice Formasyonu'nda bulunan fosillere dayanarak birime Alt Miyosen yaşı vermişlerdir.

3.1.5.5. Oluşum Ortamı

Güneydoğuya doğru formasyon sığ şelfte oluşan fasiyeslerle temsil edilir, kuzeye doğru ise aynı formasyonun alt seviyelerinin dış şelf-havza yamacı ortamında oluştuğu anlaşılır. Lice Formasyonu'nun orta seviyeleri havza ortamında, üst seviyeleri ise yeniden havza yamacı ve daha sığ ortamlarda çökelmiştir (Önalın, 1988).

3.2. Allohton Birimler

3.2.1. Pütürge Metamorfiti (Paleozoyik-Mezozoyik)

3.2.1.1. Tanım

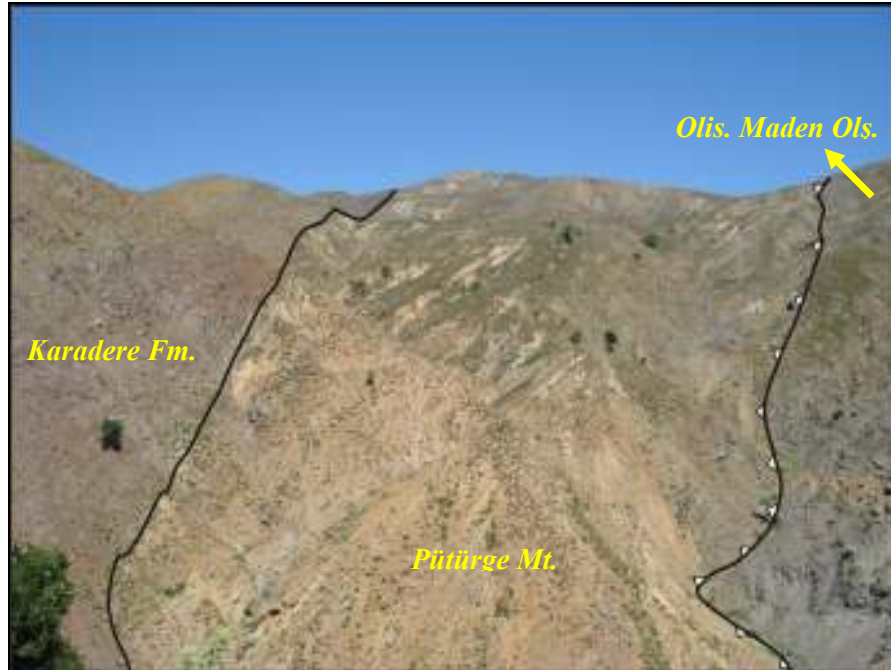
İsmi Malatya'nın Pütürge İlçesinden almıştır. Doğu Toroslarda yapılan birçok çalışmada Pütürge Metamorfitleri / Pütürge Masifi olarak adlandırılmıştır (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1979, 1980; Erdoğan, 1982; Perinçek ve Kozlu, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Erdem, 1994).

3.2.1.2. Dağılım ve Konum

Pütürge Metamorfik Masifi, Malatya'nın güneydoğusundan başlayarak Sivrice (Elazığ)-Çüngüş (Diyarbakır) arasında yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönlü geniş bir alanda uzanan 130-140 km uzunluğunda bir masiftir.

İnceleme alanının en yaşlı birimi olan Pütürge Metamorfiti çalışma alanında allokton konumlu olup, birim Alt ve Üst Metamorfitletler şeklinde iki farklı litolojide tanımlanmıştır.

Alt Metamorfitletler, inceleme alanında Çat Mahallesi güney ve güneydoğusunda, Hamuk Mahallesi çevresinde, Çelikhan İlçesi doğusunda, Narun Mezrası güneydoğusunda ve kuzeyinde, Baizge Mezrası çevresinde, Fatı Mahallesi güneyinde, Şıfrın Köyü ve Askeran Mahallesi kuzeyinde, Karaköse Mahallesi çevresinde Maden Karmaşığının üzerine, Lagin Köyü güney doğusunda ve Kalikan'ın kuzeyinde Kömürhan Ofiyoliti ve Çüngüş Formasyonun üzerine Sincik İlçesi kuzeyinde de Çüngüş Formasyonun üzerine bindirmektedir. Üst Metamorfitletler ise, Şerefhan'ın güneyinde, Çat Mahallesi doğusunda, Görreş Mezrası çevresinde ve Karaköse Mahallesi çevresinde geniş yüzeyleme vermekte, Maden Karmaşığı tarafından yer yer tektonik olarak üzerlenirken yer yer de uyumsuzlukla örtölmektedir (Şekil 3.11).



Şekil 3.11. Pütürge Metamorfitletleri ile Maden Karmaşığı arasındaki tektonik ilişki (Şerefhan Köyü güneyi, bakış doğuya)

3.2.1.3. Litoloji

Perinçek (1978), inceleme alanı ve çevresinde yaptığı çalışmada, Pütürge Metamorfitleri'nin, muskovitli şist, mika şist, granat şist, amfibolit, metadiyabaz ve kuvarsit, mermer, kalkşist ile temsil olunduğunu, birimin litoloji çeşitliliğinin ve yapı karmaşıklığının ileri derecede olduğunu söylemiştir. Birimi inceleme alanında alt ve üst metamorfitletler olarak ikiye ayıran Perinçek (1978)'e göre alt metamorfitletler, mikaşist, kuvars mikaşist, mermer, kalkşist, metabazit ve metapelit litolojisinde, Üst metamorfitletler ise, yaygın olarak metapelit, mikaşist, kuvars mikaşist ve amfibolit litojisindedir.

Erdem (1994) ise, "Pütürge (Malatya) Metamorfitletlerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri" konulu doktora tezinde, Pütürge Metamorfitletlerini Alt ve Üst Metamorfik topluluk olmak üzere iki kısımda incelemiştir. Alt topluluk kayaçlarının, gözlü gnays, amfibolşist seviyeleri içeren biyotitşist ile bunları kesen granitik gnays ve amfibolit-prasinit damarlarından oluştuğunu, üst topluluk kayaçlarının ise distenli kuvarsit damarları içeren muskovitşist ile bunların üzerine uyumlu olarak gelen kalkşist-mermer birimlerinden oluştuğundan bahsetmiştir.

Erdem (1994) aynı çalışmasında, Pütürge Metamorfik Masifi kayaçlarının amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit ve stavrolit-almandin alt fasiyeslerinde ilerleyen türden (prograde) bir metamorfizma ile yeşilşist fasiyesinde gerileyen türden (retrograt) olmak üzere en az iki metamorfizma geçirdiklerini belirlemiştir.

İnceleme alanında Pütürge Metamorfitletleri, Alt ve Üst Metamorfitletlere ait birimlerin yanı sıra (Şekil 3.12), yer yer bunları kesen damar kayaçları (diyabaz, andezit porfir ve tonalit daykları) gözlenmiştir. Bu damar kayaçlarından ileriki bölümlerde detaylı olarak bahsedilecektir.



Şekil 3.12. Pütürge Metamorfitlelerine ait serizit şistler ve kuvarsitler (Görreş Mezrası)

3.2.1.4. Yaş

İnceleme alanında Pütürge ve Malatya Metamorfitleri'nin oluşum ve metamorfizma yaşını bulmaya yarayacak bir bulguya rastlanmamıştır. Daha önceki araştırmacıların verileri kullanılmıştır.

Pütürge Metamorfitlerine ait kayaçlar üzerinde K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinine göre masifin metamorfizma yaşının Üst Kretase, özellikle Kampaniyen yaşlı olduğu ifade edilmektedir (Yazgan 1981,1983,1984;Yılmaz ve diğerleri,1992; Yazgan, 1987'den).

Bu birimin çökmesinin Prekambriyen yaşlı olduğu Yılmaz ve diğ.(1981) tarafından radyometrik olarak saptanmıştır. Paleontolojik bulgularla benzer yaş verilmiştir (Çağlayan ve diğ. (1984) ve Göncüoğlu ve Turhan (1985)).

3.2.1.5. Oluşum Ortamı

Araştırmacılar Pütürge Metamorfitleri'nin kıta şelfinde biriken platform tipi karbonat sedimanları olduğunu belirtmişlerdir (Perinçek,1979, Aktaş ve Robertson, 1984; Hempton, 1984,1985, Yazgan ve diğerleri,1984, Yılmaz v.d.,1992; Yazgan, 1987).

Erdem (1994), "Pütürge (Malatya) Metamorfitlelerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri" konulu doktora tezinde, Pütürge Metamorfik masifi kayaçlarında gözlenen amfibolit fasiyesindeki ilerleyen metamorfizmaya, kuzeyden masifi üzerleyen ofiyolit kütlelerinin hareketinin neden olduğunu, daha sonra gerçekleşen yeşilşist fasiyesindeki gerileyen türden metamorfizmaya ise Maden volkanizmasına neden olan magmatik faaliyetler sırasında masifin yeniden bir miktar ısınmasının ve Alt Miyosen sonrası tüm masiflerin Arap otoktonu üzerine bindirmesinin neden olmuş olabileceğini söylemiştir.

3.2.1. Malatya Metamorfiti (Paleozoyik-Mezozoyik)

3.2.1.1. Tanım

Malatya Metamorfitleri Keban Metamorfitleri ile benzer litolojik özellikler ve paleontolojik bulgular kapsamı nedeniyle, Yazgan vd. (1983), Asutay (1985) ve Turan (1993) tarafından Keban-Malatya Metamorfitleri adı altında incelenmiştir. Literatürde çoğunlukla Malatya-Keban Metamorfitleri olarak birlikte ele alınan Malatya Metamorfitleri için, Sungurlu (1972), Gölbaşı-Gerger arasında yaptığı ilk çalışmada Kilkayak Formasyonu adını kullanmış, sonraki yıllarda ise Malatya Metamorfitleri adını kullanmıştır .

Perinçek, Çelikhane- Koçali- Sincik yöresinde 1973-1975 yılları arasında yaptığı çalışmasında ilk kez Malatya Metamorfitlerini, altındaki Pütürge Metamorfitlerinden aradaki Maden Karmaşığı'nın haritalanması ile ayırabilmiştir. (Şekil 3.13)

Şist, fillit, rekristalize kireçtaşı, kalkşist ve dolomitten oluşan Malatya Metamorfitleri, Malatya güneyinde tipik, yüzeylemesinin olması nedeniyle Perinçek (1978) tarafından Malatya Metamorfitleri şeklinde adlanmıştır (Önal ve diğ., 1986).



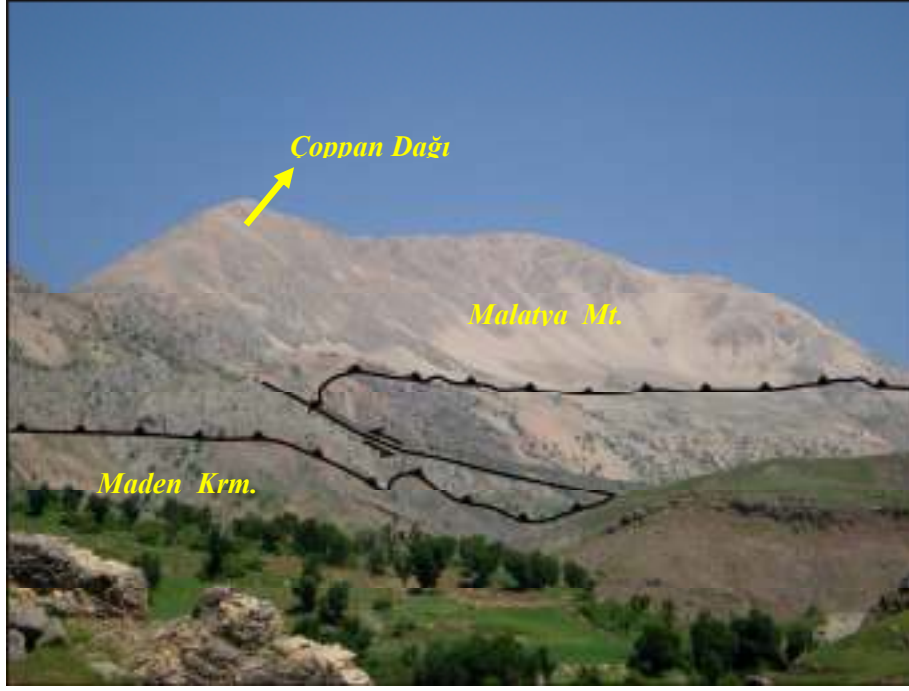
Şekil 3.13. Maden Karmaşığı altında, Pütürge Metamorfitleeri üzerinde tektonik klip şeklinde bulunan Kömürhan Ofiyolitine ait diyoritler (Surut Yaylası, bakış kuzeydoğuya)

3.2.1.2. Dağılım ve Konum

Tipik yüzeylemesi Malatya'nın güneyinde bulunan Malatya Metamorfitleeri de alt ve üst metamorfitleer olmak üzere iki litolojik grup halinde haritalanmıştır. İnceleme alanının, Pütürge Metamorfitleerinden sonra en yaşlı birimi olan Malatya Metamorfitleeri allohton konumlu olup, Pütürge Metamorfitleeri ve Maden Karmaşığı üzerinde tektonik klip şeklinde bulunmaktadır (Şekil 3.14).

Alt Metamorfitleer, inceleme alanında Çat Barajı Gölü, Şerefhan Köyü ve Görreş Mezrası kuzeyinde, Fati Mahallesi güneybatısında, İncirli Mahallesi'nin kuzeybatısında Maden Karmaşığı üzerinde bindirmeli olarak bulunur.

Üst Metamorfitleer ise, İncirli Mahallesi çevresinde, Şerefhan Köyü doğusunda ve batısında, Surut Yaylası kuzeyinde, Çelikhane İlçesi güney ve güneydoğusunda geniş bir alanda yine Maden Karmaşığı ve Kömürhan Ofiyoliti üzerinde bindirmeli olarak bulunmaktadır (Şekil 3.15).



Şekil 3.14. Maden Karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunan Malatya Metamorfitleri (Çoppan Dağı güneyi, bakış kuzeye)



Şekil 3.15. Maden Karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunan Malatya Metamorfitleri (Recep Köyünün 1,5 km. güneydoğusu , bakış kuzeydoğuya)

3.2.2.3. Litoloji

Perinçek (1978) , bölgede yaptığı doktora tezi çalışmasında, Malatya Metamorfitleri’ni mikaşist, albitli hornblentli epidotlu şist, kuvarslı, muskovitli şist, fillit ve mermer olarak tanımlanan Alt Metamorfitler, bunun üzerinde de kireçtaşı-mermer-kalkışist ile temsil edilen kuvarslı kloritli epidotlu şist, fillit ve pelitik şist katkıları bulunduran Üst Metamorfitler olmak üzere iki litolojik gruba ayırarak haritalamıştır. İnceleme alanında da genellikle mermer, kireçtaşı ve kalkışistten oluşan üst metamorfitletler bulunmaktadır (Şekil 3.16).



Şekil 3.16. Maden Karmaşığı üzerinde tektonik olarak bulunan Malatya Metamorfitleri (Şifrin Köyü yakın doğusu, bakış güneybatıya).

3.2.2.4. Yaş

Önceki araştırmacılar tarafından Güneydoğu ve Doğu Anadolu’da bugüne kadar yapılan çalışmalarda “metamorfik masif” olarak adlanan topluluk, “Malatya Metamorfitleri” olarak tanımlanmış ve Permien yaşta olduğu belirtilmiştir (Arni, 1937; Blumenthal, 1938; Stchepinsky, 1940; Tolun, 1960; Sungurlu, 1972; Perinçek, 1975, 1978; Yiğitbaş 1989’dan).

3.2.2.5. Oluşum Ortamı

Bölgede allohton kütle konumunda bulunan Malatya Metamorfitleri'ne ait birimler, Paleozoik 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 kayaların metamorfizmaya uğramasından oluştuğu düşünülmektedir (Önal, 1995).

3.2.3. Koçali Karmaşığı (Üst Kretase)

3.2.3.1. Tanım

İlk kez Sungurlu (1972) tarafından adlandırılmıştır.

Maden Karmaşığı, Hazar Karmaşığı, Yüksekova Karmaşığı gibi değişik adlarla birlikte haritalanmıştır. Sungurlu (1974), tipik yüzeylemesi Adıyaman ili kuzeyinde yer alan Koçali İlçesi çevresinde bulunan volkanit, sedimentit ve serpantinitten oluşan kaya topluluğuna “ Koçali Birliği” adını vermiştir.

3.2.3.2. Dağılım ve Konum

Koçali Karmaşığı'nın Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemeleri bulunur. İnceleme alanının hemen güneyinde batıdan doğuya doğru Avisipi Mahallesi, Bistikan Mahallesi, Narun Mezrası ve Lagin'in güneyinde yüzeyleyen birim çalışma kapsamı dışındadır (Şekil 3.17).

Bulam Çayı güneyindeki Koçali Karmaşığına ait ofiyolitler (Kale Formasyonu) uyumsuzlukla üzerine gelen otokton çökellerin (Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu) varlığıyla Kömürhan Ofiyolitinden ayırtlanmıştır.



Şekil 3.17. Koçali Karmaşığı ile Midyat Formasyonu ilişkisi (Ormanbaşı Tepe güneyi, bakış kuzeydoğuya)

3.2.3.3. Litoloji

Sungurlu (1973), Koçali Karmaşığı'nı, Tarasa, Konak ve Kale olmak üzere üç ayrı Formasyon olarak adlandırmış ve haritalamıştır.

Koçali Karmaşığı'nın petrografik özellikleri Bingöl (1991 ve 1993) tarafından incelenmiştir. Bingöl (1993b), Çermik yöresinde yaptığı çalışmada, Koçali Karmaşığı'nın esas olarak değişik sedimanter blokları içeren mafik ve ultramafik kayalardan oluştuğunu, yoğun tektonizma nedeniyle tam bir stratigrafik istifi gözlemlemenin zor olmasıyla birlikte, Çermik Antiklinalinde büyük bir ofiyolit blokunda tam olmayan bir ofiyolitik istifi görmenin mümkün olduğunu söylemiştir.

Birim, inceleme alanı güneyinde, volkanitlerden oluşan Tarasa Formasyonu, sedimentitlerle volkanitlerin ardalanmasından oluşmuş Konak Formasyonu ve serpantinitle ve diyabaz topluluğundan oluşmuş Kale Formasyonlarından oluşmaktadır (Perinçek, 1978).

3.2.3.3. Yaş

Sungurlu (1973), Gölbaşı-Gerger arasında yaptığı çalışmada birimden alınan fosil örneklerinden Üst Jura-Alt Kretase yaşını tespit etmiştir. Perinçek (1978), Çelikhana-Sincik-Koçali alanını kapsayan doktora tezi çalışmasında Koçali Karmaşığı'na ait Konak Formasyonu'ndan aldığı örneklerde radiolarit fosilleri tespit etmiş ve bunların Üst Jura'da bulunduğunu belirtmiştir. Koçali Karmaşığı'nın en üst kaya birimi olan Kale Formasyonuna ait diyabaz örneklerinden K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde $115,5 \pm 35,7$, $123,5 \pm 13,2$ ve $183,4 \pm 18,7$ milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Pişkin, 1981).

Bu çalışmada yaş tayini yapılmamış olup, Neotetis'in güney koluna ait ofiyolitler için genel kabul gören Üst Kretase yaşı benimsenmiştir.

3.2.3.4. Oluşum Ortamı

Koçali Karmaşığı, önceki çalışmalarda Kampaniyen-Maastrichtiyende gravite kaymaları ile Arap platformu üzerine yerleşmiş Tetis Okyanusunun bir parçası olarak kabul edilmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Hall, 1976).

Aktaş ve Robertson (1984) ise Koçali Karmaşığı'nın, güneyde derin bir çukurluğa yerleşmiş sedimanter karmaşığın bir parçası olduğunu ve Kampaniyen-Maastrichtiyen zamanında kıta kenarı içerisine yerleştiğini kabul etmektedirler.

Yılmaz (1985 ve 1993) Koçali Karmaşığı'nın yaklaşık 1000 m. den daha fazla kalınlıkta ofiyolitik melanj ve sedimanter kayaç bloklarından meydana geldiğini ve bu karmaşığın Arap Platformunun kuzeyindeki okyanus rejiminde oluşan ofiyolitik kayaçlar ve kuzeye doğru dalımlı bir yitime bağlı olarak gelişen ensimatik ada yayı malzemelerinin Üst Kretase'de Arap Platformu üzerine gelen blok ve tektonik dilimler olduğunu kabul etmektedir.

Perinçek (1980), Koçali Karmaşığı'nın Üst Jura—Alt Kretase yaşlı ve okyanusal kökenli olduğunu söylemiştir.

Bingöl (1993b), Koçali Karmaşığı'nın, kuzeye doğru dalımlı bir okyanus içi dalma batma zonu üzerindeki bir açılma zonu ve açılma ekseninin dışında bir denizaltı dağı volkanizması veya yay volkanizması ile oluştuğunu ve Kampaniyen- Maastrichtiyen esnasında Arap Levhası kuzey kenarı üzerine yerleştiğini belirtmiştir.

3.2.4. Kömürhan Ofiyoliti (Üst Kretase)

3.2.4.1. Tanım

İlk defa Yazgan (1981), Yazgan vd. (1984) tarafından Kömürhan Ofiyoliti olarak adlandırılan birim, Hazar Gölü'nün batısından başlayıp, Kömürhan köprüsüne kadar uzanmaktadır. Yaklaşık 40 km uzunluğunda ve 10 km genişliğinde kuzeyde ve güneyde bindirme fayları ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile sınırlıdır. Bazı araştırmacılar (Yazgan, 1983; Bingöl, 1986) Kömürhan Ofiyoliti'nin, Guleman Ofiyoliti'nin batı; İspendere Ofiyoliti'nin ise doğu uzantısı olduğunu kabul etmektedirler.

Asutay ve Poyraz (1983)'a göre Kömürhan Ofiyoliti, Arap Levhası ile Keban Metamorfikleri arasındaki yapısal istifin, önemli tektonik dilimlerinden birini oluşturmaktadır. Kömürhan Metaofiyoliti içerisindeki amfibolitlerin, gabro ve diyabaz kökenli oldukları ve metamorfizmanın arttığı daha derin bölümlerde amfibolitlerin kısmi ergimeye uğradıklarını ileri sürmektedirler.

Poyraz (1988), İspendere-Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyolitleri'ni petrografik ve petrolojik incelemeler sonucunda, İspendere üyesi ve Kömürhan üyesi olarak gruplandırmıştır. İspendere üyesinin, olivin-gabro, hornblend-gabro, troktolit, serpantinit, diyabaz ve bazaltlardan oluşurken, Kömürhan üyesinin metamorfik ve metamorfik olmayan kayaç türlerinden oluştuğunu belirtmiştir.

Beyarslan (1996), Kömürhan Ofiyoliti'nin esas olarak az miktarda verlit-piroksenit, çoğunlukla gabrolar ve levha dayk karmaşığında oluştuğunu ve bunların Elazığ Magmatitleri adı verilen ve ada yayı malzemesi olan granitik intrüzyonlar tarafından kesildiğinden bahsetmiştir.

Rızaoğlu (2006), Kömürhan Ofiyolitinin tam bir okyanusal litosfer kesiti sunduğunu ve tabandan tavana doğru tektonitler, kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi ve volkanitlerden oluştuğunu belirtmiş, ofiyolitik birimin toleyitik karakterli bir magmadan türediğini ve okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu söylemiştir.

3.2.4.2. Dağılım ve Konum

Kömürhan Ofiyoliti, çalışma alanı içerisinde Kalikan Mahallesi doğu ve kuzeydoğusunda ve Lagin Köyü güneyinde Pütürge Metamorfiklerinin altında (Şekil 3.18), Çüngüş Formasyonunun üzerinde sınırlı alanlarda tektonik dilimler şeklinde mostra verir



Şekil 3.18. Pütürge Metamorfitlelerinin içerisinde tektonik dilim şeklinde yer alan Kömürhan ekayı (Sincik-Yarpuzlu karayolu, Lagin Köyü 3,5 km. güneydoğusu, bakış kuzeydoğuya)

Bistikan Mahallesi kuzey ve kuzeydoğusunda daha önceki çalışmalarda diyorit olarak haritalanan birimin içerisinde serpantinit dilimlerinin varlığı belirlenmiştir. Yüzeyleyen serpantinit ve gabroyik kayaçların, gerek petrografik gerek jeokimyasal özellikleri bakımından Kömürhan Ofiyoliti'ne ait olduğu ilk kez bu çalışmada belirlenmiş ve ayrı bir birim olarak haritalanmıştır.

Yine Perinçek tarafından Avisipi Mahallesi ve Recep Köyü kuzeyinde, Malatya Metamorfitlelerinin altında, otokton çökellerin üzerinde tektonik dilim şeklinde uzanan ve diyorit olarak ayrılan birimin de Kömürhan Ofiyoliti'ne ait gabroyik karakterli kayaçlar olduğu ilk kez bu çalışmada belirlenmiş ve haritalanmıştır (Şekil 3.19).

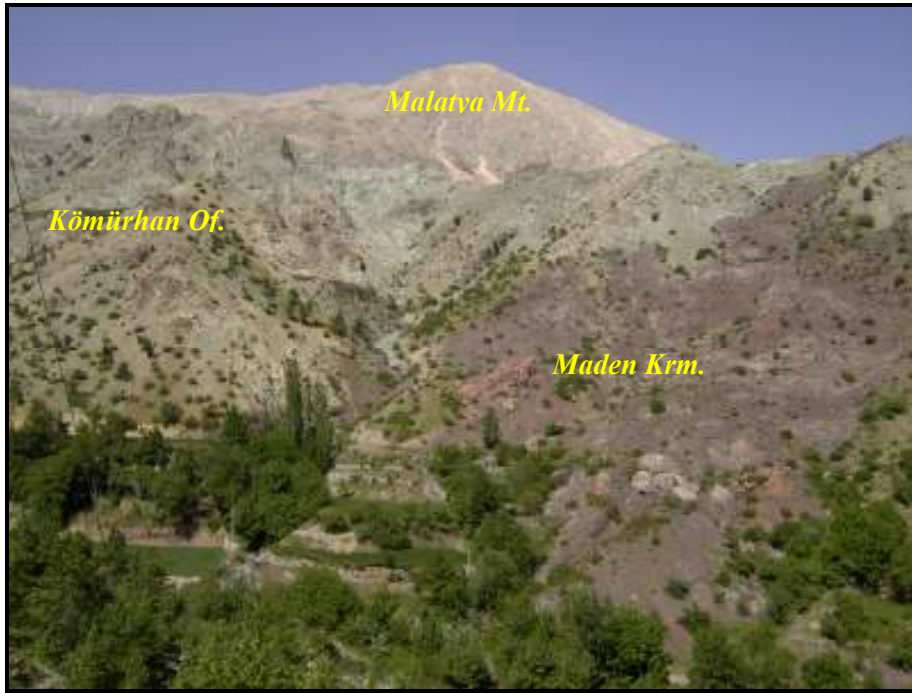
Kömürhan Ofiyolitine ait bu dilim, güneydeki Koçali Karmaşığına ait ofiyolitlerden aradaki otokton çökellerin (Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu) belirlenip ayırtlanması sonucunda haritalanabilmiştir.

İnceleme alanında Kömürhan Ofiyoliti'nin alt ve üst dokanağı normal değildir. Şahverdi Mezrası ile Bistikan Köyü civarında altta ve üstte Maden Karmaşığı'nın sedimentleri normal ve tektonik dokanak ilişkilidir (Şekil 3.20). Yine Şahverdi Mahallesi batı ve güneybatısındaki Malatya Metamorfitleleri Kömürhan Ofiyoliti üzerine

bindirmelidir. Kömürhan Ofiyoliti izlendiği tüm mostralarda alttaki ve üstteki allohton birimler arasında yanal yönde incelerek kaybolur.



Şekil 3.19. Malatya Metamorfitleri altında tektonik dilim şeklinde gözlenen Kömürhan Ofiyoliti (Bistikan Mahallesi güneyi , bakış kuzbatıya).



Şekil 3.20. Malatya Metamorfitleri, Kömürhan Ofiyoliti ve Maden Karmaşığı arasındaki tektonik ilişki (Bistikan köyü güneydoğusu, bakış kuzeye)

3.2.4.3. Litoloji

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

14-24 Eylül 1972'de toplanan 1. PENROSE konferansına göre tam ve eksiksiz bir ofiyolit, alttan üste doğru ultramafik karmaşık, gabro karmaşığı, mafik levha dayk karmaşığı ve mafik volkanik karmaşık şeklinde kayaç tiplerinden oluşmakta olup bu birimlerle birlikte bulunan diğer kayalar ise örtü sedimanları, genellikle dünit ile çevrili podiform kromit kütleleri ve sodik felsik intrüzif ve ekstrüzif kayalardır (Anonymous, 1972). Genellikle bahsedilen bu birimlerin tamamı her zaman birarada bulunmayabilir. Bu gibi durumlarda kısmi (partial), parçalanmış (dismembered), tam olmayan (incomplete) ofiyolitler sözkonusudur.

Poyraz (1988), İspendere-Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyolitleri'nin Kömürhan üyesi'nin metamorfik ve metamorfik olmayan kayaç türlerinden oluştuğunu belirtmiştir.

Beyarslan (1996), Kömürhan ofiyoliti üzerine yaptığı doktora tezi çalışmasında, Kömürhan Ofiyoliti'nin, çoğunlukla, farklı özelliklere sahip gabrolardan oluştuğundan, bunların dışında ise diyabaz daykları ve dayk komplekslerinin varlığından bahsetmiştir. Ayrıca yer yer piroksenit ve dünit ile gabroları keser konumda verlit ve plajiyoklaslı verlit intrüzyonlarının görüldüğünü belirtmiştir.

İnceleme alanında birim tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır. Tektonizmanın da etkisiyle hakim litolojisi serpantiniterlerdir (Şekil 3.21). Bunun dışında serpantinize harzburjit-dünit, bantlı gabro, izotrop gabrolar (olivinli ve klinopiroksenli gabro, diyorit) ve tekil diyabaz daykları yer almaktadır (Şekil 3.22). Birim içerisinde 150-200 m uzunluğunda olan mermer mercekleri bulunmaktadır (Şekil 3.23). Ofiyolitlere karşılık gelen bu kayaç türleri arasındaki ilişkiler tektonik olup düzenli bir ofiyolitik diziye karşılık



Şekil 3.21. Kömürhan Ofiyoliti'ne ait tektonitlerle kümülatların tektonik ilişkisi (Sincik-Yarpuzlu karayolu yol yarması).



Şekil 3.22. İzotrop gabrolar içerisinde gözlenen diyabaz dayk.



Şekil 3.23. Kömürhan Ofiyolitleri içerisinde gözlenen mermer blokları
(Bistikan Mahallesi kuzeyi, yol yarması)

gelmemekte, birim tektonik dilimler şeklinde yanal yönde inceliyor ve kaybolmaktadır. Ayrıca ofiyolitlere ait gabroyik kayalar, yer yer Elazığ Magmatitlerine ait tonalit ve kuvars diyorit intrüzyonlarıyla kesilmektedir.

Arazideki diğer birimlerden keskin dokanaklarla ayrılmışlardır. Ofiyolitler bazen belirgin bir metamorfizma sunmaktadır. Gabro ve diyabazlarda klorit, aktinolit, tremolit oluşmuş; plajiyoklaslar ayrılmış, piroksenler amfibole dönüşmüş ve yer yer epidot ve klorit oluşmuştur. Yeşilşist fasiyesinde gelişebilecek bu değişimler, ofiyolitlerin ilksel konumunda gelişmiş olabileceği gibi bindirme etkisiyle dinamotermal metamorfizma da gelişmiş olabilir. Özellikle bindirme düzlemine yakın yerlerde kataklastik metamorfizma izleri görülmektedir.

3.2.4.4. Yaş

Beyarslan (1996), doktora tezi çalışmasında; Kömürhan Ofiyoliti'nin, Neotetis'in güney kolunun, Üst Kretase'de kuzeye doğru dalmasıyla, dalan kabuk üzerindeki okyanusal kabukta meydana gelen açılmaya bağlı olarak gelişen yeni okyanus kabuğu ürünleri olduğunu belirlemiş ve dolayısıyla da yaşının Üst Kretase olması gerektiğini belirtmiştir. Bu çalışmada da Kömürhan Ofiyoliti için Üst Kretase yaşı benimsenmiştir.

3.2.4.5. Oluşum Ortamı

İspendere ve Guleman Ofiyolitlerinden farklı olarak Kömürhan Ofiyoliti, yer yer önemli ölçüde metamorfizmaya ve kısmi ergimeye uğramıştır. Bingöl ve Beyarlan (1995), Kömürhan Ofiyolitini'ni, Üst Kretase'den itibaren kuzeye dalımlı, okyanus içi yitim zonu üzerinde gelişen “ supra-subduction” zonu ofiyolitleri olarak belirlemişlerdir.

Yazgan (1987) Kömürhan birimini, okyanusal kabuğun üst bölümünü oluşturan İspendere birimine nazaran, yay-önü (fore-arc) tipi bir kuşakta oluşan, okyanusal ve kıtasal malzemelerin karışımı ve bulunduğu P-T koşullarında başkalaşmaya uğrayan yitim zonu metamorfik karmaşığı olarak yorumlamıştır.

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

Kömürhan Ofiyoliti, Arap levhası ile Anadolu levhası (Keban-Malatya- Bitlis-Pütürge masifleri) arasında açılmaya başlayan Neotetisin güney kolunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalmaya başlaması ile bu okyanus kabuğu üzerindeki, okyanusal kabukta gelişen açılmaya bağlı olarak oluşan yeni okyanus kabuğu ürünleridir (Beyarlan, 1996).

Rızaoğlu (2006), Kömürhan Ofiyoliti'nin aynı kökensel magmadan itibaren Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolu içerisinde okyanus içi dalma-batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir.

Yine bu çalışma ile Kömürhan Ofiyolitinin subra-subduction ofiyolitleri olduğu belirlenmiş olup jeokimya bölümünde detaylı olarak anlatılacaktır.

3.2.4. Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları (Üst Kretase)

3.2.5.1. Tanım

Daha önceki çalışmalarda Maden Karmaşığı içerisinde tanımlanan monzonit grubu kayaçlar ilk kez bu çalışmada isimlendirilmiş ve Şifrin Grubu derinlik kayaçları adı altında haritalanmıştır. Esas olarak Şifrin Köyü civarında yüzelediğinden dolayı bu isim verilmiştir. Şifrin Grubu derinlik kayaçları, asidikten bazike kadar farklı kayaç gruplarından oluşmaktadır. Arazi gözlemleri, petrografik ve jeokimyasal-jeokronolojik verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının daha kuzeydeki, yay magmatizması ile oluşmuş olan Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

Elazığ Magmatitleri, ilk kez Perinçek (1979) tarafından Hakkari İli Yüksekova İlçesi dolayında Yüksekova Karmaşığı olarak tanımlanmış ve adlanmıştır. Daha sonra bölgede yapılan çalışmalarda birçok araştırmacı aynı ismi kullanmıştır. (Naz,1979; Özkul ve Üşenmez, 1986; Yazgan, 1981; Perinçek ve Özkaya, 1981, Bingöl, 1982, 1984, 1988; Perinçek ve Kozlu, 1984; Turan,1984; Özkul,1982; Sungurlu vd., 1985; Tatar, 1987; Akgül B., 1987, 1993; Aksoy ve Tatar, 1990; Turan ve Bingöl, 1991; Kaya,1993). Aktaş ve Robertson (1984) GD Anadoluda bu birim için Volkanik Yay Kompleksi ismini kullanmışlardır. Aynı birim Sivrice İlçesi çevresinde Elazığ Volkanik Karmaşığı (Hempton, 1984), Baskil dolayındaki çalışmalarda Baskil Magmatik Kayaçları (Yazgan, 1983,1984; Yazgan ve Chessex, 1991) ve Baskil Granitoidi (Asutay,1986; Akgül M., 1987) olarak adlandırılmıştır.

Turan ve Bingöl, (1991) tarafından, birimin düzenli bir istif göstermesi nedeniyle Elazığ Magmatitleri olarak adlandırılmıştır. Son yıllarda Elazığ çevresinde yapılan çalışmalarda da bu isim kullanılmıştır (Bingöl, ve Beyarslan, 1996; Akgül ve Bingöl, 1997).

3.2.5.2. Dağılım ve Konum

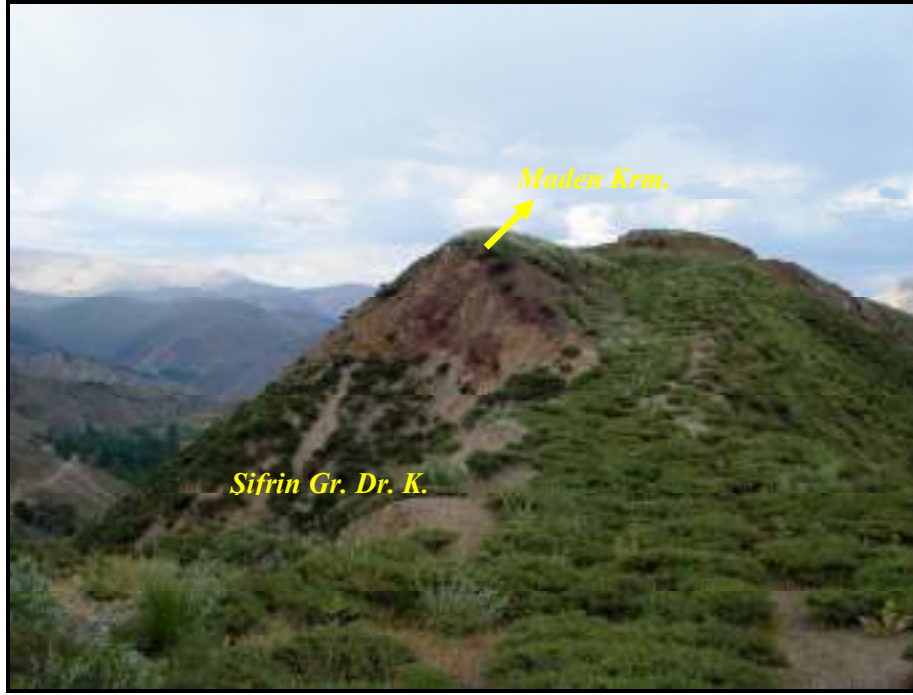
Şifrin Grubu derinlik kayaçları, inceleme alanında Fati ve Köseuşağı Mahalleleri çevresinde, Şifrin Köyü batısında ve güneybatısında ve Göv Mahallesi'nin güneydoğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 3.24). Şifrin Grubu derinlik kayaçları Şifrin Köyü güneybatısında Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu üzerine bindirirken, Fati Mahallesi kuzeybatısında Şifrin Grubu derinlik kayaçları ile Maden Karmaşığı arasındaki tektonik dokanak net bir şekilde izlenmektedir.

Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının, Güney Doğu Anadolu Bindirme kuşağı içerisinde bulunması ve Doğu Anadolu Fayı ile sınırlanmış olması sebebiyle, kayaçlarda yoğun tektonizma izleri gözlenmektedir. Bu nedenle bu kayaçların birbiriyle olan ilksel ilişkileri genellikle kaybolduğundan kendi içerisindeki litolojik değişkenlikler ayrı haritalanamamıştır.

Pişkin (1978) bölgede yaptığı çalışmada, Göv Mahallesi civarında granitlerin üzerine Lütésiye'nin yaşlı sedimanların açılı bir uyumsuzlıkla geldiğini belirtmiştir (Şekil 3.25).



Şekil 3.24. Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının genel görünümü (Şifrin Köyü yakın doğusu, bakış batıya)



Şekil 3.25. Maden Karmaşığı altında izlenen Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait granitler (Göv Mahallesi 1 km.güneybatısı, bakış doğuya)

3.2.5.3. Litoloji

Bingöl (1982, 1984, 1988), Elazığ Magmatitleri üzerinde yaptığı petrografik ve petrolojik çalışmalarda birimi Pertek Grubu, granitoid, gabro-diyabaz ve volkanitler olmak üzere dört ayrı gruba ayırmıştır. Araştırmacı, Pertek grubunun, diyorit, granodiyorit; granitoid grubunun, granit ve granodiyorit; gabro-diyabaz grubunun, gabro ve masif diyabaz; volkanit grubun ise diğer birimlerin üzerinde olmak üzere bazaltik yastık lav, alterasyona uğramış andezit, piroklastit ve dasitlerden oluştuğunu belirtmiştir. Aynı araştırmacı, karmaşığın derinlik kayaçları için belirli bir yüzde oranı da tespit etmiştir. Bu oranlara göre derinlik kayaçlarının % 30 – 35’ini gabro ve diyorit, % 50 – 55’ini monzodiyorit, monzonit, kuvars monzonit tonalit ve granodiyarit, % 15 – 20’sini ise granitlerin oluşturduğunu ortaya koymuştur.

Turan (1984), birimin Baskil (Elazığ) civarındaki bölümünde, diyabaz, mikrodiyorit ve mikrogabrolardan oluşan diyabaz üyesi ve bazaltik yastık lavlar, kırmızı mikritik kireçtaşı ara seviyeli tuf, aglomera, volkanik kumtaşı, volkanik breş ve andezitik lavlarla temsil olunan piroklastit üyesi olmak üzere iki üye tespit etmiştir.

Sungurlu ve diğ. (1985), Elazığ – Palu dolaylarındaki yüzeylemelerde yaptıkları araştırmada, Elazığ Magmatitlerinin genellikle şeyl, kumtaşı, kireçtaşı, volkanik kumtaşı, tuf, aglomera, bazalt, diyabaz, gabro, serpantinit, granit ve granodiyorit ile temsil edildiğini, yer yer sil ve dayk sokulumlarının bulunduğunu ve volkanitlerin genellikle spilitleştiğini belirtmişlerdir.

Akgül (1993), birimin Keban (Elazığ) dolayındaki bölümünün, diyorit, gabro, tonalit, granodiyorit bileşimli derinlik; mikrotonalit, aplit ve lamprofir bileşimli yarı derinlik; spilitik bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit gibi yüzey kayaları ile fliş özelliğindeki volkanosedimenter kayalardan meydana geldiğini ortaya koymuştur.

İnceleme alanında Şifrin Grubu derinlik kayaları içerisinde asidikten bazike kadar değişen, farklı kayaç türleri bulunmaktadır (Şekil 3.26).

Yaygın litoloji monzonit olup bunun dışında, gabro, diyorit, kuvars diyorit, tonalit, kuvars monzonit, siyenit, kuvars siyenit, granit, granodiyorit, monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit yer almaktadır.

İnceleme alanında, Köseuşağı Mahallesi'nin güneyinde siyenit, monzonit ve granit bileşimli kayalar içerisinde çok sık olarak magmatik kökenli anklavlara rastlanmıştır. Bu anklavlar mineralojik olarak diyorit ve kuvars mikro diyorit bileşimlidir (Şekil 3.27).



Şekil 3.26. Şifrin Grubu derinlik kayaları'na ait bazik kesen asidik kayalar.



Şekil 3.27. Şifrin Gubu derinlik kayaçları içerisinde, diyoritleri kesen granitler ve granitler içerisindeki diyorit anklavları.

Yazgan (1987), inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, birimden derlenen numuneleri monzonit – monzodiyorit- siyenit olarak tanıtmıştır.

Pişkin (1978), Çelikhan doğusunda yaptığı çalışmasında, intrüzif kütleyi çoğunlukla löko kuvarsmonzonitlerin oluşturduğunu, bunun yanında yersel olarak monzonit, lökomonzonit ve siyenitik türlerin de izlenebildiğinden bahsetmiştir. Bu yersel fasiyes değişiklikleri ve bol olarak izlenen anklavlarla masifin heterojenliği vurgulanmıştır.

Perinçek (1978), birim içerisinde, egemen kaya tipi olan monzonit dışında, monzodiyorit, siyenit, lamprofir ve lamprofiri kesen lökogranodiyorit dayklarının varlığından bahsetmiştir.

3.2.5.4. Yaş

Perinçek (1979) Elazığ Magmatitlerine ait kırmızı kireçtaşlarından aldığı örneklerdeki fosillere dayanarak birim için Kampaniyen – Maastrichtiyen yaşını belirlemiştir.

Naz (1979), birime Geç Kretase yaşını vermiştir.

Perinçek ve Özkaya (1981), birimin yaşını Senoniyen, Hempton ve Savcı (1982), Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen olarak benimsemişlerdir.

Yazgan (1983), Baskil magmatik kayaçlarında yaptığı K/Ar radyometrik yaş tayinine göre Elazığ Magmatitleri'nin yaşını, plutonik kayaçlar için Koniasiyen-Santoniyen; üst kesimlerdeki volkanik kayaçlar için ise Kampaniyen olarak tespit etmiştir.

Aktaş ve Robertson (1984), birime Santoniyen-Maastrichtiyen yaşını vermişlerdir.

Sirel ve diğ. (1975), Elazığ çevresinde birime ait kırmızı kireçtaşlarından aldıkları örneklerdeki fosillere dayanarak birime Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen yaşını vermişlerdir. Araştırmacılar aynı fosilleri Guleman Grubu'na ait kırmızı renkli kireçtaşlarında da saptamışlar ve bu iki birimin oluşum ortamı ve yaş açısından aynı olduğunu kabul etmişlerdir.

Bingöl (1988), birime ait derinlik kayaçları üzerindeki araştırmasında Koniasiyen-Erken Maastrichtiyen yaşını birim için uygun görmüştür.

Aksoy ve Tatar (1990), Van İli dolayında yaptıkları çalışmada, birime Kampaniyen Erken Maastrichtiyen yaşını vermişlerdir.

Turan ve Bingöl (1991), Yazgan'ın (1983) radyometrik yaş tayini verilerini ve karmaşık içindeki tortul kayaçlarda belirledikleri fosillere dayanarak birime geniş anlamda Senoniyen yaşını vermişlerdir.

Yazgan ve Chessex (1991), Baskil civarındaki yüzeylemelerde yaptıkları incelemelerde birim için Koniasiyen - Erken Kampaniyen yaşını uygun görmüşlerdir.

Pişkin (1978), inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, Şifrin intrüzif kayaçlarındaki lökokuvarsmonzonitlerde K-Ar yöntemiyle biyotitlerde yapılan ölçümlerde 61,4 ve 62,3 milyon yıllık sonuçlar elde ederken ultrabazik anklavların flogopitlerinden 52,8 milyon yıllık yaş almıştır. Pişkin (1978)'e göre bu radyometrik verilerin göreceli uygunluğu, ultrabazik anklavların intrüzif masife göre daha eski olabilme varsayımları üzerine açıklık getiremez. Bahsedilen veriler, bu anklavların intrüzif kütleyle katılmış olmaları veya bir diferansiyasyon ürünü olup olmadığı hakkında da bizi aydınlatamaz. Ayrıca, elde edilen 62 m.y. değerinin radyojenik argon nedeniyle yüksek olduğu düşünülebilirse de Lütasiyen sedimanlarının intrüzifleri örtmesi bu varsayımı ortadan kaldırır. Buna karşın argon kaybı olduğu düşünüldüğünde intrüziflerin 62 m.y. dan daha yaşlı olmaları gerekmektedir.

Yukarıda açıklanmaya çalışılan yaş bulguları dikkate alınarak, bu çalışmada Şifrin Grubu derinlik kayaçları (Elazığ Magmatitleri)'nin yaşı Üst Kretase olarak kabul edilmiş ve kullanılmıştır.

3.2.5.5. Oluşum Ortamı

Elazığ Magmatitleri'nin oluşum ortamı hakkında şimdiye kadar farklı görüşler benimsenmiştir. Karmaşığın, sedimanter kayaçlardan derinlik, yarı derinlik ve yüzey kayaçlarına kadar değişen türde litolojiler sunması ve diğer birimlerle olan kontak ilişkisi, oluşum ortamı hakkındaki farklı düşüncelerin genel sebepleri olmuştur. Ayrıca karmaşığın oluşumuna sebep olan dalma-batmanın ya da İç Torid Okyanusu tabanı yitilmesinin güneye yada kuzeye olduğu konusunda da farklı görüşler vardır.

Hempton ve Savcı (1982), dalma-batmanın güneye doğru olduğunu savunmuşlardır. Bu görüşü Şengör ve Yılmaz da (1983) kabul ederek bu konuda hazırladıkları Paleotektonik döneme ait haritalarda da aynen göstermişlerdir. Oluşum ortamı hakkında görüşlerini belirten Hempton ve Savcı (1982), bu birimde dasit ve riyolit gibi kayaçların önemli ölçüde bulunmayışı, buna karşılık büyük oranda bazaltların varlığını dikkate alarak ilksel ensimatik ada yayı ortamını kabul etmişlerdir.

Özellikle Elazığ çevresinde bu birim üzerinde detaylı araştırmalar yapan Bingöl (1982, 1988), yitimin kuzeye doğru olduğunu belirtmiş ve bunun en büyük delili olarak da birime ait magmatik kayaçların Keban Metamorfikleri'ni kesmesini göstermiştir. Aynı görüşü Turan ve Bingöl (1991) yaptıkları çalışmada daha detaylı olarak açıklamışlardır.

Yazgan (1981), yaptığı jeokimyasal çalışmaların sonucunda birimin, genç ve kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerinde gelişen etkin kıta kenarı ürünü olduğunu ileri sürmüştür.

Perinçek ve Özkaya (1981), karmaşığa ait kayaçların bir bölümünün kıtasal kabuk üzerinde geliştiğini, bir bölümünün de okyanusal kabuk gelişimini temsil eden malzemeden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Bingöl (1982), karmaşık içerisinde toleyitik serinin varlığı, kalkalkalen serinin andezit, piroklastit ve dasitle karakterize edilmiş olup, riyolitlerin bulunmayışı, piroklastitlerin andezitik aglomeralar ve tüflerle karakterize edilmesi ve ignimbiritlerin bulunmayışı gibi sebeplere dayanarak birimin bir ada yayı ürünü olduğunu kabul etmiştir. Turan (1984), daha önce yapılmış ortamsal yorumları da

dikkate alarak karmaşığın, aktif bir kıta kenarında, fazla kalın olmayan kıtasal kabuk ile kısmen de okyanusal kabuk üzerinde gelişen ada yayı ürünü olduğu düşüncesini benimsemiştir.

Sungurlu vd. (1985), birime ait volkanik kayaçların denizaltı volkanizması ürünleri olduğunu ayrıca okyanusal kabuk gereçlerinin oluşturduğu malzemenin baskın olduğunu belirtmişlerdir.

Aksoy ve Tatar (1990), birime ait andezitlerde ojit fenokristalleri bulunduğunu, bu nedenle ensimatik bir ada yayı ürünü olduğunu ve genel olarak volkanik kayaçların kalkalkalen seriyi temsil ettiğini savunmuşlardır.

Turan ve Bingöl'e (1991) göre birim, Geç Triyas'tan itibaren açılmaya başlayan ve Neotetis'in bir kolu olan İç Torid Okyanus kabuğunun Geç Kretase başlarından itibaren kuzeye doğru dalması sonucu oluşan dalma-batma zonu üzerinde gelişmiş bir ada yayı ürünüdür. Karmaşığa ait granitlerin, okyanusal kabuğun tükendiği ve Keban Masifi ile Pütürge Masifi'nin çarpışma durumuna geldiği anda oluştuğunu ileri süren araştırmacılar, buna bağlı olarak birimin kısmen okyanusal, kısmen de kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş bir yay magmatizması ürünü olduğunu kabul etmişlerdir.

Yazgan ve Chessex (1991), Baskil dolayındaki incelemelerinde birimin, ortaklaşa okyanusal ve kıtasal kabuk üzerinde gelişen yay magmatizması ürünü olduğunu belirtmişlerdir.

Yazgan, (1987), inceleme alanını da kısmen içine alan “ Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi ” konulu çalışmasında Şifrin Grubu derinlik kayaçlarını oluşturan magmatizmayı Tibet tipi turmalin içeren granitik kayaçlarla kıyaslamış, kompresif bir tektonik düzende kıtasal kabuğun ergimesiyle oluştuğunu söylemiştir.

Perinçek (1978) , “Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) Alanının Jeoloji İncelemesi ve Petrol Olanaklarının Araştırılması ” konulu çalışmasında Şifrin yöresindeki monzonitlerin Maden Karmaşığı'nın oluşma ortamına yabancı olduğunu söylemiştir.

Pişkin (1978), inceleme alanını da kapsayan “Çelikhan Doğusu Lökokuvarsmonzonitleri Üzerine Petrokimya ve Jeokronoloji Verileri” konulu çalışmasında masifin heterojenliği, anklavların bolluğu ve bu anklavların özdeşleşmesinin masifin kökeninin melez (hibrid) olabileceğini düşündürdüğünden bahsetmiştir. Ayrıca çevrenin eski temelinde yer yer izlenen migmatitleşmenin, masifin oluşum

mekanizmasının kökeninde anatektik sürecin tümüyle olasılık dışı bırakılamayacağını kanıtladığını söylemiştir. Sonuç olarak Pişkin (1978)'e göre jeolojik gözlemler ve elde edilen verilerin ışığında intruzyonun Hersiniyen Orojenezi sonrası olduğu açıktır; bunun yanında yerleşimin Paleosen'de gerçekleşmiş olması olasıdır.

Bu çalışmada Şifrin Grubu derinlik kayaçları üzerinde yapılan jekimyasal analizler sonucunda bunların dalma-batma ile ilişkili magmatik kayalara benzedikleri ve zenginleşmiş litosferik mantodan türedikleri ortaya konulmuştur. Aynı zamanda bu kayaçlar, yay ortamında gelişen magmatik topluluklar ile alkali elementlerce zenginleşmiş manto kaynağından ve kıta kabuğu gercisi ile kirlenmiş hibrid magmalardan türeyen magmatik kayalar da benzer özelliklere sahiptir. Arazi gözlemleri ve jeokimyasal-jeokronolojik verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, bu kayaçların daha kuzeydeki, yay magmatizması ile oluşmuş olan Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

3.2.6. Maden Karmaşığı (Orta Eosen)

3.2.6.1. Tanım

Tipik olarak Elazığ'ın Maden İlçesi ve çevresinde gözlenen bu birimi ilk defa 'Maden Birimi'diye adlandıran araştırmacı Rigo de Righi ve Cortesini (1964) olmuştur.

Bazı araştırmacılar (Sungurlu, 1974; Baştuğ ve Açıkbaş, 1974) birim için "Baykan Karmaşığı" tanımlamasını kullanmışlardır. Sungurlu (1974), Baykan Karmaşığı olarak tanımladığı birimi; Maden Birimi, Hazar Birimi ve Guleman Ultramafitleri olmak üzere üçe ayırmıştır.

Erdoğan (1977, 1982), Ergani-Maden yöresinde birimi, "Maden Grubu"şeklinde tanımlayarak Alt Volkanik Sediment Birimi ve Üst Volkanik Sediment Birimi olmak üzere iki alt birime ayırmıştır.

Özkaya (1978) Maden bölgesinde yapmış olduğu çalışmada "Baykan Grubu" olarak tanımladığı yürümüş bindirme üstü oluşuklarını; Bahro, Hazar, Gehroz, Maden ve Davudan formasyonlarına ayırmıştır.

Birim, Maden Karmaşığı olarak ilk defa Perinçek (1979) tarafından adlandırılmıştır. Daha sonraki yıllarda yapılan birçok çalışmada (Perinçek, 1980; Perinçek

ve Özkaya, 1981; Yazgan, 1981, 1983, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984, 1990; Bingöl, 1984; Sungurlu ve diğ., 1985; Üstüntaş, 1988; Şat, 1991; Kaya, 1993; Altunbey ve Sağıroğlu, 1995; Turan ve diğ., 1995; Bal ve Çelebi, 2000) “Maden Karmaşığı” tanımlamasını kullanmıştır (Çelik, 2003’ten).

Yazgan (1981), Elazığ- Malatya dolayındaki çalışmasında birimi, Maden otokton çökelleri, Olistrostomal Maden Oluşumu ve Volkanik Maden Oluşumu olmak üzere üç üyeye ayırmıştır. Başlıca; volkanik tüf, lapillitaşı, aglomera, alüminyumca zengin bazaltlar, K’ca fakir toleyitler, dasit, mikrogranit, siyenit, diyabaz, mikrogabro gibi kayaç topluluğundan oluştuğunu belirtmektedir. Yine aynı çalışmasında, Karadere Formasyonu’nun volkanik tüf, lapilli, aglomera, alüminyumlu bazalt, potasyumca zengin toleyitler, islandit, mikrogranit, dasit, siyenit, mikrogabro, diyabaz, volkanik ve yarı derinlik kayaçlarından oluştuğunu belirtmiştir. Epidotla birlikte bulunan prehnit-pumpelliit minerallerinin, sokulum derinlikleri fazla olmayan kayaçlarda ve özellikle denizaltı lav akıntılarında oldukça düzensiz bir şekilde, ince çatlaklarda, amigdaler doku şeklinde ve volkanik kayaçların hamurunda görüldüğünü belirtmiştir.

Hempton (1984, 1985), Maden Karmaşığı adını aynen kabul edip, tabandan tavana doğru; taban konglomerası, masif kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, kırmızı çamurtaşı, bazaltik-andezitik volkanitler ve volkanoklastitler olmak üzere yedi litofasiyese ayırarak incelemiştir. Orta Eosen’deki ada yayının bir bölümü üzerindeki bazaltik-andezitik bir volkanizmanın etkin olduğu kenar havza çökelleri olduğunu söylemiştir.

Sungurlu ve diğ. (1985), Elazığ-Hazar-Palu yöresinde yapmış oldukları çalışmada Maden Karmaşığı’nda alttan üste doğru Cefan, Arbo, Melefan ve Karadere olmak üzere dört formasyon tanımlamışlardır.

Özçelik (1985), Malatya Güneydoğusu’nda, Poluşağı civarında Maden Karmaşığı’nın jeokimyasal özellikleri üzerinde incelemeler yapmış ve Maden volkanik kayaçlarının daha önce Erdoğan (1977, 1982) tarafından yorumlandığı gibi ensimatik bir yay yakını havzada oluştuğunu kabul etmiştir.

Yazgan, (1987), İnceleme alanını da kısmen içine alan “Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi” adlı çalışmasında birimi, Maden Otokton Çökelleri, Olistostromal Maden Oluşumu ve Volkanik Maden Oluşumu olmak üzere üç üyeye ayırmıştır.

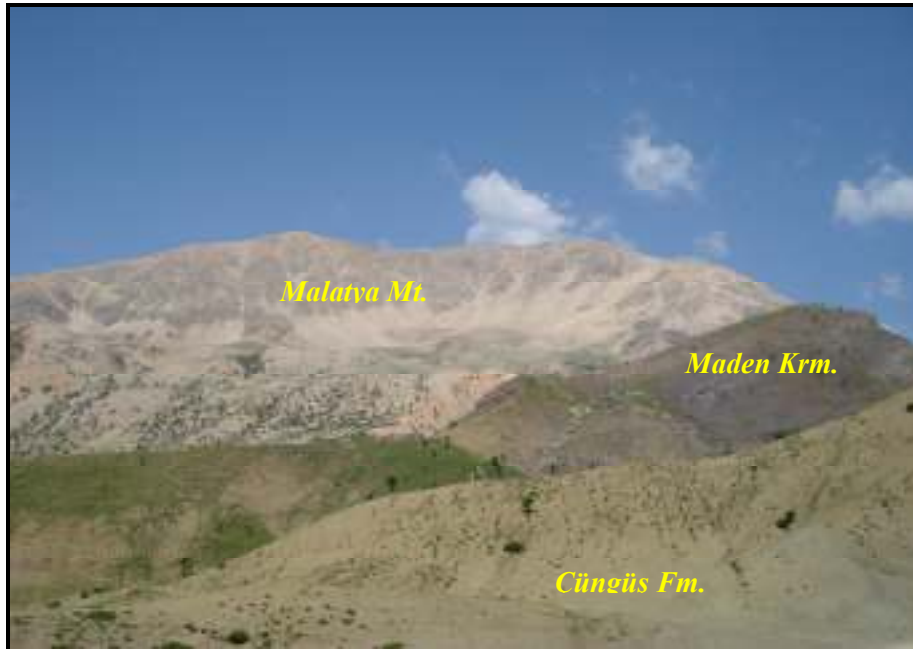
Bingöl (1988), Maden Karmaşığı'na ait volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin, bu kayaçların bir aktif kıta kenarı ürünü olduğunu gösterdiğini ifade etmiştir.

Yiğitbaş v.d. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olmak üzere üç ana bölüme ayırmışlardır. Araştırmacılar, gerçek anlamdaki Maden Karmaşığı'nın Nap Alanı içerisinde ve Şaryaj dilimleri altında bulunduğunu belirtmektedirler.

3.2.6.2. Dağılım ve Konum

İnceleme alanındaki en yaygın allohton birimlerden biri olan Maden Karmaşığı, Karadere Formasyonu , Çelikhan Formasyonu ve Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğu sunmaktadır.

Birim, tektonik olarak Kömürhan Ofiyoliti, Çüngüş Formasyonu ve Lice Formasyonu üzerine geldiği gibi, aşıl uyumsuzlukla Pütürge Metamorfitleri üzerinde de bulunabilmektedir (Şekil 3.28).



Şekil 3.28. Maden Karmaşığı ile Çüngüş Formasyonu'nun ilişkisi (Fırat Mahallesi 1 km. KD su, bakış kuzeybatıya)

Maden Karmaşığının üst dokanağı her yerde tektonik kökenlidir. Birimin üzerine Pütürge Metamorfitleleri ile Malatya Metamorfitleleri bindirmeli olarak gelmektedir (Şekil 3.29).



Şekil 3.29. Pütürge Metamorfitleleri altında gözlenen Maden Karmaşığı (Göv Mahallesi, bakış kuzeybatıya)

Kömürhan Ofiyoliti çalışma bölgesinde sınırlı bir alanda Maden Karmaşığının altında görülse de, inceleme alanı dışında bindirmeyle üstte yer almaktadır.

Karadere Formasyonu, inceleme alanında Şifrin Köyü, Köseuşağı ve Göv Mahallelerinin çevresinde (D-B uzanımlı), Şerefhan Köyü çevresinde, Bistikan Mahallesi'nin doğusunda ve Hopan Çayı güneyinde (Gürük Mezrası çevresinde) geniş yüzeylemeler vermektedir. Karadere Formasyonu Gürük Mezrası çevresinde ve Şerefhan Köyü güneyinde uyumsuzlukla Pütürge Metamorfitleleri üzerine gelir. Şifrin Köyü güneybatısında Şifrin Grubu derinlik kayalarlarının altında tektonik olarak bulunmaktadır. Rutikan (Korucak) Mahallesi güneyinde Pütürge Metamorfitleleri Şerefhan Köyü civarında ise Malatya Metamorfitleleri Karadere Formasyonu üzerine bindirmeli olarak gelmektedir (Şekil 3.30).

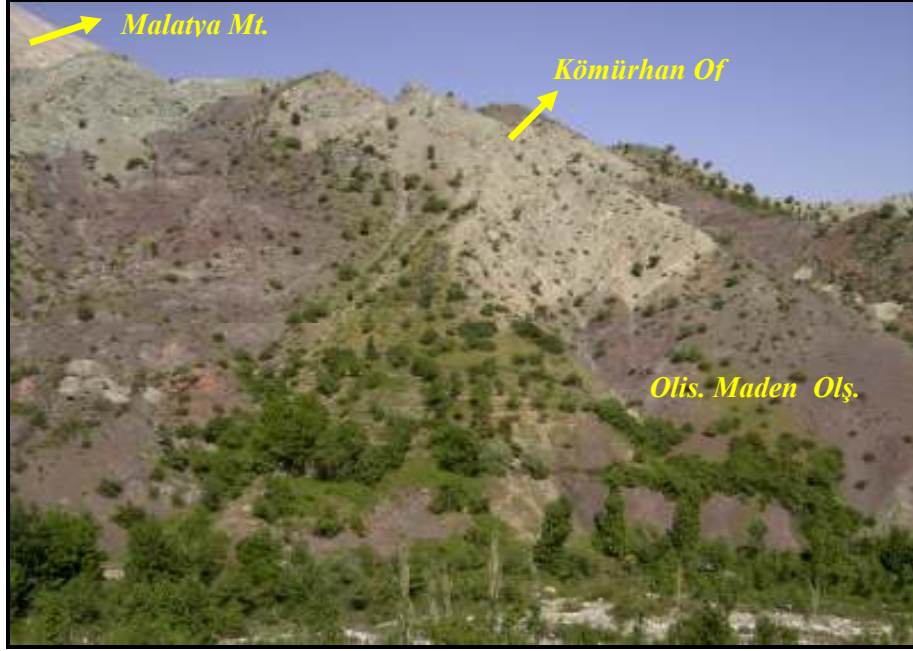


Şekil 3.30. Malatya Metamorfitleeri ile Karadere Formasyonu arasındaki ilişki (Şerefhan Köyü kuzeyi, bakış kuzeydoğuya)

Olistostromal Maden Oluşumu, inceleme alanında, Yarpuzlu güney ve doğusu, Karaköse Mahallesi güneyi, Farhik Mezrası çevresi, Askeran Mahallesi doğusu, Şerefhan Mahallesi güneyi ve Çat Mahallesi güneybatısında Pütürge Metamorfitleeri altında; Narun Mezrası batısında, Fati Mahallesi güneyinde, Şerefhan Mahallesi güneydoğusunda ve Avisipi Mahallesi kuzeybatısında Malatya Metamorfitleeri altında tektonik dokanakla yer almaktadır. Yine Bistikan Mahallesi doğusunda Malatya Metamorfitleeri ve Kömürhan Ofiyoliti altında tektonik olarak bulunmaktadır (Şekil 3.31). Ayrıca Narun Mezrası güneybatısında Çüngüş Formasyonu üzerinde, kuzeydoğu ve güneydoğusunda Pütürge Metamorfitleeri altında ve Çüngüş Formasyonu üzerinde ve Bistikan Mahallesinin güney ve güneydoğusunda da Lice Formasyonu üzerinde tektonik olarak bulunmaktadır. Göv Mahallesi civarında Olistostromal Maden Oluşumuna ait sedimanlar açılı uyumsuzlukla Şifrin Grubu derinlik kayalarının üzerine gelmektedir.

Çelikhan İlçesi civarında yüzeyleyen Çelikhan Formasyonu'nun, altındaki Pütürge Metamorfitleeri ile sınırı uyumsuzdur. Dokanak ilişkisinin belirsizliği tektonik hareketlerle diskordans düzleminin makaslanmış olması yüzündendir. Birimin kireçtaşı blokları, alttaki metamorfitleer içine sokulabilmişlerdir. Çelikhan Formasyonu üzerinde, yer yer Maden

Karmaşığının şeyleri uyumlu olarak görülür. Çoğu yerde aşınma nedeni ile başka bir birim bulunmaz (Perinçek,1978).



Şekil 3.31. Olistostromal Maden oluşumu'nun, Kömürhan Ofiyolitiyle olan tektonik ilişkisi (Bistikan Mahallesi doğusu, bakış kuzeye)

3.2.6.3. Litoloji

Perinçek, 1978; Yazgan, 1987; Pişkin, 1972, inceleme alanındaki en yaygın allokton birimlerden biri olan Maden Karmaşığı'nı (Orta Eosen), spilit ve bazalt ile temsil edilen Karadere Formasyonu (Açıkbaş-Baştuğ,1974); kireçtaşı ile temsil edilen Çelikhan Formasyonu ve isimlendirilmeyen ancak ayrı haritalanan Monzonit ve Diyorit ile Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğu olarak tanımlamışlardır. İlk kez bu çalışma ile daha önceki çalışmalarda Maden Karmaşığı içerisinde tanımlanan monzonitlerin Elazığ Magmatitleri'ne, diyoritlerin ise Kömürhan Ofiyolitine ait olduğu tespit edilmiştir. Monzonitler, Şifrin Grubu derinlik kayaları, diyoritler de Kömürhan Ofiyoliti adı altında haritalanmıştır.

Karadere Formasyonu: Birimin tabanında volkanit ara katkılı kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ardalıması vardır. Üste doğru spilit ve diyabaz ile temsil edilen volkanitler baskındır. En üstte kumtaşı, miltaşı ve şeyl volkanitler ile ardışıklıdır. Karadere Formasyonu, inceleme alanında spilit ile bazalttan oluşmuştur. Spilit yüzeyde çokça

ayrışmalı, yer yer yastık lavlıdır (Şekil 3.32). Gürük Mezrası civarında andezit ve andezit-porfir karekterli kayaçlarda belirlenmiştir.



Şekil 3.32. Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar (Şerefhan Köyü civarı)

Çelikhan Formasyonu : Perinçek (1978) , bölgedeki çalışmasında Maden Karmaşığ'ındaki düşük metamorfizmalı kireçtaşı ile temsil edilen kesimi ilk kez Çelikhan Formasyonu adı altında ayrı haritalamıştır. Bunun nedeni birimin litoloji homojenliği sunması ve komşu kaya birimlerine göre ayırtman litolojili olmasıdır.

Olistostromal Maden Oluşumu : Yazgan (1987), Maden karmaşığ'ının otokton çökelleri üzerine kireçtaşı, andezitik epiklastitler, kumtaşı, volkanik kayaç ve diyabaz parçaları ve bloklarını kapsayan ekaylı silt ve kilaşlarından oluşan bir çimento malzemesiyle izlenen Olistostromal Maden Oluşumunun, tektonik olarak gelip yerleştiğini belirtmiştir (Şekil 3.33). İnceleme alanında kireçtaşı, split, diyabaz, marn, şeyl, çamurtaşı, çakıltası, miltaşı ve kumtaşı bulunmaktadır.



Şekil 3.33. Bistikan Mahallesi güneydoğusunda yol yarması boyunca gözlenen Olistrostromal Maden Karmaşığı'na ait ekay dilimleri

3.2.6.4. Yaş

Erdoğan (1977, 1982) Ergani-Maden yöresinde yaptığı çalışmada, karmaşığın alt seviyelerini oluşturan Alt Volkanik Sediment Birim içerisindeki mercekli pelajik kireçtaşları ve kalkerli şeylerde bulunan fosillere dayanarak bu birimin Maastrichtiyen-Orta Eosen yaşlı olduğunu; karmaşığın üst seviyelerini oluşturan Üst Volkanik Birim'in ise alttaki birimle geçişli ilişkisi nedeniyle Üst Eosen yaşlı olabileceğini belirtmektedir.

Özkaya (1978), Ergani-Maden yöresinde yaptığı çalışmasında, Maden Karmaşığı'nın değişik seviyelerinden aldığı örneklerdeki fosil içeriğine dayanarak birimin Eosen yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Perinçek (1979), Aktaş ve Robertson (1984) ve Sungurlu ve diğ., (1985); Maden Karmaşığı'na ait değişik formasyonlarda tespit ettikleri fosillerden yararlanarak birime Orta Eosen yaşını vermişlerdir.

Yazgan (1981), Elazığ-Malatya bölgesindeki çalışmasında Maden Karmaşığı'na ait kireçtaşlarında saptadığı fosillere dayanarak birime Orta Eosen yaşını vermiştir.

Pişkin (1981), inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, Şifrin ve Hopan Çayının güneyinde mostra veren Karadere Formasyonuna ait diyabaz ve yastık lavlardan K-Ar

yöntemiyle yapılan ölçümlerde $44,8 \pm 16,9$, $45 \pm 5,7$ ve $52,0 \pm 10,3$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir. Bu çalışmada yaş tayini yapılmamış olup elde edilen veriler ışığında birimin yaşı Orta Eosen olarak benimsenmiştir.

3.2.6.5. Oluşum Ortamı

Yazgan,(1987) Maden Karmaşığı'nın; çarpışma sonrası sıkışma tektoniğine bağlı olarak üst mantonun bölümsel ergimesiyle oluşan levha içi kıtasal yitime bağlı volkanizma (post-collisional compression) olduğunu söylemiştir.

Perinçek, 1978, Maden Karmaşığı derin denizde çökelmiş, yoğun tektonizma etkisiyle karmaşık olmuş, sürüklenim örtüleri halinde güneye ilerleyerek bugünkü konumunu kazandığını belirtmiştir.

Özçelik, 1985 deki çalışmasında jeokimyasal ve jeolojik olgular, Maden Karmaşığının Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden marjinal Baseninin okyanusal kabuğu üzerinde gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu söylemiştir.

Bingöl (1988), Maden Karmaşığı'na ait volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin, bu kayaların bir aktif kıta kenarı ürünü olduğunu gösterdiğini ifade etmiştir.

Maden Karmaşığı'nın oluşum ortamıyla ilgili olarak farklı modeller ileri süren Aktaş ve Robertson (1990), jeokimyasal verilerle destekledikleri bir model olan yay ardı havza modelini birimin çökelme ortamı için önermişlerdir.

Yiğitbaş ve ark. (1991), Maden havzasının gelişimine riftleşme ile başladığını, giderek derin denizel ortam haline dönüşüp bu havzanın daha güneyinde bulunan Helete Volkanitlerinin kuzeyinde gelişmiş bir yay ardı havza olduğunu kabul etmişlerdir. Maden havzası, Orta Eosen'de açılıp bu dönemin sonunda kapanan kısa ömürlü bir havzadır. Birim içinde iki farklı düzeyde gözlenen volkanitlerden ilkinin taban düzeylerde sığ denizel çökellerle iç içe alkali özellikte, ikincisinin ise daha üst seviyelerde pelajik çökellerle birlikte görülen bazaltik volkanitlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Havzanın kapanmasını ise, Orta Eosen sonunda Maden havzasına doğru kuzeyden ilerleyen metamorfik ve ofiyolitik napların gelişimine bağlamaktadırlar.

Turan ve ark. (1995), Orta Eosen yaşı volkanosedimanter birimlerden oluşan Maden Karmaşığının, Neotetis Okyanusu güney kolunun kapanmasıyla ilişkili olarak gelişen gerilmeli bir yayın yay ardı havzasında oluştuğunu savunmuşlardır.

Robertson ve diğ. (2007), “Güney Tetis Okyanusu’nun tektonik evrimi” konulu çalışmalarında, Orta Eosen’deki kuzeye doğru dalıma kıtasal kenar gerilmesinin eşlik etmesiyle riftleşmenin başladığını ve Maden havzasının oluştuğunu, burada toplanan malzemenin Arap kıtasıyla çarpışması sonucunda tüm bindirme kümesinin Arap burnuna yerleştiğini belirtmişlerdir.

Maden Karmaşığı’ndan alınan örneklerin iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, bunların dalma-batma ile ilişkili volkanitlere benzediklerini, zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini ve kıta kabuğundan kirlendiklerini göstermektedir. Ayrıca alınan örneklerin, nadir toprak elementlerine göre yapılan değerlendirmelerde, Maden Karmaşığı’na ait volkanik kayaçların ada-yayı toleyitlerinin tipik özelliklerini gösterdikleri tespit edilmiştir. Bu veriler ışığında, Maden Karmaşığı’na ait volkaniklerin Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu düşünülmektedir.

3.2.7. Damar Kayaçları

Pütürge Metamorfitlelerini kesen ortaç (andezit-porfir, diyabaz) ve asidik karakterli (tonalit) kayaçlar ilk kez bu çalışmada belirlenmiş olup, Sarkız ile Baizge yöresine ait damar kayaçları şeklinde iki ayrı litolojik birim olarak değerlendirilmiştir. Arazi gözlemleri, petrografik-jeokimyasal ve jeokronolojik verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, damar kayaçlarının Maden Karmaşığı (Karadere Formasyonu) ile benzer özellikler gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde Pütürge Metamorfitlelerinin içinde bölgeye allohton olarak yerleşip, bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

3.2.7.1. Sarkız Yöresi Damar Kayaçları

3.2.7.1.1. Tanım

İlk kez bu çalışmada isimlendirilmiş olan birim Sincik kuzeyindeki Sarkız Mezrası civarı ile Askeran Mezrası kuzeyindeki Çakçak Tepe civarında ve Farhik

Mezrasının doğusunda Gazitahara Tepe mevkiinde Pütürge Metamorfitlerini kesen ortaç karekterli (diyabaz-andezit porfir) dayklardan oluşmaktadır.

3.2.7.1.2. Dağılım ve Konum

Sincik'in kuzeyindeki Sarkız Mezrası civarında tipik yüzeylemelerini vermektedir (Şekil 3.34, 3.35).



Şekil 3.34. Pütürge Metamorfitlerine ait kalkşist ve kuvarsitleri kesen diyabaz daykı (Sincik-Malatya karayolu)

Ayrıca Askeran Mezrası kuzeyinde Çakçak Tepe civarında ve Farhik Mezrası doğusunda Gazitahara Tepe mevkiinde Pütürge Metamorfitlerini keser konumlu olarak izlenmektedir (Şekil 3.36).



Şekil 3.35. Sarkız yöresi diyabaz daykları (Sarkız Mezrası 500 m. güneyi, Sincik-Malatya karayolu yol yarması)



Şekil 3.36. Gazitahara Tepe civarında Pütürge Metamorfikleri'ni kesen dayklar

3.2.7.1.3. Litoloji

Sarkız yöresi damar kayaçları, Pütürge Metamorfitlelerine ait serizit şist, kalkışist, kloritşist ve kuvarsitleri kesen ince- orta taneli diyabaz (Şekil 3.37) ile porfirik karakterli andezit dayklarından (Şekil 3.38) oluşmaktadır.

3.2.7.1.4. Yaş

Pişkin (1981) inceleme alanını da kapsayan “Çelikhan Doğusunun petrografik ve Mineralojik Etüdü” konulu çalışmasında, birimi ayrı haritalamış olmasına karşın isimlendirmemiştir. Bölgede yaptığı jeokronoloji çalışmasında bu birimden derlediği diyabaz ve andezit porfir örneklerinden (Gazitahara Tepe Mevkii), K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde $36 \pm 5,8$ ve $48,1 \pm 5,5$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir.

İlk kez ayırtlanıp adlandırılan bu birimle ilgili gerek yaş bulguları, gerek petrografik ve jeokimyasal veriler birimin; Maden Karmaşığı'nın Karadere Formasyonuna ait diyabaz ve andezit porfirlerle oldukça benzer özellikler göstermektedir. Tüm bu veriler ışığında birim için Orta Eosen yaşı benimsenmiştir.



Şekil 3.37. Pütürge Metamorfitlelerini kesen diyabaz daykının yakından görünümü (Çakçak Tepe)



Şekil 3.38. Pütürge Metamorfitlerini kesen andezit porfirlerin yakından görünümü (Sarkız Mezrası)

3.2.7.1.5. Oluşum Ortamı

Yazgan,(1987) inceleme alanını da kapsayan çalışmasında Maden Karmaşığı'nın; çarpışma sonrası sıkışma tektoniğine bağlı olarak üst mantonun bölümsel ergimesiyle oluşan levha içi kıtasal yitime bağlı volkanizma (post-collisional compression) olduğunu söylemiştir. Bu tip bir volkanizmanın kompresif bir tektonik düzende kıtasal kabuğun ergimesiyle oluşabileceğini belirtmiş ve Çakçak Tepede görülen andezit türü kayaçların bu tipe örnek verilebileceğini söylemiştir.

Sarkız yöresine ait damar kayaçlarının iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, bunların dalma-batma ile ilişkili kalkakalen karakterli volkanitlere benzediklerini, zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini ve kıta kabuğundan kirlendiklerini göstermektedir. Jeokimyasal-jeokronolojik ve petrografik değerlendirmeler sonucunda Sarkız yöresine ait damar kayaçları, Maden Karmaşığı'na ait örneklerle (Karadere Formasyonu) benzer özellikleri göstermekte, bu kayaçların Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu düşünülmektedir.

3.2.7.2. Baizge Yöresi Damar Kayaçları

3.2.7.2.1. Tanım

Sarkız yöresi damar kayaçları gibi, ilk kez bu çalışmada isimlendirilmiş olan bu kayaçlar, Baizge civarında Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit dayklarından oluşmaktadır.

3.2.7.2.2. Dağılım ve Konum

Baizge Mezrası civarında dar bir alanda tipik yüzeylemesini vermektedir. Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit daykları şeklinde izlenmektedir (Şekil 3.39).



Şekil 3.39. Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit bileşimli kayaçlar
(Baizge Mezrası 250 m kuzeydoğusu)

3.2.7.2.3. Litoloji

Pütürge Metamorfitlelerine ait serizit şist, muskovit şist, kalkışist, kloritşist ve kuvarsitleri kesen 0,5-1 m kalınlığında tonalit dayklarından oluşmaktadır. Tonalitler açık renkli, orta taneli kayaçlar olup, yer yer bozuşmalar gözlenmektedir.

3.2.7.2.4. Yaş

Birimin yaşı ile ilişkili herhangi bir çalışma yapılmamış olup petrografik ve jeokimyasal açıdan değerlendirildiğinde, bu kayaçların Sarkız yöresi damar kayaçlarını oluşturan volkanizmanın ileriki safhasına karşılık geldiği ve Orta Eosen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

3.2.7.2.5. Oluşum Ortamı

Baizge yöresine ait damar kayaçlarına ait örneklerin iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlara göre bu kayaçlar, volkanik yay ortamlarında gelişen magmatik topluluk örneklerine yakın bir benzerlik göstermektedir. Yine bu kayaçlara ait örneklerin LIL element içeriklerinin yüksek oranda zenginleşmiş olması da bu kayaçların ileri derecede evrimleşmiş bir eriyikten türemiş olduğuna işaret etmektedir. Bu kayaçların Sarkız yöresi damar kayaçlarını oluşturan volkanizmanın ileriki safhasına karşılık geldiği ve Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu düşünülmektedir.

3.2.8. Çüngüş Formasyonu (Eosen- Miyosen)

3.2.8.1. Tanım

Çüngüş Formasyonu, ilk kez Sungurlu (1974) tarafından adlandırılmıştır. Birimin tipik yüzeylemesi Çüngüş İlçesi civarındadır.

3.2.8.2. Dağılım ve Konum

Çüngüş Formasyonu inceleme alanında, Narun Mezrası güneyinde ve doğusunda, Dilektepe Mahallesi çevresinde (Çat Deresi boyunca) geniş yüzeylemeler verir (Şekil 3.40). Miyosen sonundaki güneye doğru bindirmenin en altındaki tektonik dilimi oluşturur. Altındaki Lice Formasyonu'ndan daha koyu renkli oluşu ve içerisindeki Kömürhan Ofiyoliti ve Maden Karmaşığı'na ait blokların varlığı ile ayrılır.

Birim Narun Mezrası doğusunda ve Fırat Mahallesi kuzeybatısında Maden Karmaşığı tarafından bindirmeli olarak üzerlenirken, Lice Formasyonuna bindirmektedir (Şekil 3.41), Kalikan Mahallesi çevresinde ve Lakin Köyü güneydoğusunda ise Maden Karmaşığı ve Kömürhan Ofiyoliti altında, Lice Formasyonunun üzerinde bindirmelidir. Sincik İlçesi çevresinde, Pütürge Metamorfikleri altında, Çüngüş Formasyonu üzerinde yer alır. Aşağıçem Mahallesi kuzeyinde Maden Karmaşığı altında Midyat Formasyonu üzerinde yer alır.

3.2.8.3. Litoloji

Çüngüş Formasyonu litolojik olarak Lice Formasyonu'na çok benzese de, renginin daha koyu olması ve içerisindeki Kömürhan Ofiyoliti ve Maden Karmaşığı'na ait blokların varlığı ile ayrılır. Şeyl- marn ve kumtaşı aralanmasından oluşur. Ayrıca, bölgenin tektonik yapısından dolayı, Çüngüş Formasyonu içerisinde ekaylanmalar (Şekil 3.42) ve küçük çaplı kıvrımlanmalar (Şekil 3.43) izlenmektedir.



Şekil 3.40. Çüngüş Formasyonunun genel görünümü (Fırat Mahallesi 1 km kuzeydoğusu, bakış kuzeybatıya)



Şekil 3.41. Maden Karmaşığı altında gözlenen Çüngüş Formasyonu (Bistikan Mahallesi güneydoğusu, yol yarması)



Şekil 3.42. Çüngüş Formasyonu içerisinde gözlenen ekaylanmalar, Ormanbaşı Tepe mevki



Şekil 3.43. Çüngüş Formasyonu içerisinde gözlenen küçük çaplı kıvrımlanmalar, Ormanbaşı Tepe mevki

3.2.8.4. Yaş

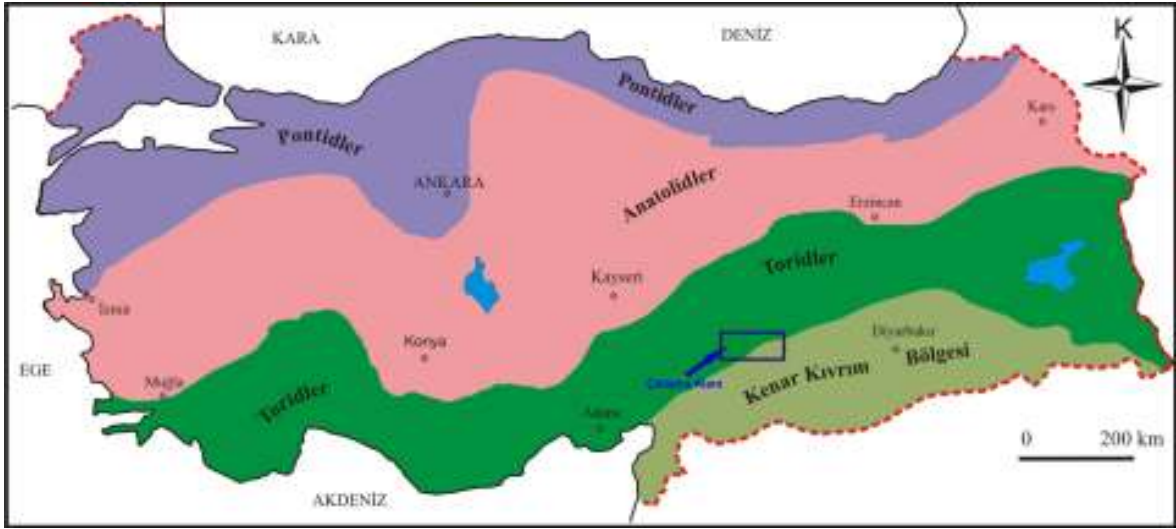
Sungurlu (1974), Çüngüş İlçesi çevresinde yaptığı çalışmada birimin Eosen-Miyosen yaşlı olduğunu bildirmiştir. Özkaya (1975), Maden-Ergani-Dicle yöresinde yaptığı çalışmada Çüngüş Formasyonu’nu Ergene Formasyonu adıyla haritalamış ve birim içindeki blokların Alt-Orta Eosen yaşında olduğunu belirtmiştir. Perinçek (1978), ise inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, birimin Alt Miyosen yaşlı olduğunu saptamıştır. Alt ve üst ilişkisi tektonik olan birim Eosen-Alt Miyosen yaşlı kabul edilir (Şenel, 2004). Bu çalışmada da Çüngüş Formasyonu için Alt Miyosen yaşı benimsenmiştir.

3.2.8.5. Oluşum Ortamı

Perinçek, 1978’de yaptığı çalışmasında Çüngüş Formasyonu’nun oldukça derin denizde, türbidit akıntılarının var olduğu ortam koşullarında çöktüğünü belirtmiştir.

4. YAPISAL JEOLJİ

Ketin (1966), yaptığı çalışmasında, dağ kuşaklarının orojenik gelişimlerini esas alarak Türkiye'yi dört tektonik birliğe ayırmıştır. Bunlar kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları bölgesidir (Şekil 4.1). İnceleme alanı, Kenar Kıvrımları Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı geçiş zone üzerindedir.

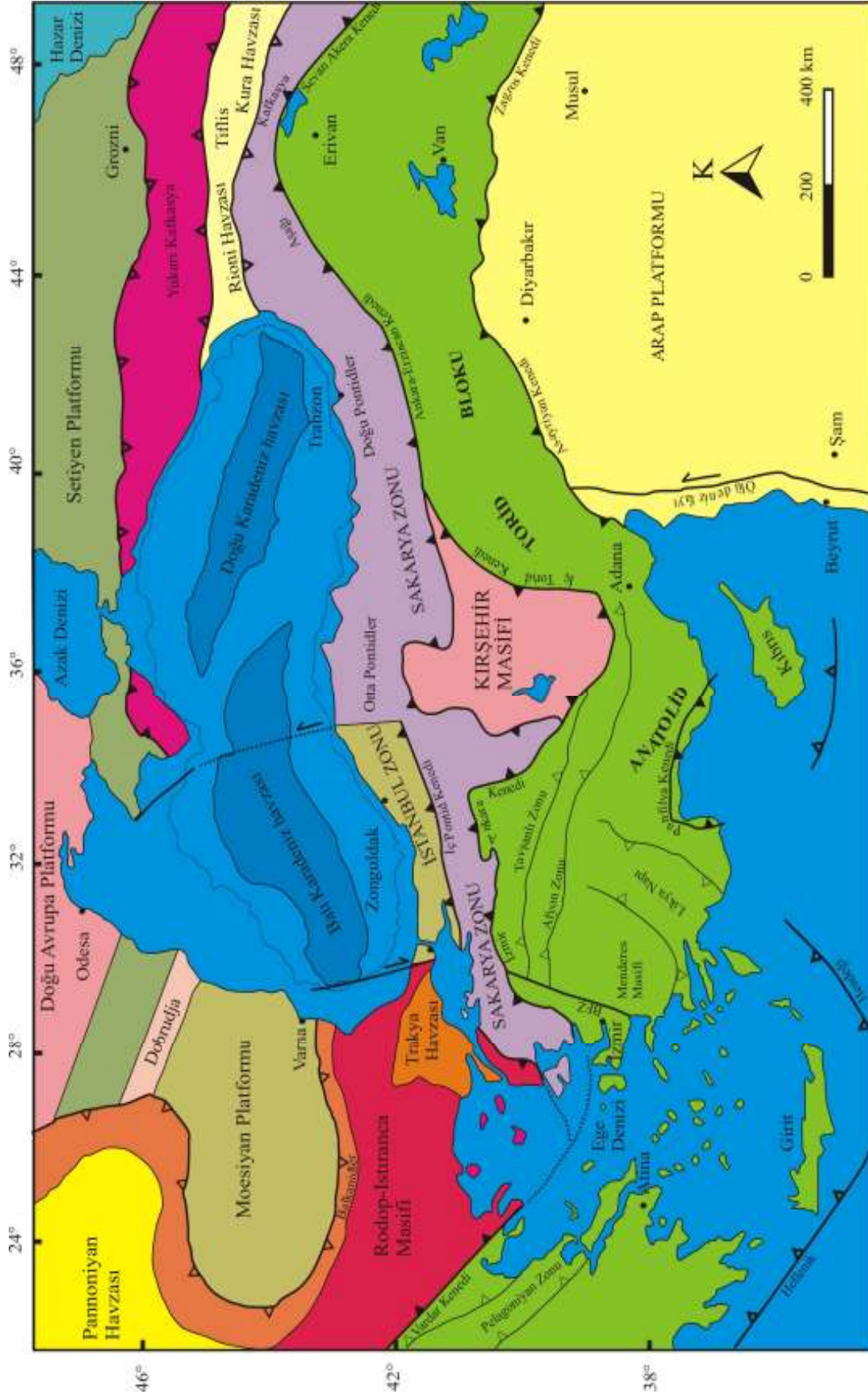


Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966)

De Righi ve Cortesini (1964) Güneydoğu Anadolu'nun statigrafisi ve yapısal özelliklerini göz ederek, bölge için yeni alt bölümler önermişlerdir. Bunlar kuzeyden güneye Toros Orojenez Kuşağı, Kenar Kıvrımları Kuşağı, Kıvrımlanmış Kuşak ve Önülke alanıdır. Bu ayrıma göre de inceleme alanı Kenar Kıvrımları ile Toros Orojenez Kuşağında bulunur.

Okay ve Tüysüz (1999)'ün Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birliklerini irdeleyen çalışmasına göre ise inceleme alanı Anatolid-Torid bloğu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.2).

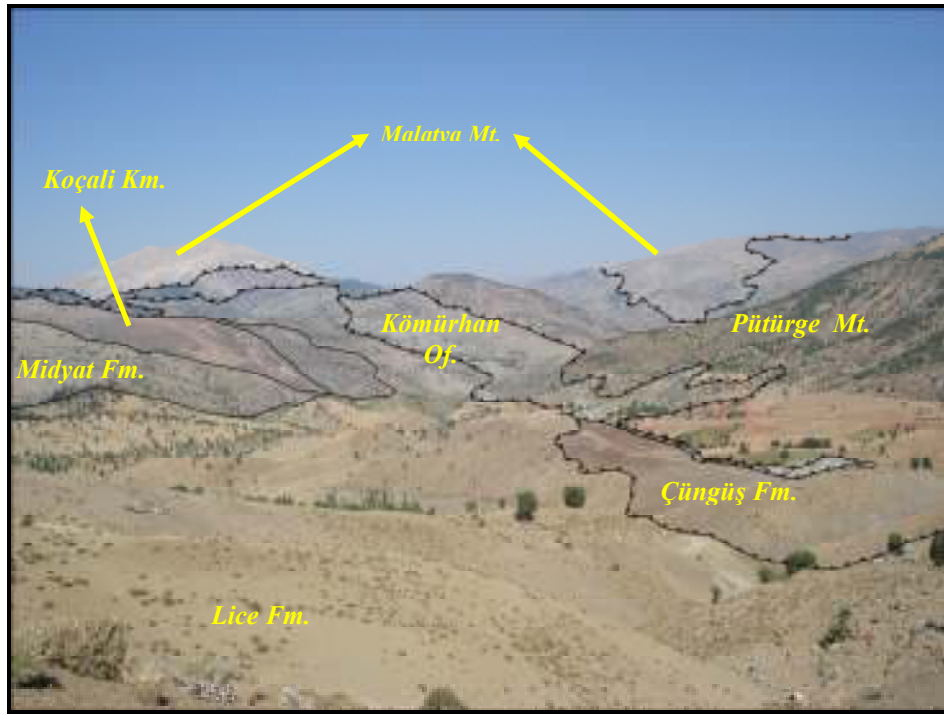
İnceleme alanında görülen litoloji toplulukları, Çüngüş Formasyonu, Kömürhan Ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayalarları, Maden Karmaşığı, Pütürge Metamorfikleri ve Malatya Metamorfikleridir. Bu birimler allokon konumlu olup, Miyosen sonu hareketlerle güneye doğru itilmiş ve bugünkü konumlarını almışlardır. Bu birimler hep birlikte Maden-Bitlis Bindirme Kuşağını oluşturmuş ve inceleme alanında Lice Formasyonu üzerine itilmişlerdir.



Şekil 4.2. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)

Bölgenin yapısal özelliği gereği yükselimlerin güney ve güneydoğu kanatları bindirmeli ve ters faylıdır.

İnceleme alanında, alttan üste doğru sırasıyla Çüngüş Formasyonu, Kömürhan Ofiyoliti, Maden Karmaşığı, Şifrin Grubu derinlik kayalar, Pütürge Metamorfikleri ve Malatya Metamorfikleri bulunmakta, aralarındaki dokanak tektonik olup, birbirleri üzerine bindirmelilerdir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. İnceleme alanında yer alan birimlerin ilişkileri (Sincik-Yarpuzlu karayolu, bakış batıya)

Kenar Kıvrımları Kuşağı, Kretase ve Tersiyer sonunda yoğun tektonizma geçirmiştir. Kretase sonunda çekim kaymaları oluşmuş, Tersiyer başında Alp Orojenez fazlarıyla kıvrımlanma, Tersiyer sonundaki hareketlerle de kıvrımlar, ters faylar ve bindirme yapıları oluşmuştur. Bindirme örtülerinden ve kenar kıvrımlarından güney'e doğru gidildikçe yapının daha da sadeleştiği görülür.

İnceleme alanında yer alan en önemli ters fay Şerefhan ters fayı olup, güneybatı-kuzeydoğu gidişlidir. Çat Mahallesi kuzeybatısından geçtikten sonra doğuya yönelir, sonrada Maden Karmaşığı içinde kaybolur. Uzunluğu 7,5 km düşey atımı 200-400 m dir.

Fay düzleminin eğimi $50-60^{\circ}$ kuzeybatıya doğrudur. Çat Mahallesi batısında eğim dike yakındır (Perinçek, 1978).

İnceleme alanındaki en büyük ve en önemli doğrultulu atımlı fay Doğu Anadolu Fayı'dır (Şekil 4.4). DAF genel doğrultusu GB-KD iken Çelikhan-Sincik sıçrama segmentinde D-B şeklindedir.



Şekil 4.4. Doğu Anadolu Fayı, Maden Karmaşığı ve Şifrin Grubu Derinlik kayaçlarının karşı karşıya gelmesi, Doğu Anadolu Fayı (DAF) (Göv Mahallesi yakını, bakış doğuya)

Doğu Anadolu Fayı birbirine az çok paralel ve basamaklı olarak sıralı çok sayıda fay ile temsil edilir. Pliyo-Kuvaterner çökelleri faylanmadan etkilenmişlerdir. Doğu Anadolu Fayı boyunca yer yer tektonizma etkisiyle gelişmiş milonitik zonlar gözlenmiştir (Şekil 4.5). Yine Doğu Anadolu Fayı'na bağlı olarak gelişmiş küçük ölçekli faylar da bulunmaktadır (Şekil 4.6, 4.7, 4.8, 4.9).



Şekil 4.5. Doğu Andolu Fay Zonu boyunca gelişmiş milonitik zon Göv Mahallesi 500 m güneydoğusu, bakış kuzeydoğuya)



Şekil 4.6. Lice Formasyonu ile Koçali Karmaşığı arasındaki doğrultu atımlı fay (İnlıce-Fırat Mahallesi yolu, bakış kuzeybatıya)



Şekil 4.7. Lice Formasyonu ile Midyat Formasyonu arasındaki sağ yanal atımlı (oblik) fay, fay aynası, kayma yüzeyi görüntüsü (Fırat Mahallesi 1,5 km doğusu, bakış güneye)



Şekil 4.8. Fay aynası, kayma yüzeyi ve çentiklerin yakından görünümü

Bunun dışında başka bir fay Bulam Çayı boyunca gözlenmektedir (Şekil 4.10). Bulam fayları, Bulam Çayı vadisine az-çok paralel uzanan ve birbirinin devamında

gelişmiş toplam 24 km. uzunluğunda üç büyük fayla temsil edilir. Bu faylar D-B doğrultulu olup, fay düzleminin eğimi 85-90° arasındadır (Perinçek, 1978).



Şekil 4.9. Kömürhan Ofiyoliti içerisinde gelişmiş mikrofaylar, Bistikan kuzeyi



Şekil 4.10. Bulam fayı (Bistikan Mahallesi, bakış güneybatıya)

5. PETROGRAFI

Bu bölümde Kömürhan Ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Maden Karmaşığı ile Pütürge Metamorfitlelerini kesen Sarkız ve Baizge yöresi damar kayaçları ayrıntılı bir şekilde incelenecektir.

İnceleme alanı Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı sınırında ve Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı içerisinde yer almaktadır. Dolayısıyla, inceleme alanının konumu itibarıyla yukarıda bahsedilen birimlerin birbirleriyle olan ilişkileri tektonik olup, ilksel ilişkiler korunamadığından kayaçlarda yoğun tektonizma izleri gözlenmektedir.

5.1. Kömürhan Ofiyoliti

Kömürhan Ofiyoliti inceleme alanında, tektonitlere karşılık gelen, serpantin, harzburjit ve dunit ile mafik kümülatlar (bantlı gabro), izotrop gabrolar (olivinli gabro, klinopiroksenli gabro, diyorit) ve tekil diyabaz dayklarından oluşmuştur. Ofiyolitlere karşılık gelen bu kayaç türleri arasındaki ilişkiler tektonik olup düzenli bir ofiyolitik diziye karşılık gelmemekte, birim tektonik dilimler şeklinde yanal yönde incelenip kaybolmaktadır. Ayrıca ofiyolitlere ait izotrop gabrolar ve tektonitler yer yer Elazığ Magmatitlerine ait tonalit ve kuvars diyorit ile kesilmektedir.

5.1.1. Tektonitler

İnceleme alanında dar alanlarda yüzlek veren tektonitler genellikle serpantinize ultramafik kayaçlar (harzburjit-dunit) ve serpantinlerle temsil edilmektedir. Yeşilin tonlarında ayrışma renkleri ve makroskopik ölçüde yaygın serpantinleşme göstermeleriyle karakteristiktirler.

İnceleme alanında Sincik'in güneyinde, Kalikan'ın doğusunda ve Lakin'in güneydoğusunda Pütürge Metamorfitlelerinin altında, Çüngüş Formasyonunun üzerinde daha geniş yüzlekler vermektedir. Bistikan Mahallesinin kuzeyi ile Şahverdi Mahallesi civarında izotrop gabrolar içerisinde tektonik dilimler şeklinde yüzeyleyen serpantinler ilk kez bu çalışmada belirlenip haritalanmıştır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. İzotrop gabro-serpantinit arasındaki tektonik ilişki ,
Bistikan Mahallesi kuzeydoğusu

5.1.1.1. Serpantinit

Serpantinit en yaygın kaya birimidir. Ofiyolitik birimin tabanını oluşturan peridotitik kayaların hidrotermal ve yüzeysel koşullar altında geçirmiş oldukları alterasyon sonucu oluşmuşlardır. Arazide kırıklı, çatlaklı bir yapıda koyu yeşil renk tonlarında ve yağimsi bir parlaklıkta görülmektedirler (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Pütürge Metamorfitleti altında görülen Kömürhan Ofiyoliti'ne ait serpantinitler (Sincik-Yarpuzlu karayolu, Yarpuzlu 1km güneydoğusu)

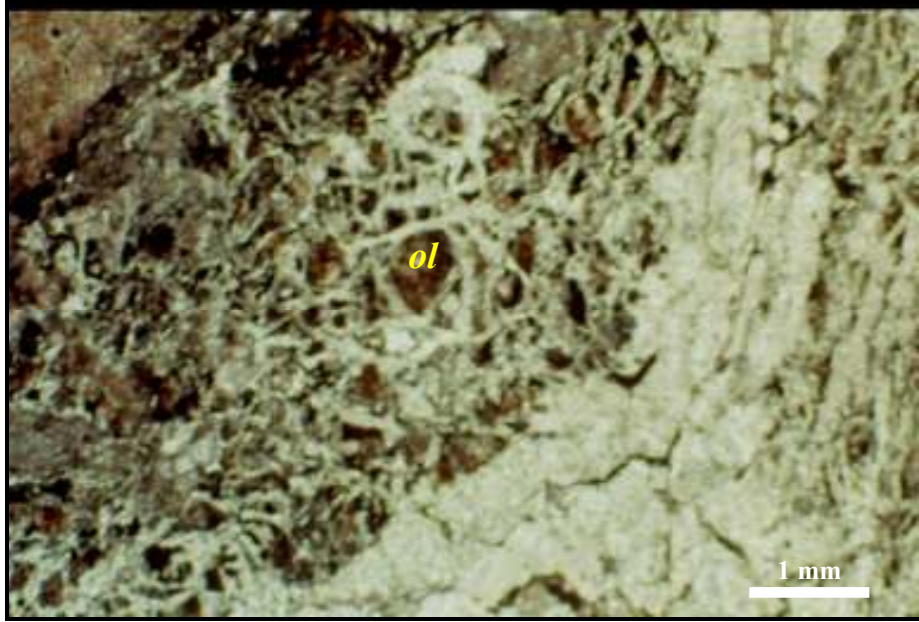
Serpantinitlerin mikroskopik incelemelerinde, alterasyonlara bağılı olarak olivin ve ortopiroksen mineralleri kenarlarından itibaren serpantinleşmişler ve kristalin orta kısımlarında kalıntı halinde birincil mineraller izlenmektedir (Şekil 5.3 ve 5.4).

Bazı örneklerde ise bu mineraller tamamen serpantin minerallerine dönüşmüşlerdir (Şekil 5.3). Bu dönüşüm sonucu serpantinitlerde ağısı (mesh) doku gelişmiştir (Şekil 5.3).

Piroksen ve olivinlerin serpantinleşmesi sırasında demiroksitler açığa çıkmıştır (Şekil 5.3 ve 5.4). Ayrıca alterasyonun fazla olduğu örneklerde yoğun karbonatlaşma gözlenmektedir (Şekil 5.5.).



Şekil 5.3 Ağsı doku gösteren serpentinitler içerisinde gözlenen kalıntı olivin mineralleri, demiroksit oluşumları, Olivin (ol) (ÇNx 32)



Şekil 5.4. Ağsı doku gösteren serpentinitler içerisinde gözlenen kalıntı olivin mineralleri, demiroksit oluşumları, Olivin (ol) (TNx 32)



Şekil 5.5. Alterasyonun fazla olduğu serpentinitlerde gözlenen yoğun karbonatlaşma, kalsit (cc) (ÇNx32)

5.1.1.2. Serpantinize Harzburgit

Harzburgitler inceleme alanında yeşilimsi sarı renkte görülürken, alterasyondan etkilenmiş harzburgitler yeşilimsi renkte ve kaygandırlar (Şekil 5.6.). Harzburgitler, tektonitler içerisinde bulunan en yaygın kayaç grubudur ve tektonitlerin büyük bir bölümünü oluşturmaktadırlar.

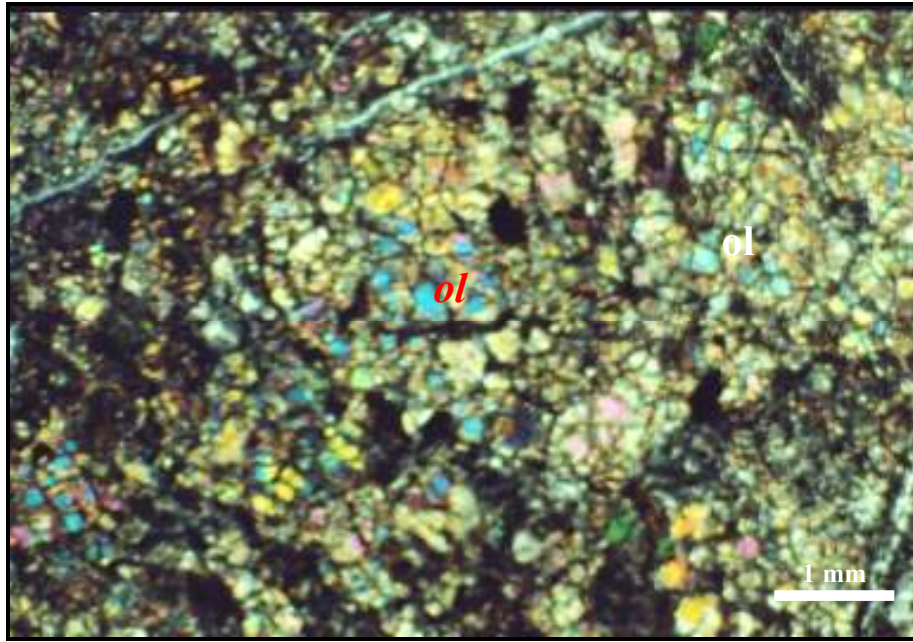


Şekil 5.6. Harzburgitlerden bir görünüm, Kalikan'ın 1 km doğusu

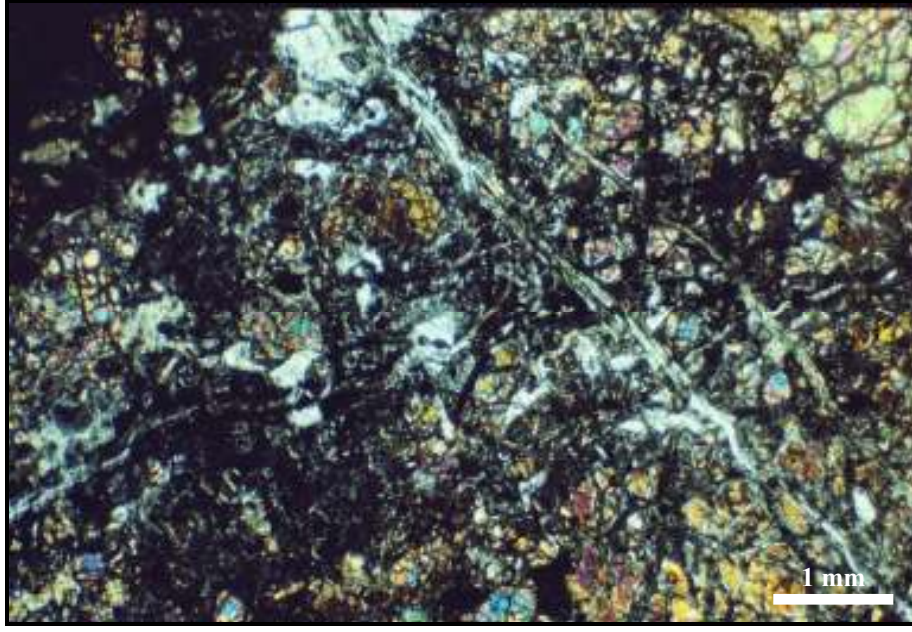
Esas olarak olivin ve ortopiroksen minerallerinden oluşan bu kayalar daha az oranlarda klinopiroksen, opak mineraller ve ikincil minerallerden oluşur. Alınan kaya örneklerinden yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucu %60-70 olivin, %20-25 ortopiroksen ve %5-7 klinopiroksenden oluştuğu belirlenmiştir.

Olivin kaya içerisinde en fazla bulunan mineral olup, ince kesitlerde özşekilsiz orta taneli kristaller halinde bulunabildiği gibi, tektonizmadan etkilenmiş kesitlerde parçalanmış küçük taneler halinde de bulunmakta (Şekil 5.7) ve yer yer serpantinleşmeler izlenmektedir.(Şekil 5.8) Serpantinleşmenin olduğu kısımlarda yüksek çift kırma rengi belirgin olarak görülmektedir.

Ortopiroksenler kaya içerisinde olivinden sonra en çok bulunan ikincil mineraldir. Olivinlere göre daha iri kristaller halinde , yarı özşekli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Bu minerallerde tek yönde dilinimler izlenmekte ve bu dilinim izlerine göre de paralel sönme görülmektedir (Şekil 5.9). Piroksenlerde kloritleşmeler ve uralitleşmeler gözlenmektedir.

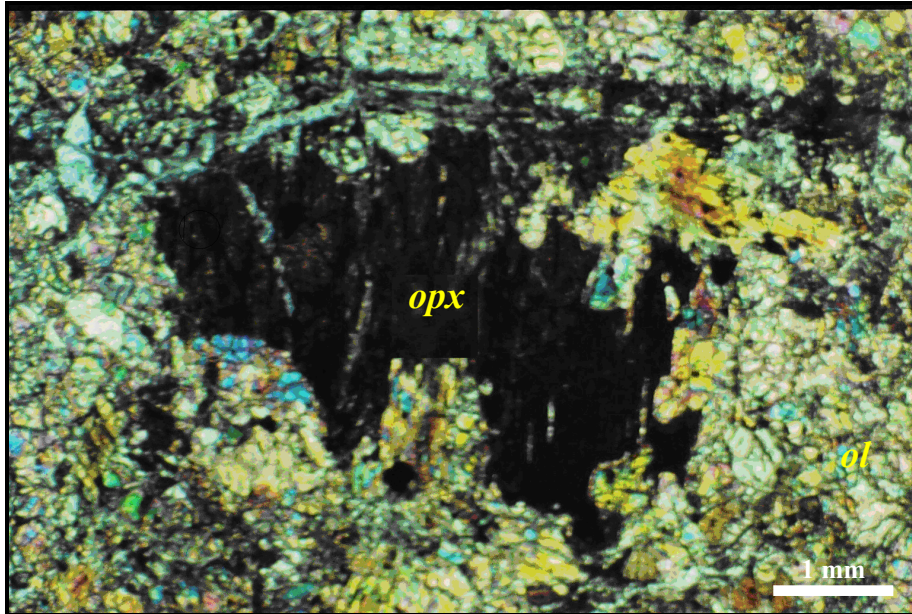


Şekil 5.7. Tektonizmadan etkilenmiş harzburgitlerde parçalanmış küçük taneler halinde bulunan olivin kristalleri, olivin (ol) (ÇN_x32)



Şekil 5.8. Harzburgitler içerisindeki serpantinleşmiş olivin kristalleri (ÇNx32)

Farklı boyutta kristallerin bir arada bulunuşu kayacın dokusunun heterogranüler doku olduğunu bu da subsolidüs altındaki manto şartlarını ve kısmi ergimeyi gösterir.



Şekil 5.9. Harzburgitler içerisindeki ortopirosken ve olivin mineralleri, olivin (ol), ortopirosken (opx) (ÇNx32)

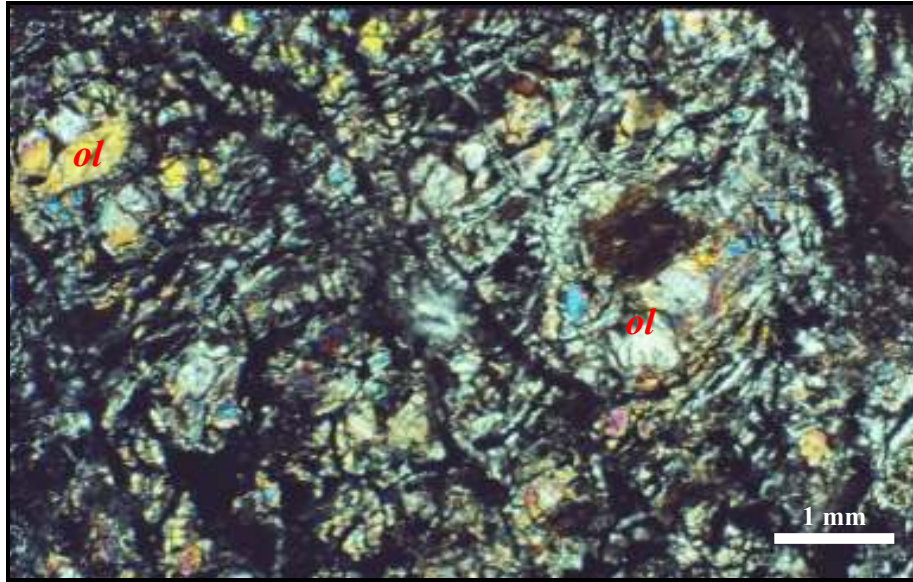
5.1.1.3. Serpantinize Dünit

Makro örneklerde koyu yeşilimsi- siyahımsı renk gözlenmektedir. Serpantinleşmiş olanlarında parlak yeşilimsi renk hakimdir .

Dünitlerin modal mineralojik bileşimleri; %90 olivin, %5-7 klinopiroksen, ve %1-3 ortopiroksendir. Olivinlerin çoğu serpantinleşmiş olmakla beraber bazıları da serpantin mineralleri (lizardit, krizotil) arasında kalıntı taneler şeklinde bulunmaktadır (Şekil 5.10).

Piroksenler de genelde özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde olup klinopiroksenler ortopiroksenlere göre kayaç içerisinde daha fazla oranda bulunmaktadır.

Dünitler elek (mesh) dokusu ve/veya granüler doku göstermektedirler (Şekil 5.10).



Şekil 5.10. Dünitlerde gözlenen kalıntı olivin mineralleri, olivin (ol) (ÇNx32)

5.1.2. Mafik Kümülatlar

İnceleme alanında oldukça dar alanlarda yüzlek veren mafik kümülatlar bantlı gabrolar ile temsil edilmektedir. Birim makroskopik olarak yer yer mafik ve felsik bileşenlerinin ayrılmış yerleşmelerinden kaynaklanan magmatik bantlaşma (tabakalı yapılar) sunmaktadır.

İnceleme alanında, çok dar alanlarda yüzeyleme veren bantlı gabrolar, Avisipi Mahallesi yakın kuzeydoğusunda Malatya Metamorfitlerinin altında, otokton çökellerin üzerinde tektonik dilim şeklinde, Kalikan Mahallesinin doğusunda ise tektonitlerin altında, tektonik olarak yüzeylemektedir. (Şekil 5.11).



Şekil 5.11. Kömürhan Ofiyolitleri içerisindeki tektonitlerle mafik kümülatlar arasındaki tektonik ilişki (Kalikan Mahallesi doğusu)

5.1.2.1. Bantlı Gabro

Gabroların en alt seviyesi bantlı gabrolarla başlar. Bantlı gabrolardaki bantlanma, olivin, klinopiroksen ve plajiyoklasın modal oranlardaki değişimi ile belirlenmektedir. Bileşimsel olarak tabakalı gabrolar magma odası yan duvarı boyunca kristalleşip magma odasının tabanına çökmesiyle oluşur. Bu gabrolar magma odasının tabanında soğuk döküm gibi yatay konumlu levhalar şeklinde çöker.

Arazide alınan makro örneklerinde genellikle gri ve siyahımsı renklerde olup, ince ve orta taneli, bantlanmanın belirgin olduğu kayalardır (Şekil 5.12). İnce kesitlerde de bantlanma belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 5.13). Bu gabroların mineralojik bileşimleri, %40-50 klinopiroksen, %50-60 plajiyoklaslardan oluşmaktadır.

Kümüls fazı oluşturan plajiyoklas, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde olup, albit ve karlsbad ikizlenmeleri göstermektedir. Plajiyoklaslarda alterasyon sonucu karbonatlaşma ve serizitleşmeler görülmektedir.



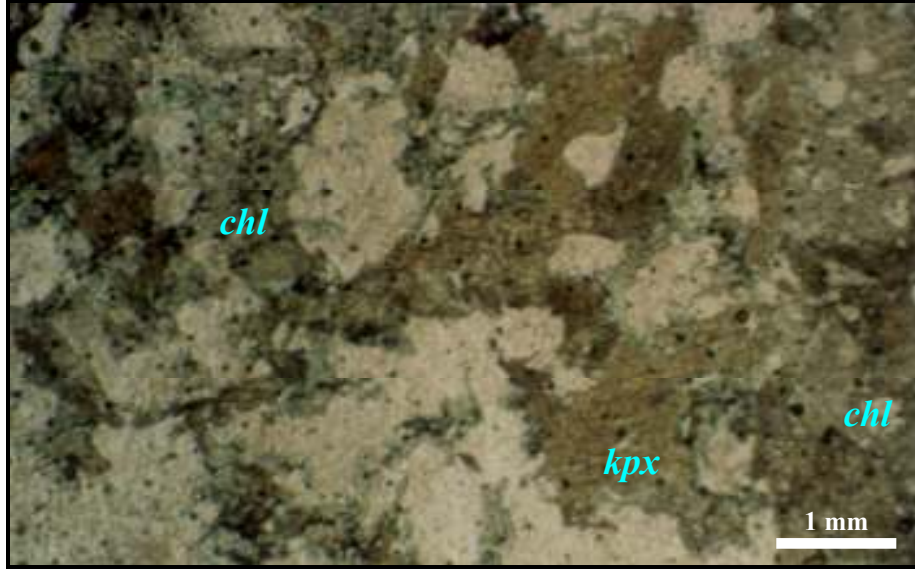
Şekil 5.12. Malatya Metamorfikleri altındaki Kömürhan ofiyolit dilimi içerisinde gözlenen bantlı gabrolar (Avisipi Mahallesi 1 km kuzeydoğusu)



Şekil 5.13. Bantlanmanın olduğu kısımlarda gözlenen ince ve iri taneli kısımların çift nikoldeki görünümü (ÇNx32)

Klinopiroksenler yarı özşekilli ve özşekilsizdir. Kenar kısımlarda kloritleşmeler ve uralitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5.14). 35-40 ‘lık sönme açılarıyla klinopiroksenlerin türünün ojit olduğu belirlenmiştir.

Bantlı gabrolarda; klinopiroksen ve plajiyoklasın kümülüs faz oluşturduğu adkümalat doku görülmekle beraber, bazı kesitlerde de klinopiroksenlerin interkümülüs fazı oluşturduğu mezokümulat doku görülmektedir.



Şekil 5.14. Klinopiroksenlerin kenar kısımlarda gözlenen kloritleşmeler ve uralitleşmeler, klinopiroksen (kpx), klorit (chl) (TNx32)

5.1.3. İzotrop Gabrolar

İzotrop gablo kayaçları inceleme alanında, Bistikan Mahallesi, Recep Köyü ve Avisipi Mahallesi yakınında ve Şahverdi Mahallesi çevresinde Malatya Metamorfitleri ile Maden Karmaşığı’nın altında, otokton çökellerin üzerinde tektonik dilimler halinde geniş yüzeyleme vermektedirler (Şekil 5.15). Arazide yer yer deforme olmuş şekilde görülmektedir. Birimden derlenen el örneklerinden hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan petrografik tayin çalışmaları neticesinde birimin olivinli gablo, klinopiroksenli gablo ve diyoritten oluştuğu tespit edilmiş olup bu çalışmalar neticesinde birime ait kayaçlarda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

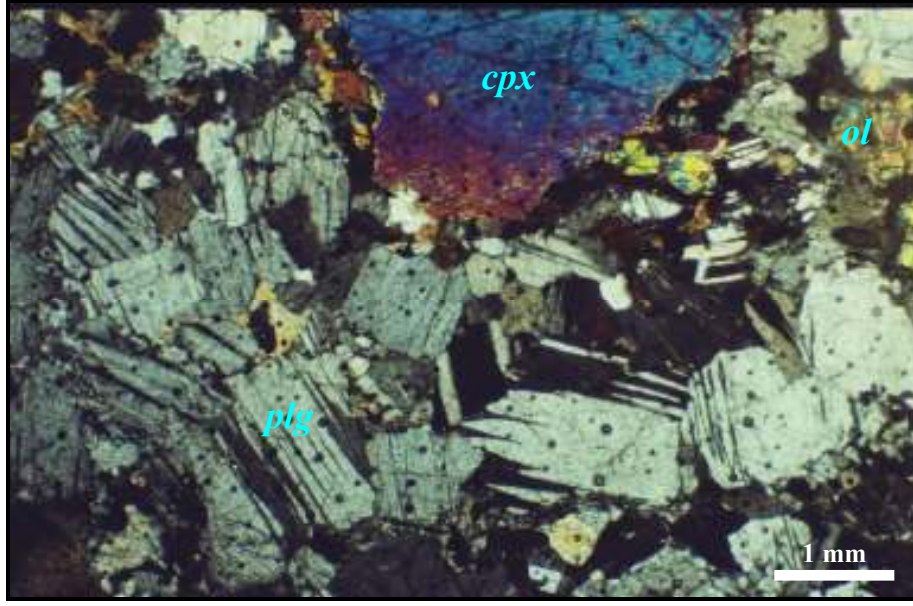


Şekil 5.15. Malatya Metamorfikleri altında izlenen Kömürhan Ofiyolitine ait gabrolar (Bistikan Mahallesi kuzeyi, bakış kuzeybatıya)

5.1.3.1. Olivinli Gabro

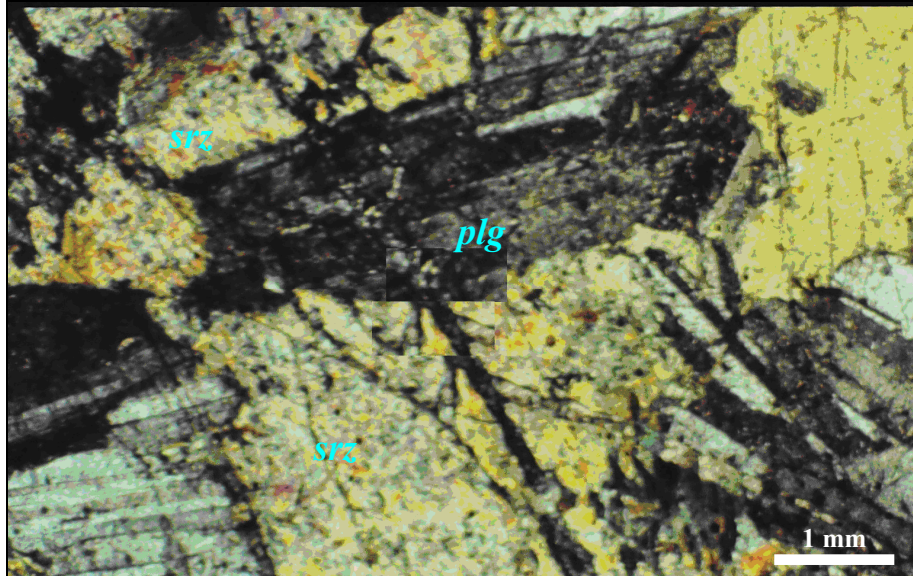
Olivinli gabrolar yaklaşık olarak % 60 plajiyoklas, %30-35 piroksen ve %5-10 olivinden oluşurlar.

Kümülüs fazı oluşturan plajiyoklaslar, özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halindedir. Genelde albit az oranda da albit+karlsbad ikizlenmeleri karakteristiktir. (Şekil 5.16) Bazı kesitlerde, ileri derecede ayrışma nedeniyle plajiyoklasların sönme açılarını tespit etmek oldukça zor olmakla beraber ayrışmanın çok az olduğu bazı kristallerde sönme açıları $29-32^{\circ}$ ölçülmüştür. Buna göre anortit oranı %52-57 olup plajiyoklasların türü labrador olarak tespit edilmiştir. Ayrıca bazı kesitlerde plajiyoklasların alterasyonu sonucu karbonatlaşma ve serizitleşmeler gözlenmektedir. (Şekil 5.17)

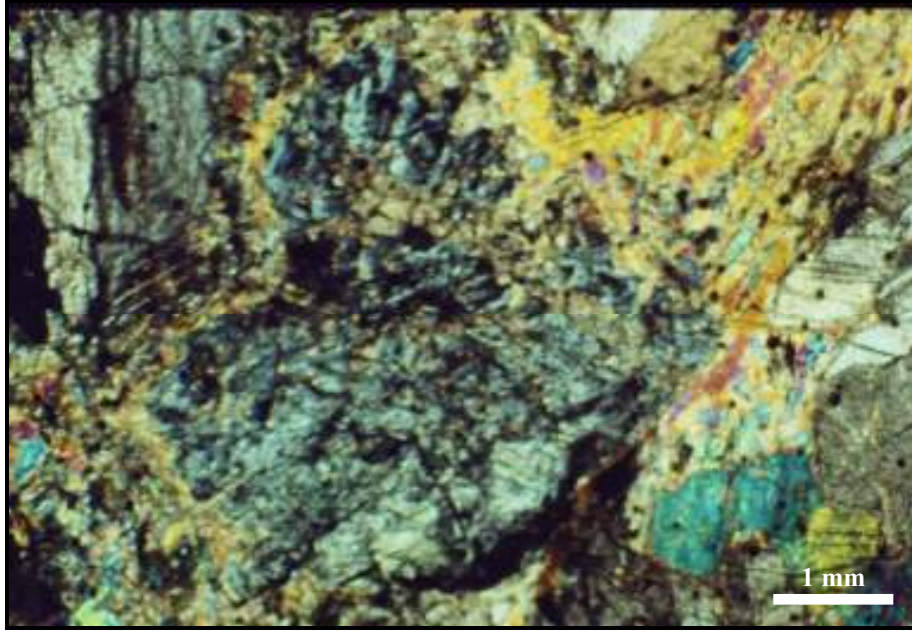


Şekil 5.16. Gabrolar içerisindeki plajiyoklaslarda gözlenen albit ve albit+karlsbad İkizlenmeleri, olivin (ol), klinopiroksen (cpx), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

İnterkümülsüz fazı oluşturan olivinler genellikle özşekilsiz kristaller halinde olup çoğu tamamen serpantinleşmiştir. (Şekil 5.18)

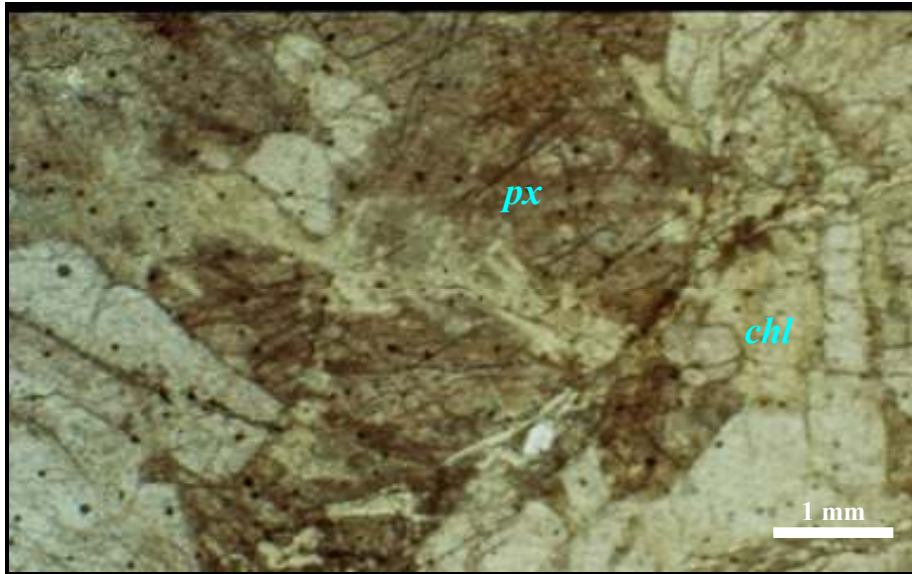


Şekil 5.17. Plajiyoklasların alterasyonu sonucu gözlenen karbonatlaşma ve serizitleşmeler, plajiyoklas (plg), serizit (srz) (ÇNx32)



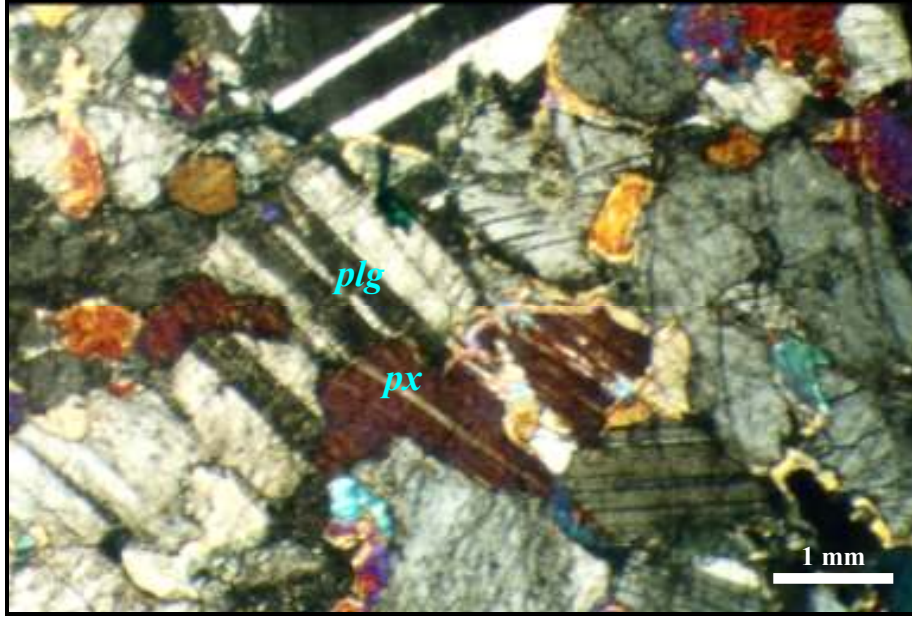
Şekil 5.18. Tamamen serpantinleşmiş özşekilsiz olivin kristalleri (ÇNx32)

Piroksenler özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Ortopiroksenler paralel sönme gösterirken, klinopiroksenlerin sönme açıları $38-42^\circ$ ölçülmüş ve bunların türünün ojit olabileceği tespit edilmiştir. Piroksenlerin kenarları boyunca kloritleşmeler yer yer uralite dönüşümler söz konusudur. (Şekil 5.19)



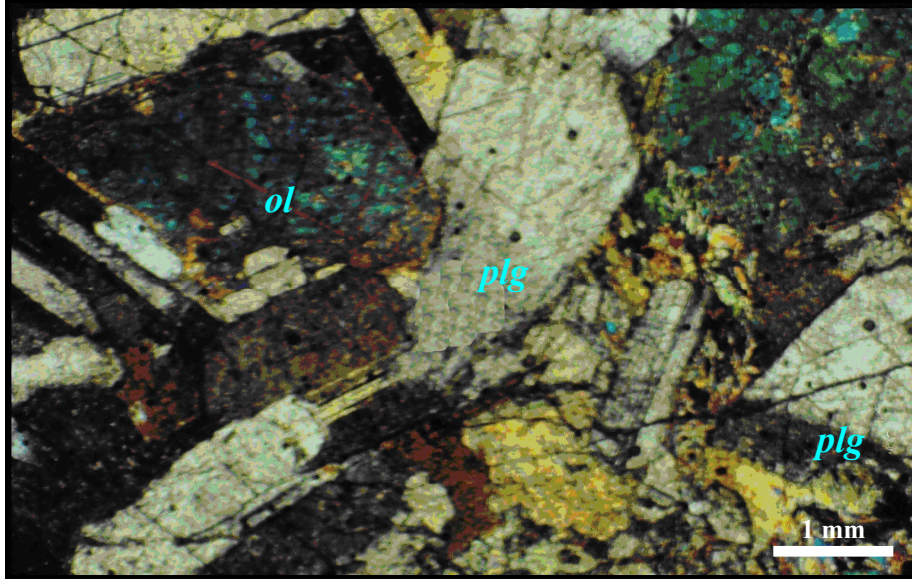
Şekil 5.19. Olivinli gabrolar içerisindeki piroksenlerin kenarları boyunca gözlenen kloritleşmeler yer yer uralite dönüşümler, piroksen (px), klorit (chl) (TNx32)

Piroksenlerin bir kısmında plajiyoklas kapantıları izlenmektedir. (Şekil 5.20) Bu da bize kristalleşme sırasının olivin → piroksen → plajiyoklas şeklinde olduğunu göstermektedir. Bu şekildeki bir kristalizasyon serisi, supra-subduction zonu ofiyolitleri işaret etmektedir (Yalınız, 2001).



Şekil 5.20. Plajiyoklaslarda izlenen piroksen kapantıları, piroksen (px), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

Olivinli gabrolarda genellikle adkümülat ve mezokümülat dokular gözlenmektedir. (Şekil 5.21) Plajiyoklas, kümülüs fazı oluştururken klinopiroksen ve olivin bazı kesitlerde kümülüs bazı kesitlerde de interkümüülüs fazı oluşturmaktadır. Adkümülat dokuda interkümüülüs faz %7'den az iken, mezokümülat dokuda bu oran %25'e kadar çıkmaktadır.



Şekil 5.21. Olivinli gabrolarda gözlenen adkümülat ve mezokümülat dokular, Olivin (ol), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

5.1.3.2. Klinopiroksenli Gabro

Makro örneklerde genellikle gri, yeşilimsi gri renklerde olup, ince ve orta taneli kayalardır. Bu gabrolar bileşimsel olarak ortalama %40-50 oranında klinopiroksen ve %50-60 oranında plajiyoklaslardan oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Albit ve albit-karlsbad ikizlenmeleri görülmekte ve sönme açıları 28° - 30° olan bu plajiyoklasların labrador olabileceği tespit edilmiştir. ‘An’ içerikleri yaklaşık % 50-54 arasındadır. Plajiyoklasların büyük çoğunluğu sağlam olup az bir kısmında alterasyon sonucu serizitleşme ve karbonatlaşmalar görülmektedir. Ayrıca yer yer plajiyoklaslar içerisinde piroksen kapantıları izlenmekte, bu durum minerallerin oluşum sırası hakkında bilgi vermektedir (Şekil 5.22).

Klinopiroksenler; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde olup, 38° - 40° sönme açılarıyla ojit oldukları belirlenmiştir. Genelde hepsinde iyi gelişmiş tek yönde dilinim gözlenmekle beraber çok az bir kısmında kötü gelişmiş çift yönde dilinim izlenmektedir. Klinopiroksenler kısmen altere olmuş ve yer yer kenarları boyunca kloritleşmeler yer yer tremolit ve aktinolit dönüşümleri gözlenmektedir.



Şekil 5.22. Plajiyoklaslar içerisinde gözlenen piroksen kapantıları, piroksen (px), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

Klinopiroksenli gabrolarda genellikle adkümülât ve mezokümülât doku izlenmektedir.

5.1.3.3. Diorit –Mikro diyorit

Makro örneklerde, diyoritler orta – kaba tane boyutuna sahip olup, mikrodioritler ince taneli, orta koyulukta renklere sahiptirler. Mafik minerallerce zengin olanlar daha koyu yeşil-siyahımsı renklerdeyken, mafik mineral oranı daha az olan örnekler daha açık renklerdedirler. Alterasyonun yoğun olduğu kesimler ise açık yeşilimsi – gri renklerdedirler. Dioritler, bazen kendi içerisinde farklılaşma gösterip mikrodioritlere geçiş gösterirken bazen de mikrodioritler içerisinde kapantı şeklinde gözlenir (Şekil 5.23). Ayrıca diyoritler içerisinde asidik karakterli dayklar (Şekil 5.24) ve zaman zaman da tekil diyabaz daykları gözlenmiştir.



Şekil 5.23. Mikrodiyorit içerisindeki diyorit anklavı (Bistikan Mahallesi kuzeydoğusu)

Diyoritler ve mikrodiyoritler, mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %55-60 plajiyoklas, % 35-40 amfibol ve %5-10 civarında da biyotit, klorit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

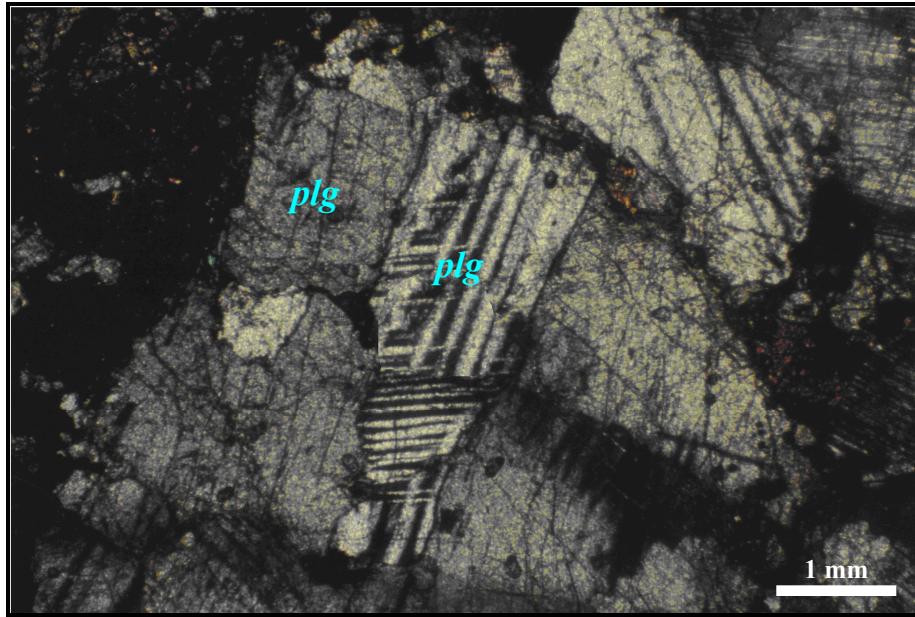


Şekil 5.24. Diyoritleri kesen diyaraz daykı (Bistikan Mahallesi kuzeyi)

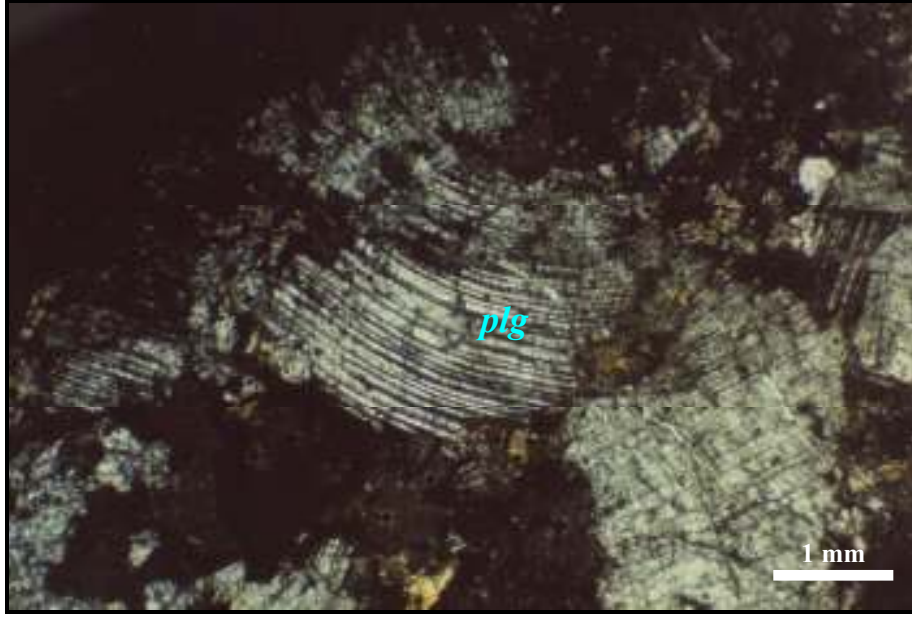
Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin bazılarında plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir . Bozuşmanın az olduğu kristallerde ölçülen 14-18° lik sönme açısından plajiyoklasların türünün oligoklas ve andezin olabileceği tespit edilmiştir. Plajiyoklaslar özşekilliye yakın opak mineral kapantıları ve plajiyoklas kapantılarını içermektedir (Şekil 5.25).

Kesitlerin bazılarında plajiyoklaslarda bükülmeler gözlenmektedir (Şekil 5.26). Bu tür plajiyoklasların olduğu kesitlerde sönme açıları sağlıklı bir şekilde ölçülememiştir. Bu durum soğuma sonrası bir deformasyonun varlığına işaret etmektedir.

Amfiboller, diyoritlerin ana mafik mineralidir. Mikrodiyoritlerde, genelde özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde iken diyorit örneklerinin bazılarında özşekilli kristallerine de rastlanmaktadır. Tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde mükemmel çift yönde dilinim gözlenmektedir. Diyoritlerde iri kristaller halindeki amfiboller içerisinde plajiyoklas kapantıları gözlenmektedir (Şekil 5.27). Bu da kristalleşme sırasının plajiyoklas → amfibol şeklinde olduğunu gösterir. Örneklerin çoğunda amfibollerin kenarları boyunca klorite dönüşümler söz konusudur.

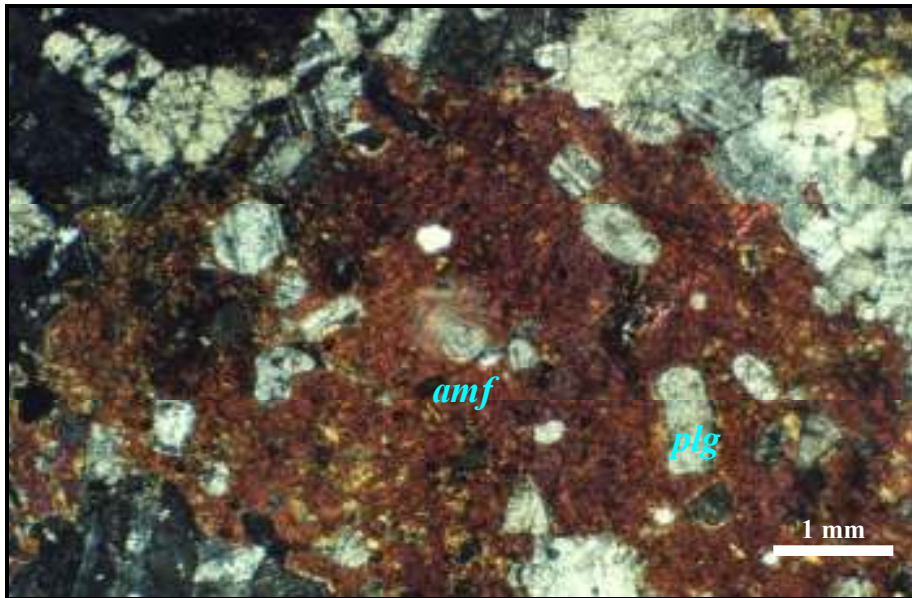


Şekil 5.25. Opak mineral ve kendi kapantılarını içeren plajiyoklas kristali, plajiyoklas (plg), (ÇNx32)



Şekil 5.26. Plajiyoklaslarda gözlenen bükülmeler, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

Diyoritlerin çoğu, farklı boyutta kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku, az bir kısmı da hem özşekli, hem yarı özşekli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler doku göstermektedir. Mikro diyoritlerde ise mikrolitik doku gözlenmektedir.



Şekil 5.27. Amfiboller içerisinde gözlenen plajiyoklas kapantıları, amfibol (amf), plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

5.1.4. Tekil Diyabaz Daykları

İnceleme alanında Sincik'in güneyinde, Lakin'in güneydoğusunda Pütürge Metamorfitlelerinin altında, Çüngüş Formasyonunun üzerinde yüzeyleyen serpantinize kayaçlar ile Bistikan Mahallesi, Recep Köyü ve Avisipi Mahallesi yakınında ve Şahverdi Mahallesi çevresinde Malatya Metamorfitleri ile Maden Karmaşığı'nın altında görülen izotrop gabrolar ile serpantinitler içerisinde tekil (izole) diyabaz daykları şeklinde bulunmaktadır (Şekil 5.28).



Şekil 5.28. İzotrop gabroları kesen tekil diyabaz daykı (Bistikan kuzeyi)

Tekil diyabaz daykları gabrolar içerisinde açık gri, gri, yeşilimsi gri renklerde olup, serpantinitler içerisinde beyazımsı renklerde görülen rodenjitleşmiş dayklar halinde izlenmektedir (Şekil 5.29). Kristal boyutları ince taneliden, iri taneliye kadar değişirken, kalınlıkları birkaç 10 cm'den birkaç metreye kadar değişebilmektedir.

Tekil diyabaz daykları; %50-55 plajiyoklas, %35-40 amfibol ve %10 civarında klorit, biyotit, ikincil kuvars ve opak minerallerden oluşmuşlardır.



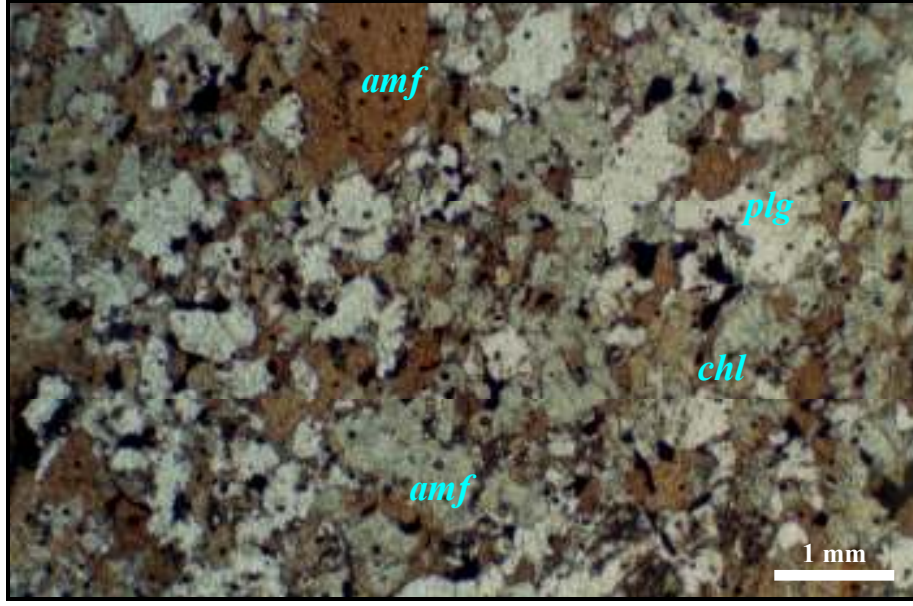
Şekil 5.29. Tektonitleri kesen yer yer rodenjitleşmiş tekil diyabaz daykları (Bistikan kuzeyi)

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Sönme açıları 34° olarak ölçülmüş ve labrador olabileceği tespit edilmiştir. İkizlenme karakteristik olup albit ve albit-karlsbad ikizlenmesi görülmektedir. Daykların iç kısımlarından alınan örneklerde plajiyoklasların iyi korunmuş, ancak kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir.

Amfiboller; genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz, muhtemelen piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşmuştur. Amfiboller, yeşil ve kahverengi hornblendlerden oluşmakta olup pleokrizma belirgin, bazı kristallerin kenarları boyunca kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5.30). Amfibol kristallerinin çoğu dilinimsizken, bazılarında tek yönde dilinim, çok az bir kısmında ise kötü gelişmiş çift yönde dilinimler görülmektedir.

Biyotit, kayaç içerisinde %5'in altında gözlenen, yarı özşekilli ve özşekilsiz küçük kristaller halindedir. Bazı kesitlerde ikincil kuvars damarları da görülmektedir.

Tekil diyabaz dayklarında genellikle, ince, uzun ve çubuksu plajiyoklas kristallerinin birbirleriyle açı yapacak şekilde birleştiği ve aralarındaki boşlukların amfibollerle doldurulduğu intergranüler doku gözlenmektedir.



Şekil 5.30. Amfibollerin kenarları boyunca gözlenen kloritleşmeler amfibol (amf), plajiyoklas (plg), klorit (chl) (TNx32)

5.1.5. Kömürhan Ofiyolitlerini Kesen İntruzif Kayaçlar

Bistikan Mahallesi İle Şahverdi Mahallesi civarında Kömürhan Ofiyolitlerine ait izotrop gabrolar ile tektonitleri kesen asidik-ortaç karakterli (tonalit-kuvars diyorit) kayaçlar belirlenmiştir. Ofiyolitlerin kısmi ergimesi ile oluşan magma, ofiyolitlere ait gabrolar içerisine sokulmakta ve katılarak granitik bileşimli kayaçları vermektedir. Bu kayaçlar arazide beyaz, kirli beyaz ve sarımsı beyaz renklerde olup yer yer yönlenme de göstermektedirler. Beyarslan (1996), Kömürhan yöresinde yaptığı doktora tezi çalışmasında ofiyolitleri kesen bu granitik intrüzyonların Elazığ Magmatitlerine ait olduğunu belirtmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan Ofiyolitleri ve onları kesen intrüzif kayaçlar kuzeyden taşınarak gelmiş ve bugünkü konumlarını kazanmışlardır.

5.1.5.1. Kuvars diyorit – Tonalit

Makro örneklerde orta tane boyutuna sahip olup, açık renkli kayaçlardır. Şahverdi ve Bistikan Mahalleleri civarında görülmektedir (Şekil 5.31). Kısmi ergimeye bağlı olarak oluşan açık renkli diyoritik ve granitik kısımlar yer yer gabro içerisinde dağınık olarak

görülmekte, yer yerde ince damarlar halinde yayılıp daha kalın damarlarla birleşip, dayk ve küçük intrüzyonlar haline dönüşmektedir (Şekil 5.32).



Şekil 5.31. Kömürhan Ofiyolitini kesen intrüzif dayklar (tonalit daykları)
(Bistikan Mahallesi kuzeydoğusu)



Şekil 5.32. Gabrolarda görülen kısmi ergime yapıları (Bisitikan Mahallesi kuzeyi)

Kuvars diyoritler mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %70-75 plajiyoklas, % 10-15 kuvars ve %5-7 civarında da amfibol ve biyotitten oluşmaktadır. Tonalitler ise; % 45-55 plajiyoklas, % 35-40 kuvars ve %5-10 civarında da alkali feldspat ve biyotitten oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ikizlenmeleri gözlenmektedir (Şekil 5.33).



Şekil 5.33. Plajiyoklaslarda gözlenen albit ikizlenmeleri (ÇNx32)

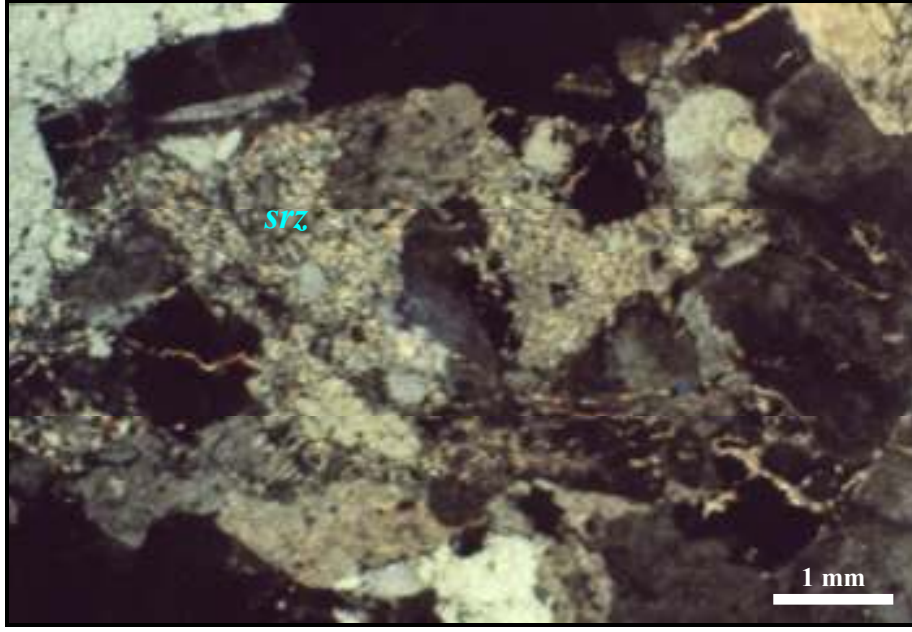
Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5.34).

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir (Şekil 5.35).

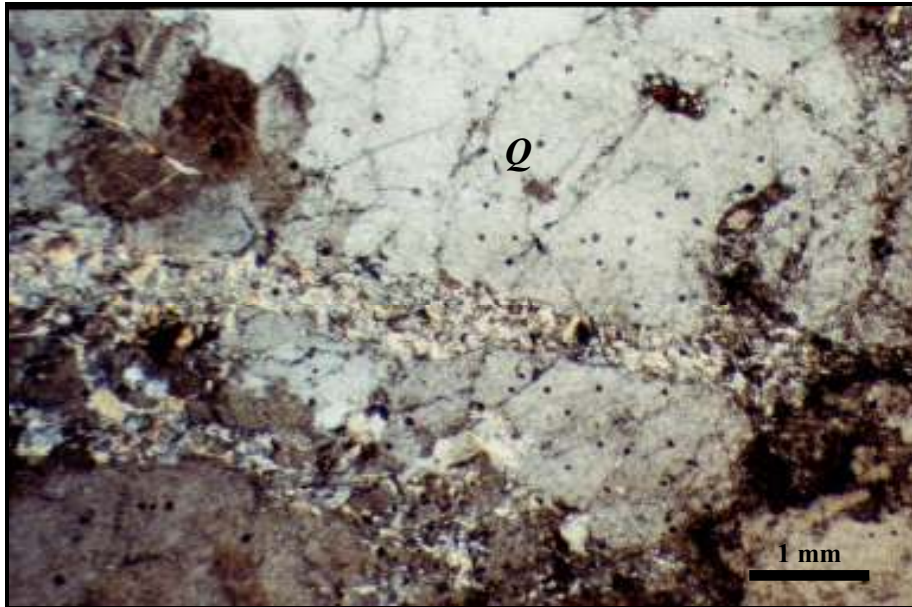
Alkali feldispatlar, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir.

Biyotitler, genelde küçük, yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Tek yönde dilinim ve kahverengi pleokroizma belirgin şekilde gözlenmektedir.

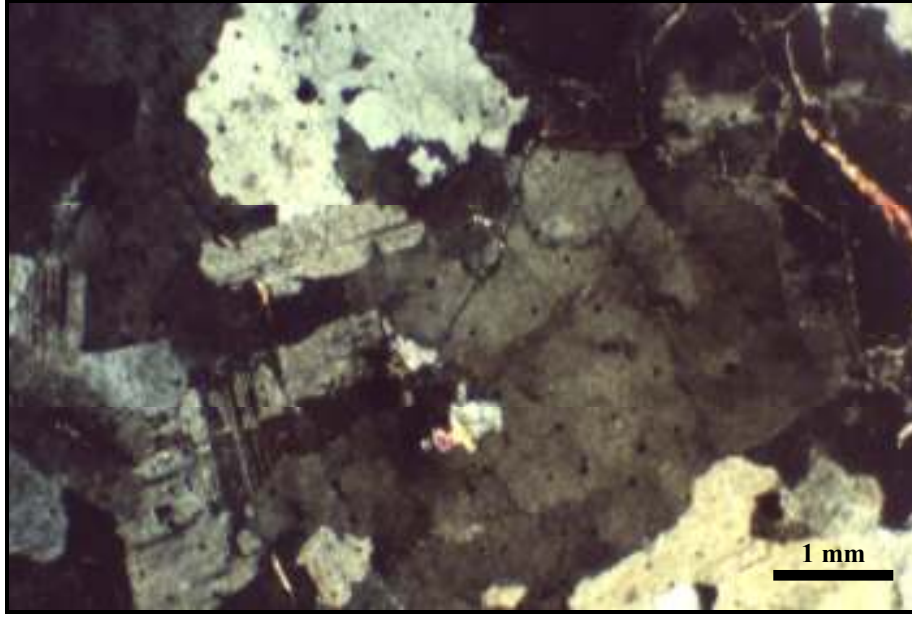
Kuvars diyoritler ve Tonalitler, özşekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristallerin bir arada bulunduğu subhedralgranüler doku göstermektedir (Şekil 5.36).



Şekil 5.34. Plajiyoklasların kenar kısımlarında gözlenen karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler, serizit (srz) (ÇNx32)



Şekil 5.35. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri, kuvars (Q) (ÇNx32)



Şekil 5.36. Tonalitlerde gözlenen subhedral granüler doku (ÇN x 32)

5.2. Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları

Şifrin Grubu derinlik kayaçları litolojik olarak heterojen bir yapı sunmakta, asidikten bazike kadar değişen, farklı kayaç türleri içermektedir. Yaygın litoloji monzonit olup bunun dışında, gabro, diyorit, kuvars diyorit, tonalit, kuvars monzonit, siyenit, kuvars siyenit, granit, granodiyorit, monzodiyorit, kuvars monzodiyorit yer almaktadır (Şekil 5.37). Ayrıca siyenit, monzonit, diyorit ve granit bileşimli kayaçlar içerisinde çok sık olarak magmatik kökenli anklavlara rastlanmıştır. Bu anklavlar mineralojik olarak diyorit ve kuvars mikro diyorit bileşimlidir.

Şifrin Grubu derinlik kayaçları, inceleme alanında Fati Mahallesi kuzeyinde Şifrin Köyü güneyinde ve Göv Mahallesi'nin güneydoğusunda dar bir alanda yüzeylemektedir. Şifrin Grubu derinlik kayaçları Şifrin Köyü güneybatısında Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alırken , Fati Mahallesi güneydoğusunda Şifrin Grubu derinlik kayaçları ile Maden Karmaşığı arasındaki tektonik dokanak net bir şekilde izlenmektedir.



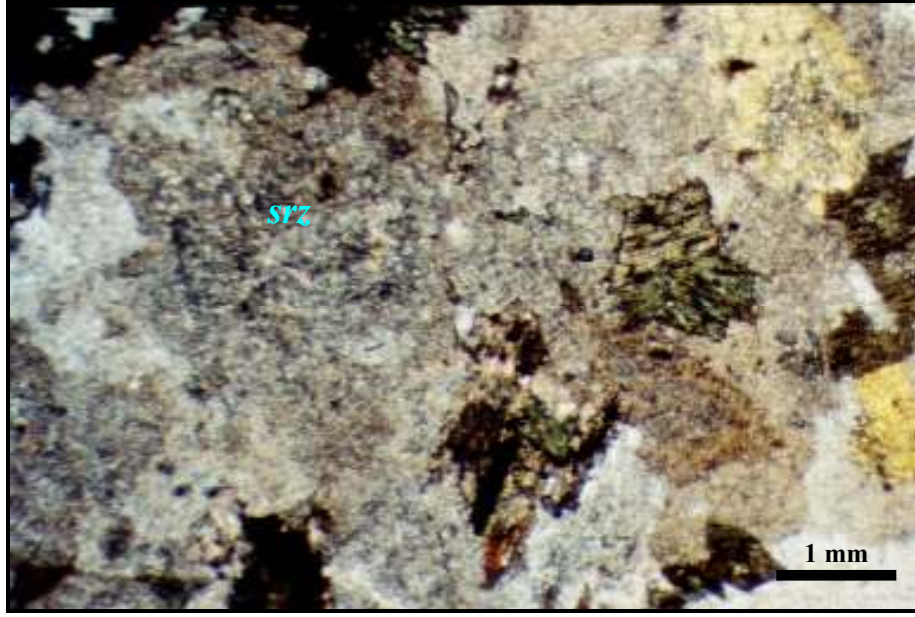
Şekil 5.37. Şifrin Grubu derinlik kayaçları'na ait granitik ve diyoritik kayaçlar (Şifrin Köyü güneybatısı, bakış güneye)

5.2.1. Gabro

Makro örneklerde genellikle gri, yeşilimsi gri renklerde olup, orta taneli kayaçlardır. Yer yer pegmatitik seviyelerde görülmektedir. Gabrolar mineralojik bileşim olarak ortalama %50-60 oranında plajiyoklas, %30-35 oranında amfibol ve %5-10 oranında da biyotitten oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Bozuşmanın fazla olmadığı kristallerde albit ve albit-karlsbad ikizlenmeleri görülmektedir. Alterasyonun yoğun olmasından dolayı plajiyoklasların sönme açıları ölçülememiş dolayısıyla da türleri tespit edilememiştir. Plajiyoklaslarda alterasyon sonucu serizitleşme ve karbonatlaşmalar görülmektedir (Şekil 5.38). İri kristalli plajiyoklaslar amfibol ve plajiyoklas kapantıları içermektedir. Bu da minerallerin oluşum sırası ile ilgili bilgi vermektedir.

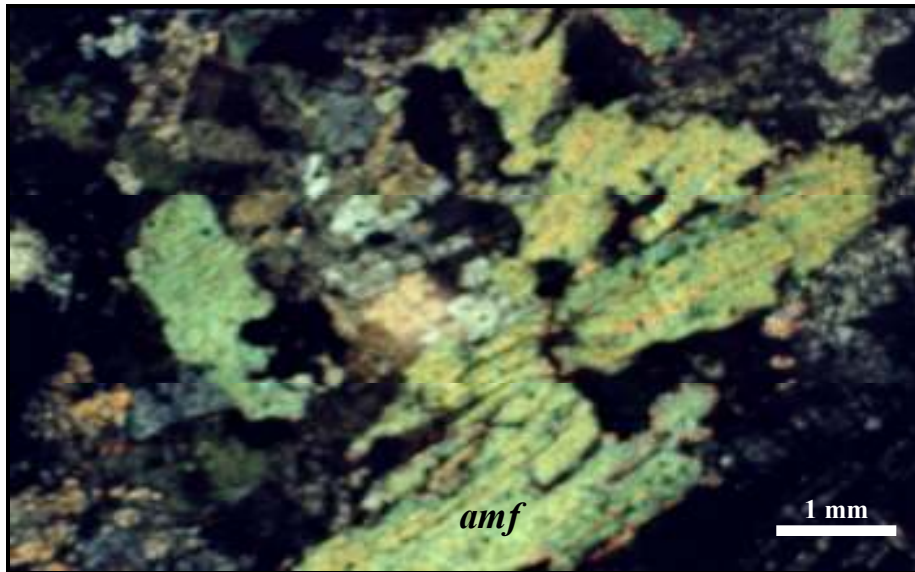
Amfiboller; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde olup, tek yönde dilinim mükemmeldir. (Şekil 5.39) Yeşil pleokroizmaya sahip yeşil hornblendlerin yanında kahverengi pleokroizmalı kahverengi hornblendler de bulunmaktadır. Amfiboller birincil olmayıp, piroksenlerin alterasyonu sonrası uralitler sonrasında da amfiboller oluşmuştur. Amfibollerin kenar kısımlarında kloritleşmeler söz konusudur.



Şekil 5.38. Plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşme ve karbonatlaşmalar, serizit (srz) (ÇN_x32)

Çok az oranda rastlanan biyotitler ise, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Tek yönde dilinim ve kahverengi pleokroizmaya sahip olup kedi gözü sönmesi izlenmektedir. Bazı biyotitlerde deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir.

Gabrolarda genellikle farklı boyuttaki kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku izlenmektedir.



Şekil 5.39. Tek yönde mükemmel dilinim gösteren yarı özşekilli ve özşekilsiz amfibol kristalleri, amfibol (amf) (ÇN_x32)

5.2.2. Diyorit - Kuvars diyorit–Tonalit

Diyoritler, makro örneklerde orta – kaba tane boyutuna sahip olup, orta koyulukta renklere sahiptirler (Şekil 5.40). Mafik minerallerce zengin olanlar daha koyu yeşil-siyahımsı renklerdeyken, mafik mineral oranı daha az olan örnekler daha açık renklindedirler. Bazen açık ve koyu renkli diyoritlerin birbirine geçiş gösterdiği durumlara da rastlanır (Şekil 5.41). Bu durum fraksiyonel kristallenmeyle ilişkili olup, magma odasında, mafik minerallerce zengin ve fakir magmaların birbirini takip etmesiyle açıklanabilir. Ayrıca arazide bazı kesimlerde diyoritlerin daha açık renkli monzonit ve siyenit bileşiminde damar kayaçları tarafından kesildiği görülmektedir (Şekil 5.42, 5.43).



Şekil 5.40. Şifrin Grubu derinlik kayaçları'na ait diyoritler (Köseuşağı Mahallesi güneydoğusu)

Diyoritler mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %45-50 plajiyoklas, % 40-45 hornblend ve %5-7 civarında da alkali feldispattan oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir. Bazı örneklerde ise plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Bozuşmanın az olduğu kristallerde ölçülen 14-18° lik

sönme açısından plajiyoklasların türünün oligoklas ve andezin olabileceği tespit edilmiştir.



Şekil 5.41. Açık ve koyu renkli diyoritler (Köseuşağı Mahallesi güneyi)

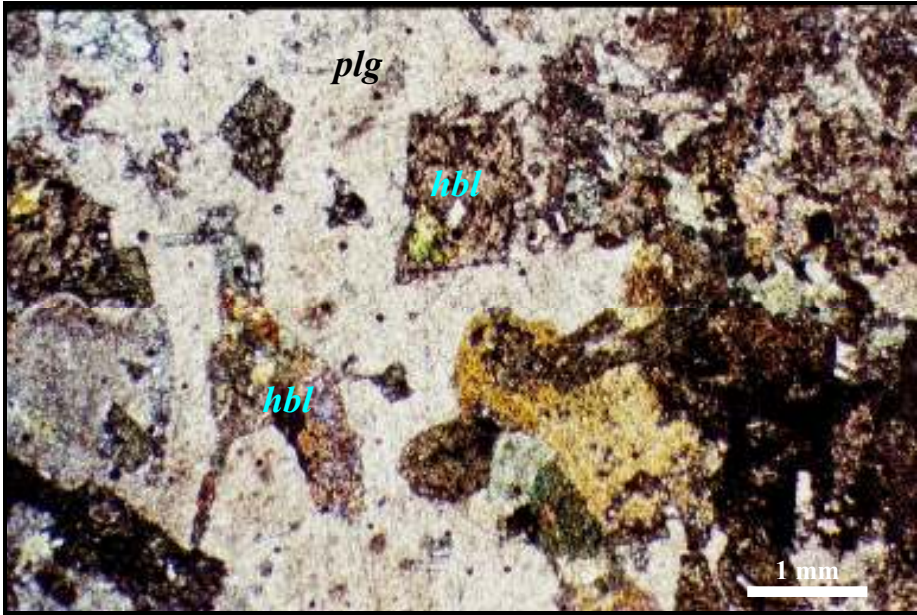


Şekil 5.42. Dioriti kesen siyenit damarı (Köseuşağı Mahallesi güneyi)



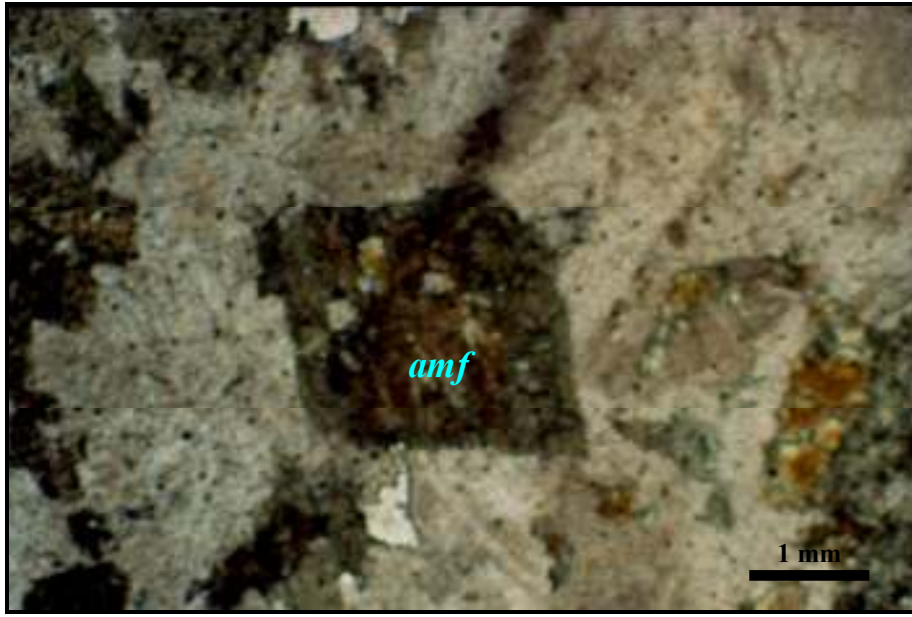
Şekil 5.43. Dioriti kesen siyenit damarının yakından görünüşü.

Plajiyoklaslar içerisinde hornblend kapantıları gözleniyor. Bu da kristalleşme sırasının hornblend → plajiyoklas şeklinde olduğunu gösterir (Şekil 5.44).



Şekil 5.44. Hornblend kapantıları içeren plajiyoklas kristali, plajiyoklas (plg), hornblend (hbl) (ÇNx32)

Hornblendler, diyoritlerin ana mafik mineralidir. Genelde özşekilsiz ve yarı özşekilli olup örneklerin bazılarında da özşekilli kristallerine rastlanmaktadır (Şekil 5.45). Tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde mükemmel çift yönde dilinim gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda amfibollerin kenarları boyunca klorite dönüşümler söz konusudur. Bazı örneklerde de amfibollerin biyotite dönüşümü söz konusudur (Şekil 5.46).



Şekil 5.45. Dioritler içerisinde gözlenen özşekilli amfibol kristali, amfibol (amf) (TNx32)

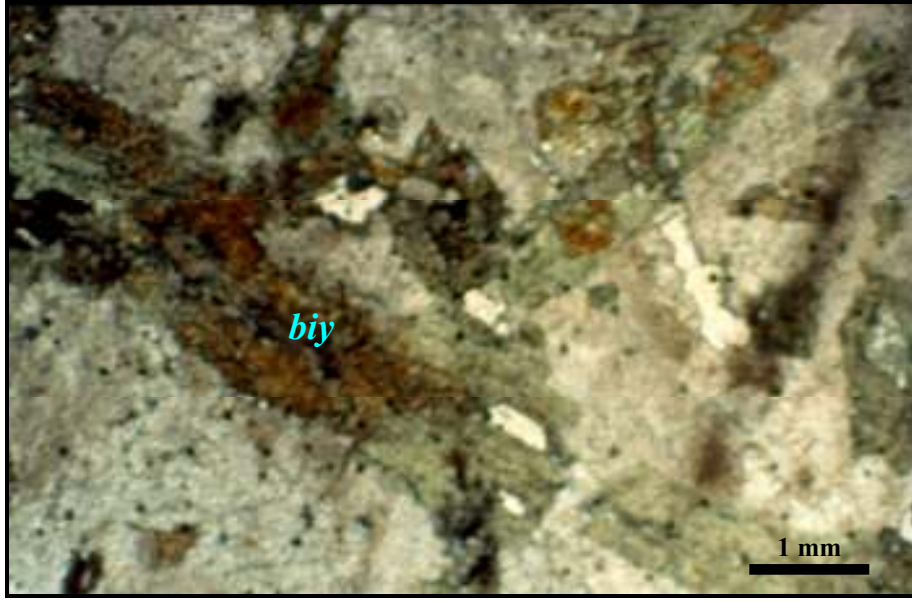
Alkali feldispatlar genelde yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Karlsbad ikizi belirgin şekilde gözlenmektedir (Şekil 5.47). Alterasyonun yoğun olduğu kesitlerde serizitleşmeler gözlenmektedir.

Diyoritlerin çoğu, farklı boyutta kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku, az bir kısmı da hem özşekilli, hem yarı özşekilli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler doku göstermektedir (Şekil 5.48).

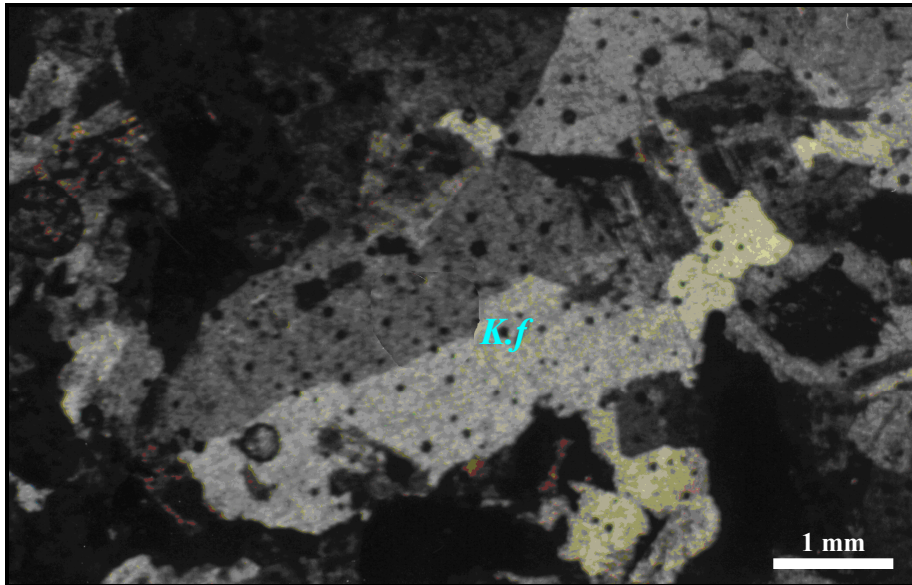
Kuvars diyoritler, makro örneklerde orta tane boyutuna sahip olup, açık renkli kayalardır.

Mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %45-50 plajiyoklas, % 20-25 amfibol ve % 10-15 kuvars ve % 5-10 civarında da biyotit ve alkali feldispattan oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir.



Şekil 5.46. Diyoritler içerisinde gözlenen amfibollerin biyotite dönüşümü, biyotit (biy) (TNx32)



Şekil 5.47. Diyorit içerisindeki, karlsbad ikizi gösteren alkali feldispat kristali, alkali feldispat (K.f) (ÇNx32)



Şekil 5.48. Dioritlerde gözlenen subhedral granüler doku (ÇNx32)

Bazı örneklerde plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. bazılarında ise plajiyoklasların orta kısımları bozuşmuştur. Bu da zonlanmanın göstergesidir. Plajiyoklaslarda amfibol ve biyotit kapanımları gözlenmektedir. Bu da kristallerin oluşum sırası hakkında bilgi vermektedir.

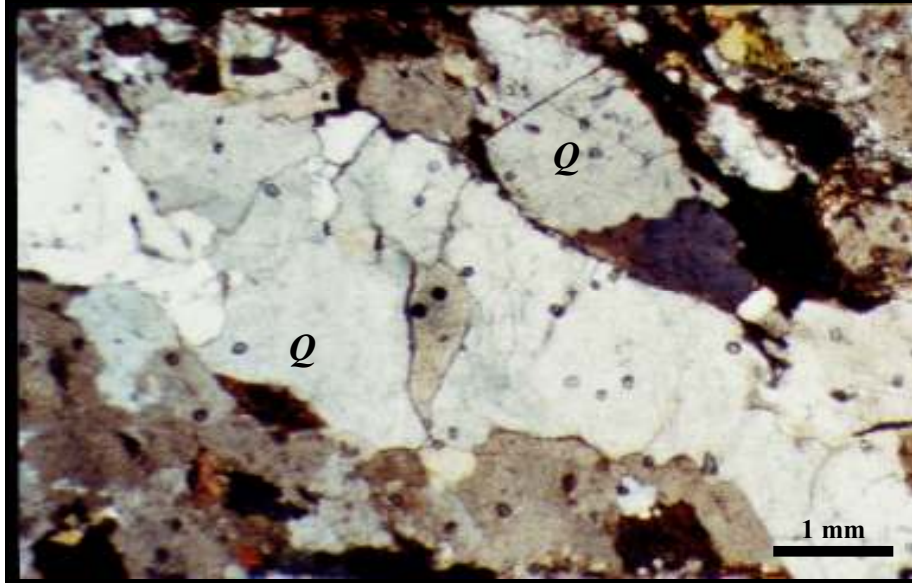
Amfiboller, genelde yarı özşekilli bazen de özşekilli (altıgen) kristaller halinde görülmektedir. Tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde kötü gelişmiş çift yönde dilinim izlenmektedir.

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir. (Şekil 5.49).

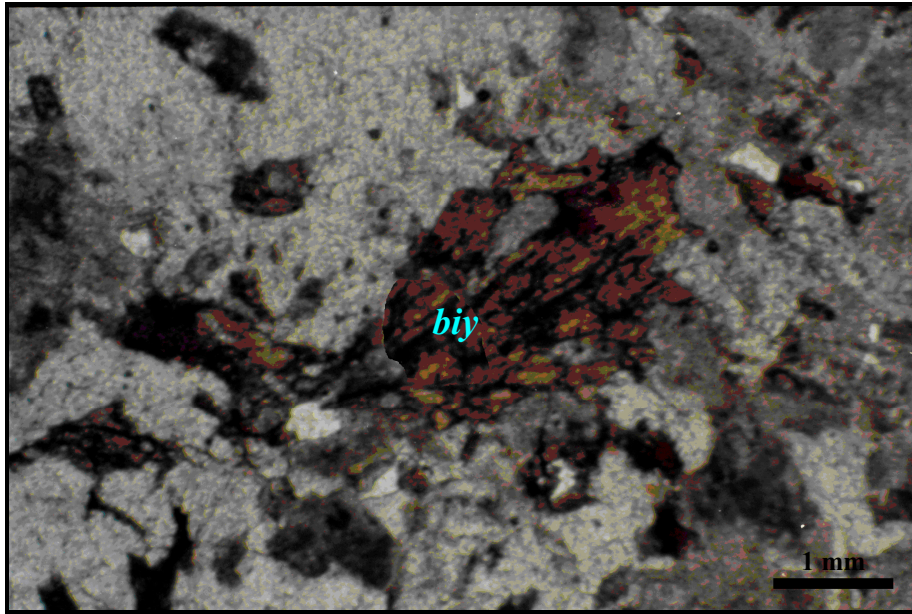
Alkali feldispatlar, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir.

Biyotitler, genelde küçük, yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Tek yönde dilinim ve kahverengi pleokroizma belirgin şekilde gözlenmektedir (Şekil 5.50).

Tonalitler de , makro örneklerde orta tane boyutuna sahip olup, açık renkli kayalardır. Tonalitler; % 40-45 plajiyoklas, % 30-35 kuvars ve %15-20 civarında da amfibolden oluşmaktadır.

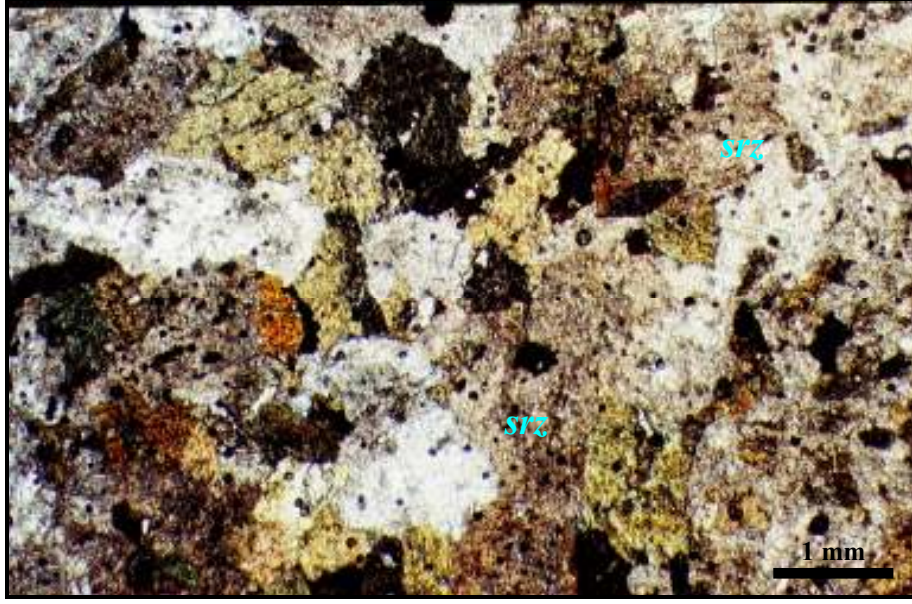


Şekil 5.49. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri, kuvars (Q) (ÇNx32)



Şekil 5.50. Kuvars diyoritlerde gözlenen biyotit kristalleri, biyotit (biy) (TNx32)

Plajiyoklaslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5.51).



Şekil 5.51. Plajiyoklasların kenar kısımlarında gözlenen serizitleşmeler, serizit (srz) (ÇNx32)

Bazı örneklerde plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Bazılarında ise plajiyoklasların orta kısımları bozuşmuştur. Bu da zonlanmanın göstergesidir. Alterasyonun yoğun olmasından dolayı plajiyoklasların sönme açısı ölçülememiştir.

Amfiboller, yarı özşekilli ve özşekilli (altıgen) kristaller halinde görülmektedir. Tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde mükemmel gelişmiş çift yönde dilinim izlenmektedir (Şekil 5.52).

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir.

Tonalitler, hem özşekilli, hem yarı özşekilli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler doku göstermektedir.



Şekil 5.52. Özşekilli amfibol kristallerinde gözlenen mükemmel gelişmiş çift yönde dilinim, amfibol (amf) (TNx100)

5.2.3. Granit

Granitler, makro örneklerde orta – kaba tane boyutuna sahip olup, açık renklere sahiptirler. Granitler içerisinde de zaman zaman küçük ölçekli anklavlara rastlanmaktadır (Şekil 5.53). Ayrıca inceleme alanının konumu itibariyle tektonizmanın yoğunluğu nedeniyle granitler içerisinde küçük çaplı faylanmalar da gelişmiştir (Şekil 5.54).

Granitler mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %25-30 plajiyoklas, % 30-35 alkali feldispat, % 20-25 kuvars ve % 5-10 civarında da hornblendten oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir. Bazı örneklerde ise plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Bozuşmanın az olduğu kristallerde ölçülen 14-18° lik sönme açısından plajiyoklasların türünün oligoklas ve andezin olabileceği tespit edilmiştir. Plajiyoklasların bazılarında zonlanmalar gözlenmektedir.



Şekil 5.53. Granitler ve içerisinde gözlenen mafik anklavlar

Alkali feldispatlar genelde yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu örneklerde karlsbad ikizi belirgin şekilde gözlenmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu kesitlerde serizitleşme ve karbonatlaşmalar gözlenmektedir. Büyük kristallerin bazılarında plajiyoklas ve kuvars kapantıları bulunmaktadır (Şekil 5.55). Bu da kristalleşme sırası ile ilgili bilgi vermektedir.

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir.

Hornblendler, genelde yarı özşekilli kristaller halinde olup örneklerin bazılarında da özşekilli kristallerine rastlanmaktadır. Tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde kötü gelişmiş çift yönde dilinim gözlenmektedir. Yine özşekilli kristallerin bazılarında karlsbad ikizi gözlenmektedir.

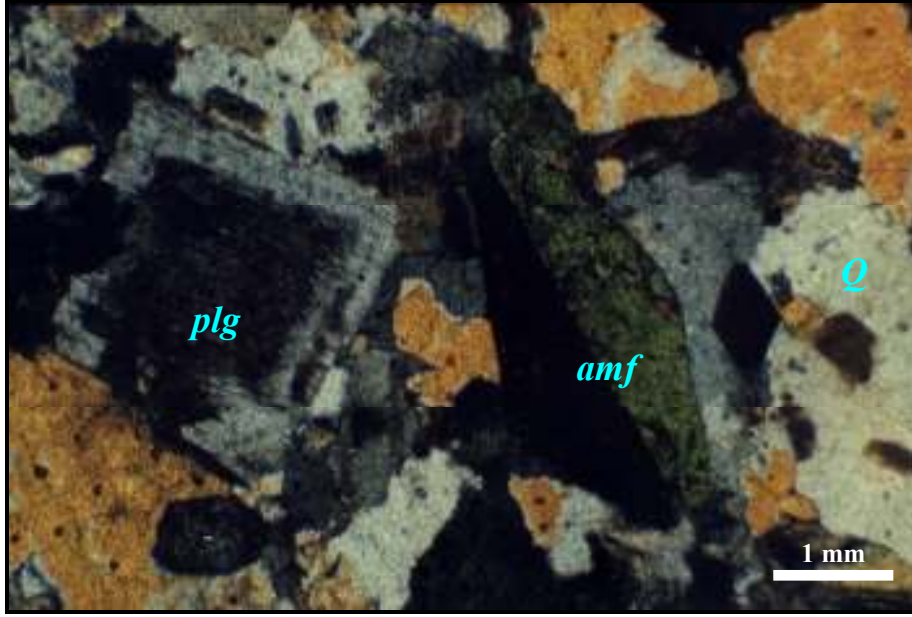
Granitler, hem özşekilli, hem yarı özşekilli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler (granitik) doku göstermektedir (Şekil 5.56).



Şekil 5.54. Granitler içerisinde gelişen küçük ölçekli faylanmalar (Şifrin Köyü güneybatısı)



Şekil 5.55. Alkali fedispat kristali içerisindeki kapantılar (ÇN $\times$ 32)



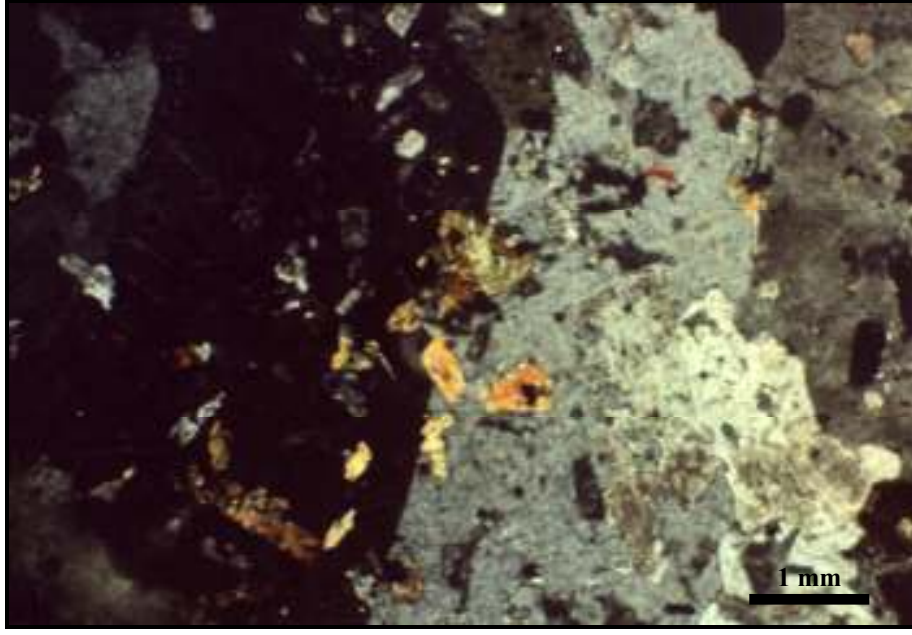
Şekil 5.56. Granitlerde gözlenen subhedral granüler doku, amfibol (amf), zonlu plajiyoklas (plg), kuvars (Q) (ÇNx32)

5.2.4. Monzonit - Kuvars monzonit

Monzonitler ve kuvars monzonitler, makro örneklerde orta – kaba tane boyutuna sahip olup, açık grimsi renklere sahiptirler. Monzonitler, mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %35-40 plajiyoklas, % 40-45 alkali feldispat, ve % 10-15 civarında da biyotit ve hornblendden oluşmaktadır. Kuvars monzonitler ise; %35-40 plajiyoklas, % 30-35 alkali feldispat, % 10 kuvars ve % 10-15 civarında da biyotit ve hornblendden oluşmaktadır.

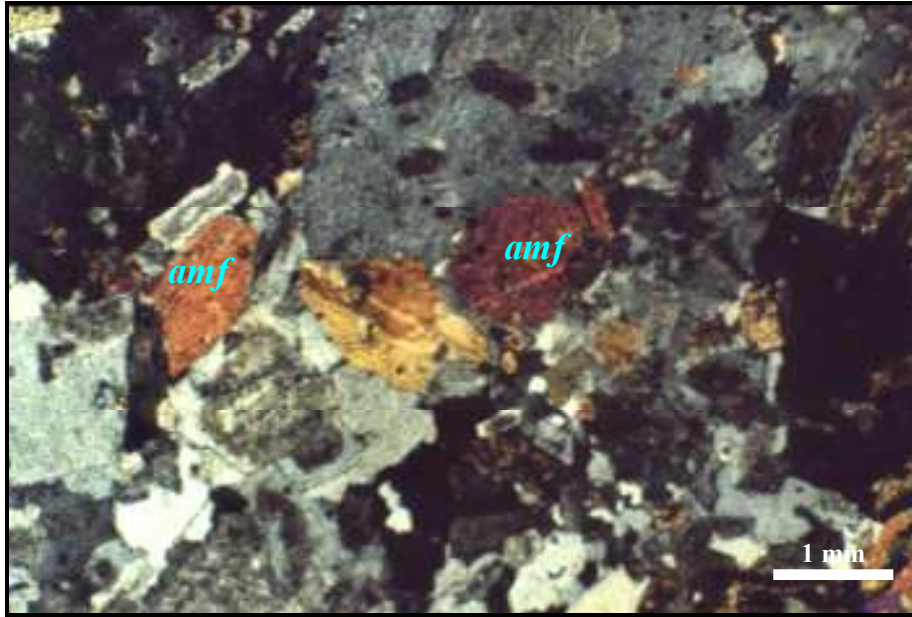
Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda plajiyoklaslarda özellikle de merkezi kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir. Bu da zonlanmanın göstergesidir. Bazı örneklerde ise plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Bozuşmanın fazla olmasından dolayı plajiyoklas kristallerinde sönme açısı tespit edilememiştir.

Alkali feldispatlar genelde yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu örneklerde karlsbad ikizi belirgin şekilde gözlenmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu kesitlerde serizitleşme ve karbonatlaşmalar gözlenmektedir. Büyük kristallerin hemen hepsinde plajiyoklas, amfibol ve biyotit kapantılarına rastlanmaktadır (Şekil 5.57). Bu da kristalleşme sırası ile ilgili bilgi vermektedir.



Şekil 5.57. Alkali feldispat kristalinde gözlenen kapantılar (ÇNx32)

Hornblendler, genelde yarı özşekilli, özşekilsiz ve bazen de özşekilli kristaller halinde olup (Şekil 5.58), tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir.

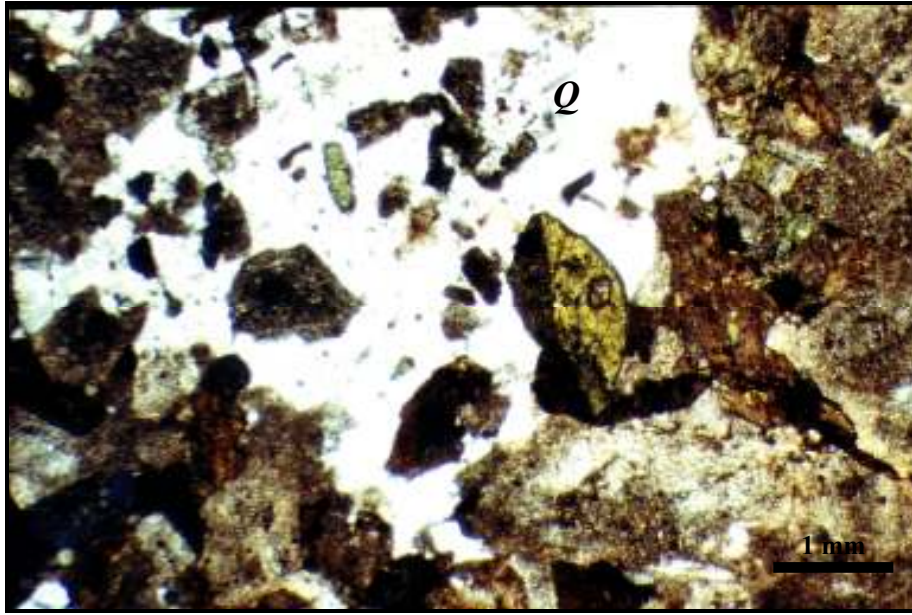


Şekil 5.58. Monzonitler içersindeki özşekilli amfibol kristalleri, amfibol (amf) (ÇNx32)

Biyotitler, çoğunlukla ince, uzun, prizmatik yarı özşekilli kristaller halinde bazen de özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır.

Tek yönde dilinim ve kahverengi pleokroizma belirgin şekilde gözlenmektedir.

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir. Büyük kristaller halinde olanlarında plajiyoklas, biyotit ve hornblend kapantılarına rastlanmaktadır (Şekil 5.59).



Şekil 5.59. Büyük kuvars kristallerinde gözlenen kapantılar, kuvars (Q)(ÇNx32)

5.2.5. Siyenit- Kuvars siyenit

Siyenitler ve kuvars siyenitler, makro örneklerde orta – kaba tane boyutuna sahip olup, açık pembemsi renklere sahiptirler. Siyenitler, mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %70-75 alkali feldispat, % 10-15 plajiyoklas, ve % 10 civarında da hornblendten oluşmaktadır. Kuvars siyenitler ise; %60-65 alkali feldispat, % 10-15 plajiyoklas, % 10 kuvars ve % 10 civarında da hornblendten oluşmaktadır. Siyenitler bazen diyoritleri kesen damarlar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 5.60, 5.61). Bazı yerlerde de siyenitlerin anklavlı yapıda olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.62, 5.63).



Şekil 5.60. Diyoriti kesen siyenit damarı

Alkali feldispatlar genelde yarı özşekilli ve diğer minerallere göre daha iri kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu örneklerde karlsbad ikizi belirgin şekilde gözlenmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu kesitlerde serizitleşme ve karbonatlaşmalar gözlenmektedir. Büyük kristallerin hemen hepsinde plajiyoklas, amfibol ve biyotit kapantılarına rastlanmaktadır. Bu da kristalleşme sırası ile ilgili bilgi vermektedir.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir.

Hornblendler, genelde yarı özşekilli, özşekilsiz ve bazen de özşekilli kristaller halinde olup, tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde iyi gelişmiş çift yönde dilinim gözlenmektedir (Şekil 5.64).

Biyotitler, çoğunlukla ince, uzun, prizmatik yarı özşekilli küçük kristaller halinde bazen de özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Tek yönde dilinim ve kahverengi pleokroizma belirgin şekilde gözlenmektedir. Hornblendlere göre daha az oranda bulunmaktadır.

Kuvarlar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir.

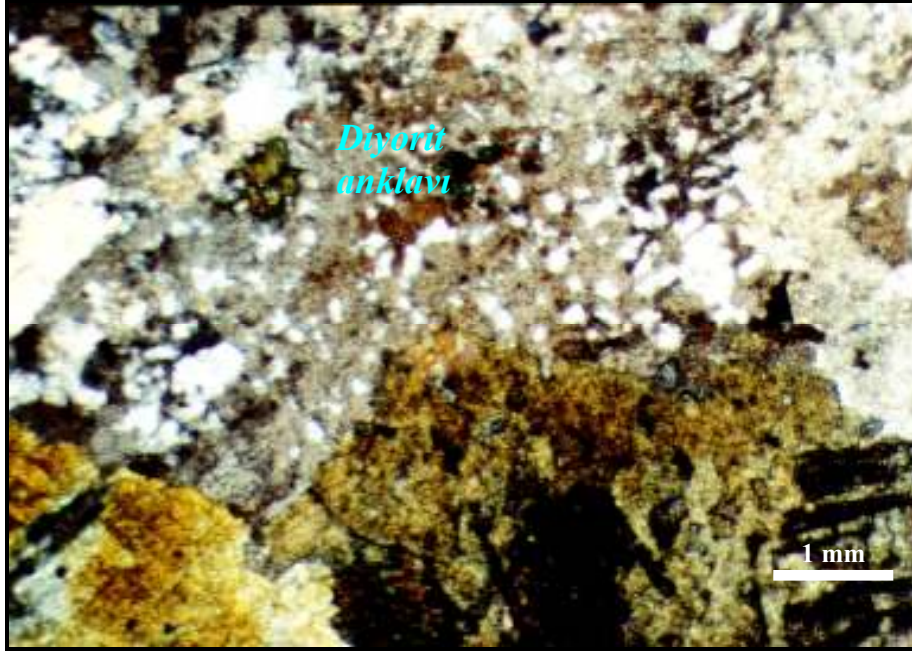


Şekil 5.61. Dioriti kesen siyenit damarının mikroskoptaki görünümü (TNx32)



Şekil 5.62. Siyenit içerisinde yer alan diyorit anklavı

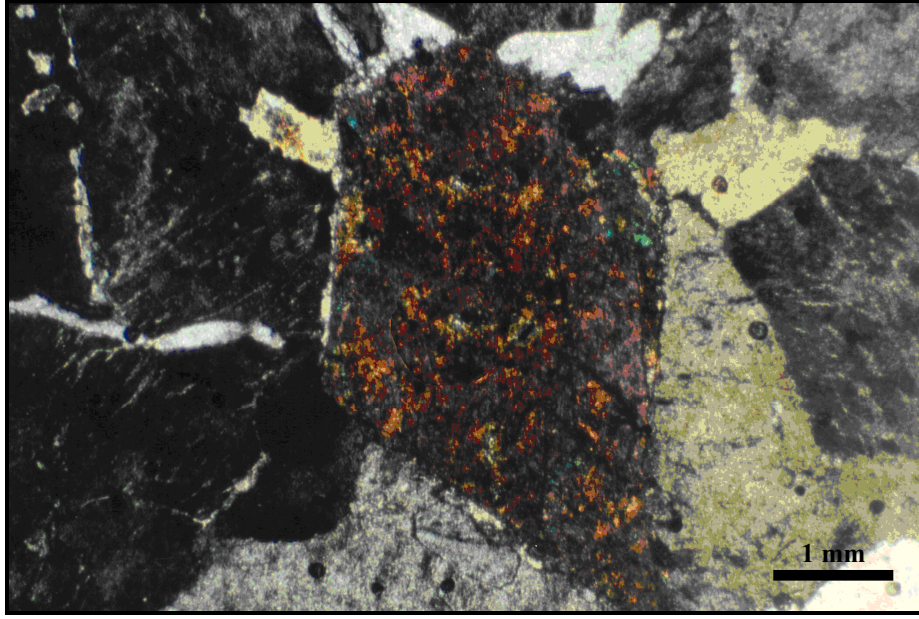
Siyenitler ve kuvars siyenitler genelde farklı boyutta kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku, az bir kısmı da hem özşekilli, hem yarı özşekilli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler doku göstermektedir (Şekil 5.65). Bazı kesitlerde de grafik doku gibi özel dokulara rastlanmaktadır (Şekil 5.66).



Şekil 5.63. Diyorit anklavı içeren siyenitin mikroskoptaki görünümü (TN x 32)



Şekil 5.64. Çift yönde dilinim gösteren özşekilli amfibol kristali, amfibol (amf) (TNx32)



Şekil 5.65. Siyenitler ve kuvars siyenitlerde gözlenen subhedral granüler doku (ÇNx32)



Şekil 5.66. Siyenitlerde gözlenen grafik doku (ÇNx32)

5.2.6. Granodiyorit

Granodiyoritler, makro örneklerde orta – kaba tane boyutuna sahip olup, grimsi renklere sahiptirler. Granodiyoritler, mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %30-35 plajiyoklas, % 15-20 alkali feldispat, % 25-30 kuvars ve % 10-15 civarında da hornblendten oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin çoğunda plajiyoklaslarda özellikle de merkezi kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir . Bu da zonlanmanın göstergesidir. Bazı örneklerde ise plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Bozuşmanın fazla olmasından dolayı plajiyoklas kristallerinde sönme açısı tespit edilememiştir.

Alkali feldispatlar genelde yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu örneklerde karlsbad ikizi belirgin şekilde gözlenmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu kesitlerde serizitleşme ve karbonatlaşmalar gözlenmektedir.

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir. Büyük kristaller halinde olanlarında plajiyoklas, ve hornblend kapantılarına rastlanmaktadır.

Hornblendler, genelde yarı özşekilli kristaller halinde olup örneklerin bazılarında da özşekilli kristallerine rastlanmaktadır. Tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde kötü gelişmiş çift yönde dilinim gözlenmektedir. Yine hornblend kristallerin bazılarında karlsbad ikizi gözlenmektedir.

Granodiyoritler genelde farklı boyutta kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku, az bir kısmı da hem özşekilli, hem yarı özşekilli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler doku göstermektedir.

5.2.7. Monzodiyorit - Kuvars monzodiyorit

Monzodiyoritler, makro örneklerde orta – kaba tane boyutuna sahip olup, koyu grimsi renklere sahiptirler. Kuvars monzodiyoritler bunlara göre daha açıktır. Monzodiyoritler, mineralojik bileşim olarak ; yaklaşık %40-45 plajiyoklas, % 10-15 alkali feldispat, ve % 30-35 hornblend ve % 5 civarında da kuvarstan oluşmaktadır. Kuvars monzodiyoritler de yaklaşık olarak benzer mineralojik bileşime sahip olup kuvars oranı daha fazladır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ve albit+karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Bazı örneklerde ise plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Bozuşmanın fazla olmasından dolayı plajiyoklas kristallerinde sönme açısı tespit edilememiştir.

Alkali feldispatlar genelde yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu örneklerde karlsbad ikizi belirgin şekilde gözlenmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu kesitlerde serizitleşme ve karbonatlaşmalar gözlenmektedir.

Hornblendler, genelde yarı özşekilli, özşekilsiz ve bazen de özşekilli kristaller halinde olup, tek yönde dilinim ve yeşil pleokroizma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Özşekilli kristallerde kötü gelişmiş çift yönde dilinim gözlenmektedir. Yine hornblend kristallerin bazılarında karlsbad ikizi gözlenmektedir.

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir. Büyük kristaller halinde olanlarında plajiyoklas, ve hornblend kapantılarına rastlanmaktadır (Şekil 5.67).



Şekil 5.67. Kapantı içeren büyük boy kuvars kristali, kuvars (Q) (ÇNx32)

Monzodiyorit ve kuvars monzodiyoritler, hem özşekilli, hem yarı özşekilli, hem de özşekilsiz kristallerden oluşan subhedral granüler doku göstermektedir.

5.2.8. Anklavlar (Kapantılar)

İnceleme alanında yüzeyleyen siyenit, monzonit ve granit bileşimli kayalar içerisinde çok sık olarak magmatik kökenli anklavlar görülmektedir.

Pişkin (1978) inceleme alanının da bir kısmını kapsayan, “Çelikhan Doğusunun Petrografik ve Mineralojik Etüdü” konulu çalışmasında anklavların bir bölümünün eski metamorfik kökenli olup intrüzif kütlelerin temelle olan dokanağına yakın yerlerde kayalar ağmatitik (breş görünümlü migmatik) görünüm verdiğinden bahsetmiştir. Bu tip anklavlar, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, diyopsitik ojit ve yeşil hornblendden oluşmuşlardır. İkinci tip anklavlar ise renk indisleri 45’den yüksek, boyutları birkaç cm den birkaç dm ye kadar değişen lökozom tarafından az çok sindirilmiş monzonitik, melamonzonitik ve meladiyoritik tür kayalardır. Anklav olarak nitelendirilebilecek son tip kayalar Köseuşağı Köyünün batısındaki geçide yaklaşık 500 m mesafede, ezilme zonlarında izlenen flogopitli ultrabaziklerdir (Pişkin,1978).

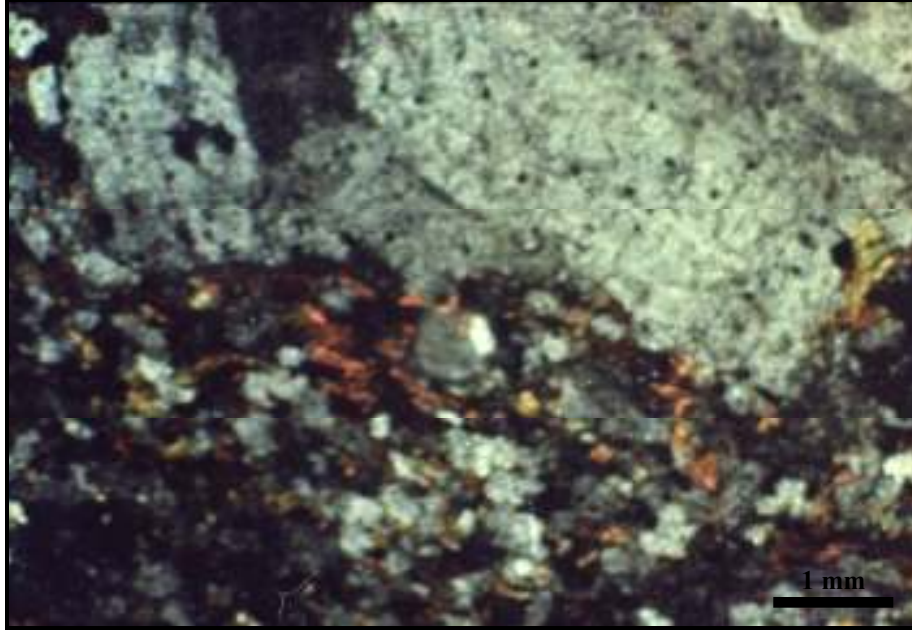
Anklavlar, inceleme alanında Köseuşağı Köyünün güneybatı ve güneydoğusunda yüzeyleyen kayalar içerisinde görülmektedir (Şekil 5.68). Daha çok granitik bileşimli kayalar içerisinde gözlenmektedir (Şekil 5.69).



Şekil 5.68. Granit bileşimli kayalar içerisinde gözlenen mafik anklavların yakından görünümü

Mineralojik olarak diyorit veya kuvars mikrodiorit bileşiminde olan bu kayaların ana kayalardan farkı dokusal özelliğidir. Genelde subhedral granüler doku

gösteren ana kayaç içerisindeki bu anklavlar, subhedral mikrogranüler yada mikrolitik doku göstermektedir.



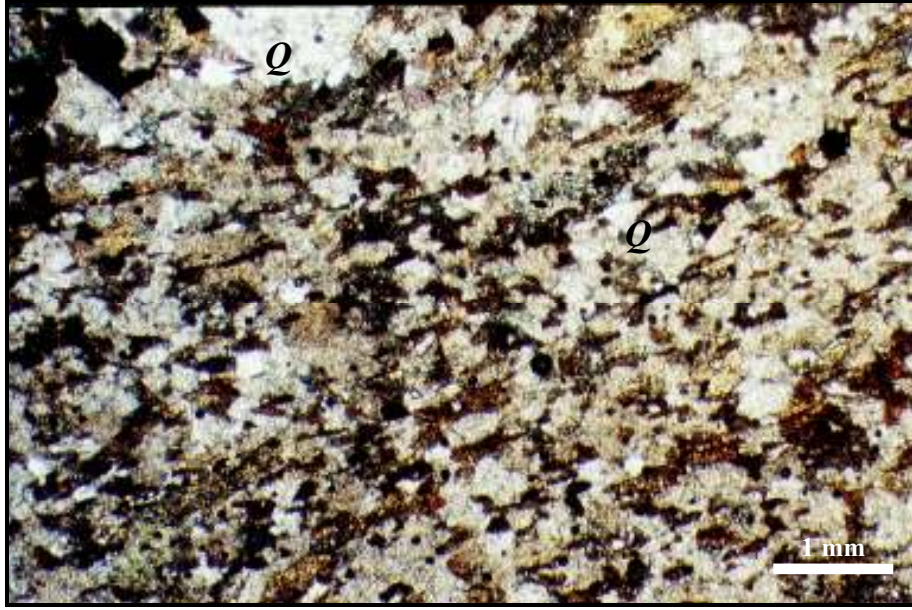
Şekil 5.69. Granitik kayaç içerisindeki anklavın mikroskop görüntüsü (ÇNx32)

Mikrodiyorit veya kuvars mikrodiyorit bileşimindeki bu anklavların esas bileşenlerini plajiyoklas (% 40-45) ve amfibol (% 35-40) oluşturmaktadır. Biyotit ve kuvars (% 10-15) mineralleri ise daha az oranlarda bileşime katılmaktadırlar.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Genelde serizitleşme ve karbonatlaşmalar yaygındır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde ikizlenmeler gözlenmektedir. Plajiyoklas mikrolitleri genelde özşekilsiz, çubuksu yer yer akıntı şeklinde dizilmiş halde görülürler.

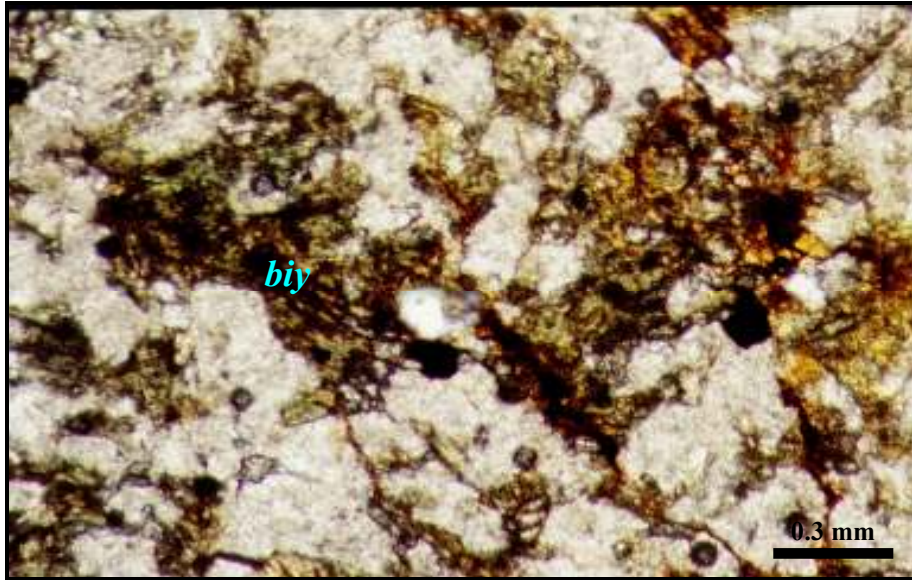
Gerek mikrodiyorit gerekse kuvars mikrodiyorit bileşimli anklavlar içerisinde görülen en önemli mafik bileşeni amfibol oluşturur. Genelde çubuksu, yarı özşekilli ve özşekilsiz açık-koyu yeşil renklerde pleokroizma gösteren hornblend kristallerinin yanında altıgen şekilli, kötü gelişmiş çift yönde dilinime sahip amfibol kristalleri de bulunmaktadır. Kataklazmanın etkili olduğu kenar zonlardan alınan örneklerdeki amfibollerin çoğunda kloritleşme yaygın olarak izlenmektedir.

Özellikle kuvars mikrodiyorit bileşimli anklavlarda daha bol görülen kuvars kristalleri genellikle küçük ve özşekilsiz taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 5.70).



Şekil 5.70. Kuvars mikrodiorit bileşimli anklavlarda görülen küçük ve özşekilsiz kuvars kristalleri, kuvars (Q) (TNx32)

Kuvarslar gibi daha çok kuvars mikrodioritler içerisinde daha fazla görülen biyotitler kahverengi tonlarındaki pleokroizmaları ile tanınmaktadır. Çoğu örneklerde oksitlenmeler yaygın şekilde gözlenmektedir (Şekil 5.71).



Şekil 5.71. Kuvars mikrodiorit bileşimli anklavlarda, biyotitlerde gözlenen oksitlenmeler, biyotit (biy) (TNx100)

5.3. Maden Karmaşığı

İnceleme alanındaki en yaygın allokton birimlerden biri olan Maden Karmaşığı, Karadere Formasyonu , Çelikhan Formasyonu ve Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğu sunmaktadır.

Maden Karmaşığının üst dokanağı her yerde tektonik kökenlidir. Birimin üzerine Pütürge Metamorfitlei ile Malatya Metamorfitlei bindirmeli olarak gelmektedir. Bu bölümde Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu incelenmiştir.

5.3.1. Karadere Formasyonu

Birim inceleme alanında, andezit, andezit porfir, bazalt ve diyabazlardan oluşmaktadır. Bazaltlar çoğunlukla yastık lav şeklinde olup yer yer spilitleşmiştir.

Karadere Formasyonu, inceleme alanında Hamuk Mahallesi doğusunda, Şifrin ve Köseuşağı Köyü ile Göv Mahallesi çevresinde (D-B uzanımlı), Şerefhan Köyü çevresinde, Bistikan Mahallesi doğusunda ve Hopan Çayı güneyinde (Gürük Mezrası çevresinde) geniş yüzeylemeler vermektedir. Karadere Formasyonu Gürük Mezrası çevresinde ve Şerefhan Köyü güneyinde uyumsuzlukla Pütürge Metamorfitlei üzerine gelir. Şifrin Köyü güneybatısında Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının altında tektonik olarak bulunmaktadır. Rutikan Mahallesi güneyinde Pütürge Metamorfitlei Şerefhan Köyü civarında ise Malatya Metamorfitlei Karadere Formasyonu üzerine bindirmeli olarak gelmektedir (Şekil 5.72).



Şekil 5.72. Karadere Formasyonu'nun, Malatya ve Pütürge Metamorfitleri ile ilişkisi (Şifrin Köyü yakın doğusu , bakış güneye)

5.3.1.1. Andezit-Andezit Porfir

İnceleme alanında, Gürük Mezrası civarında Pütürge Metamorfitlerinin altında tektonik olarak bulunmaktadır. İnceleme alanındaki andezitlerin bir kısmı porfirik dokulu olup andezit porfir olarak adlandırılmıştır. Andezit porfirler, yer yer ince taneli andezitleri keserken (Şekil 5.73) yer yer de arenalaşmıştır (Şekil 5.74, 5.75).



Şekil 5.73. Karadere Formasyonu'na ait andezitlerin genel görünümü (Gürük Mezrası kuzeyi, bakış kuzeybatıya)



Şekil 5.74. Karadere Formasyonu'na ait andezit ve andezit porfirler (Gürük Mezrası yakın kuzeyi, yol yarması)



Şekil 5.75. Arenalaşmış andezit porfirin yakından görünümü

Makro örneklerde genellikle ince taneli bir hamur ve içerisinde iri kristaller gözlenmektedir. Mineralojik bileşim olarak; yaklaşık % 70-75 plajiyoklas, % 10-15 amfibol ve % 10-15 de piroksen, klorit, kalsit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar hem özşekilli ve yarı özşekilli fenokristaller halinde hem de hamur malzemesi içinde mikrolitler şeklinde bulunmaktadır. Çoğunlukla albit ve az oranda da albit + karlsbad ikizlenmeleri karakteristiktir (Şekil 5.76). Plajiyoklaslardaki sönme açısı $15-19^{\circ}$ ölçülmüş ve türü andezin olarak belirlenmiştir. Kesitlerin bazılarında plajiyoklaslarda karbonatlaşmalar, yer yer de kalsit dolguları gözlenmektedir (Şekil 5.77).

Plajiyoklasların bazılarında merkezi kısımlar daha yoğun karbonatlaşmışlardır. Bu da zonlanmanın bir göstergesidir. Merkezi kısımların anortitçe daha zengin olduğunu gösterir (Şekil 5.78). Bazı plajiyoklas fenokristalleri özşekilsiz ve yarı özşekilli amfibol kapantıları içermektedir (Şekil 5.79).

Amfiboller, özşekilsiz ve yarı özşekilli küçük kristaller halinde hamur malzemesi içerisinde bulunmaktadır. Bazılarında kötü gelişmiş tek yönde dilinim gözlenmektedir. Plajiyoklas fenokristalleri içerisinde kapantı halinde bulunanlarının bazılarında çift yönde dilinim gözlenmektedir.



Şekil 5.76. Plajiyoklaslarda gözlenen ikizlenmeler, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

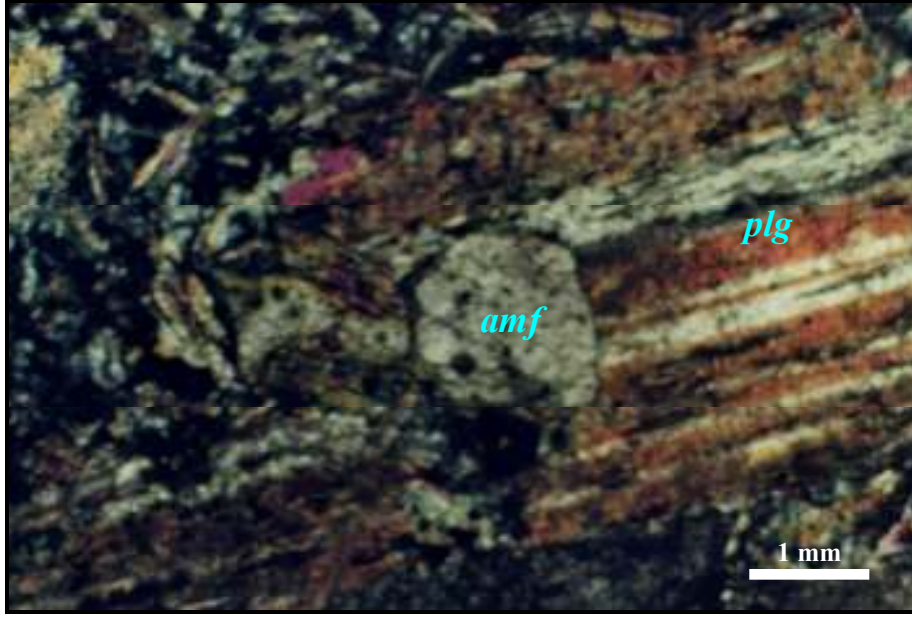


Şekil 5.77. Plajiyoklaslarda karbonatlaşmalar ve kalsit dolguları, plajiyoklas (plg), kalsit (cc) (ÇNx32)

Amfiboller yeşil ve kahverengi pleokroizmaya sahip olup dilinim ve kenarları boyunca kloritleşmeler gözlenmektedir. (Şekil 5.80) Ayrıca bazı gaz boşlukları da ikincil kloritler tarafından doldurulmuştur.



Şekil 5.78. Merkezi kısmı daha yoğun karbonatlaşmış zonlu plajiyoklas kristali, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)



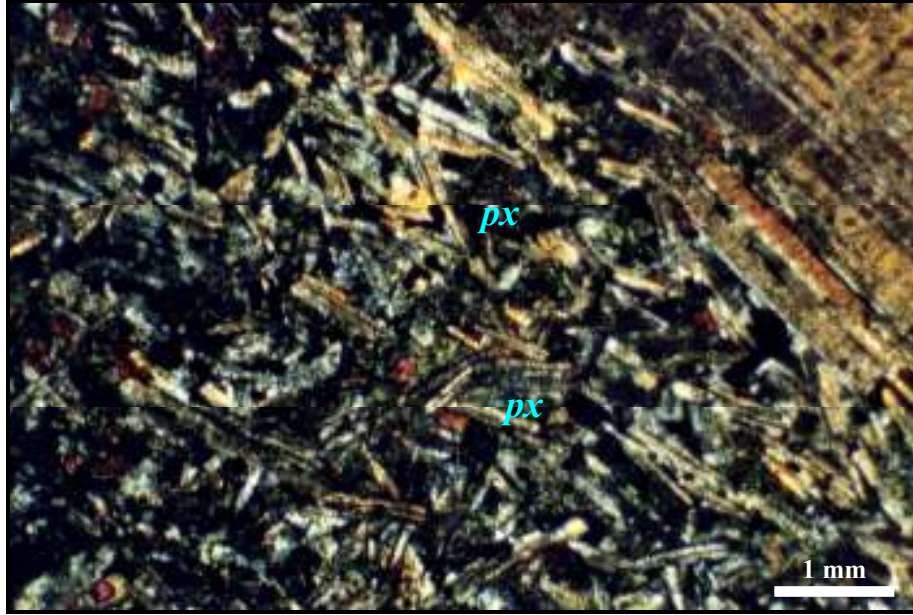
Şekil 5.79. Yarı özşekli amfibol kapantısı içeren plajiyoklas fenokristali, plajiyoklas (plg), amfibol (amf) (ÇNx32)

Piroksenler de hamur malzemesi içerisinde küçük özşekilsiz kristaller halinde mikrolitler şeklinde bulunmaktadır (Şekil 5.81).

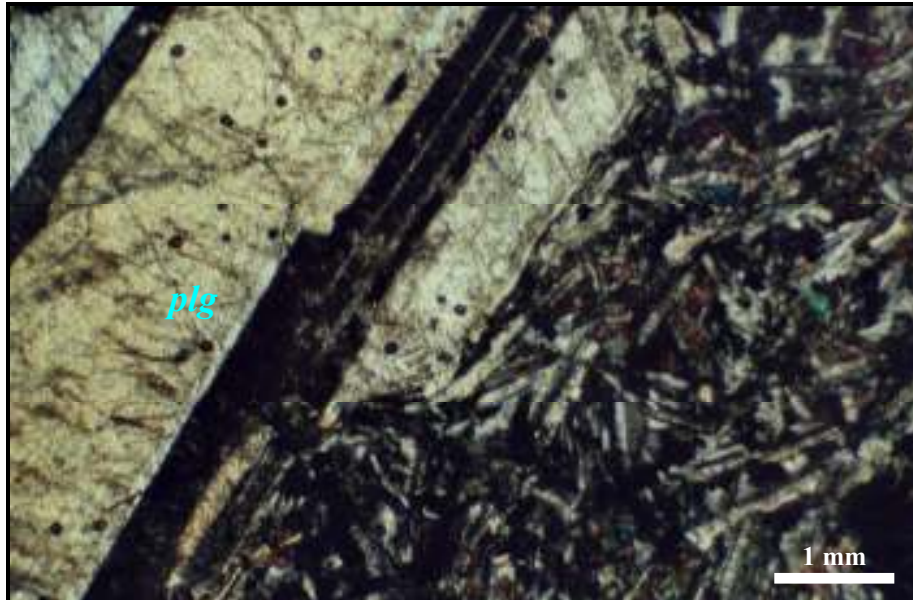


Şekil 5.80. Dilinim ve kenarları boyunca kloritleşmiş amfiboller, klorit (chl) (TNx32)

Andezitlerin gösterdiği doku mikroporfirik doku olup, fenokristalleri plajiyoklaslar, hamur malzemesini ise plajiyoklas ve hornblend ve piroksenlerin mikrolitleri oluşturmaktadır (Şekil 5.82).



Şekil 5.81. Hamur malzemesi içerisindeki piroksen mikrolitleri, piroksen (px) (ÇN_x32)



Şekil 5.82. Andezitlerde gözlenen mikroporfirik doku, plajiyoklas (plg) (ÇN_x32)

5.3.1.2. Bazalt

Bazaltlar, inceleme alanında, Şifrin Köyü doğusunda ve batısında, Hopan Çayının güneyi boyunca andezitik kayalarla beraber Pütürge Metamorfitlerinin altında ve üstünde tektonik dilim halinde, Şerephan Köyü civarında ise Malatya Metamorfitleri birimin üzerinde bindirmeli olarak bulunmaktadır. (Şekil 5.83).

Bazaltlar genellikle yastık lav şeklinde olup, tektonizmanın etkisiyle yer yer yastık yapısını kaybetmiştir (Şekil 5.84). Makroskopik olarak genellikle gri, koyu siyahımsı gri ve bazen de kloritleşmeye bağlı olarak koyu yeşilimsi renklindedirler. Mineralojik bileşim olarak ; ortalama % 70-75 plajiyoklas ve % 20-25 klinopiroksen, ortopiroksen, olivin ve ikincil olarak kalsit, kuvars, klorit bulunmaktadır.

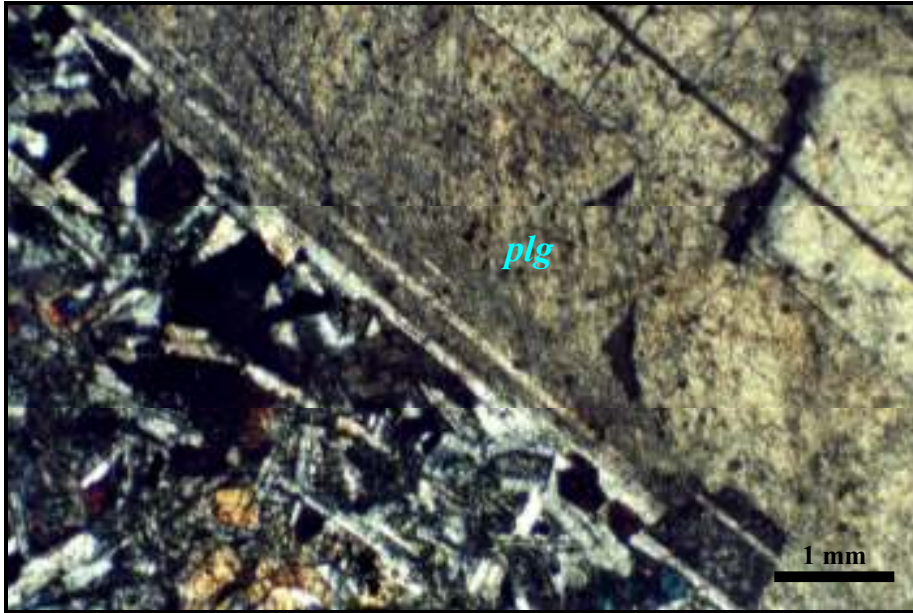
Plajiyoklaslar, iri fenokristaller şeklinde bulunabildiği gibi, bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de izlenmektedir. Fenokristal boyutundaki plajiyoklaslar yarı özşekli ve özşekilsizken, mikrolitler şeklindeki plajiyoklaslar ise uzun ve prizmatiktir (Şekil 5.85). Plajiyoklaslar genellikle alterasyona uğrayarak serizitleşmiş ve karbonatlaşmışlardır.



Şekil 5.83. Malatya Metamorfitleri ve Karadere Formasyonu ilişkisi (Şerephan köyü kuzeyi, bakış kuzeydoğuya)

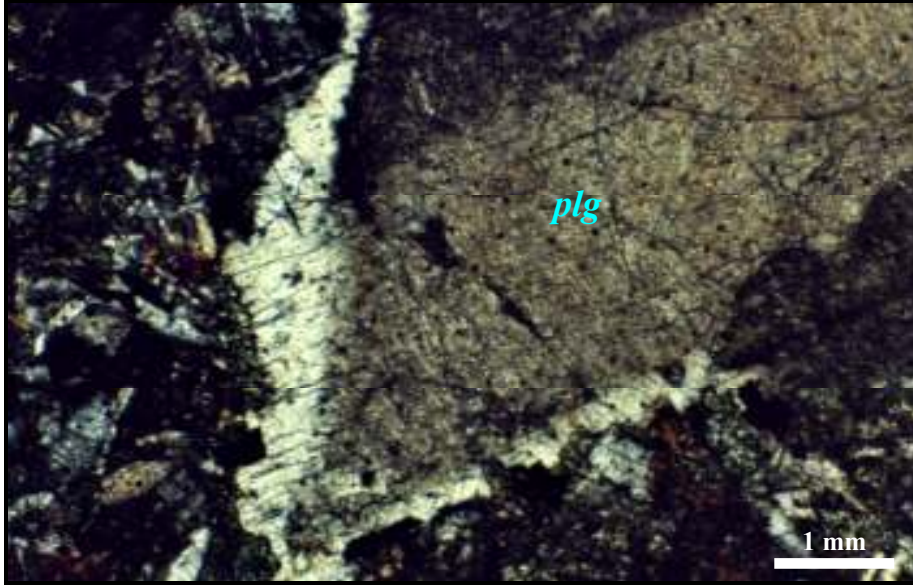


Şekil 5.84. Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar (Şifrin Köyü yakın doğusu, yol yarması)



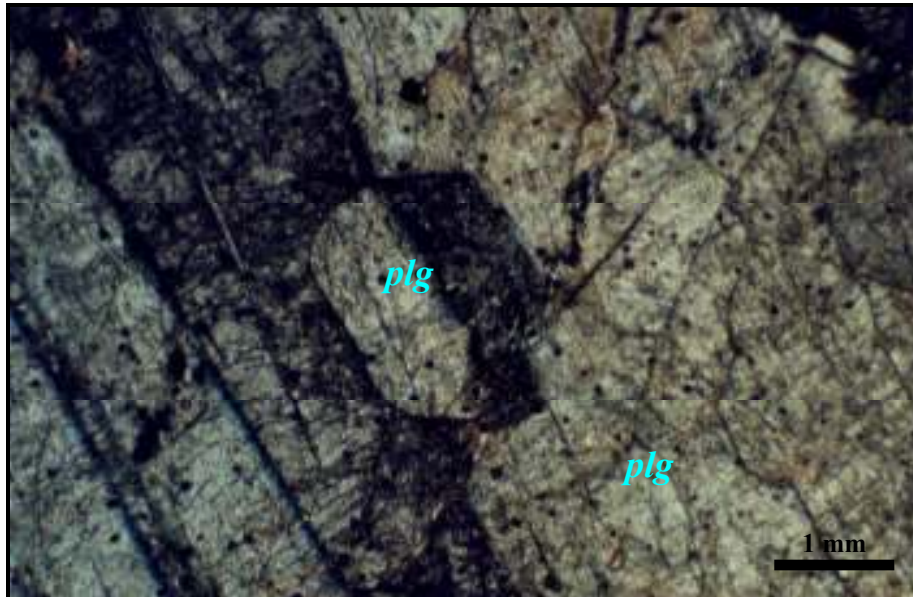
Şekil 5.85. Fenokristal boyutunda ve uzun, prizmatik mikrolitler şeklindeki plajiyoklas kristallerinin oluşturduğu mikroporfirik ve mikrolitik doku, plajiyoklas (plg) (ÇN_x32)

Kesitlerin bazılarında plajiyoklas mikrolitlerinin oluşturduğu hamur malzemesi tamamen karbonatlaşmıştır. Alterasyonun yoğun olmadığı örneklerde albit ikizlenmeleri görülmektedir. Plajiyoklasların çoğu zonlu yapı göstermektedir (Şekil 5.86).



Şekil 5.86. Plajiyoklaslarda gözlenen zonlu yapı, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

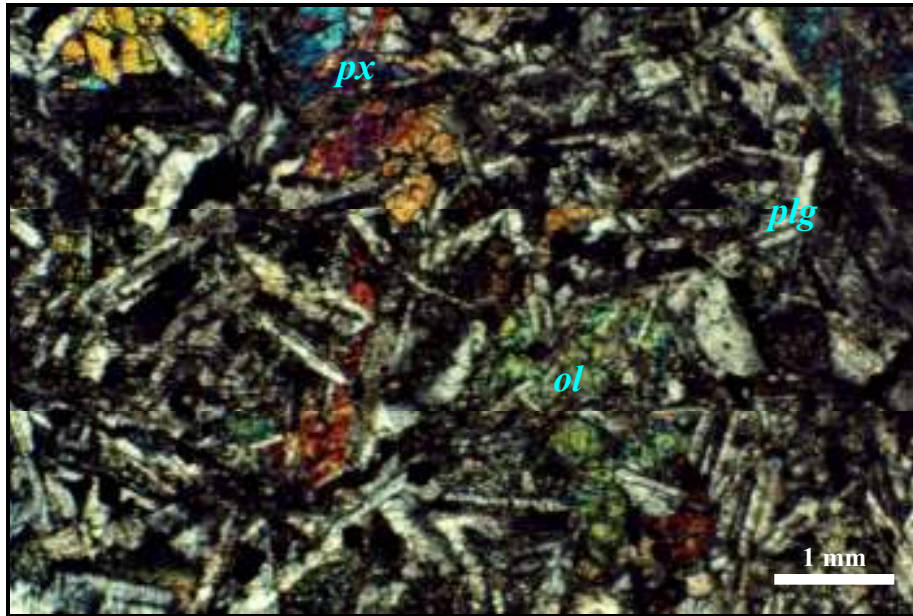
Polisentetik albit ikizli kesitlerde $30-32^\circ$ arasında değişen sönme açıları bulunmuş ve plajiyoklasların türü labrador olarak belirlenmiştir. Bazı plajiyoklas fenokristalleri küçük özşekilsiz opak mineral ve piroksen kapantıları ayrıca bazı kristallerde de kendi kapantısını içermektedir (Şekil 5.87). Bu durum çok evreli kristallenmeyi işaret etmektedir.



Şekil 5.87. Kendi kapantısını içeren plajiyoklas fenokristalleri, plajiyoklas (plg) (ÇNx32)

Olivin ve piroksenler genellikle özşekilsiz ve yarı özşekilli küçük kristaller halinde bulunmaktadır. Piroksenler olivinlere göre daha fazla oranda bulunmaktadır. Olivin ve piroksenler genelde canlı girişim renklerine sahip olup, piroksenlerde tek yönde dilinim belirgindir. Baskın olarak klinopiroksenler bulunmaktadır. Piroksenlerin çoğu dilinim ve kenar düzlemleri boyunca, bazılarıda tamamen klorite dönüşmüşlerdir.

Bazaltlarda, genellikle hamur malzemesi içinde ince, çubuksu kristaller halinde plajiyoklasların olduğu mikrolitik doku (Şekil 5.85) ve fenokristaller halinde plajiyoklasların bulunduğu mikroporfirik doku (Şekil 5.85) izlenmektedir. Ayrıca az oranda da plajiyoklasların birbiri ile açı yapacak şekilde birleşip, aralarındaki boşlukların da olivin, piroksen ve demiroksit mineralleri tarafından dolduğu intergranüler doku izlenmektedir. (Şekil 5.88)



Şekil 5.88. Bazaltlarda gözlenen intergranüler doku, piroksen (px), olivin (ol), plajiyoklas (plg) (ÇN_x32)

5.3.1.3. Diyabaz

Diyabazlar, inceleme alanında, Gürük Mezrası civarında bulunurken, Şifrin'in güneybatısında granitler tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 5.89).



Şekil 5.89. Karadere Formasyonu'na ait diyabazlar (Şifrin Köyü yakın güneybatısı)

Diyabazlar, arazide açık gri, gri, yeşilimsi gri renklerde olup, kristal boyutları ince taneliden, iri taneliye kadar değişebilmektedir.

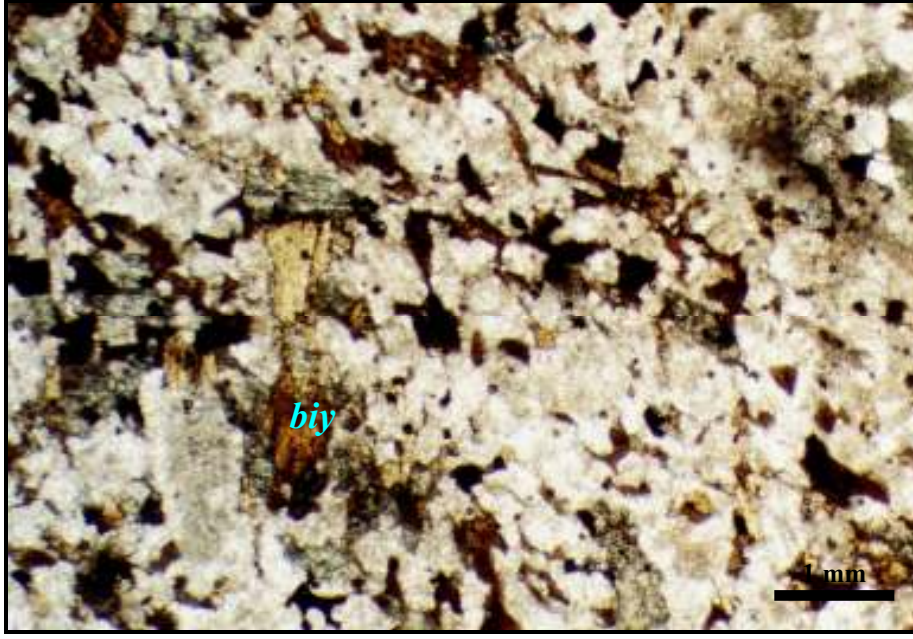
Diyabazlar mineralojik olarak; %60-65 plajiyoklas, %20-25 klinopiroksen ve %10 civarında amfibol, biyotit, klorit, ve opak minerallerden oluşmuşlardır.

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde polisentetik ikizlenmeler gözlenmektedir. Yine bozuşmanın az olduğu kristallerde ölçülen 34° lik sönme açısından plajiyoklasların türünün labrador olabileceği tespit edilmiştir. Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir.

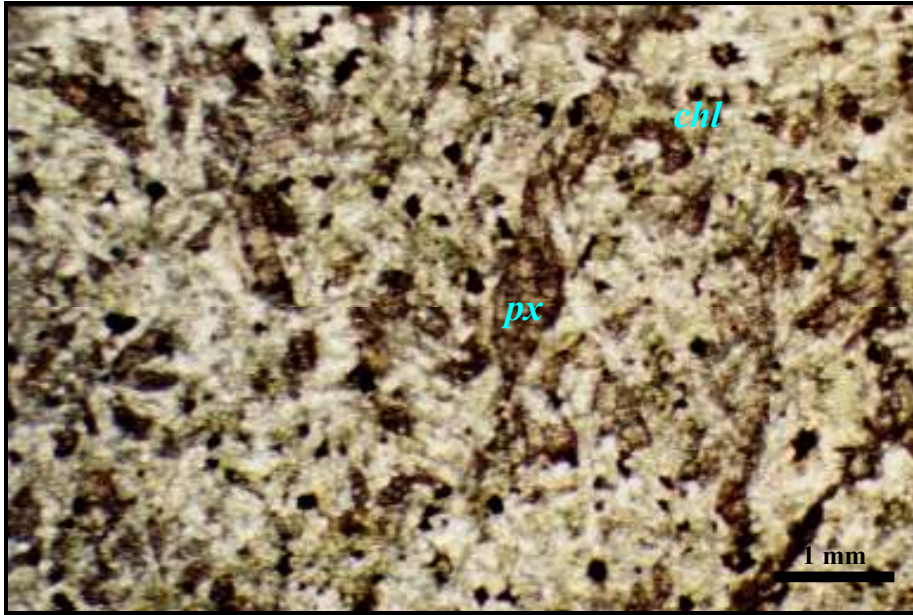
Klinopiroksenler, özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Bazılarında kötü gelişmiş tek yönde dilinim izlenmektedir.

Amfiboller ve biyotitler; genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Biyotitlerde kahverengi pleokroizma belirgin olup, bazı kesitlerde merkezi kısımlarda oksitlenmelerin olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.90). Biyotit kristallerinin çoğu dilinimsizken, bazılarında tek yönde dilinim belirgin şekilde görülmektedir.

Ayrıca bazı örneklerde piroksenlerin amfibole dönüşümü ve yer yer de klorit oluşumları gözlenmektedir. (Şekil 5.91)



Şekil 5.90. Biotitlerin merkezi kısımlarda gözlenen oksitlenmeler, biyotit (biy)(TNx32)



Şekil 5.91. Piroksenlerin amfibole dönüşümü ve yer yer de klorit oluşumları, piroksen (px), klorit (chl) (TNx32)

Diyabazlarda; ince, uzun ve çubuksu plajiyoklas kristallerinin birbirleriyle açı yapacak şekilde birleştiği ve aralarındaki boşlukların piroksen, amfibol vb. minerallerle doldurulduğu intergranüler doku (Şekil 5.92), ve eş boy taneli minerallerin oluşturduğu izogranüler doku gözlenmektedir.



Şekil 5.92. Diyabazlarda gözlenen intergranüler doku (ÇNx32)

5.4. Damar Kayaçları

Pütürge Metamorfitlemini kesen ortaç (andezit-porfir, diyabaz) ve asidik karakterli (tonalit) kayaçlar ilk kez bu çalışmada belirlenmiş olup, Sarkız (Sarkız Mezrası civarı ile Askeran Mezrası kuzeyindeki Çakçak Tepe civarı ve Farhik Mezrasının doğusundaki Gazitahara Tepe mevki) ve Baizge yöresine ait damar kayaçları şeklinde iki ayrı litolojik birim olarak değerlendirilmiştir. Arazi gözlemleri, petrografik-jeokimyasal verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, damar kayaçlarının Maden Karmaşığı (Karadere Formasyonu) ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde Pütürge Metamorfitleri ile birlikte bölgeye allohton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

5.4.1. Sarkız Yöresi Damar Kayaçları

Sarkız yöresi damar kayaçları, Sincik kuzeyindeki Sarkız Mezrası civarı ile Askeran Mezrası kuzeyindeki Çakçak Tepe civarı ve Farhik Mezrasının doğusundaki Gazitahara Tepe mevkiinde Pütürge Metamorfitlerine ait serizit şist, kalkışist, kloritşist ve kuvarsitleri kesen ince- orta taneli diyabaz ile çoğu porfirik karakterli andezit dayklarından oluşmaktadır (Şekil 5.93, 5.94).



Şekil 5.93. Pütürge Metamorfitlei'ni kesen diyabaz daykı (Sarkız mevkii Sincik-Malatya karayolu yol yarması)



Şekil 5.94. Pütürge Metamorfitlei'ni kesen andezit porfir dayklarından yakın görünüm (Gündoğan Mahallesi 1 km doğusu)

Ayrıca bu kayaların, Pütürge Metamorfitlei içerisindeki metabaziklerden oldukça farklı olduğu, hem makroskopik hemde mikroskopik özellikleri itibariyle metamorfize olmadıkları görülmektedir.

5.4.1.1. Diyabaz- Andezit porfir

Diyabazlar ve andezit porfirler, inceleme alanında Sincik'in kuzeyinde ki Sarkız Mezrası civarında tipik yüzeylemelerini vermektedir. Ayrıca Askeran mezrası kuzeyinde Çakçak tepe civarında ve Farhik mezrası doğusundaki Gazitahara Tepe mevkiinde Pütürge Metamorfitlelerini keser konumlu olarak izlenmektedir.

Diyabazlar, arazide açık gri, gri, yeşilimsi gri renklerde olup, kristal boyutları ince taneliden, iri taneliye kadar değişebilmektedir (Şekil 5.95). Andezit profirler de açık gri, gri renklerde olup diyabazlara oranla daha az yüzeyleme vermektedirler (Şekil 5.96, 5.97).

Diyabazlar ve andezitler, mineralojik olarak; %60-65 plajiyoklas, %20-25 klinopiroksen ve %10 civarında amfibol, biyotit, klorit, ve opak minerallerden oluşmuşlardır.



Şekil 5.95. Pütürge Metamorfitleleri'ni kesen diyabaz daykı (Sarkız Mezrası 500 m güneyi, yol yarması)



Şekil 5.96. Pütürge Metamorfitleri'ni kesen andezitporfirler (Sarkız Mezrası 500 m güneyi, yol yarması)



Şekil 5.97. Pütürge Metamorfitleri'ni kesen andezitporfirlerin yakından görünümü

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde polisentetik ikizlenmeler gözlenmektedir. Yine

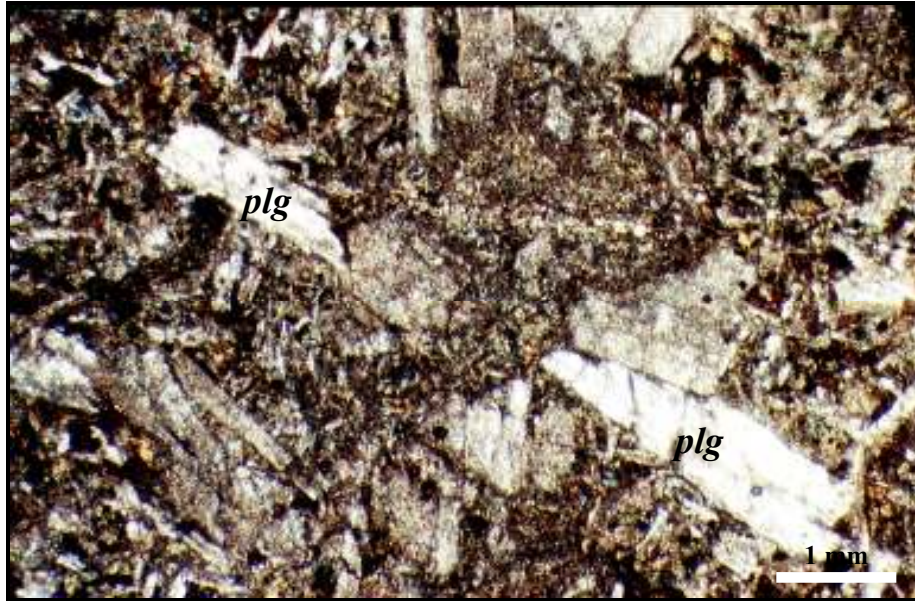
bozuşmanın az olduğu kristallerde ölçülen 34° lik sönme açısından plajiyoklasların türünün labrador olabileceği tespit edilmiştir.

Klinopiroksenler, özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır.

Amfiboller ve biyotitler; genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Biyotitlerde kahverengi pleokroizma belirgin olup, bazı kesitlerde merkezi kısımlarda oksitlenmelerin olduğu gözlenmektedir. Biyotit kristallerinin çoğu dilinimsizken, bazılarında tek yönde dilinim belirgin şekilde görülmektedir.

Ayrıca bazı örneklerde piroksenlerin amfibole dönüşümü ve yer yer de klorit oluşumları gözlenmektedir.

Sarkız yöresi damar kayaçlarında ; ince, uzun ve çubuksu plajiyoklas kristallerinin birbirleriyle açı yapacak şekilde birleştiği ve aralarındaki boşlukların piroksen, amfibol vb. minerallerle doldurulduğu intergranüler doku, ve mikrolitik doku gözlenmektedir. Bunun dışında andezit porfirlerde fenokristallerini plajiyoklasların oluşturduğu porfirik dokular izlenmektedir.(Şekil 5.98).



Şekil 5.98. Andezit porfirlerde gözlenen mikroporfirik doku, plajiyoklas (plg) (ÇN x 32)

5.4.2. Baizge Yöresi Damar Kayaçları

Baizge yöresine ait damar kayaçları, Baizge civarında Pütürge Metamorfitlelerine ait serizit şist, muskovit şist, kalkşist, kloritşist ve kuvarsitleri kesen 0,5-1 m kalınlığında tonalit dayklarından oluşmaktadır. Ayrıca bu kayaçların, Pütürge Metamorfitleri içerisindeki metagranitlerden oldukça farklı olduğu, hem makroskopik hemde mikroskopik özellikleri itibariyle metamorfize olmadıkları görülmektedir.

5.4.2.1. Tonalit

İnceleme alanında Baizge Mezrası civarında tipik yüzeylemesini vermektedir (Şekil 5.99).

Tonalitler de, makro örneklerde orta tane boyutuna sahip olup, açık renkli kayaçlardır. Tonalitler; % 40-45 plajiyoklas, % 35-40 kuvars ve %10-15 civarında da amfibol veya biyotitten oluşmaktadır.



Şekil 5.99. Pütürge Metamorfitleri'ne ait serizit şistleri kesen tonalit daykısı
(Baizge Mezrası)

Plajiyoklaslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Alterasyonun az olduğu kesitlerde albit ikizlenmeleri gözlenmektedir. Örneklerin bazılarında plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5.100). Bazı örneklerde plajiyoklaslar tamamen karbonatlaşmışlardır. Alterasyonun yoğun olmasından dolayı plajiyoklasların sönme açısı ölçülememiştir.

Biyotitler genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz kristallerden oluşmaktadır. Çoğunda oksitlenmeler gözlenmektedir.

Amfiboller de genelde yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde görülmektedir.

Kuvarslar, genellikle özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Bazılarında deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir.

Tonalitler, farklı boyutta kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku göstermektedir.



Şekil 5.100. Yoğun alterasyona uğramış tonalit mikroskoptaki görünümü, serizit(srz), kuvars(Q), plajiyoklas(plg) (ÇN x 32)

6. JEOKİMYA

6.1. Ofiyolitik Topluluk (Kömürhan Ofiyoliti)

6.1.1. Ofiyolitik Topluluğun Jeokimyasal Özellikleri

Ofiyolitik topluluğu oluşturan kayaçlar saha ve petrografik özellikler bakımından farklılıklar sunmaktadır. Ofiyolitik topluluğu oluşturan kayaçların jeokimyasal özelliklerini belirlemek ve ofiyolitik topluluğu oluşturan magmanın köken ve evrimini anlamak amacıyla alterasyondan en az etkilenmiş izotrop gabrolardan 13 örneğin ana element, iz element ve nadir toprak element analizleri Kanada'daki ACME laboratuvarında ICP analizi yöntemiyle yaptırılmıştır. Bu örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 6.1'de verilmiştir.

Bu kayaçlardaki SiO_2 içerikleri % 42,47-56,11 arasında değişmektedir. Diğer ana oksitler; Al_2O_3 %15.11-29.76; Fe_2O_3 %1.47-13.67; MgO % 1.23-14; CaO % 9.22-16; Na_2O %0.62-3.37; K_2O %0,05-0.44; TiO_2 %0,08-0.89; P_2O_5 %0,01-0.19 ve MnO %0,02-0.19 aralığındadır.

Alterasyona karşı dirençli olan Zr elementine karşı ana element oksitlerinin davranışını belirlemek amacıyla Harker diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlardaki değişimler kayaçların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçler sonucu gelişmektedir. Bu süreçler, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kontaminasyon şeklinde olabilmektedir. Harker diyagramları ile fraksiyonel kristalleşme sonucu magmada meydana gelen değişimler izlenebilir. Kristalleşen minerallerin magmadan devamlı ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli değişir. Zr'daki artışla birlikte, major elementlerde meydana gelen değişimler Şekil 6.1'de gözlenmektedir. Diyagramlarda da görüleceği gibi Zr'daki artışla birlikte K_2O , Na_2O , MnO ve Fe_2O_3 de artış izlenirken, Al_2O_3 , CaO ve MgO 'de bir azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 6.1).

Kömürhan Ofiyolitine ait örneklerin artan Zr içeriklerine karşılık Al_2O_3 , CaO ve MgO içeriklerindeki negatif korelasyon sırasıyla alüminyum silikatları, kalsik plajiyoklaslar ve klinopiroksen fraksiyonlaşması ile izah edilebilir. Na_2O ve K_2O içeriklerinde izlenen genel lineer artış ise yine fraksiyonel kristallenme süreçleri ile izah edilebilir.

Majör oksit elementler bozunmaya karşı duraysız olduklarından, bozunmadan dolayı bazen fakirleşme gösterebileceği gibi bazen de zenginleşme gösterebilmektedir. Bu nedenle sadece ana elementlere bağlı olarak magmatik kayaçların köken yorumuna gidilmemelidir. İz elementler bozunmaya karşı daha duraylı olduklarından iz elementlerin Zr ile değişimini incelemek gerekir. Alterasyona karşı dirençli olan Zr elementinin K gibi bazı ana ve Rb, Ba gibi iz elementlere karşı değişimine bakıldığı zaman, artan Zr değerine karşılık K, Rb, Y, Hf ve Ba elementlerinin artma şeklinde belirli bir sistematik yönelim sundukları izlenmektedir (Şekil 6.2).

Zr ve Y magma evrimleşmesi sırasında birbirleriyle benzer jeokimyasal davranış sunmaktadırlar ve uyumsuz (incompatible) elementler olarak tanımlanmaktadırlar (Pearce ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979). Magma kristallenmesi esnasında kristalleşen gereçlerin magmadan ayrılması ile anılan bu elementler artık sıvı içerisinde yoğunlaşmaktadırlar bu olay nedeniyle her iki elementte birbirleriyle korele edildikleri zaman pozitif bir trend içerisinde oldukları gözlenmektedir (Şekil 6.2).

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

Tablo 6.1. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğa ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları

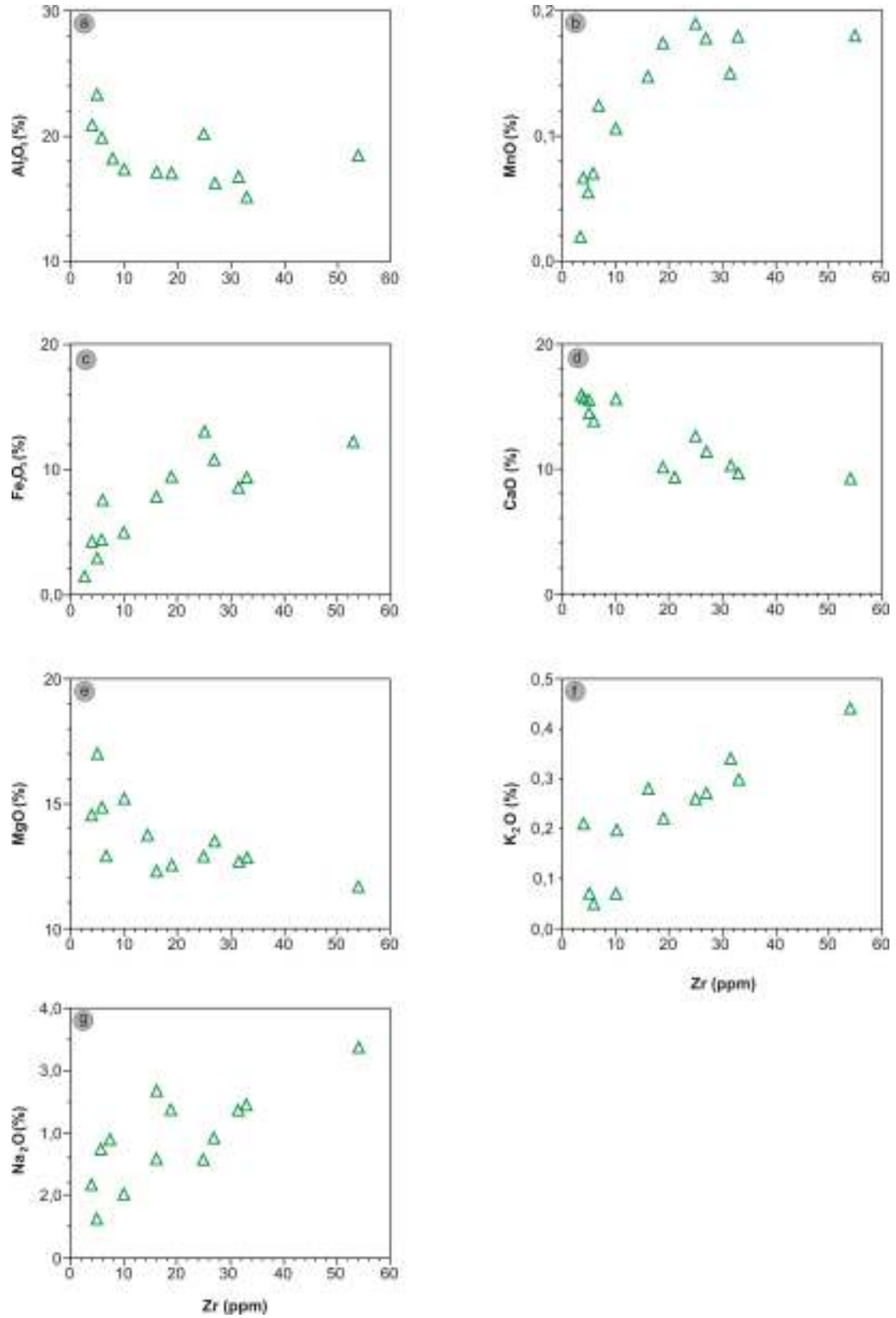
Ör. No	1P Gbr.	51 Diy.	52 Diy.	59 Gbr.	61 Diy.	67 Diy.	69 Diy.	70 Diy.	76 Gbr.	91 Gbr.	101 Gbr.	102 Gbr.	239 Gbr.
Major Oksitler (%)													
SiO ₂	47.58	56.11	55.29	42.47	52.81	53.83	49.77	53.74	44.49	46.15	45.92	43.87	45.34
TiO ₂	0.246	0.443	0.473	0.89	0.624	0.58	0.767	0.789	0.089	0.153	0.162	0.08	0.11
Al ₂ O ₃	17.39	17.25	19.49	20.16	17.43	16.74	16.21	15.11	17.02	23.33	20.93	29.76	19.92
Fe ₂ O ₃	4.96	7.80	6.22	13.67	9.41	8.55	10.76	9.30	7.60	2.91	4.27	1.47	4.41
MnO	0.106	0.148	0.096	0.19	0.174	0.15	0.178	0.179	0.125	0.055	0.067	0.02	0.07
MgO	10.43	4.57	3.38	5.81	5.12	5.37	7.04	5.65	14	5.80	9.12	1.23	9.72
CaO	16	9.22	9.66	12.65	10.12	10.25	11.32	9.58	14.51	15.54	15.65	15.89	13.83
Na ₂ O	1.02	2.66	3.37	1.56	2.36	2.36	1.92	2.45	0.62	1.90	1.18	2.32	1.74
K ₂ O	0.07	0.28	0.44	0.26	0.22	0.34	0.27	0.30	0.07	0.07	0.21	0.39	0.05
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.19	0.06	0.08	0.08	0.04	0.06	0.01	0.02	0.01	0.02	<0.01
LOI	3.12	1.51	1.22	2	1.12	1.5	1.29	1.75	2.76	3.51	2.56	4.9	4.5
Top.	100.9	100.1	99.83	99.73	99.46	99.79	99.56	98.92	101.3	99.44	100.1	99.93	99.80

Tablo 6.1.'in devamı

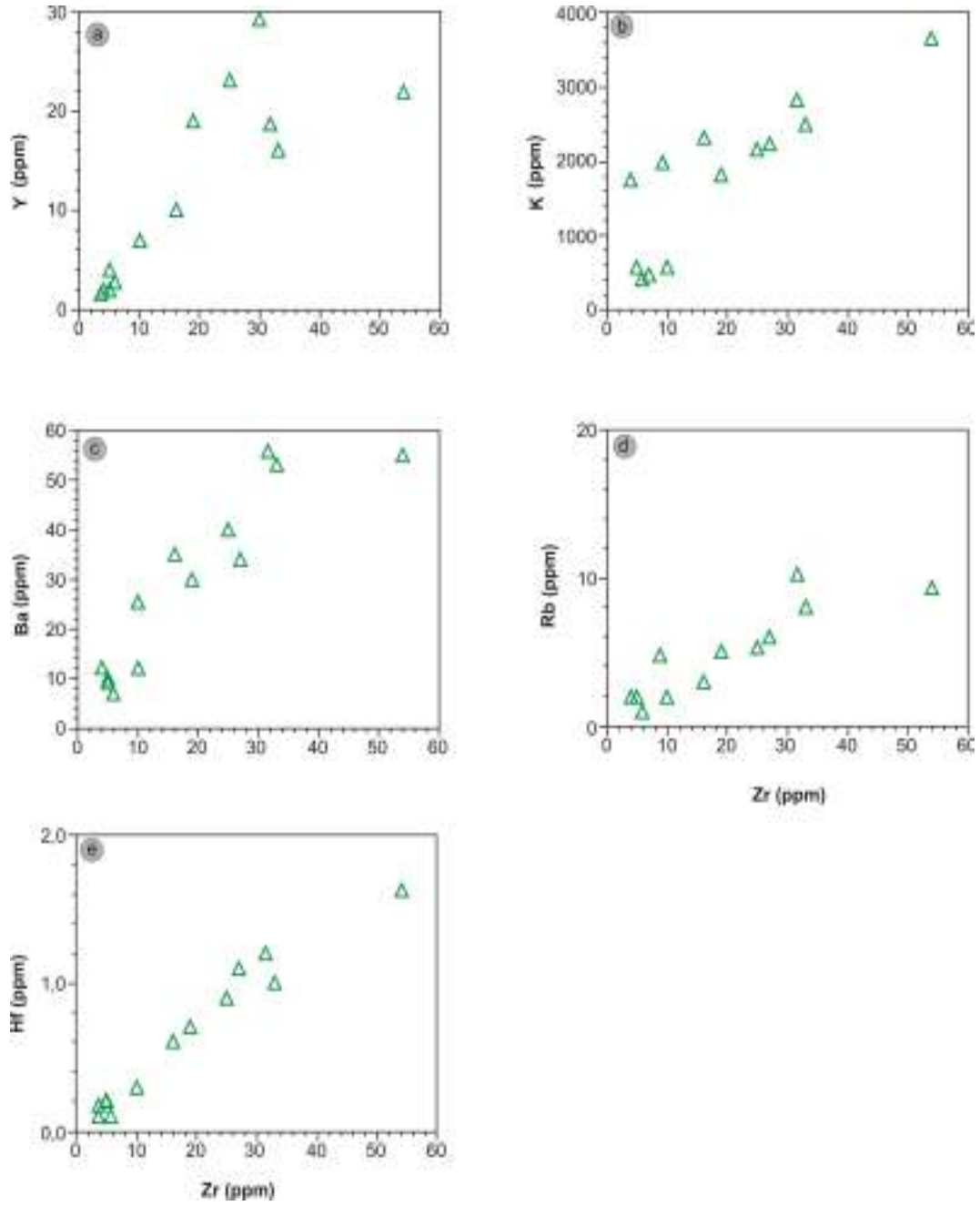
Ör. No	İP	51	52	59	61	67	69	70	76	91	101	102	239
	Gbr.	Diy.	Diy.	Gbr.	Diy.	Diy.	Diy.	Diy.	Gbr.	Gbr.	Gbr.	Gbr.	Gbr.
İz Elementler (ppm)													
Sr	118	222	273	328.5	240	177.8	196	431	148	195	244	363.9	180
Rb	<2	3	7	5.3	5	10.3	6	8	2	<2	<2	4.8	1
Ba	12	35	55	40	30	56	34	53	9	10	12	47	7
Pb	<5	5	14	2.8	6	1.8	5	8	<5	<5	<5	0.4	0.1
Zr	10	16	54	24.9	19	31.5	27	33	5	5	<4	3.5	5.8
Nb	<1	1	1	2.2	1	0.6	1	1	<1	<1	<1	1.4	<0.1
Th	<0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.2
Ta	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hf	0.3	0.6	1.5	0.9	0.7	1.2	1.1	1.0	<0.2	0.2	<0.2	0.1	0.1
Ni	160	20	20	5.5	30	6.8	50	50	150	80	130	32.5	117.8
Co	32	23	21	33.2	28	27.8	36	29	57	17	24	8.7	30.7
Cr	410	50	30	1.36	50	8.2	110	100	390	390	270	27.36	567.8
Zn	<30	60	60	18	90	13	70	80	40	<30	<30	5	10
Cu	110	20	90	82.2	20	9.2	110	20	50	40	<10	50.7	94.2
Y	7	10	17	23.1	19	18.7	30	16	4	<2	<2	1.5	2.7
Be	<1	1	1	<1	1	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1
V	148	210	202	325	286	273	442	282	100	78	98	14	75
Ga	11	15	19	19.4	18	14.1	16	15	9	13	11	12.2	10.7
Sc	42	31	30	35	39	40	54	39	42	22	33	2	27
Cs	<0.5	<0.5	0.6	0.3	<0.5	0.7	0.6	0.7	0.5	<0.5	<0.5	0.2	<0.1
Ti	1474	265,5	283.5	533.5	374,0	347.7	459,8	473,0	533,5	917,2	971,1	479,6	659,4

Tablo 6.1. 'in devamı

Ör. No	1P	51	52	59	61	67	69	70	76	91	101	102	239
	Gbr.	Diy.	Diy.	Gbr.	Diy.	Diy.	Diy.	Diy.	Gbr.	Gbr.	Gbr.	Gbr.	Gbr.
Nadir Toprak Elementleri (ppm)													
La	0.3	1.5	4.4	3.9	3.1	2.1	1.9	2.3	0.1	0.4	0.3	1.9	0.4
Ce	1.2	3.7	10	10.4	8.3	5.6	6.7	6.1	0.3	1.1	0.9	3.5	0.7
Pr	0.21	0.58	1.37	1.77	1.31	0.99	1.25	0.99	0.06	0.19	0.15	0.51	0.14
Nd	1.4	3.2	6.5	10.3	6.9	6	7.3	5.3	0.4	1.2	1	2.2	0.6
Sm	0.6	1.1	1.8	2.61	2.2	1.83	2.7	1.7	0.2	0.4	0.4	0.32	0.28
Eu	0.35	0.58	0.85	0.84	0.91	0.62	0.79	0.70	0.10	0.29	0.26	0.25	0.18
Gd	0.9	1.5	2.6	3.34	3	2.43	3.9	2.5	0.3	0.6	0.6	0.43	0.48
Tb	0.2	0.3	0.5	0.59	0.6	0.50	0.8	0.5	<0.1	0.1	0.1	0.06	0.08
Dy	1.3	2.0	3.2	3.71	3.7	3.14	5.0	3.2	0.4	0.7	0.7	0.28	0.56
Ho	0.3	0.4	0.7	0.84	0.8	0.67	1	0.7	<0.1	0.2	0.2	0.04	0.11
Er	0.8	1.4	2.1	2.25	2.3	1.98	3.3	2.1	0.2	0.5	0.5	0.16	0.30
Tm	0.12	0.22	0.33	0.35	0.35	0.34	0.51	0.33	<0.05	0.06	0.07	0.02	0.04
Yb	0.7	1.4	2.2	2.40	2.3	2.18	3.3	2.2	0.2	0.4	0.4	0.13	0.29
Lu	0.10	0.23	0.34	0.34	0.35	0.31	0.50	0.34	<0.04	0.06	0.06	0.02	0.04



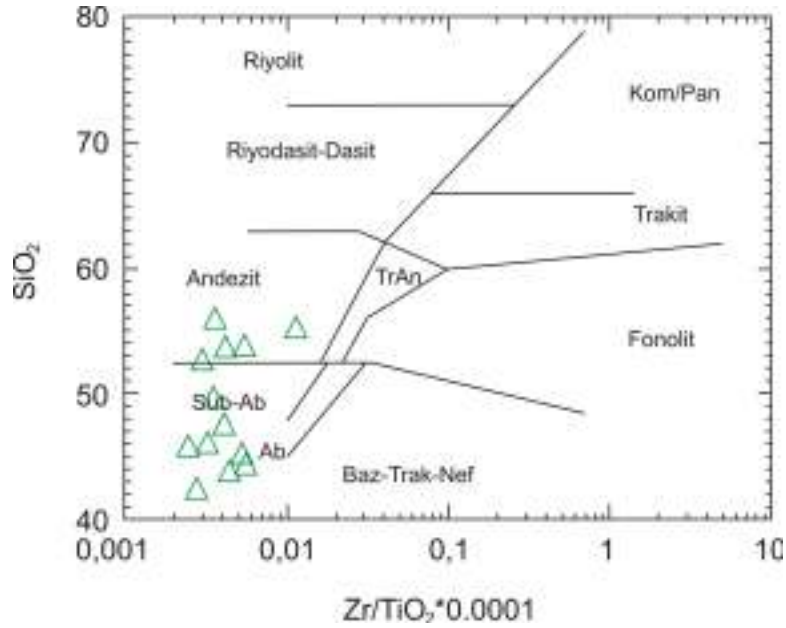
Şekil 6.1. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğa ait örneklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları (Harker, 1909).



Şekil 6.2. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğa ait örneklerin Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları (Harker, 1909).

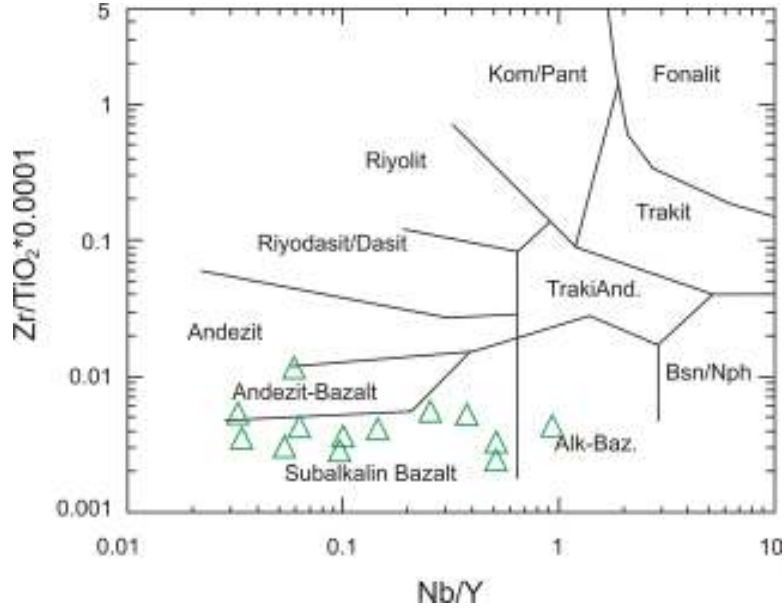
6.1.2. Ofiyolitik Topluluğun Adlandırılması

Winchester ve Floyd (1977), tarafından geliştirilen $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramında örneklerin 4 tanesi andezit alanında yer alırken diğerlerinin tamamı subalkali bazalt alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.3).



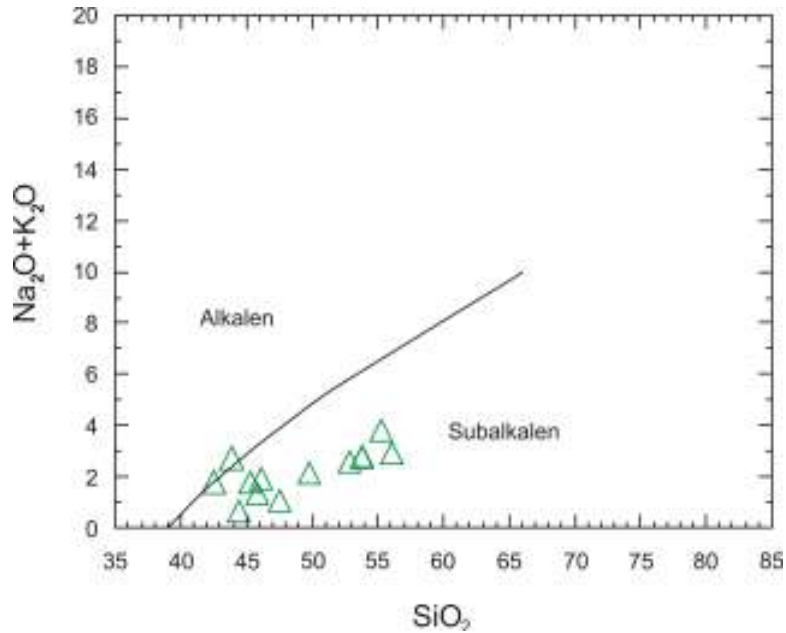
Şekil 6.3. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğun Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2 \cdot 0.0001$ diyagramındaki dağılımı.

Ofiyolitik kayaçların kimyasal sınıflamasında ve diğer jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesinde ana elementlerden çok, alterasyona karşı duraylı iz elementlerin kullanıldığı, Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ diyagramında örnekler yeniden değerlendirilmiş, 1 örneğin andezit-bazalt, 1 örneğin Alk-bazalt ve diğer örneklerin de subalkalin bazalt alanı içerisine düştüğü görülmüştür (Şekil 6.4).



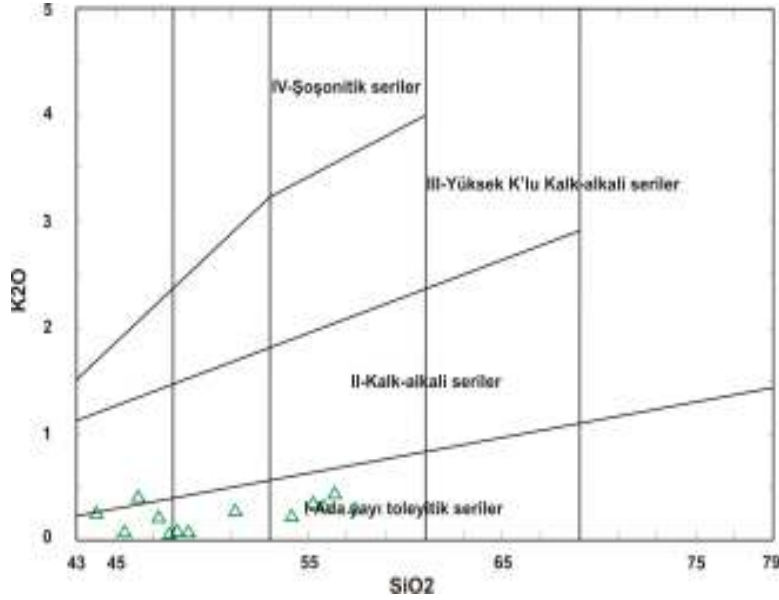
Şekil 6.4. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Winchester ve Floyd (1977)'un $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ -Nb/Y diyagramındaki dağılımı.

Ofiyolitik kayalara ait örneklerde SiO_2 'e karşı alkali elementlerin değişimini, dolayısıyla alkali, subalkali ayrımını belirlemek için kullanılan bir diyagram, Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ diyagramıdır. Bu diyagramda örneklerin tamamı subalkalin bölgesinde toplanmışlardır. (6.5.)



Şekil 6.5. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Irvine ve Baragar (1971)'ın $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ diyagramındaki dağılımı.

Subalkalen seriler, kendi içerisinde K_2O ve SiO_2 içeriklerine göre farklı alt gruplara ayrılırlar. Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından geliştirilen K_2O - SiO_2 diyagramında örneklerin tamamı ada-yayı toleyitik seriler alanında yer almaktadır (Şekil 6.6).



Şekil 6.6. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğun Peccerillo ve Taylor (1976) ın K_2O - SiO_2 diyagramındaki konumu.

Kayaçların subalkalen niteliği hareketlenmeyen iz elementler ile de pekiştirilebilir. Genelde alkalen bazaltlar subalkalen toleyitik bazaltlara göre Ti, Y, Zr ve P'ca daha zengindir (Manşon, 1968; Prinz, 1968) ve bu olgu Pearce ve Cann (1973) tarafından iki magma tipinin ayırtılmasında kullanılmıştır. Buna göre bazaltların Y/Nb oranı alkallenlik yükseldikçe azalmaktadır. Ofiyolitik kayaçların Y/Nb oranı 13,62 dir. Bu da kayaçların subalkalen niteliğini göstermektedir.

Kalk-alkalen dizilerin Ni (0-30 ppm) ve Cr (0- 50 ppm) miktarları toleyitik dizilerin Ni(0-200 ppm) ve Cr(0-400 ppm) miktarlarından genel olarak daha düşüktür. Ofiyolitik kayaç topluluğu da Ni ve Cr içerikleriyle (Tablo 6.1) toleyitik diziyle uyum sağlamaktadır.

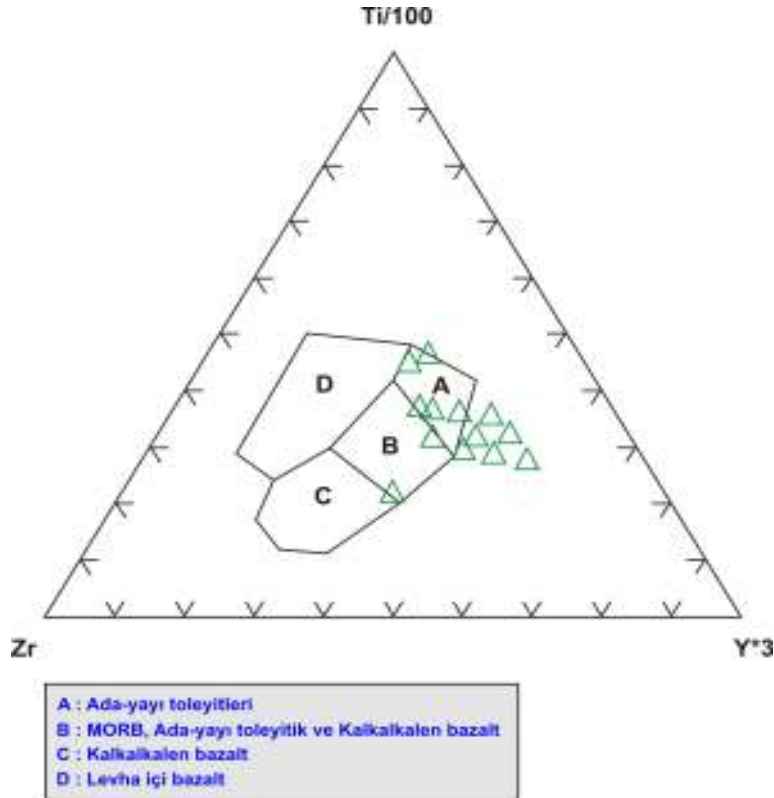
Sonuç olarak , ofiyolitik topluluğa ait kayaçlar, tüm yönleriyle tipik bir toleyitik kayaç dizisinin özelliklerini sergilemektedir.

6.1.3. Ofiyolitik Topluluğun Tektonik Ortamı

Magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesinde, değişik parametrelerin kullanıldığı pek çok diyagram vardır. Ofiyolitik topluluğun oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesinde de farklı araştırmacıların önerdiği farklı diyagramlar kullanılarak, ortam yorumuna gidilmiştir.

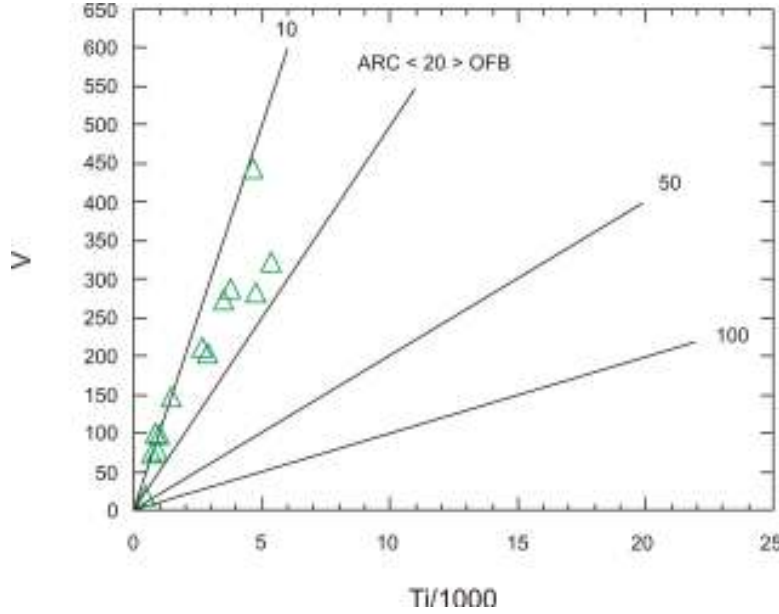
Kayaçların oluştukları jeotektonik ortamların belirlenmesinde alterasyon ve düşük dereceli metamorfizmadan fazla etkilenmeyen kalıcılığı yüksek iz element (Ti, V, Zr, Y ve Nb) içerikleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Kayaçların oluştukları tektonik ortamların belirlenmesi amacı ile araştırmacılar tarafından birçok ayırtman diyagram geliştirilmiştir.

Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Ti-Zr-Y üçgen diyagramında dört ayrı alan tanımlamıştır. Bu diyagramda Ofiyolitik topluluğa ait örnekler ada yayı toleyitleri (A+B) alanında toplanmışlardır (Şekil 6.7).



Şekil 6.7. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğun Pearce ve Cann (1973)'ın Ti-Zr-Y diyagramındaki dağılımı

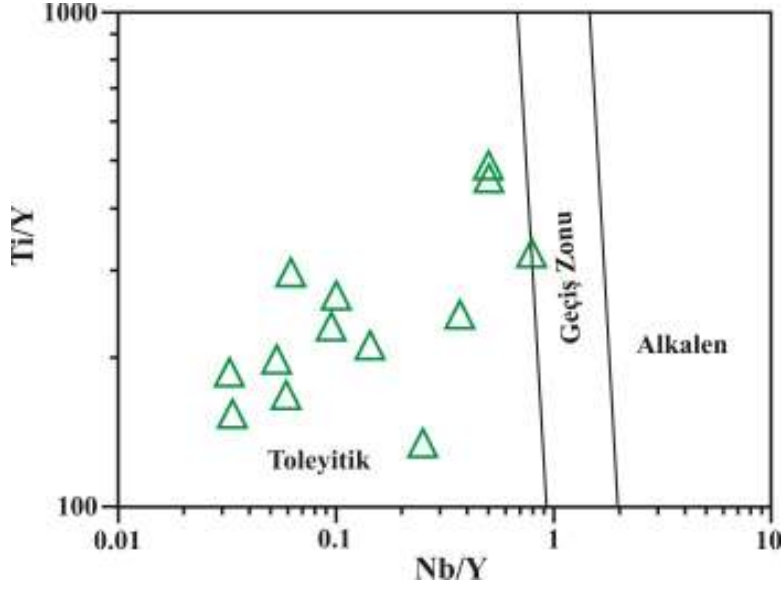
Shervais (1982), tarafından geliştirilen V-Ti diyagramında, alınan örneklerin tamamı ada yayı toleyitleri alanında yer almaktadır (Şekil 6.8).



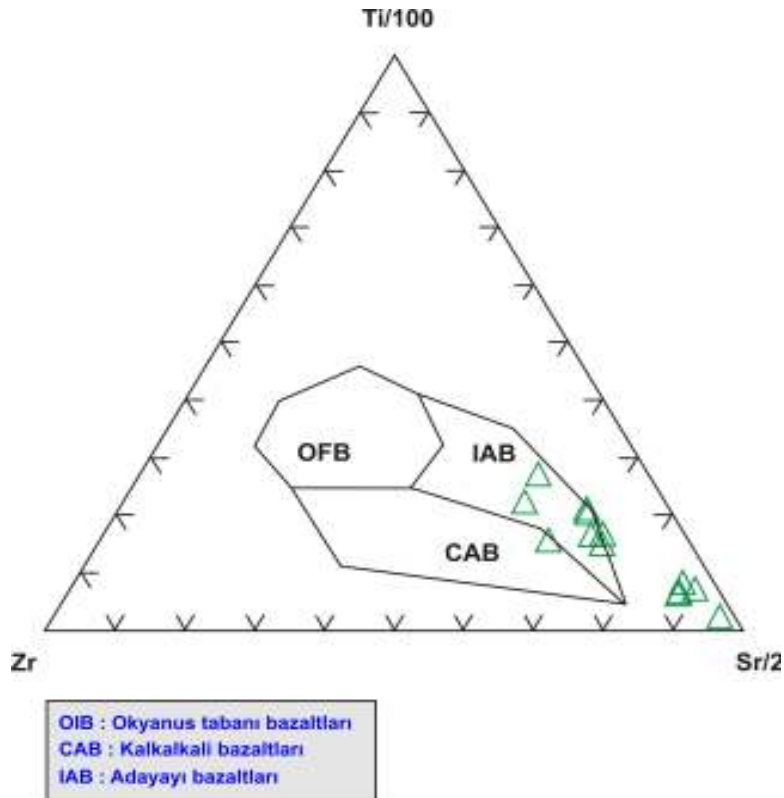
Şekil 6.8. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Shervais (1982) ‘in V-Ti diyagramındaki dağılımı.

Ti/Y-Nb/Y diyagramı özellikle levha içi mafik kayaçların MORB ve ada yayı volkanik kayaçlardan ayırımında kullanılmaktadır (Pearce, 1982). Levha içi mafik kayaçlar diğer mafik kayaçlara nazaran daha yüksek Ti/Y ve Nb/Y oranlarına sahiptir. Bu farklılıktan yararlanarak levha içi mafik kayaçlar içermiş oldukları Nb/Y oranına göre toleyitik, geçiş ve alkalın gruba ayrılabilir. Bu diyagramda Ofiyolitik topluluğa ait kayaçların tamamı toleyitik bölgede yer almışlardır (Şekil 6.9).

Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Ti-Zr-Sr üçgen diyagramında ise ofiyolitik topluluğa ait örneklerin tamamı ada yayı bazaltları alanına düşmüşlerdir (Şekil 6.10) Ancak 5 örnek alterasyondan etkilendiklerinden dolayı Sr köşesine daha yakın bir alana düşmüşlerdir.

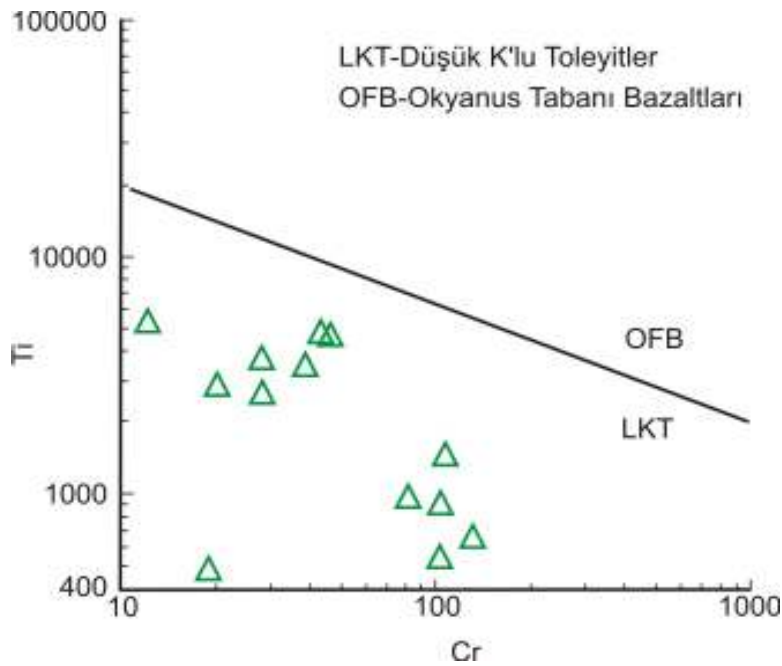


Şekil 6.9. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğun Winchester ve Floyd (1977) 'ın Ti/Y-Nb/Y diyagramındaki dağılımı.



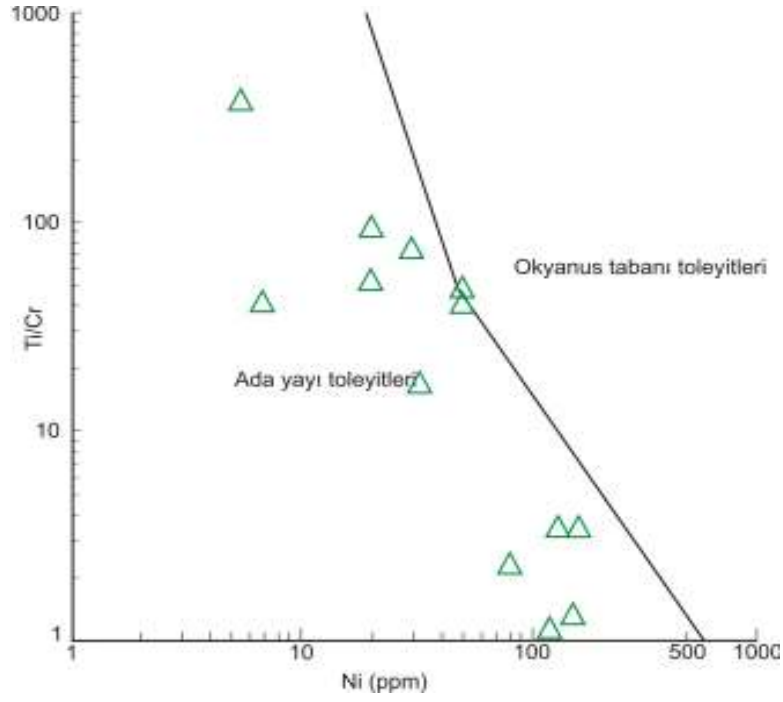
Şekil 6.10. İnceleme alanındaki ofiyolitik kayaçların Pearce ve Cann (1973)'ın Ti-Zr-Sr değişim diyagramındaki dağılımı.

Aynı Ti değerlerine sahip iki toleyitik bazalttan, okyanusal bazaltın Cr içeriği ada yayı bazaltının Cr içeriğinden daima daha yüksektir (Pearce, 1975; Pearce ve Gale, 1977). Aynı durum Ni için de geçerlidir. Bu özellik okyanusal toleyitlerin ada yayı toleyitlerinden ayırt edilmesine yarayan çok önemli bir olgudur. Ti-Cr Pearce (1975) ve Ti/Cr-Ni Beccaluva ve diğ. (1979) diyagramlarındaki ayırım çizgileri bu özelliğe dayanır (Şekil 6.11, 6.12). Her iki diyagramda da ofiyolitik topluluğa ait örneklerin tamamı ada yayı toleyitleri alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.11 ve 6.12)

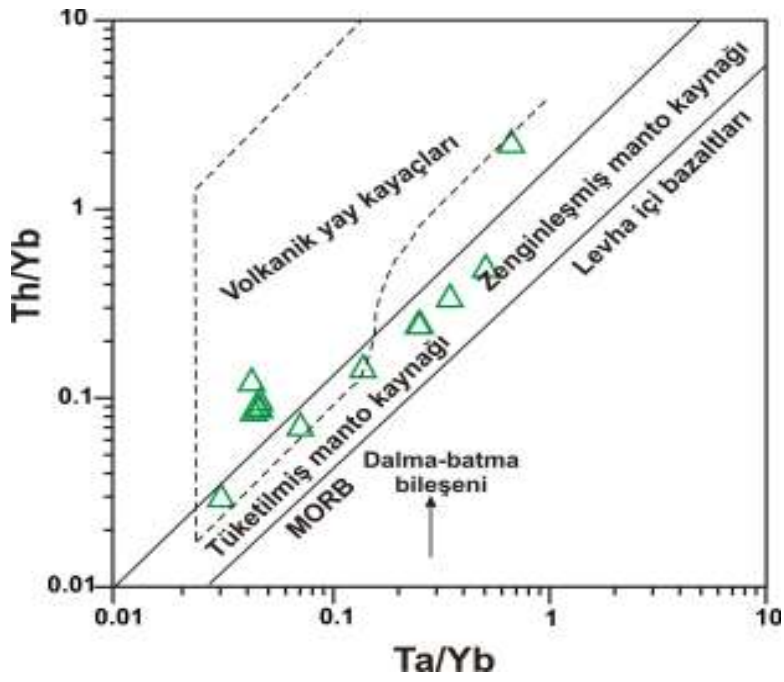


Şekil 6.11. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Pearce (1975)'in Ti-Cr diyagramındaki dağılımı

Pearce (1982), tarafından geliştirilen Th/Yb-Ta/Yb diyagramında 3 örnek zenginleşmiş manto kaynağı alanında yer alırken diğer örnekler volkanik yay kayaçları alanında toplanmışlardır (Şekil 6.13).

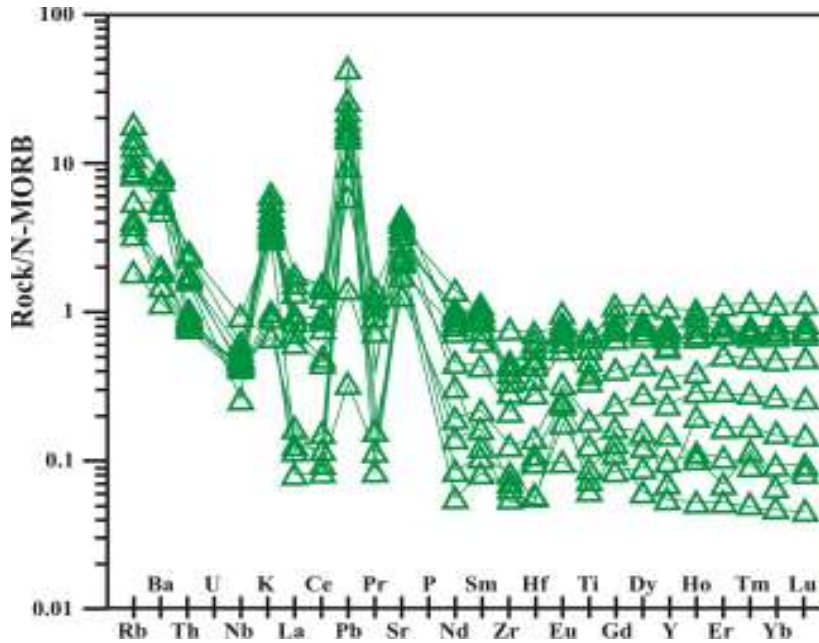


Şekil 6.12. İnceleme alanındaki ofiyolitik topluluğun Beccaluva ve diğ. (1979)'nin Ni-Ti/Cr diyagramındaki dağılımı.



Şekil 6.13. İnceleme alanındaki Ofiyolitik Topluluğun Pearce (1982)'in Th/Yb-Ta/Yb diyagramındaki dağılımı.

Ofiyolitik Topluluğa ait kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 6.14'de verilmiştir. Bu diyagramda örnekler, LIL elementler açısından (Sr, K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme gösterirken, HFS elementler açısından ise fakirleşme ve normalize edilmiş MORB çizgisine göre bir paralellik sunmaktadır (Şekil 6.14). LIL elementler açısından zenginleşme sonucu; dalma zonunda biriken duraysız elementler ergiyen mantonun üst zonuna doğru akışkanlarca geçebilmekte ve akışkanlar ile birlikte yeni oluşan ürüne geçmektedirler. Zenginleşme gösteren elementler dalma zonuna ait, toleyitik çizgisine paralellik gösteren elementler ise manto kaynaklı olduğu sonucunu ortaya koymaktadır.



Şekil 6.14. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğa ait örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).

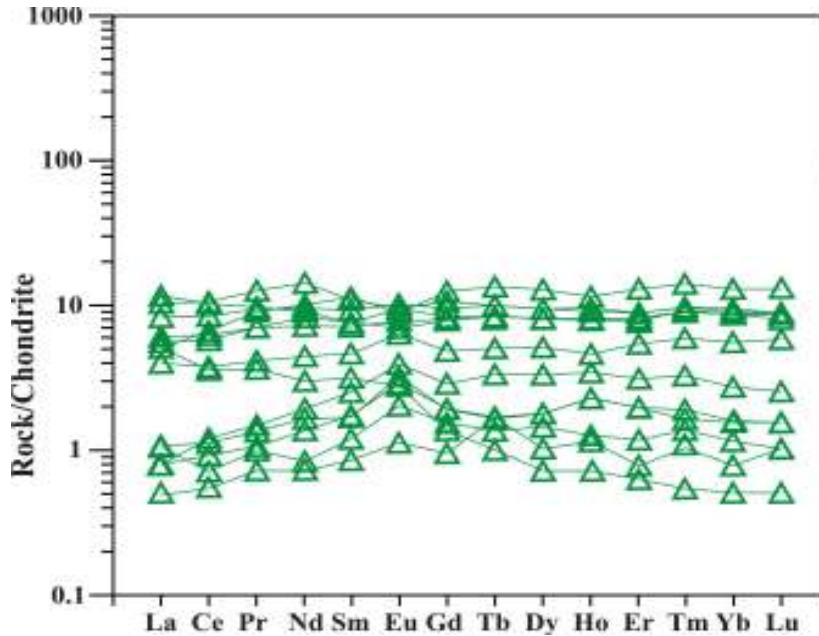
Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. HFS elementlerdeki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991).

Dolayısıyla ofiyolitik topluluğa ait kayaçların iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, bunların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu göstermektedir. ile ilişkili volkanitlere benzediklerini ve zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini göstermektedir.

REE, kayaç ve/veya minerallerin kökenlerinin bulunmasında ve toplu halde gösterdikleri değişimleri ile jeolojik açıdan yorumlanabilmesi oldukça önemlidir. Kabuk/Manto'nun kısmi ergimesi, fraksiyonel kristalleşme, farklı iki magmanın karışması ve/veya magma kirlenmesi gibi pek çok magmatik süreçlerin petrojenezine ışık tutması REE'nin önemini artırmaktadır.

İnceleme alanındaki ofiyolitik kayaçlardan alınan örneklerle ait kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı Şekil 6.15'de gösterilmektedir. İnceleme alanında ki volkaniklerin nadir toprak element şekillerinin genel olarak yatay ve yataya yakın görünümü ($(La/Lu)_N=0.71-6,06$) ada-yayı toleyitlerinin tipik özelliklerinden birisidir.

Ofiyolitik topluluğa ait örneklerin TiO_2 içerikleri %0,08-0,78, P_2O_5 içerikleri ise %0,01-0,19 arasındadır. Yumul ve Balce (1994)'e göre TiO_2 içeriği $< \% 0,60$, Göncüoğlu ve ark. (1999)'e göre TiO_2 içeriği $\% 1$ olan kayaçlar subra subduction zonunda oluşmuşlardır. Ayrıca P_2O_5 değerinin $\% 2$ 'den küçük olması da SSZ'i işaret etmektedir.



Şekil 6.15. İnceleme alanındaki Ofiyolitik topluluğa ait örneklerin nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).

Sonuç olarak petrografik analizler ve jeokimyasal verilerin değerlendirilmesi neticesinde Kömürhan Ofiyolitlerinin SSZ (Suprasubduction) tipi ofiyolitler olduğu görülmektedir. Bu sonucu doğuran kriterleri şu şekilde sıralayabiliriz.

- Ada-yayı toleyitlerindeki kristalizasyon serisi ol-cpx-pl şeklindeyken, N-MORB da ol-pl-cpx şeklindedir. Kayaçlara ait incekesit örneklerinde ada-yayı toleyitlerindeki kristalizasyon serisi izlenmektedir (Şekil 5.20).
- İnceleme alanında manto kayacı olarak harzburgitlerin oldukça yaygın olması, tabakalı ve izotrop gabro seviyelerinin bulunmasına karşın, lerzolitlerin görülmemesi de SSZ tipini işaret edebilir.
- TiO₂ içeriğinin ortalama % 1 civarında olması, K₂O içeriğinin < %1 olması ve P₂O₅ değerinin de % 2'den az olması SSZ'i işaret etmektedir.
- Özellikle Th ve LIL elementlerce pozitif anomali vermesi, Nb'ca negatif anomali göstermesi de dalma-batma zonu bileşenini vermektedir.
- Kömürhan Ofiyoliti'ni oluşturan kayaçlar toleyitik karakterli magmadan türemiş ve okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşmuşlardır.

6.2. Plütonik Topluluk (Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları)

Plütonik topluluk, Şifrin Grubu derinlik kayaçlarından oluşmaktadır. Şifrin Grubu derinlik kayaçları içerisinde asidikten bazike kadar değişen, farklı kayaç türleri bulunmaktadır. Yaygın litoloji monzonit olup bunun dışında, gabro, diyorit, kuvars diyorit, tonalit, kuvars monzonit, siyenit, kuvars siyenit, granit, granodiyorit, monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit yer almaktadır.

6.2.1. Plütonik Topluluğun (Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları) Jeokimyasal Özellikleri

Plütonik topluluğun içerisinde yer alan farklı kaya türlerinin jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 11 örneğin major element, iz element ve nadir toprak element analizleri Kanada'daki ACME laboratuvarında ICP analizi yöntemiyle yapılmıştır.

Plütonik topluluğun jeokimyasal özellikleri incelenirken aşağıdaki sıra izlenmiştir. Önce major elementler daha sonra eser elementler değerlendirilmiştir. Ana elementler önce adlama diyagramlarına iz düşürülerek plütonik kayaların bileşimleri saptanmıştır. İkinci aşamada ise alüminyum ve alkali içerikleri bakımından nitelikleri belirlenmiştir. Bunu izleyen bölümde genellikle iz elementler yardımıyla plütonun geliştiği ortamı anlamaya yönelik yaklaşımlar yapılmıştır.

Plütonik kayaç örneklerinin SiO_2 değerlerine bakıldığında; asidik karakterli olanların % 66-%72 arasında, ortaç olanların %53- %63 arasında değiştiği, bazik olanların ise %45 civarında silis içerdiği görülmüştür. Buna göre Şifrin Grubu derinlik kayaçları, asidik ortaç ve bazik bileşimde kayaçlardan oluşmaktadır (Tablo 6.2).

Alterasyona karşı duraylı olan Zr'a karşı ana element oksitlerinin davranışını belirlemek amacıyla, Harker Diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlardaki değişimler kayaçların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçler sonucu gelişmektedir. Bu süreçler, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kontaminasyon şeklinde olabilmektedir. Harker diyagramları ile fraksiyonel kristalleşme sonucu magmada meydana gelen değişimler izlenebilir. Kristalleşen minerallerin magmadan devamlı ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli değişir. Zr 'daki artışla birlikte, major elementlerde meydana gelen değişimler Şekil 6.16'da gözlenmektedir. Diyagramlarda da

görülebileceği gibi Zr'daki artışla birlikte Al_2O_3 ve Na_2O ve CaO 'de artış izlenirken, Fe_2O_3 , MgO 'de bir azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 6.16).

Bu şekildeki, pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir. CaO 'de gözlenen artmalar, kalsik plajiyoklasların fraksiyonlanması ile; MgO 'daki azalmalar, olasılıkla amfibollerin (hornblend) fraksiyonlanması ile ilgili olabilir. Harker diyagramlarında gözlenen bu özellikler analizi yapılan kayaların ortak bir kökene sahip olduklarını ortaya koymaktadır. (Şekil 6.16)

İz elementler bozunmaya karşı daha duraylı olduklarından iz elementlerin Zr ile değişimini incelemek gerekir. Zr ile Hf, Th ve Nb arasında pozitif; Co, Rb ve Ni arasında ise negatif bir ilişki görülmektedir (Şekil 6.17).

Th elementi fraksiyonlanmanın geç evrelerinde oluşan minerallerin yapısında yer alması nedeniyle, Zr ile pozitif bir korelasyon göstermektedir.

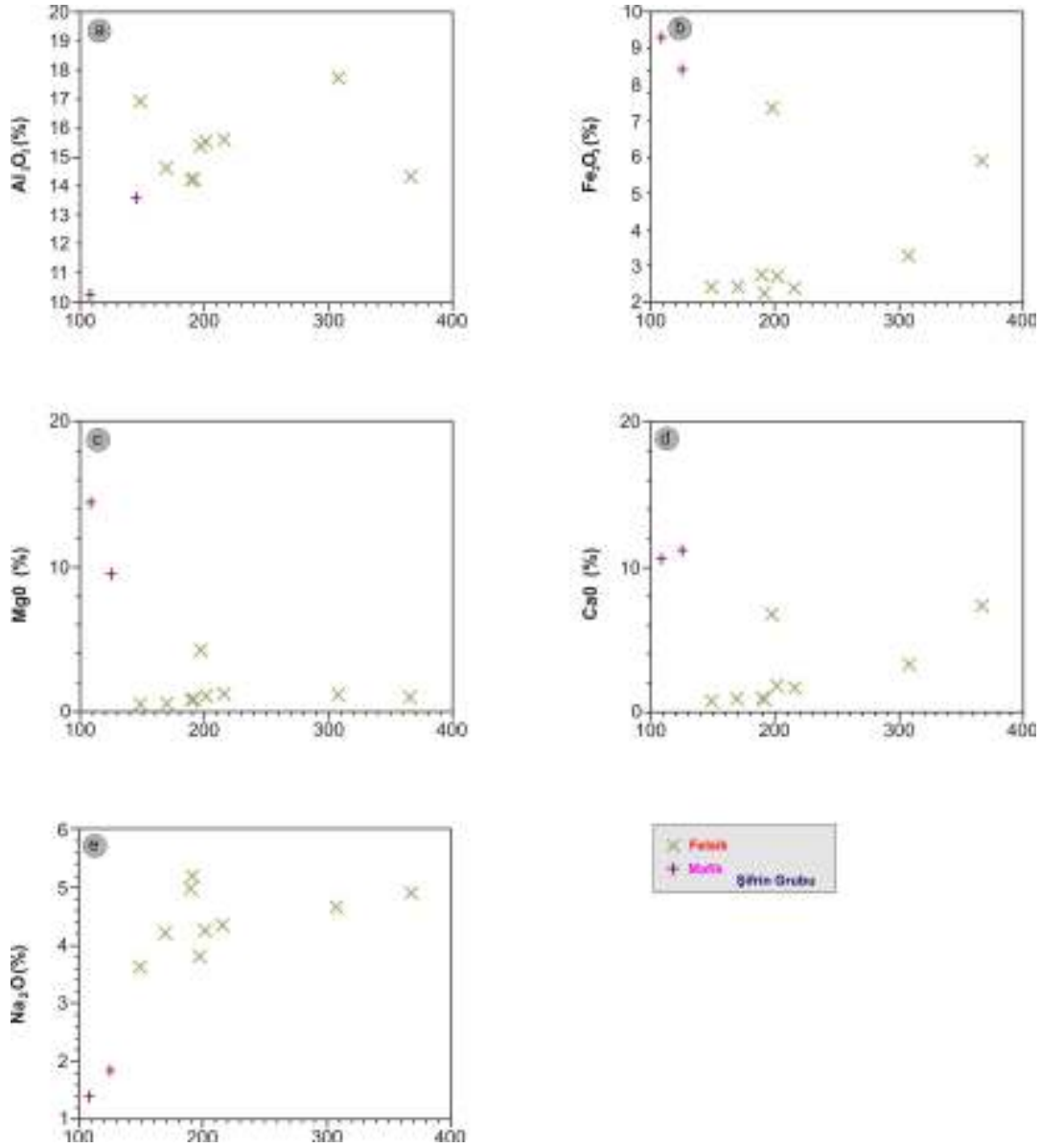
Tablo 6.2. İnceleme alanındaki plütonik topluluğa ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları

Ör. N	5P Gbr.	139 K.Siy	154 K.MS	163 Grd.	166 Gbr.	169 Mon.	182 Mon.	217 Grn.	246 Grn.	247 Grd.	248 Siy.
Major Oksitler (%)											
SiO_2	45.51	68.49	54.77	71.41	45.07	53.10	63.50	66.92	71.66	71.20	62.04
TiO_2	1.514	0.31	1.31	0.20	1.49	1.48	0.39	0.34	0.29	0.32	0.27
Al_2O_3	10.24	15.53	15.39	14.62	13.60	14.35	17.72	15.60	14.22	14.21	18.37
Fe_2O_3	9.31	2.68	7.36	2.05	8.43	6.98	3.30	3.18	2.24	2.50	2.41
MnO	0.138	0.06	0.14	0.04	0.15	0.11	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02
MgO	14.51	1.07	4.21	0.5 9	9.56	6.92	1.14	1.21	0.86	0.82	0.48
CaO	10.64	1.82	6.77	0.91	11.17	7.32	2.74	1.64	0.90	0.93	1.35
Na_2O	1.40	4.26	3.82	4.20	1.85	3.16	4.65	4.35	5.20	4.98	3.64
K_2O	2.34	4.24	3.65	5.13	3.15	3.32	4.83	5.35	3.17	3.31	9.78
P_2O_5	0.90	0.163	0.981	0.071	1.953	0.79	0.207	0.19	0.15	0.17	0.157
LOI	2.66	1.2	1.2	0.6	3.0	1.9	1.1	0.9	1.1	1.3	1.0
Top.	99.17	99.77	99.63	99.83	99.49	99.51	99.59	99.74	99.82	99.76	99.55

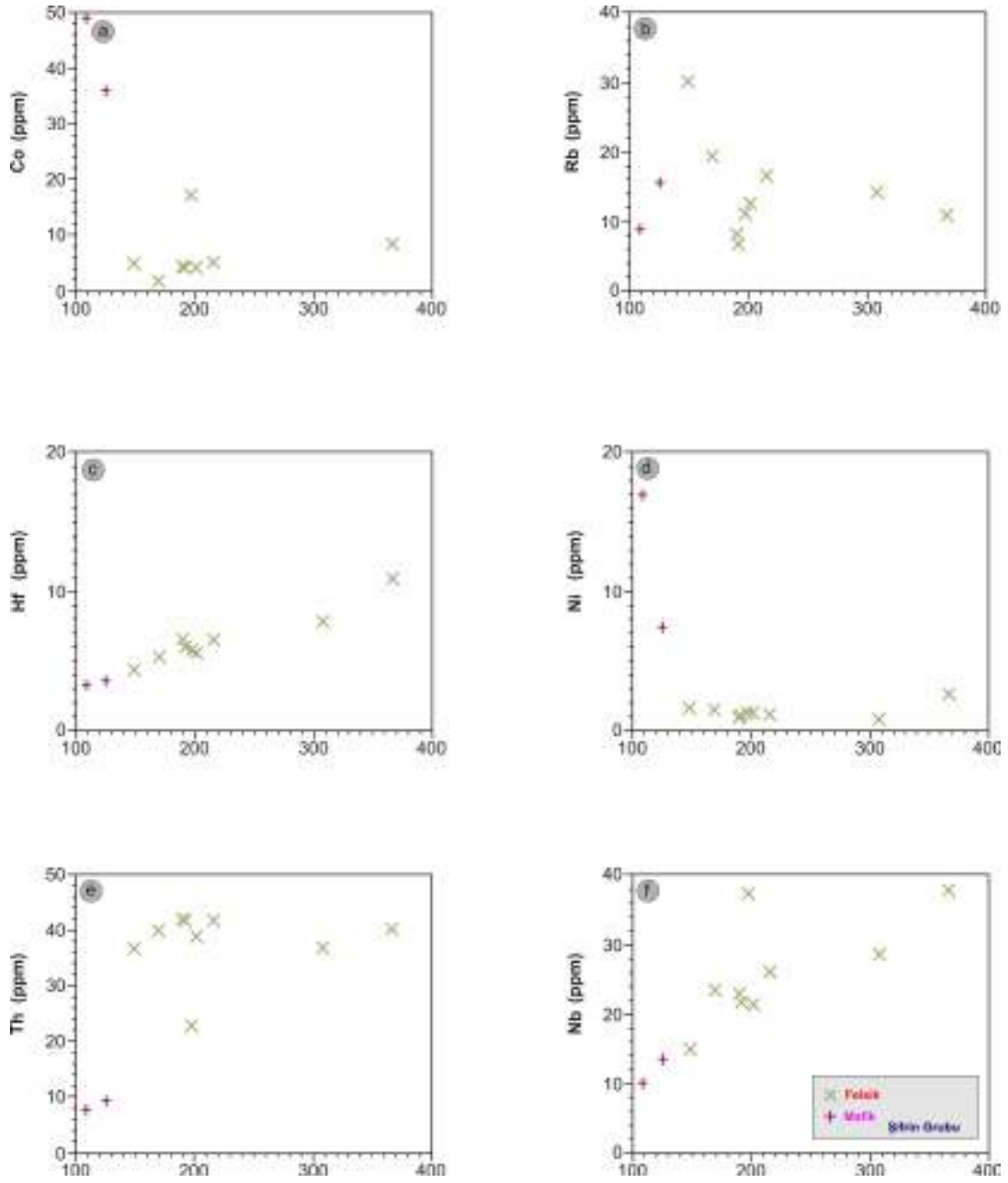
Tablo 6.2. 'nin devamı

Ör. N	5P Gbr.	139 K. Siy	154 K.M.S	163 Grd.	166 Gbr.	169 Mon.	182 Mon.	217 Grn.	246 Grn.	247 Grd.	248 Siy.
İz Elementler (ppm)											
Sr	344	550.6	724.1	338.8	585.7	729.2	915.3	488.1	132.7	154.3	869
Rb	89	126.7	111.2	194.2	156.2	108.5	142.4	164.6	68.3	82.3	302
Ba	777	958	981	824	1760	957	1905	1047	584	622	2341
Pb	11	8.8	5.2	10.7	3.0	5.2	4.9	10.3	15.6	16.7	6.3
Zr	108	201.7	196.8	169.2	125.4	366.7	307.6	215.6	191.3	189.9	148
Nb	10	21.3	37.4	23.5	13.5	37.9	15.1	26.1	21.6	23	14.9
Th	7.7	38.8	22.8	45.3	9.4	38.4	36.9	41.7	41.7	42.1	36.8
Ta	0.6	1.1	2.7	2.0	0.6	3.3	1.2	2.2	1.7	1.9	1.2
Hf	3.3	5.6	5.8	5.3	3.6	10.9	7.8	6.5	6	6.5	4.4
Ni	170	12.9	12.7	3.3	74.7	45.1	8.3	11.9	11.9	9.1	12.4
Co	50	4.2	17.3	1.7	36.1	26.4	6.1	5.1	4.1	4.3	4.8
Cr	560	3.42	8.21	2.05	34.8	22.5	2.05	41.0	1.36	1.36	2.05
Zn	80	21	27	15	45	22	14	14	34	28	8
Cu	130	7.3	31.5	4.7	115.7	14	12.2	12.6	11.9	4.6	16.8
Y	21	8.9	28.7	15.9	27.9	38.3	18.1	18.7	14.6	16.2	10.4
Be	3	5	7	6	4	4	4	4	5	5	2
V	300	34	173	15	251	208	41	35	29	35	52
Ga	14	17.7	18.4	15.6	15.4	18	18.4	17.7	13.8	15.5	14.9
Sc	62	5	21	2	49	31	5	5	3	4	5
Cs	3.7	2.9	2.9	3.5	3.6	2.4	3.2	1.4	0.4	0.9	2.7
Ti	9076	185.8	785.3	119.8	893.2	887.2	233.7	2038	173.8	191.8	162
Nadir Toprak Elementleri (ppm)											
La	24.1	46.3	62.8	43.7	36.4	55.9	64.1	48.8	40	41.7	25.2
Ce	55.2	73.5	119	73.6	81.3	120	102	84.9	65.2	67.7	44.8
Pr	7.24	7.24	13.4	7.41	11.3	15.5	10.5	9.49	6.92	7.13	4.90
Nd	32.2	23.7	51.2	23.8	50.6	67.2	36.5	30.9	24.8	25.5	17.9
Sm	7.2	3.25	8.73	3.71	9.61	10.9	5.62	5.07	3.59	3.80	2.90
Eu	2.10	0.81	2.27	0.72	2.36	2.67	1.39	1.12	0.75	0.77	1.11
Gd	7.1	2.26	6.88	3	7.75	9.27	4.28	3.90	2.59	2.86	2.17
Tb	1.0	0.32	1.02	0.48	1.15	1.26	0.67	0.61	0.44	0.46	0.35
Dy	5.1	1.55	5.07	2.63	5.65	7.13	3.30	3.10	2.55	2.43	1.82
Ho	0.9	0.30	0.96	0.51	0.98	1.30	0.62	0.61	0.46	0.51	0.33
Er	2.4	0.79	2.66	1.59	2.63	3.56	1.74	1.75	1.32	1.45	1.01
Tm	0.33	0.15	0.43	0.28	0.37	0.55	0.28	0.29	0.22	0.25	0.18
Yb	2.0	0.90	2.61	1.76	2.20	3.31	1.60	1.84	1.53	1.63	1.10
Lu	0.27	0.14	0.39	0.26	0.32	0.48	0.25	0.28	0.26	0.26	0.17

Buna karşılık Ni, Rb ve Co elementleri ise Zr artışına karşı negatif bir eğilim göstermektedirler. Bu negatif değişim de olivin-piroksen ve mika fraksiyonlaşmasını işaret etmektedir (Winchester ve Floyd, 1979; Pearce ve Norry, 1979).



Şekil 6.16. İnceleme alanındaki plütonik kayalara ait örneklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları.

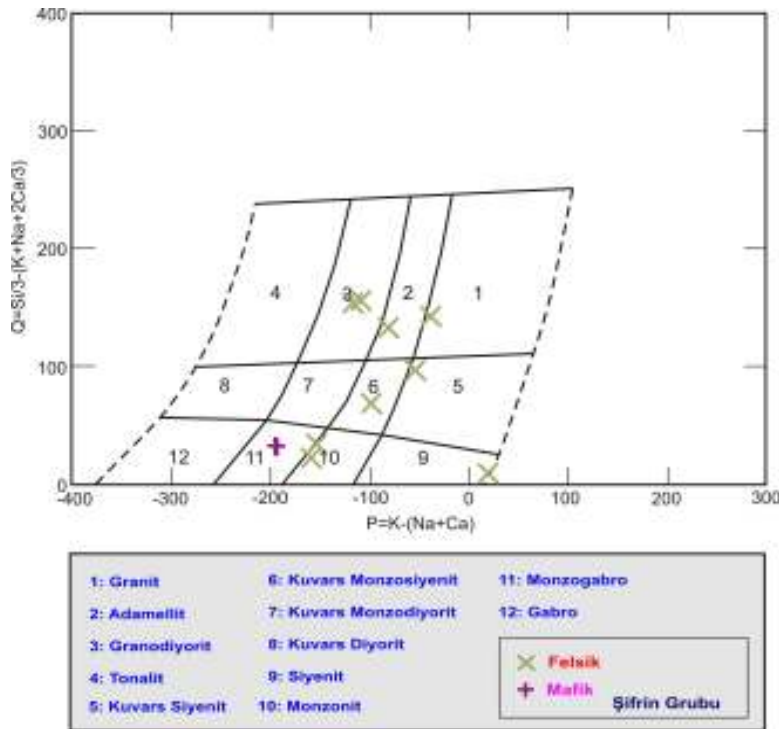


Şekil 6.17. İnceleme alanındaki plütonik kayalara ait örneklerin Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları

6.2.2. Plütonik Topluluğun (Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları) Adlandırılması

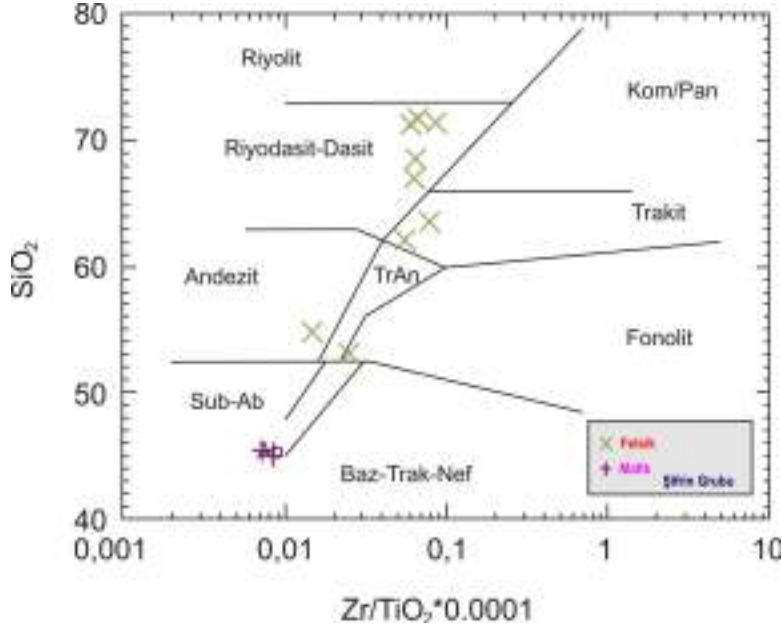
Jeokimyasal analizi yapılan örneklerin hangi bileşimde olduklarını anlamak amacıyla Debon ve Le Fort (1983)'ün Q-P diyagramı kullanılmıştır. Debon ve Le Fort (1983), plütonik kayaç toplulukları için kimyasal-mineralojik içerikli bir sınıflama önermişlerdir. Araştırmacıların önerdikleri sınıflamada kayaç örnekleri, major element analiz sonuçlarından elde edilen parametrelere göre önce isimlendirilmekte, sonra indeks mineral diyagramında, kayaç örneklerinin ait olduğu topluluk, kafemik(Cafem), alüminokafemik (Alcaf) ve alümino (alum) olarak belirlenmektedir. Son olarak da ilgili topluluğun alt bölümleri kafemik, alüminokafemik topluluklar için kalkalkali, subalkali, alkali ve toleyitik nitelikleri belirlenmektedir.

Debon ve Le Fort (1983) tarafından plütonik kayaların sınıflandırılması için önerilen $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ ve $P=K-(Na+Ca)$ parametrelerinin kullanıldığı diyagramda örneklerin asidik ve ortaç karakterli olanlarının; 1 tanesi granit, 1 tanesi adamellit, 1 tanesi kuvarsmonzosiyenit, 1 tanesi kuvarssiyenit, 1 tanesi siyenit, 2 tanesi granodiyorit, 2 tanesi de monzonit alanına düşerken, bazik karakterli olan 2 örnek de monzogabro alanında yer almaktadır (Şekil 6.18).



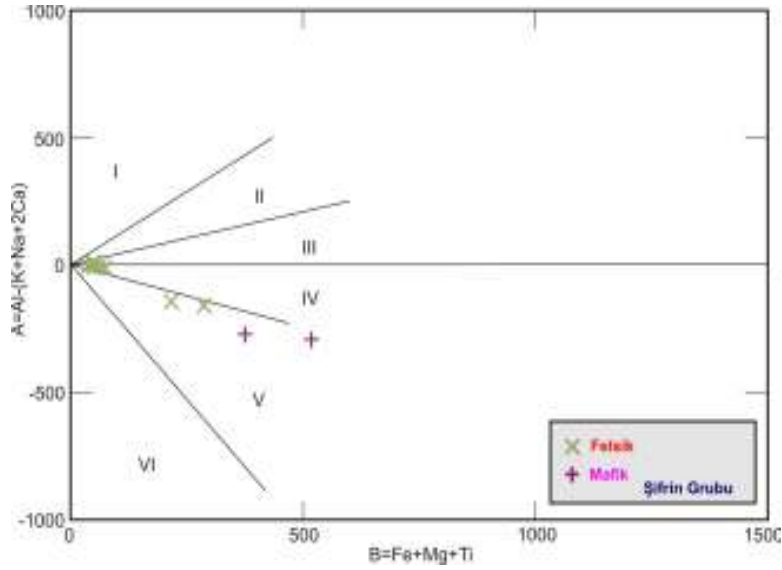
Şekil 6.18. İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Debon ve Le Fort (1983)'ün Q-P diyagramındaki dağılımları.

Plütonik kayaçlar Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2 * 0.0001$ diyagramında değerlendirildiğinde, felsik olanlardan 5 örnek riyodasit-dasit, 2 örnek trakit, 1 örnek traki-andezit, 1 örnek de andezit alanına düşerken, mafik karakterde olan örnekler de bazalt alanında yer almışlardır (Şekil 6.19).



Şekil 6.19. İnceleme alanındaki plütonik kayaçlara ait örneklerin Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2 * 0.0001$ diyagramındaki dağılımları.

Plütonik kayaçların alüminyum içeriğine göre ait olduğu topluluğu (kafemik, alüminokafemik, alümino) belirlemek amacıyla örnekler Debon ve Le Fort (1983) diyagramına iz düşürülmüştür. X- ekseninde $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ parametresi, Y- ekseninde $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ parametresinin yer aldığı diyagramda örneklerin tamamına yakını meta alümino, az bir kısmı ise peralümino ve meta alümino sınırında yer almaktadır. Bunların peralümino ve meta alümino bölgelerin sınırına yakın bir yerde bulunması nedeni ile alümino kafemik topluluğa dahil edilebilirler (Şekil 6.20).

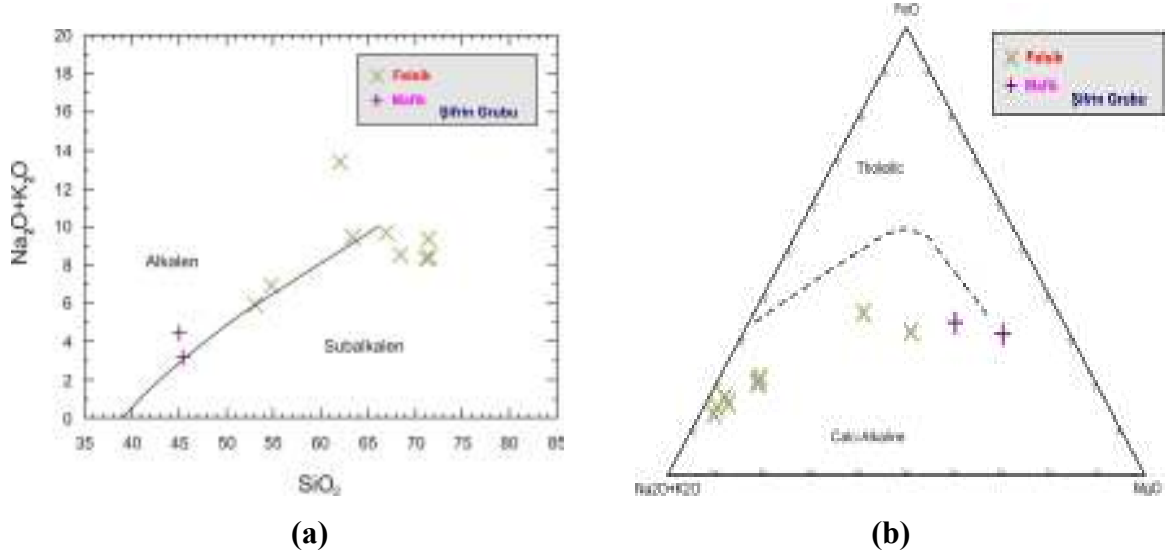


Şekil 6.20. İnceleme alanındaki plütonik kayaçların Debon ve Le Fort (1983)'un A-B diyagramındaki dağılımları

Bu diyagramda magmanın alüminyum doyumunun belirlenmesinin yanı sıra mafik minerallerin bileşimleri de saptanabilmektedir. Alümino kafemik topluluk genellikle biyotitlidir ve koyu renkli üyelerinde hornblendin bulunması doğaldır. Bu toplulukta nadiren iki mikalı parajenezlere de rastlanır. Plütonik topluluğun mafik mineralleri ise başlıca, hornblend, biyotit ve nadir olarak klinopiroksen ile temsil olunur.

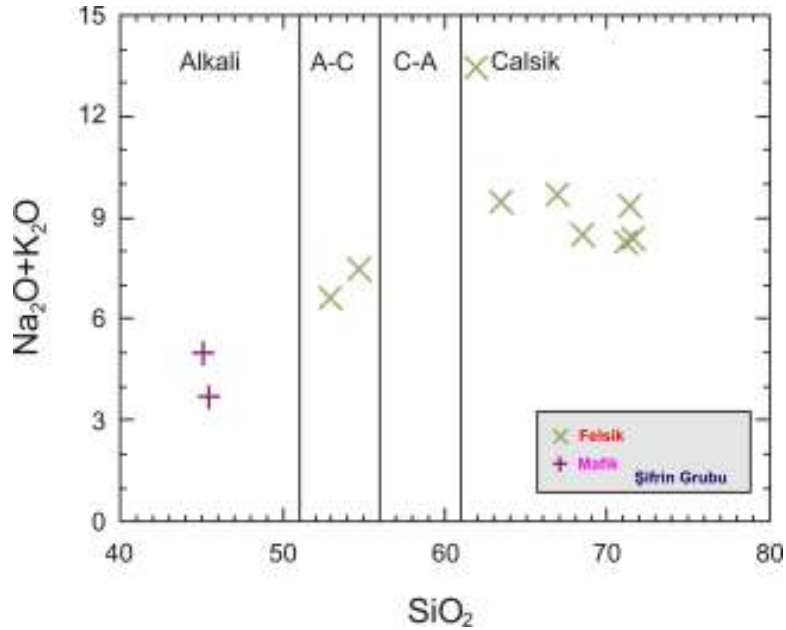
Plütonik kayaçlara ait örneklerde SiO_2 'e karşı alkali elementlerin değişimini, dolayısıyla alkali, subalkali ayrımını belirlemek için kullanılan bir diyagram, Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramıdır. Bu diyagramda Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait örneklerden 2 tanesi alkali bölgede yer alırken, diğerleri ise alkali-subalkali sınırına yakın ve subalkalin eğilimlidir (Şekil 6.21 a).

Çoğunluğu subalkalin nitelikli bu kayaçların kalkalkali-toleyitik ayrımını yapabilmek için aynı yazarlara ait AFM ($\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$) üçgen diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramda, Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait örnekler kalkalkalen bölgesinde yer almaktadır (Şekil 6.21 b).



Şekil 6.21 a-b. İnceleme alanındaki plütonik kayalara ait örneklerin Irvine ve Baragar (1971) 'ın (a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ve (b) AFM ($\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$) diyagramlarındaki dağılımları

Plütonik kayalar Peacock (1931)'un SiO_2 'ye karşı toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diyagramında değerlendirildiğinde ise 7 örnek kalsik, 2 örnek alkali kalsik, mafik karakterde olan örnekler ise alkali alanında yer almışlardır (Şekil 6.22).



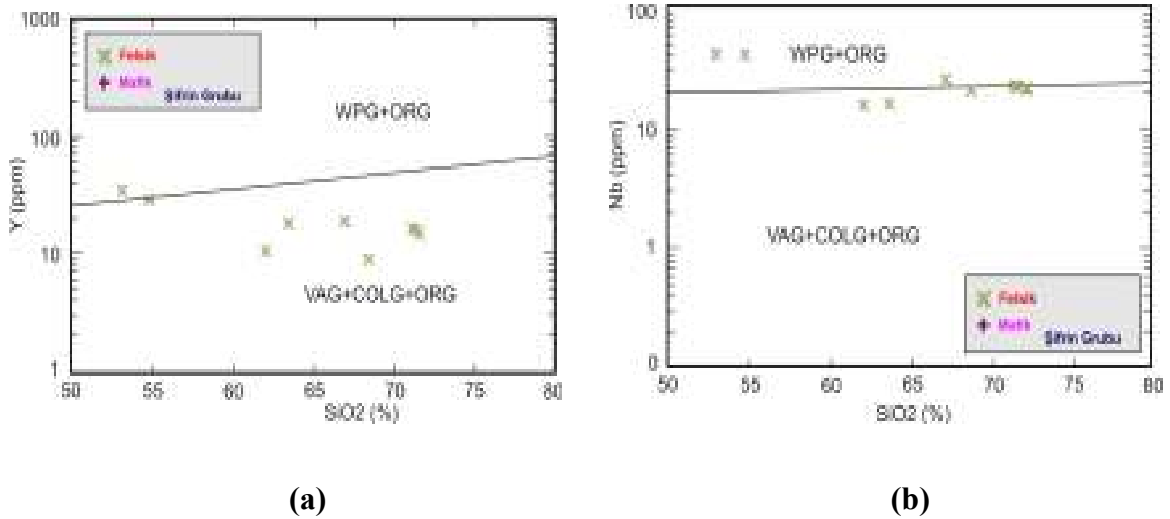
Şekil 6.22. İnceleme alanındaki plütonik kayalara ait örneklerin Peacock (1931)'un $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramındaki dağılımları.

6.2.3. Plütonik Topluluğun (Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları) Tektonik Ortamı

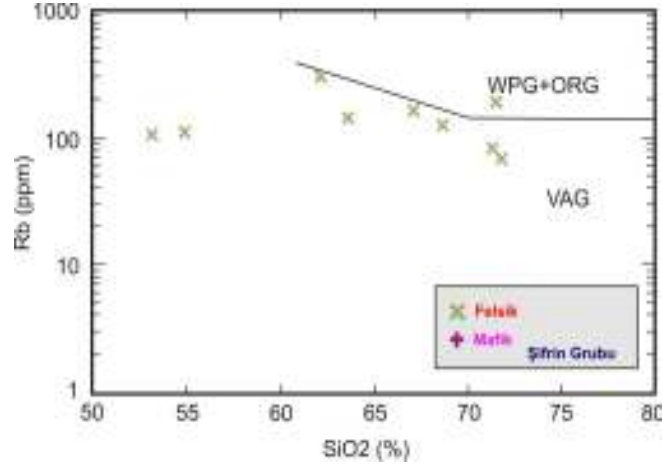
Plütonik kayaçların oluştuğu tektonik ortamı belirlemek amacıyla Pearce vd. (1984) tarafından önerilen tektonik sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır. Araştırmacılar ilk aşamada SiO₂'ye karşılık iz elementlerin kullanıldığı diyagramlarda, ikinci aşamada ise yalnızca iz elementlerin kullanıldığı bir grup diyagramla plütonik kayaçları oluşum ortamlarına göre 4 ana gruba ayırmıştır. Bunlar okyanus sırtı granitoidleri (ORG) , volkanik yay granitoidleri (VAG), levha içi granitoidler (WPG) ve çarpışma ürünü granitoidler (COLG) dir.

Plütonik kayaçların bu ana gruplardan hangisinde oluştuğunu saptamak amacı ile örnekler öncelikle SiO₂-Y ve SiO₂- Nb diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 6.23 a-b).

SiO₂-Y diyagramında bir örnek sınıra yakın WPG+ORG alanına düşerken, diğer örneklerin tamamı VAG+COLG+ORG alanında yer almaktadır (Şekil 6.23 a). SiO₂-Nb diyagramında ise iki örnek WPG+ORG alanına düşerken, diğer örneklerin tamamı VAG+COLG+ORG alanında yer almaktadır (Şekil 6.23 b).



Daha sonra örnekler volkanik yay ve çarpışma ile eş zamanlı granitler arasındaki ayrımı yapan SiO₂'ye karşı Rb'un kullanıldığı diyagramda değerlendirilmiştir. Bu diyagramda da 1 örnek WPG+ORG alanına düşerken, diğerlerinin tamamı VAG alanında yer almaktadır (Şekil 6.23 c).



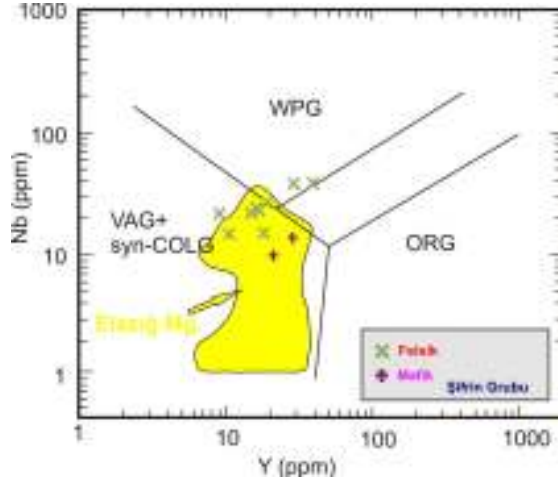
(c)

İkinci aşamada ise plütonik kayalara ait örnekler sırasıyla Nb-Y ve Y+Nb-Rb diyagramlarında değerlendirilmiştir. Daha önce, arazi gözlemleri ve jeokimyasal-jeokronolojik verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, plutonik topluluğa ait bu kayaların daha kuzeydeki, yay magmatizması ile oluşmuş olan Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allohton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıklarından bahsedilmiştir.

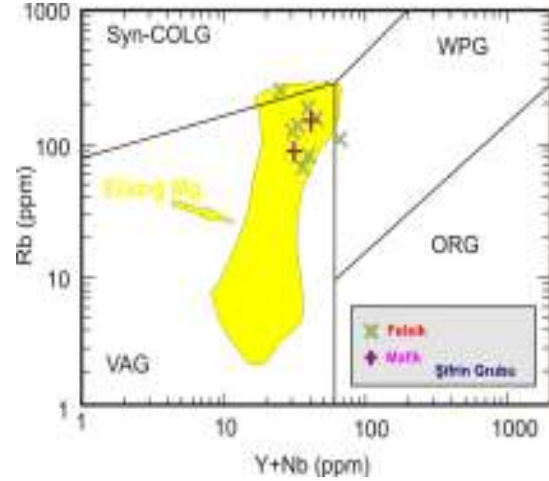
Bunu desteklemek amacıyla bu diyagramlarda Elazığ Magmatitlerine ait örneklerle Plutonik topluluğa ait örnekler birlikte değerlendirilmiş ve her iki diyagramda da plütonik topluluğa ait örneklerin Elazığ Magmatitleri ile aynı bölgelere düştüğü görülmüştür.

Nb-Y diyagramında iki örnek WPG alanına düşerken, diğer örneklerin tamamı VAG+syn-COLG alanında yer almakta (Şekil 6.23 d), Y+Nb' a karşı Rb'un kullanıldığı diyagramda da örneklerin tamamı VAG alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.23 e)

Plütonik kayaların oluştuğu tektonik ortamı belirlemek amacıyla kullanılan bir diğer diyagram Kutsukake (1993) tarafından hazırlanan Zr-Y-Sr diyagramıdır. 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, 1993). Bu diyagramda örneklerin tamamı VAG alanında yer almaktadırlar. (Şekil 6.24)

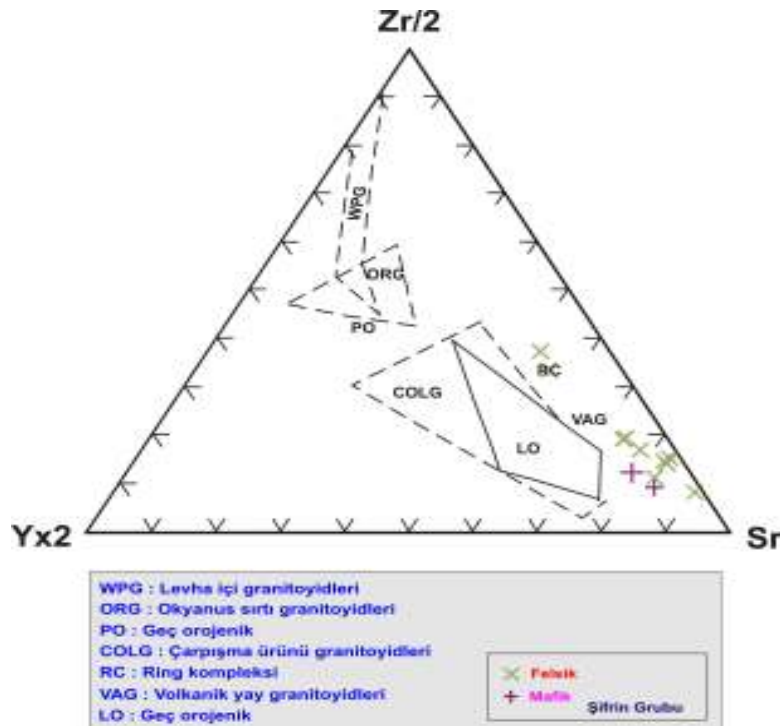


(d)



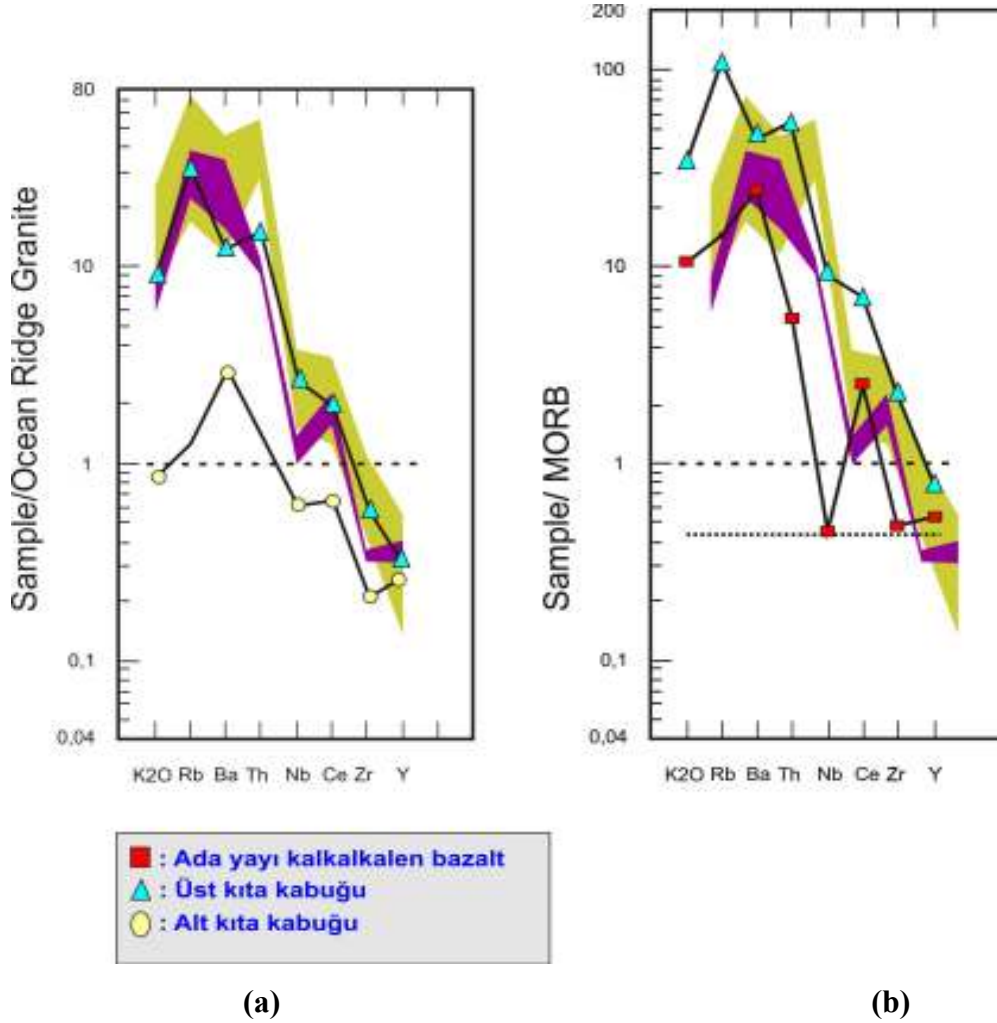
(e)

Şekil 6.23. a,b,c,d,e İnceleme alanındaki plütonik kayaların Pearce vd. (1984)'nin tektono- magmatik ayıraç diyagramlarındaki dağılımları ve Elazığ Magmatitleri'ne ait örneklerle birlikte değerlendirilmesi (Elazığ Magmatitlerine ait örnek analizleri, Rızaoğlu (2006)'dan alınmıştır).



Şekil 6.24. İnceleme alanındaki plütonik kayaların Kutsukake (1993)'nin Zr-Y-Sr diyagramındaki dağılımı.

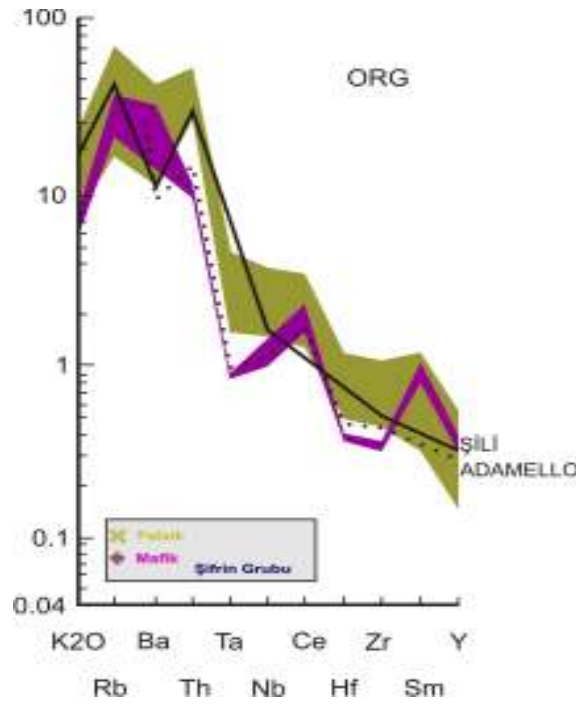
Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait örneklerin ORG-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında ise elementlerin sergilediği davranışlar incelendiğinde şu özellikler görülmüştür (Şekil 6.25). LIL elementlerde (K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme, HFS elementlerde (Zr, Nb, Y, Hf) ise fakirleşme gözlenir. Ayrıca Nb 'da belirgin negatif anomali gözlenmektedir.



Şekil 6.25 a-b. İnceleme alanındaki Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının (taralı alanlar) (a) ORG ve (b) MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarındaki element dağılımı ve bunun ada yayı kalkalkalen bazaltı, üst kıta kabuğu, ve alt kıta kabuğu ile karşılaştırılması.

Yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri nedeniyle HFS/LIL element oranları düşüktür. Bu özellikleri bakımından Şifrin Grubu kayaçlar, volkanik yay ortamlarında gelişen magmatik toplulukların örneğine yakın bir benzerlik gösterir. Bu benzerliği göstermek amacıyla Şekil 6.26'e Şili'deki granitik toplulukların örümcek diyagramları

eklenmiştir. Pearce (1982), Harris vd. (1986) ve Cox ve Hawkeswort (1985)'in verilerine göre, yay ortamında gelişen magmatik topluluklar ile alkali elementlerce zenginleşmiş manto kaynağından ve kıta kabuğu gereci ile kirlenmiş hibrid magmalardan türeyen magmatik kayalar da benzer örneklere sahiptir. Şekil 6.26'ya bu tür bir plütonik topluluğu temsil eden Adamello plütonunun (çarpışma sonrası; post collisional, Dupuy vd. 1982) ORG'a göre normalize edilmiş iz element dağılımları da eklenmiştir. Görüldüğü gibi Şifrin Grubu derinlik kayaları ile Şili ve Adamello granitik plütonları yakın benzerlik sergilemektedir.



Şekil 6.26. İnceleme alanındaki plütonik kayaların (taralı alanlar) ORG'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında Şili ve Adamello granitik kayaları ile karşılaştırılması.

LIL elementlerdeki zenginleşme ve Nb'da gözlenen ani düşüş dalma- batma ve bununla ilişkili magmatizmanın işaretçileri olarak kabul edilmektedir. (Pearce, 1982, 1983; McCulloch and Gamble, 1991; McDonough, 1991; Thirlwall et al., 1994; Pearce and Peate, 1995). LIL elementlerdeki zenginleşme dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya eriyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesi sonucunda oluşmaktadır. HFS elementlerdeki fakirleşme ise bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile

açıklanmaktadır (McDonough, 1991). Bu nedenle, plütonik kayaçları oluşturan magmanın kıta –kıta çarpışması öncesindeki dalma-batma olayının kayıtlarını taşıdığı söylenebilir.

Bunu desteklemek amacıyla MORB ve ORG'a göre normalize edilmiş diyagramlar üzerinde plütonik kayaçların iz element içerikleri volkanik yay kalkalkalen bazaltı (Sun, 1980), üst kıtasal kabuk (Taylor and McLennan, 1985), alt kıtasal kabuk ortalama bileşimleri ve örümcek diyagramındaki içerikleri ile kıyaslanmıştır. Şekil 6.25 a'da görüldüğü gibi, Şifrin Grubu kayaçların element içerikleri şekil ve piklerin şiddeti bakımından daha çok üst kıtasal kabuğa benzemektedir. MORB'a göre normalize edilmiş diyagramda ise (Şekil 6.25 b) Nb'dan Zr'a çizilen paralel çizginin altı tipik manto bileşenini temsil etmektedir (Pearce, 1983). Bu çizgi ile ada yayı kalkalkalen bazalt arasındaki alan ise dalma batma ile zenginleştirilmiş manto bileşenini gösterir. Ada yayı bazaltı ile Şifrin Grubu kayaçlar arasında kalan alan ise üst kabuk katkısını temsil etmektedir. Buna göre Şifrin Grubu kayaçlarda, hem manto, hem de kabuk etkileri gözlemlendiği anlaşılmaktadır.

Şifrin Grubu kayaçlarda LIL elementlerin yüksek oranda zenginleşmiş olması (Ba= 622-2341 ppm, Th= 7,7-45,3 ppm ve Zr/Y oranı = 4,49-22,66 ppm birimin ileri derecede evrimleşmiş bir eriyikten türemiş olduğuna işaret etmektedir (Frey et al., 1978; Gill, 1981).

Dolayısıyla Şifrin Grubu kayaçların iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar bunların dalma-batma ile ilişkili magmatik yay kayaçlarına benzedikleri ve zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini ortaya koymaktadır.

6.2.4. Plütonik Topluluğun (Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları) Kökeni

Plutonik topluluk Şifrin Grubu derinlik kayaçlarından oluşmaktadır. Şifrin Grubu derinlik kayaçları içerisinde gabro/diyorit'ten siyenite kadar değişen farklı bileşimde kayaç türleri yer alır.

Bahsedilen kayaç türleri, gerek bileşimleri, gerekse gösterdikleri özel dokular sebebiyle (porfirik, grafik) birbirine çok benzer. Bu benzerlik, plutonik topluluk içindeki kayaç türleri arasında kökensel bir ilişki olduğunu açıkça ortaya koyar. Plutonik topluluğun dokusal özellikleri bunların;

a- Derinde ve yavaş soğuma ile katılaştıkları (hipidiyomorfik, granüler dokulu kesimler)

b- Sığ derinliklerde ve bağıl olarak daha hızlı soğuma sonucu katılaştıklarını (grafik ve mikrogranüler porfirik dokulu kesimler) göstermektedir.

Plutonik topluluktan elde edilen saha, jeokimya ve petrografi verileri topluluğu oluşturan kayaçların diyoritten, granodiyorit, monzonit, kuvars monzodiyorit ve granite, siyenite kadar değişen bileşimler sergilediğini ortaya koymuştur. Sahada gözlenen özelliklerin yanı sıra, mineralojik bileşimlerinin tedrici geçişli olması ve dokusal ve mineralojik özellikleri bakımından aynı magmatik evrimden geçmiş olmaları da bu kayaçların tek bir magmadan az çok eş zamanlı olarak gelişerek bir kütle oluşturdıklarını desteklemektedir. Bu litolojiler arasındaki zaman mekan birlikteliğinin yanı sıra, jeokimyasal özellikleri arasındaki benzerlik de bunu güçlü bir şekilde desteklemektedir.

Plütonik kayaçların Zr'a karşı ana element oksitlerinin davranışını belirlemek amacıyla kullanılan Harker Diyagramlarında farklı bileşimdeki örneklerin bazılarında düzensiz dağılımlar göstermekle birlikte diyagramların genelinde çizgisel bir gidiş sergilemeleri (Bkz. Şekil 6.16.) bu kayaçların ortak bir kökene sahip olduklarını göstermektedir.

Plütonik kayaçları oluşturan örneklerin normatif analiz sonuçları tablo halinde verilmiştir (Tablo 6.3) Plutonik kayaçlara ait bazı örneklerde kayanın ana bileşenini oluşturan kuvars, plajiyoklas ve alkali feldspatların normatif oranları hemen hemen birbirine eşit görünmekte ve toplamaları % 80'i aşmaktadır (Tablo 6.4) Koötektik kristallenmeyi düşündüren bu veri petrografik incelemelerde görülen grafik- gronofirik dokuların varlığı ile de desteklenmektedir.

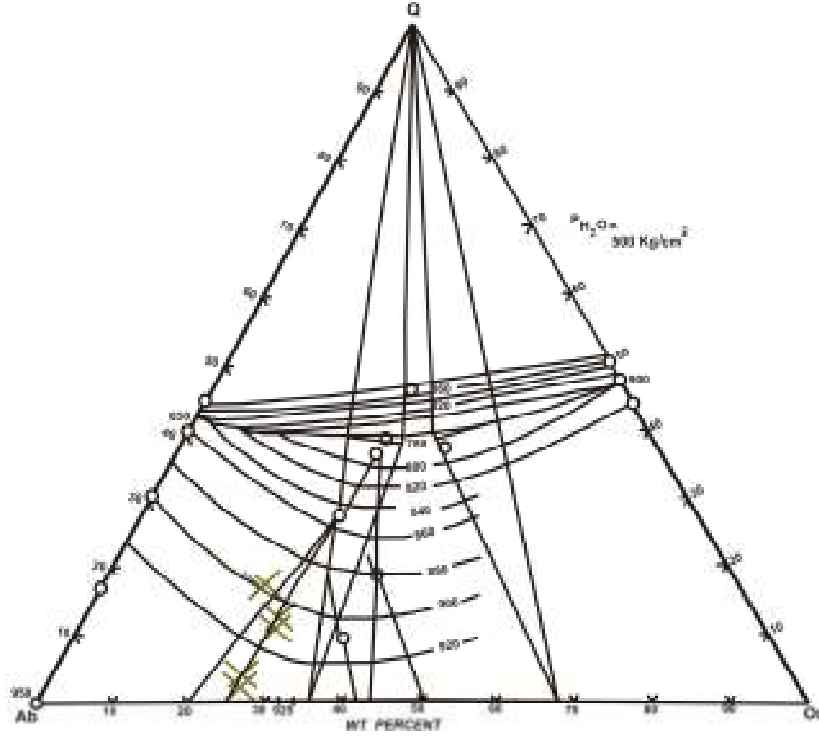
Tablo 6.3. İnceleme alanındaki plütonik topluluğa ait örneklerin normatif analiz sonuçları

Örnek N.	Şifrin Grubu Derinlik Kayaçları										
	5P	139	154	163	166	169	182	217	246	247	248
Kuvars	-	23,1	3,72	25	-	1,89	12,9	16,7	27,1	27,5	0,45
Plajiyoklas	31,3	45,3	50,4	40,2	40,2	46,5	53,5	44,8	48,9	47,2	36,1
Ortoklas	17,1	26,6	24,3	31,7	22,4	22,6	30,6	33,4	19,8	20,8	60,4
Korund	-	0,70	-	0,45	-	-	0,24	0,08	0,65	0,79	-
Diyopsit	21,1	-	6,34	-	13,8	8,07	-	-	-	-	-
Hipersten	4,39	2,25	6,50	1,22	-	12,1	0,29	2,54	1,81	1,73	1,00
Olivin	15,1	-	-	-	11,4	-	-	-	-	-	-
Rutil	-	0,16	-	0,10	-	-	0,23	0,18	0,16	0,18	0,02
İlmenit	0,19	0,07	0,18	0,05	0,21	0,14	0,04	0,06	0,05	0,05	0,02
Hematit	5,64	1,39	4,06	1,05	4,95	3,94	1,73	1,64	1,16	1,30	1,23
Apatit	2,07	0,33	2,06	0,13	4,37	1,70	0,41	0,37	0,29	0,33	0,31
Perovskit	-	-	-	-	0,52	-	-	-	-	-	-
Sfen	3,04	-	2,34	-	2,00	2,83	-	-	-	-	-
Anortit	54,0	17,2	29,1	9,8	54,0	34,8	22,7	15,0	7,0	7,3	13,1
Albit	46	82,8	70,9	90,2	46	65,2	77,3	85	93	92,7	86,9

Tablo 6.4. Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait örneklerdeki, kuvars, plajiyoklas ve alkali feldspatların normatif oranları

Örnek no	Q	Al	Ort	An	Top
139	22.5	36.0	25.1	8.0	91.6
163	24.7	35.5	30.3	4.1	94.6
182	11.0	39.3	28.5	12.2	91.0
217	16.4	36.8	31.6	6.9	91.7
248	0.4	30.8	57.8	4.9	93.9

İnceleme alanındaki Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 diyagramı, H_2O içeren, 4 parçalı sistemdeki kristalleşme sıcaklıklarının dörtyüzlünün susuz yüzeyi üzerine iz düşürülmesi ile oluşturulmuştur (Şekil 6.27). Sıcaklıkları gösteren çizgiler liküdüs yüzeyindeki izotermal çizgilerdir.



Şekil 6.27. İnceleme alanındaki Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ sistemi için 500Kg/cm^2 izobarik denklik diyagramı (Tuttle and Bowen, 1958)

Baskın olarak bu bileşenleri içeren herhangi bir felsik eriyik liküdüs yüzeyle karşılaşınca soğuyacak ve fraksiyonlaşarak düşük sıcaklık doğrultusunda bileşimi değişecektir. Bu yüzden başlangıçtaki bileşime sahip eriyikler sonunda diyagramın merkez kısmına ulaşacaklardır. Diğer yandan bu bileşenleri içeren herhangi katı kaynaklı bir malzeme, sıcaklığın yükselmesiyle uzaklaşan bileşenlerden birinin tüketilmesiyle merkez bileşiminde bir eriyik oluşturacaktır.

Önemli bir nokta da, kuvarsın minimum olduğu tarafta çok abartılı bir sıcaklık derecesinin olmasıdır. Bu da kısmi ergimenin minimum erime sıcaklığı için gerekli olan kuvars fazlalığını eritemediği anlamına gelmektedir.

Yine bu diyagram göstermektedir ki, düşük-min derecedeki bileşimler ya eriyiğin fraksiyonel kristallenmesiyle yada önceki kayaçların kısmi ergimesiyle yükselebilir (Tuttle and Bowen)

Q-Or-Ab diyagramında Tuttle ve Bowen (1958)'in önerdiği farklı PH_2O eğrileri (koötektik çizgiler) eklenmiş, sonuçta Şifrin Grubu Derinlik Kayaçlarına ait bazı

örneklerin önemsiz sapmalar dışında 880 kb koşullarına kadar yükselip kristallendikleri anlaşılmıştır.

Plutonik kayaçların (bazik olanlar hariç) SiO_2 içerikleri (% 53,10-71,66) bunların oldukça evrimleşmiş bir eriyikten kristallenmiş olduklarını gösterir. Harker diyagramlarında ana elementlerin Zr'a karşı davranışları incelendiğinde (Bkz. Şekil 6.16) Zr'daki artışla birlikte Al_2O_3 , CaO ve Na_2O 'da artış izlenirken, Fe_2O_3 ve MgO 'de bir azalma eğilimi izlenmektedir. Bu diyagramlar, plutonik topluluğu oluşturan kayaçların birbirine yakın bileşimler sergilediklerini, topluca düzenli ve sistemli bir değişim gösterdiklerini ve kökünde ortak bir magmadan, olasılıkla fraksiyonel kristallenme ile geliştiklerini düşündürmektedir (Harker, 1939; Miyashiro, 1974; Cox et al., 1989). Bu, plutonik toplulukta yer alan kayaçların kristallenme sıralarından da anlaşılabilir. Kristallenme sırası içinde genelde hornblendden, plajiyoklas, biyotit, alkali feldspat ve kuvarsa giden bir sıra izlenmektedir. Bu kristallenme sırası Bowen'in kristallenme sırasına uygun olup, mafiklerce zengin bir magmadan fraksiyonel kristallenme ile katılaşmayı temsil ediyor olmalıdır.

Plutonik toplulukta, melez magmanın oluşumu sırasında farklı fiziksel konumdaki eriyiklerin geliştirebileceği mineralojik ve dokusal özellikler tanınmıştır. Bunlar;

- 1- Farklı evrelerde plajiyoklas gelişimini işaret eden dokusal unsurlar (plajiyoklas içinde, resorbe olmuş – korozyona uğratılmış plajiyoklas kapantıları; plajiyoklasın dış çeperinde geç büyümüş zonlar),
- 2- Yavaş soğuma sonucu granüler doku kazanmış granitik kayaların bazılarında hızlı soğumaya işaret eden iğnemsî apatit kristallerinin varlığı,
- 3- Poikilitik kuvars ve alkali feldspat dokusunun varlığı,
- 4- Korozyona uğramış bazı iri felsik kristallerin mafik minerallerle kuşatılması,
- 5- Hornblendden biyotit gelişmesi,
- 6- Klinopiroksen hornblend dönüşümü

(1)'de tanımlanan plajiyoklas içinde, resorbe olmuş – korozyona uğratılmış plajiyoklas kapantıları; plajiyoklasın dış çeperinde geç büyümüş zonlar çok evreli kristallenmeye işaret etmektedir. Plutonik kayaçlara ait örneklerde kendi kapantısını içeren plajiyoklas kristallerine rastlanmıştır.

(3)'de belirtilen poikilitik kuvars ve K-feldspat dokusu Hibbard (1991) tarafından tanımlanmıştır. Hibbard (1991)'a göre mafik ve felsik bileşimli magmalar eriyik halinde

karışıtlarında, mafik fazdan küçük taneli ve özşekilli kalsik plajiyoklas, özşekilli hornblend ve biyotit kristalleri oluşmaktadır. Karışmanın ve kristallenmenin ileri evrelerinde önceden oluşan küçük kristaller iri kuvars ve alkali feldispatlar içinde kapantılar halinde kalmaktadır. Bu kapantılar kuvars ve K-feldispatların içinde olabildiği gibi iki mineralin sınırında kümeler halinde de bulunabilmektedir. Plutonik kayalara ait örneklerde bu tür dokular saptanmıştır. Tüm granitik magmalarda rastlanabilen bu doku türü, yukarıda sıralanan diğer verilerle (saha ve jeokimya) birlikte değerlendirildiğinde, farklı magmaların karışmalarına işaret eden diğer bir veri olarak da değerlendirilebilir.

Farklı magmaların homojen bir şekilde karışmış olduğunun en önemli verisi olan plajiyoklasta ters zonlanma (veya osilasyonlu zonlanmada her bir zonun bileşimsel özellikleri) ve iri plajiyoklasların içinde yer alan resorbe olmuş- korozyona uğramış plajiyoklasların bileşimi gibi özellikler elektron mikroprob analizlerine dayanan çalışmaların yapılmamış olmasından dolayı bu konuda kesin bir yargıda bulunmayı olanaksız kılmaktadır.

Magmaların karışması olayına katılan eş yaşlı mafik ve felsik magmaların her ikisi de Newtoniyen davranış aşamasında karışıtlarında (homojen magma karışımı) mikroskopik olarak tanınabilecek yeni bazı mineraller oluşabilmektedir. Yukarıda, (5) ve (6)'da belirtilen mineral dönüşümleri de olasılıkla kristallenmenin erken evrelerinde meydana gelen hornblendden biyotit ve klinopiroksenden hornblend dönüşümleri yeni mineral gelişimlerini temsil etmektedir (Taylor at al., 1980; Reid at al., 1983; Whalen and Currie, 1984; Hibbard and Watters, 1985; Mezger et al., 1985). Ancak bu kayalarda biyotite dönüşen hornblend ve hornblende dönüşen klinopiroksenlerin korunmuş olması, bu alanlarda magmaların homojenleşmesini yeterince geliştirememiş olduğunu (incomplete mixing; Taylor at al., 1980) gösterir.

Plutonik topluluk içinde yersel bazı alanlarda magmanın hibridleşmesi aşamasında homojenleşmesini yeterince geliştiremediğine işaret eden bazı saha verileri de vardır. Bunlar;

- a- Plutonda mafik mikrogranüler anklavların (MME) bulunması,
- b- Mafik sinplutonik daykların gözlenmesidir.

Bu iki olay, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen olarak karışmaları (magma mingling) sonucunda ortaya çıkmaktadır (Didier and Barbarin, 1991; Pitcher, 1993).

İnceleme alanında mafik mikrogranüler anklavların (MME) varlığı “magma mingling” olayına işaret etmektedir (MME; Didier and Barbarin, 1991). Ancak plutonik topluluktan elde edilen saha, jeokimya ve izotop verileri plutonik topluluğu oluşturan magmanın gelişiminde esas olarak “ magma mixing” olayının gerçekleştiğini, magma mingling olayının ise yersel bazı küçük alanlara özgü kaldığını göstermektedir (Bkz. “ Plutonik topluluğun jeokimyasal özellikleri” bölümü).

Bütün bu verilerin ışığında plutonik topluluğun gelişimi için ulaşılan sonuçlar şu şekildedir;

- a) Plutonik topluluk manto ve kıta kabuğu katkıları içeren bir magmadan türemiştir,
- b) Bu farklı bileşenler, bazı küçük sapmalar dışında homojen olarak karışarak hibrid (melez) bir magma oluşturmuştur.
- c) Melez nitelikli bu magma büyük ölçüde fraksiyonel kristallenme, yersel bazı alanlarda da yöre kayalarıyla etkileşim sonucunda farklı bileşimde kayalar geliştirmiştir.

6.3. Volkanik Topluluk (Maden Karmaşığı-Karadere Formasyonu)

Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu volkanik topluluğı oluşturmaktadır. Karadere Formasyonu inceleme alanında, andezit, andezit porfir, bazalt ve diyabazlardan oluşmaktadır. Bazaltlar çoğunlukla yastık lav şeklinde olup, yer yer spilitleşmiştir.

6.3.1. Volkanik Topluluğun Jeokimyasal Özellikleri

Volkanik topluluğı oluşturan birim Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonudur. Bu birimi oluşturan kayalar saha ve petrografik özellikler bakımından farklılıklar sunmaktadır. Volkanik topluluğı oluşturan kayaların jeokimyasal özelliklerini belirlemek ve volkanik topluluğı oluşturan magmanın köken ve evrimini anlamak amacıyla 9 örneğin (4 adet bazalt (yastık lav), 5 adet andezit-diyabaz) ana element, iz element ve nadir toprak element analizleri Kanada'daki ACME laboratuvarında ICP analizi yöntemiyle yaptırılmıştır. Bu örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 6.5'de verilmiştir.

Bu kayalardaki SiO_2 içerikleri % 46,78-49,41 arasında değişmektedir. Diğer ana oksitler; Al_2O_3 %15.46-22.54; Fe_2O_3 %3.97-8.34; MgO % 3,56-8.34; CaO %7.48-12.44; Na_2O %2,15-5; K_2O %0,12-0.88; TiO_2 %0,74-1.70; P_2O_5 %0,07-0.31 ve MnO %0,07-0.16 aralığındadır.

Volkanik kayaların Zr'a karşı ana element oksitlerinin davranışını belirlemek amacıyla kullanılan Harker Diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlardaki değişimler kayaların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçler sonucu gelişmektedir. Bu süreçler, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kontaminasyon şeklinde olabilmektedir. Harker diyagramları ile fraksiyonel kristalleşme sonucu magmada meydana gelen değişimler izlenebilir. Kristalleşen minerallerin magmadan devamlı ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli değişir. Zr 'daki artışla birlikte, major elementlerde meydana gelen değişimler Şekil 6.28'de gözlenmektedir. Diyagramlarda da görüleceği gibi Zr'daki artışla birlikte Na_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 ve MnO 'de artış izlenirken, Al_2O_3 ve K_2O 'de bir azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 6.28).

Bu şekildeki, pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristallenme süreci ile açıklanabilir. Artan Zr içeriğine karşılık Al_2O_3 içeriğindeki azalma feldispat ve mika gibi

Tablo 6.5. İnceleme alanındaki volkanik topluluğa ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları

Örnek No	3P An.Pr	4P An.Pr	105 Dyb.	111 And.	127 Dyb.	138 Bz. (Y. L)	234 Bz. (Y. L)	235 Bz. (Y. L)	238 Bz. (Y. L)
Major Oksitler (%)									
SiO ₂	47.95	46.78	48.56	47.00	49.41	49.49	49.33	47.20	48.11
TiO ₂	0.83	0.746	0.95	1.25	1.70	1.14	1.24	0.87	1.20
Al ₂ O ₃	22.52	21.59	22.54	16.85	16.82	15.68	15.46	17.83	16.76
Fe ₂ O ₃	5.18	3.97	4.77	7.56	8	8.34	7.67	8.02	8.23
MnO	0.11	0.097	0.07	0.13	0.14	0.14	0.16	0.14	0.14
MgO	5.43	3.56	4.12	5.74	6.55	8.34	6.66	8.18	6.12
CaO	9.98	11.97	9.49	9.99	7.48	9.51	12.03	12.44	11.76
Na ₂ O	3.91	3.86	4.19	4.49	5	3.40	2.89	2.15	3.13
K ₂ O	0.50	0.88	0.60	0.77	0.35	0.66	0.12	0.33	0.53
P ₂ O ₅	0.119	0.15	0.21	0.267	0.31	0.11	0.15	0.07	0.156
LOI	3.3	4.87	4.2	5.8	4	2.8	4	2.5	3.6
Top.	99.88	98.48	99.72	99.89	99.75	99.68	99.76	99.79	99.79
İz Elementler (ppm)									
Sr	469.5	471	507	337.2	320.5	175	167.4	114.2	165.7
Rb	9.6	14	8.1	12.8	5.4	19.4	1.2	3.5	10.5
Ba	66	61	88	83	54	53	13	15	37
Pb	1	<5	0.7	1.3	0.9	0.7	1	0.4	0.4
Zr	70.6	79	101.8	127.1	174	76.3	86.3	48.3	85.7
Nb	2.6	3	6.7	9.8	8.7	2.2	2.3	0.8	4.1
Th	0.5	0.3	0.6	1	0.3	<0.2	0.5	<0.2	0.5
Ta	0.2	0.2	0.4	0.6	0.6	<0.1	0.2	<0.1	0.3
Hf	1.6	1.5	2.4	2.9	4	2.1	2.6	1.6	2.4
Ni	69.5	70	52.8	84	48.5	66.3	83.1	147	110
Co	23	16	16.5	29.5	27.4	34.6	31.3	41.1	34
Cr	21.89	200	164.2	19.15	150.5	32.8	29.4	376.3	30.1
Zn	28	40	25	46	46	31	41	23	42
Cu	49.9	40	48.8	31.9	66	45.5	60.2	73	53.3
Y	13.5	10	17.2	21.6	31	26.9	26	21	25.3
Be	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
V	96	99	107	159	206	230	217	199	212
Ga	13.3	15	14.3	13.6	15.1	14.3	13.4	14.4	14.4
Sc	17	15	14	23	30	34	33	29	31
Cs	1.3	2.1	1.1	0.4	0.6	1	0.4	0.7	0.5
Ti	497.5	4472	5695	749.3	10191	683.4	743.3	5215	719.3

alüminyumlu silikatların fraksiyonlanmasına işaret etmektedir. Aynı şekilde FeO* ve TiO₂ içeriklerindeki artışlar piroksen ve demir –titan oksit minerallerinin fraksiyonlanmasına,

MnO içeriğindeki artışın mangan içeren silikatların (klinopiroksen, mika vs) fraksiyonlanmasına ve P₂O₅ içeriğindeki artışın ise apatit ve zirkon fraksiyonlanmasına bağlı olarak geliştiği söylenebilir (Temel, 2001).

Tablo 6.5. 'in devamı.

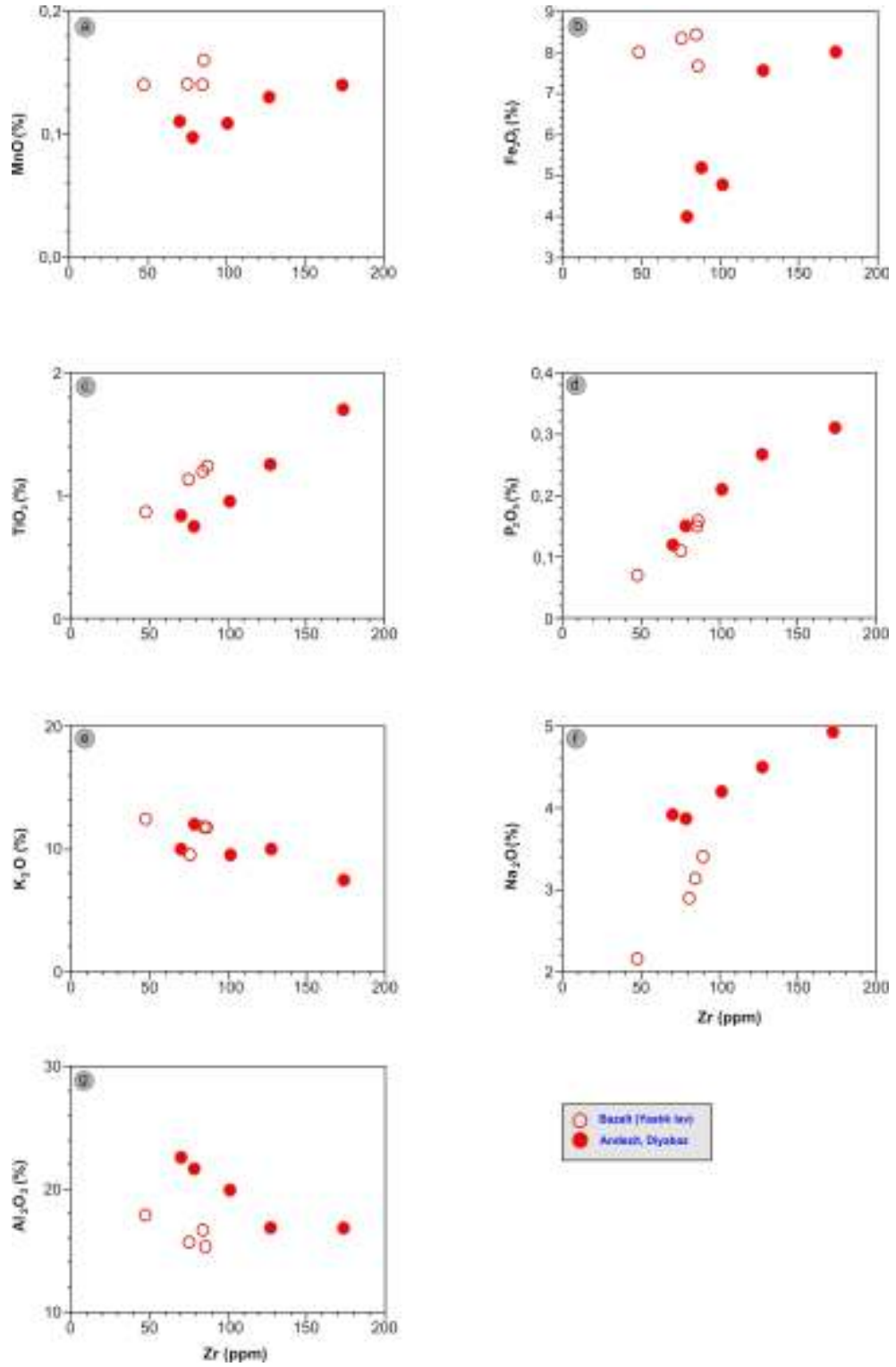
Örnek No	3P An.pr	4P An.Pr	105 Dyb.	111 And.	127 Dyb.	138 Diy.	234 Bz. (Y. L)	235 Bz. (Y. L)	238 Bz. (Y. L)
Nadir Toprak Elementleri (ppm)									
La	3.9	4.7	7.4	10.1	10	3	3.6	1.9	3.8
Ce	10.6	12	17.5	23.6	24.7	8.8	10.7	5.2	10.8
Pr	1.62	1.63	2.47	3.20	3.85	1.59	1.84	1.09	1.79
Nd	7.2	7.4	10.7	14.2	17	9.4	10.2	5.6	9.4
Sm	1.81	1.8	2.51	3.38	4.08	2.69	3.16	2.11	2.88
Eu	0.81	0.89	0.95	1.16	1.5	1	1.06	0.90	1.07
Gd	2.15	2.3	2.92	3.63	4.92	3.75	4.01	3.08	3.67
Tb	0.42	0.4	0.48	0.65	0.86	0.69	0.71	0.61	0.71
Dy	2.23	2.4	2.98	3.74	4.97	4.58	4.33	3.54	4.22
Ho	0.52	0.5	0.63	0.75	1.11	0.89	0.95	0.79	0.91
Er	1.41	1.4	1.91	2.07	3.20	2.73	2.96	2.40	2.62
Tm	0.22	0.20	0.27	0.35	0.51	0.40	0.44	0.35	0.41
Yb	1.31	1.3	1.62	2.02	2.93	2.61	2.70	2.13	2.46
Lu	0.21	0.20	0.24	0.31	0.44	0.38	0.39	0.31	0.37

İz elementlerin Zr ile değişimini incelediğimizde, Zr ile Y, Hf, Th, Sc, Ta ve Nb arasında pozitif; Cs ve Ni arasında ise negatif bir ilişki görülmektedir (Şekil 6.29).

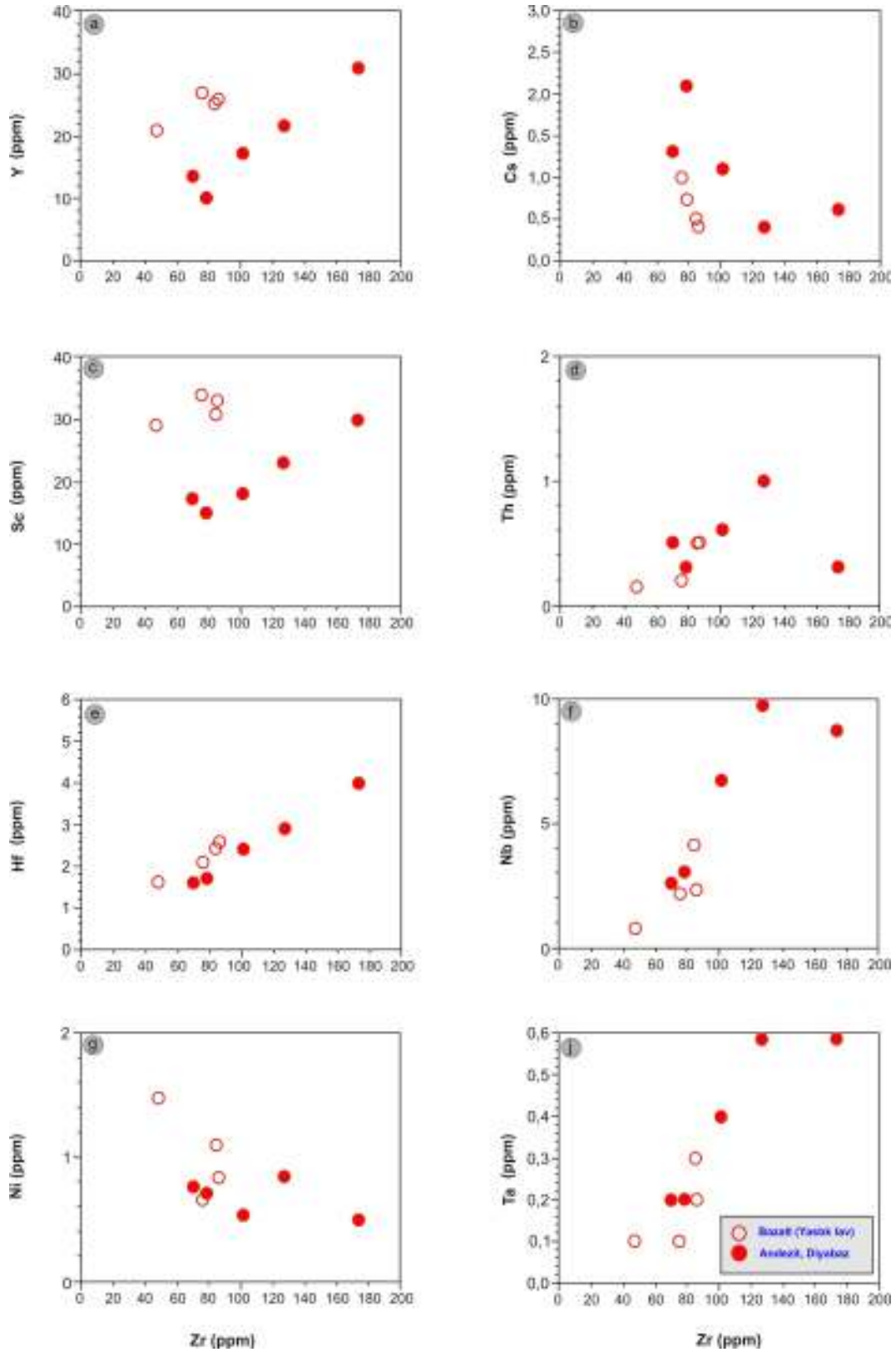
Fraksiyonlanmanın geç evrelerinde oluşan minerallerin (K-feldispat, horblend ve biyotit) yapısında yer alan elementler, Zr ile pozitif bir korelasyon göstermektedir. Y, Hf ve Nb magma evrimleşmesi sırasında benzer jeokimyasal davranış sergilemekte ve uyumsuz elementler olarak tanımlanmaktadırlar (Pearce ve Cann, 1973; Starn ve Elthon, 1979).

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

Ni elementinde gözlenen negatif değişim olivin-piroksen fraksiyonlaşmasını işaret etmektedir (Winchester ve Floyd, 1979; Pearce ve Norry, 1979).



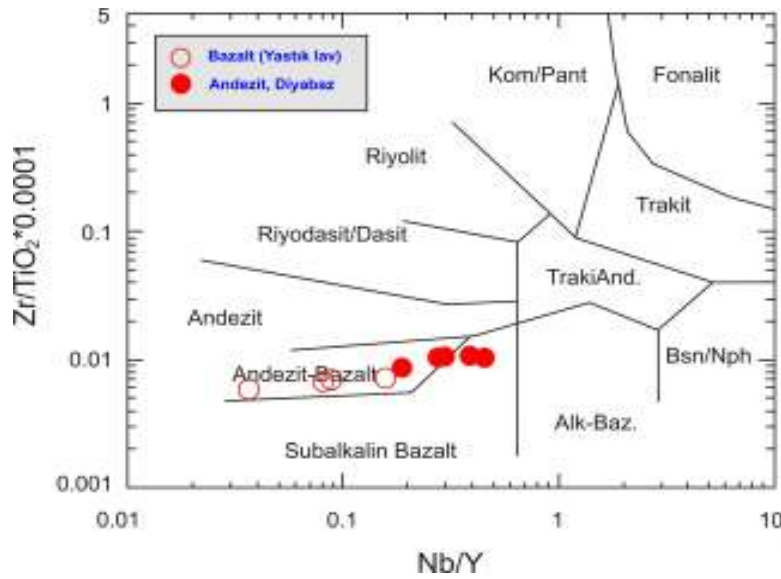
Şekil 6.28. İnceleme alanındaki volkanik kayalara ait örneklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları (Harker, 1909).



Şekil 6.29. İnceleme alanındaki volkanik kayaçlara ait örneklerin Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları Harker (1909).

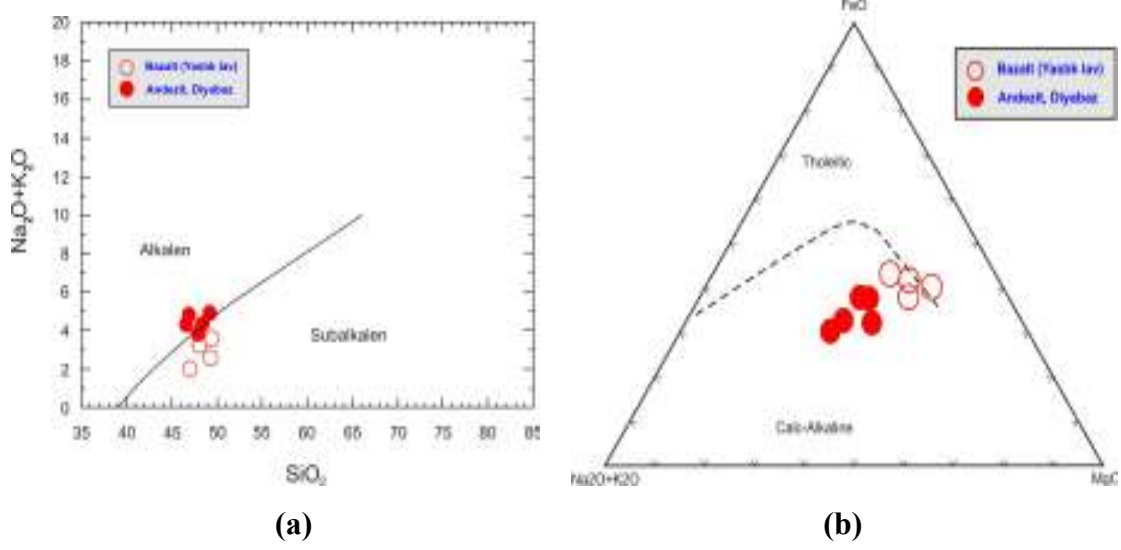
6.3.2. Volkanik Topluluğun Adlandırılması

Volkanik kayaların kimyasal sınıflamasında ve diğer jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesinde ana elementlerden çok, alterasyona karşı duraylı iz elementlerin kullanıldığı, Winchester ve Floyd (1977)'un $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramında örnekler değerlendirilmiş ve örneklerin andezit-bazalt alanı içerisine düştüğü görülmüştür (Şekil 6.30).



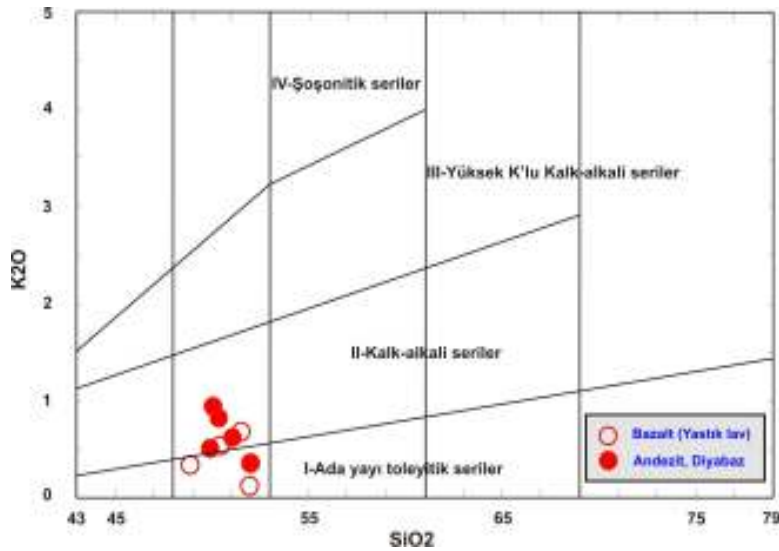
Şekil 6.30. İnceleme alanındaki volkanik kayaların Winchester ve Floyd (1977)'un $Zr/TiO_2*0.0001-Nb/Y$ diyagramında adlandırılması

Volkanik kayalara ait örneklerde SiO_2 'e karşı alkali elementlerin değişimini, dolayısıyla alkali, subalkali ayrımını belirlemek için, Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen $SiO_2 - Na_2O+K_2O$ diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramda örneklerden 2 tanesi alkali-subalkali sınırına yakın alkalın bölgesinde, diğerleri ise subalkalin bölgesinde toplanmışlardır. (Şekil 6.31 a) Çoğunluğu subalkalin nitelikli bu kayaların kalkalkali-toleyitik ayrımını yapabilmek için aynı yazarlara ait AFM ($FeO - Na_2O+K_2O-MgO$) üçgen diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramda, Karadere Formasyonu'na ait örneklerin tamamı kalkalkalen bölgesinde yer almışlardır (Şekil 6.31 b).



Şekil 6.31 a-b. İnceleme alanındaki volkanik kayaçlara ait örneklerin Irvine ve Baragar (1971)'ın (a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ve (b) AFM ($\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$) diyagramlarındaki dağılımları.

Subalkalen seriler, kendi içerisinde K_2O ve SiO_2 içeriklerine göre farklı alt gruplara ayrılırlar. Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından geliştirilen $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında volkanik topluluğa ait örnekler ada yayı toleyitik seriler ve kalkalkali seriler alanında yer almaktadır (Şekil 6.32).



Şekil 6.32. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Peccerillo ve Taylor(1976)'ın $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramındaki konumu.

Kayaçların subalkalen niteliği hareketlenmeyen iz elementler ile de pekiştirilebilir. Genelde alkalen bazaltlar subalkalen toleyitik bazaltlara göre Ti, Y, Zr ve P'ca daha zengindir (Manşon, 1968; Prinz, 1968) ve bu olgu Pearce ve Cann (1973) tarafından iki magma tipinin ayırtlanmasında kullanılmıştır. Buna göre bazaltların Y/Nb oranı alkallenlik yükseldikçe azalmaktadır. Volkanik kayaçların Y/Nb oranı 8.08 dir. Bu da kayaçların subalkalen niteliğini göstermektedir.

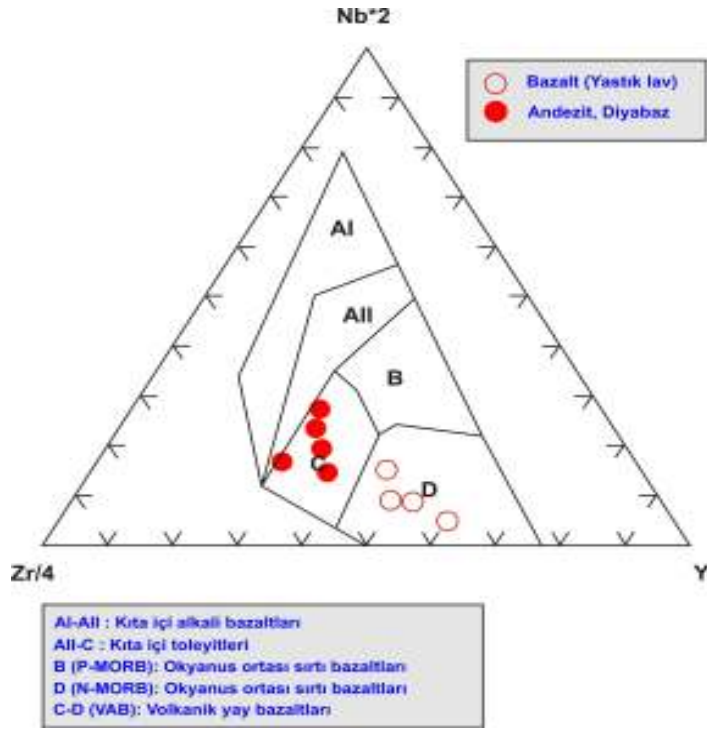
6.3.3. Volkanik Topluluğun Tektonik Ortamı

Magmatik kayaçların olduğu tektonik ortamın belirlenmesinde, değişik parametrelerin kullanıldığı pek çok diyagram vardır. Bu çalışmada da farklı araştırmacıların önerdiği farklı diyagramlar kullanılarak, ortam yorumuna gidilmiştir.

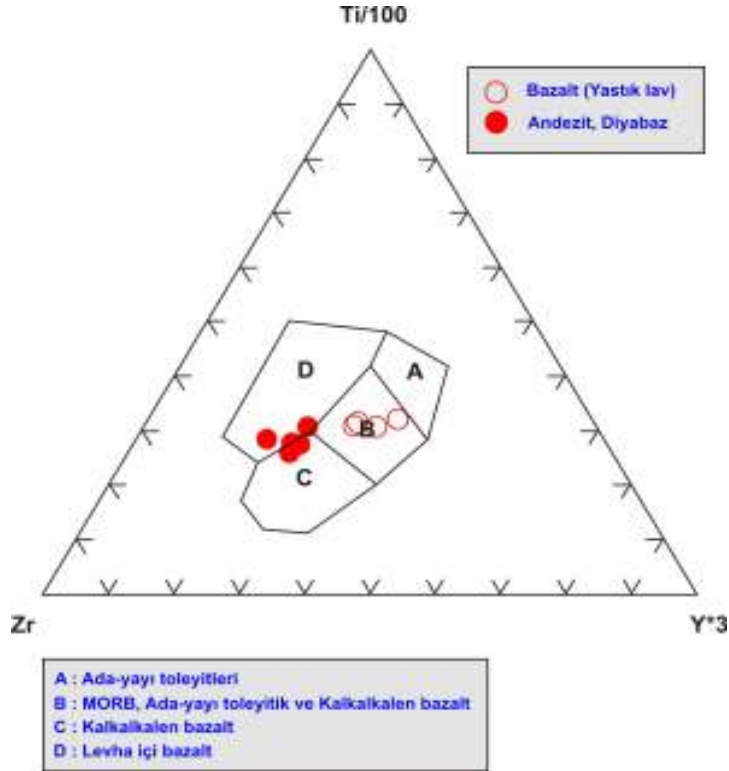
Kayaçların oluştukları jeotektonik ortamların belirlenmesinde alterasyon ve düşük dereceli metamorfizmadan fazla etkilenmeyen kalıcılığı yüksek iz element (Ti, V, Zr, Y ve Nb) içerikleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Kayaçların oluştukları tektonik ortamların belirlenmesi amacı ile araştırmacılar tarafından birçok ayırtman diyagram geliştirilmiştir. Çoğunlukla bu diyagramlarda volkanik kayaçların iz element içerikleri kullanılarak ortamsal yoruma gidilmiştir.

Meschade (1986), tarafından geliştirilen $Zr/4-Nb*2-Y$ üçgen diyagramı ada-yayı bazaltlarını (VAB), kıta içi bazaltlardan (WPB) ve okyanus ortası sırt bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriği ile ayırmaktadır. Bu diyagramda Karadere Formasyonuna ait örnekler C,D (volkanik yay bazaltları) bölgesinde yer almaktadırlar (Şekil 6.33).

Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Ti-Zr-Y üçgen diyagramında dört ayrı alan tanımlamıştır. Bu diyagramda volkanik topluluğa ait andezit-diyabaz örneklerinin 1 tanesi levha içi bazalt (D), diğerlerinin tamamı kalkalkalen bazalt (C) bölgesinde yer almışlardır. Yastık lavlar ise MORB , ada yayı toleyitik ve kalkalkalen bazalt (B) bölgesinde toplanmışlardır (Şekil 6.34).



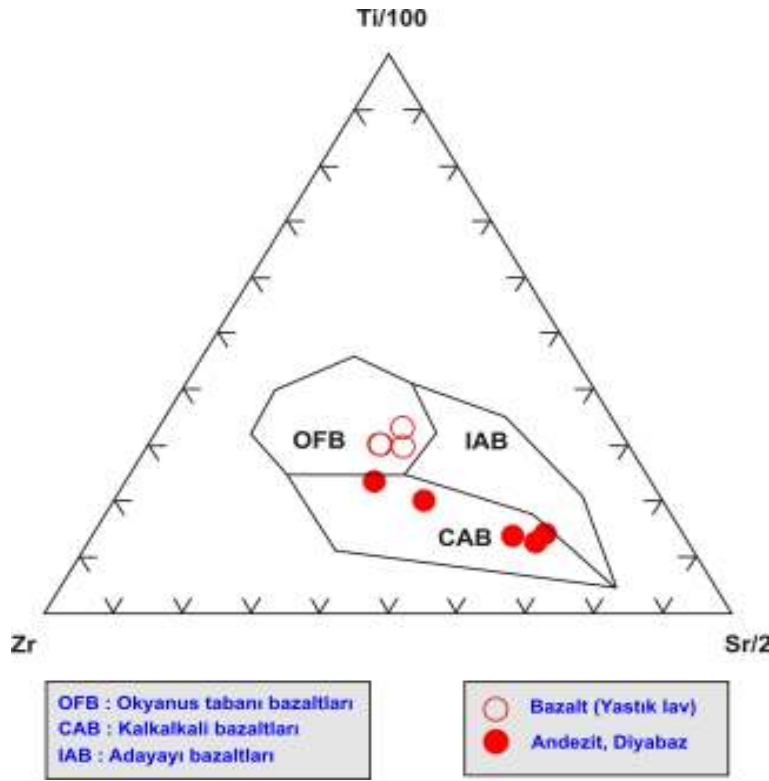
Şekil 6.33. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Meschade (1986)'nin $Zr/4$ - $Nb*2$ - Y üçgen diyagramındaki dağılımları.



Şekil 6.34. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Pearce ve Cann(1973)'in Ti - Zr - Y değişim diyagramındaki dağılımı

Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Ti-Zr-Sr üçgen diyagramında ise volkanik topluluğa ait örneklerden 4 tanesi (yastık lavlar) okyanus tabanı bazaltları, diğer örnekler ise kalkalkali bazalt alanına düşmüşlerdir (Şekil 6.35)

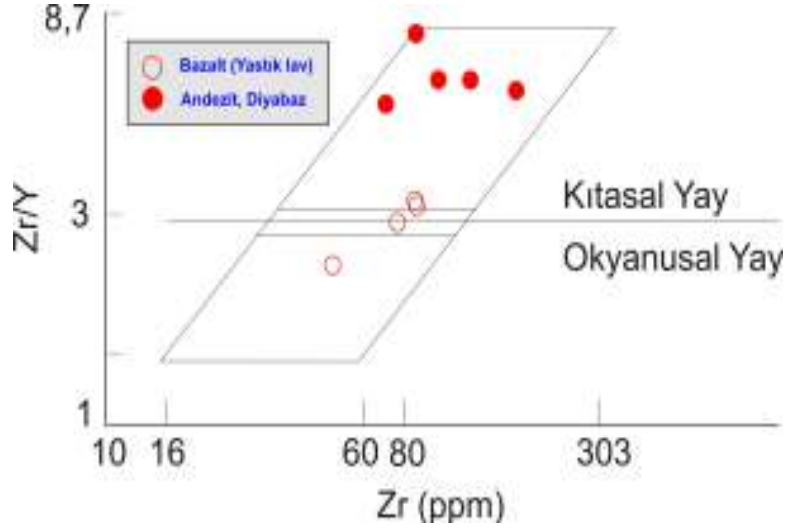
Zr/Y-Zr ayırım diyagramı, okyanusal ve kıtasal mafik yay magmatik kayaçların ayırımında kullanılmaktadır (Pearce, 1983). Burada kıtasal yay kökenli mafik kayaçların yüksek Zr/Y ve yüksek Zr değerlerine sahip olması gerekmektedir. Bu diyagramda 4 adet yastık lav örneği okyanusal yay-geçiş alanında bulunurken, diğer örneklerin tamamı kıtasal yay alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.36).



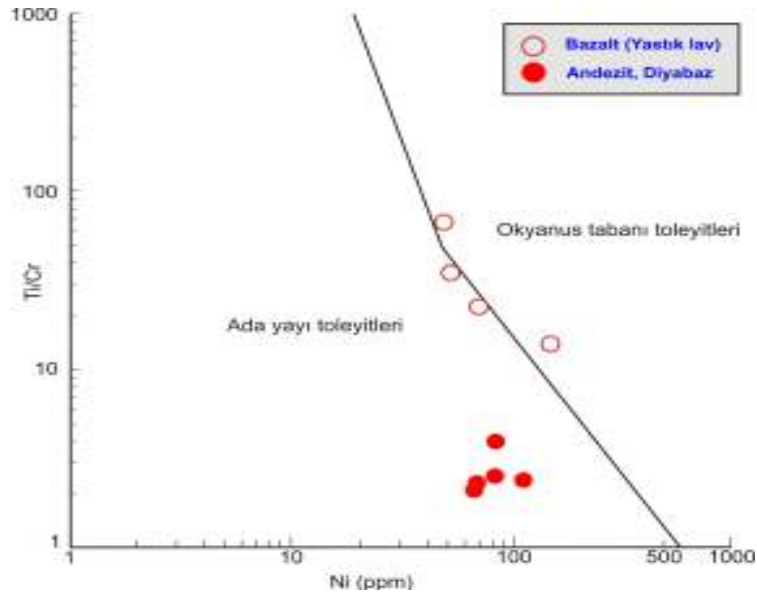
Şekil 6.35. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Pearce ve Cann(1973)'in Ti-Zr-Sr değişim diyagramındaki dağılımı.

Aynı Ti değerlerine sahip iki toleyitik bazalttan, okyanusal bazaltın Cr içeriği ada yayı bazaltının Cr içeriğinden daima yüksektir (Pearce, 1975; Pearce ve Gale, 1977) ve aynı durum Ni için de geçerlidir. Bu, okyanusal toleyitlerin adayı toleyitlerinden ayırt edilmesine yarayan önemli bir olgudur.

Şekil 6.37'deki ayırım çizgileri bu gerçeğe dayanır. Bu diyagramda, örneklerin tamamına yakını ada yayı toleyitleri az bir kısmı da okyanus tabanı toleyitleri-ada yayı toleyitleri sınırına yakın bir alanda yer almışlardır (Şekil 6.37).

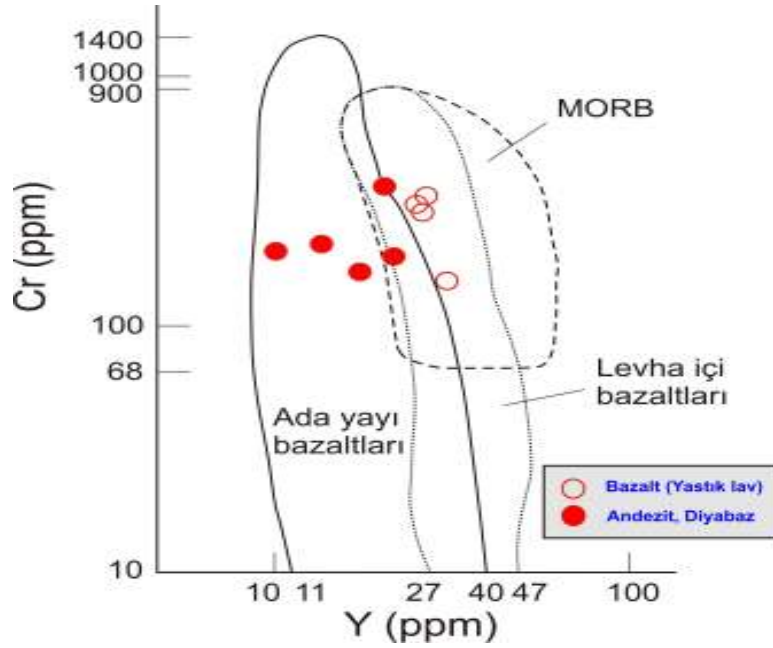


Şekil 6.36. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Pearce (1983)'ın Zr/Y-Zr diyagramında değerlendirilmesi.



Şekil 6.37. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Beccaluva ve diğ. (1979)'nin Ni-Ti/Cr diyagramındaki dağılımı.

Pearce (1982)'nin Cr/Y diyagramında ise volkanik topluluğa ait örnekler ada yayı ve MORB alanında yoğunlaşmışlardır (Şekil 6.38). Bu diyagramda ada yayı mafik kayaçlar MORB'a nazaran Cr ve Y açısından fakir sayılmaktadır. Bu diyagramda ada yayı alanında Cr aralığının geniş olması kristalizasyon diferansiyasyona bağlıdır.



Şekil 6.38. İnceleme alanındaki volkanik topluluğun Pearce (1982)'nin Cr-Y diyagramındaki dağılımı.

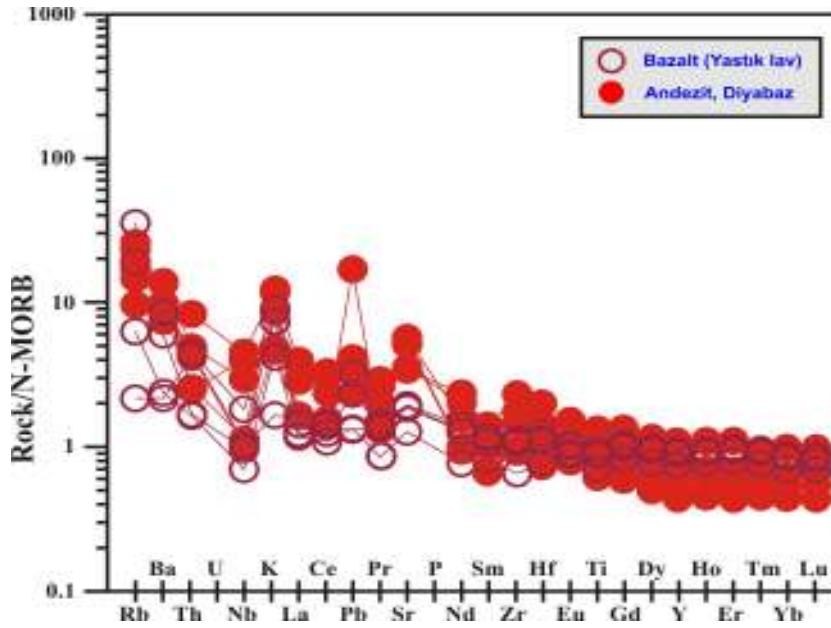
Volkanik topluluğa ait kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 6.39'de verilmiştir. Bu diyagramda örnekler, LIL elementler açısından (Sr, Rb, K, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme gösterirken, HFS elementler açısından ise fakirleşme ve normalize edilmiş MORB çizgisine göre bir paralele yakın bir eğilim sunmaktadır (Şekil 6.39).

Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. LIL elementler açısından zenginleşme ve bunlara göre Nb'da gözlenen ani düşüş ve La ve Ce'daki pikler dalma-batma ve bununla ilişkili magmatizmanın işaretçileri olarak kabul edilmektedir. LIL elementlerdeki zenginleşme, dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya eriyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesinin bir sonucu olduğu belirtilmektedir (Pearce, 1982, 1983; McCulloch and Gamble, 1991; McDonough,

1991; Thirlwall et al., 1994; Pearce and Peate, 1995). HFS elementlerdeki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991).

Pb'daki ani artış da volkanik kayaçların kıta kabuğundan kirlendiklerini göstermektedir. Dalma- batma olayını izleyen kıtasal çarpışma sırasında veya sonrasında gelişen ve kıta kabuğu ile kirlenmiş magmalarda da aynı özellikler gözlenmektedir (Pearce, 1982; Cox and Hawkesworth, 1985; Pearce et al., 1990). Bununla beraber, Yılmaz (1989), Mc Kenzie ve Yılmaz (1991), Sseyitoglu ve Scott (1992), Yılmaz vd. (1995) ve Ercan (1995) Batı Anadolu genç volkanitlerinin benzer özellikleri sergilediğini belirtmektedirler.

Dolayısıyla volkanik topluluğa ait kayaçların iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, bunların dalma-batma ile ilişkili volkanitlere benzediklerini, zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini ve kıta kabuğundan kirlendiklerini göstermektedir.

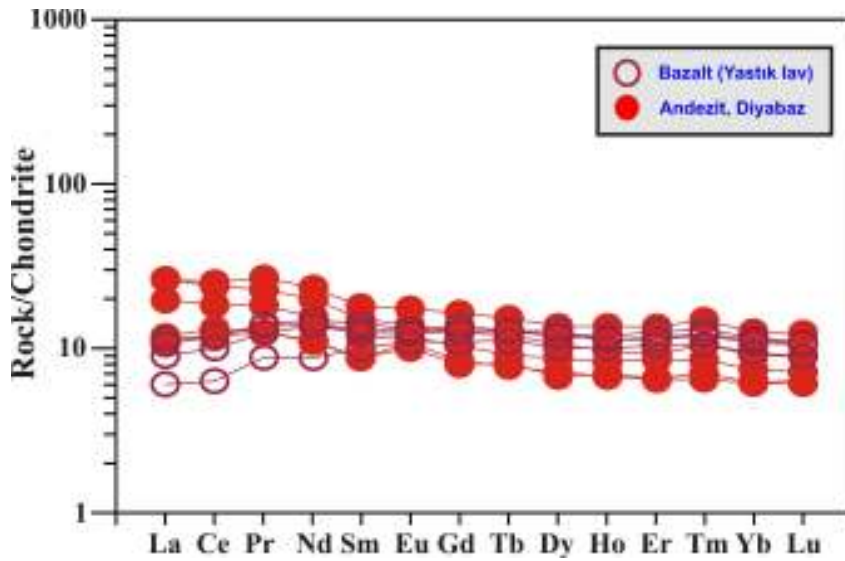


Şekil 6.39. İnceleme alanındaki volkanik topluluğa ait örneklerin NMORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).

REE, kayaç ve/veya minerallerin kökenlerinin bulunmasında ve toplu halde gösterdikleri değişimleri ile jeolojik açıdan yorumlanabilmesi oldukça önemlidir. Kabuk/Manto'nun kısmi ergimesi, fraksiyonel kristalleşme, farklı iki magmanın karışması

ve/veya magma kirlenmesi gibi pek çok magmatik süreçlerin petrojenezine ışık tutması REE'nin önemini artırmaktadır.

İnceleme alanındaki volkanik kayalardan alınan örneklerle ait kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı Şekil 6.41'de gösterilmektedir. İnceleme alanında ki volkaniklerin nadir toprak element şekillerinin genel olarak yatay ve yataya yakın görünümü ($(La/Lu)_N=1,12-3,71$) ada-yayı toleyitlerinin tipik özelliklerinden birisidir.



Şekil 6.40. İnceleme alanındaki volkanik topluluğa ait nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).

Sonuç olarak; tektonomagmatik ayırtman diyagramlarında yastık lav örneklerinin genellikle toleyitik karakterli okyanusal yay ortamında bulundukları görülürken, andezit-diyabaz örneklerinin ise kalkalkalen karakterli kıtasal yay ortamında bulundukları görülmektedir. Spider diyagramlarında da görüldüğü üzere her iki kayaç grubu ada-yayı volkanitlerinin özelliklerini sergilemektedir. Olasılıkla Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar; okyanusal kabukta gelişen dalma-batma ile ilişkiliyken, andezit-diyabaz örneklerinin daha sonraki süreçte kıtasal kabukta gelişen dalma-batma ile ilişkili kalkalkalen karakterli yay volkanizmasıdır.

6.4. Damar Kayaçları

Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit ve diyabaz-andezit porfir karakterli kayaçlar Sarkız ve Baizge yöresine ait damar kayaçları şeklinde iki ayrı litolojik birim olarak değerlendirilmiştir.

Sarkız yöresi damar kayaçları, Sincik kuzeyindeki Sarkız Mezrası civarı ile Askeran Mezrası kuzeyindeki Çakçak Tepe civarında ve Farhik Mezrasının doğusunda Gazitahara Tepe mevkiinde Pütürge Metamorfitlelerini kesen ince- orta taneli diyabaz ile porfirik karakterli andezit dayklarından oluşmakta, Baizge yöresindeki damar kayaçları da Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit karakterli kayaçlardan oluşmaktadır.

6.4.1. Damar Kayaçlarının Jeokimyasal Özellikleri

Damar kayaçlarının içerisinde yer alan farklı kaya türlerinin jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 2 adet Baizge yöresinden, 6 adet de Sarkız yöresinden olmak üzere toplam 8 örneğin major element, iz element ve nadir toprak element analizleri Kanada'daki ACME laboratuvarında ICP analizi yöntemiyle yaptırılmıştır. Bu örneklerle ait kimyasal analiz sonuçları Tablo 6.6 'de verilmiştir.

Tablo 6.6. İnceleme alanındaki damar kayaçlarına ait örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları

	Sarkız Yöresi Damar Kayaçları						Baizge Yöresi Damar Kayaçları	
Örn.	221	225	229	232	233	241	211	213
No:	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Ton.	Ton.
Major Oksitler (%)								
SiO ₂	48.06	50.29	49.17	50.14	49.99	49.40	73.40	75.17
TiO ₂	1.20	2.02	1.40	1.46	1.74	1.53	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	17.49	15.57	17.29	17.65	16.49	17.48	13.67	12.96
Fe ₂ O ₃	9.36	10.29	8.36	7.60	9.28	8.56	2.06	1.67
MnO	0.14	0.17	0.14	0.13	0.15	0.14	0.03	0.03
MgO	7.73	5.05	5.36	6.04	5.40	5.04	0.36	0.30
CaO	8.07	7.31	9.09	8.59	8.45	8.69	0.69	0.56
Na ₂ O	3.47	5.42	4.08	4.37	4.65	4.35	3.95	3.73
K ₂ O	0.91	0.37	1.16	0.88	0.91	1.16	4.60	4.57
P ₂ O ₅	0.18	0.38	0.25	0.32	0.33	0.27	0.21	0.19
LOI	3.1	2.8	3.5	2.5	2.3	3.2	0.9	0.7
Top.	99.76	99.72	99.76	99.75	99.75	99.78	99.96	99.97
İz Elementler (ppm)								
Sr	412.3	293.3	340.9	442.8	391.1	346.4	81.4	83.7
Rb	34.7	8.4	41.7	26.2	25.9	42	141.7	138.2
Ba	125	99	81	135	174	87	116	137
Pb	2.7	1.6	0.7	1.6	1.3	0.8	13.7	9.6
Zr	98.3	191.8	131.5	164.6	188.9	139	20.4	29.4
Nb	6.8	13.6	8.3	11.8	11.1	9.1	6.4	5.7
Th	1.8	1.2	0.6	1.6	1.1	0.7	0.5	1
Ta	0.4	1	0.5	0.8	0.7	0.5	1.8	1.7
Hf	2.4	5.2	3.1	3.8	3.8	3.2	0.9	1.4
Ni	84.1	15.6	37.7	47.8	26.8	25.1	10.5	8.9
Co	37.1	29	28.3	27	29.2	24.4	1.3	1.1
Cr	191.57	2.05	109.47	164.2	143.68	8.89	13.68	13.68
Zn	49	60	41	46	56	54	17	15
Cu	55.3	51.4	59.9	52.5	70	53.9	17.4	10.2
Y	19.8	34.1	23.5	24.5	32.1	25.0	6.6	9.4
Be	<1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1
V	141	252	181	171	204	191	<8	<8
Ga	14.9	16.4	14.9	15.4	16.7	16.6	11.7	10.8
Sc	23	35	30	28	33	31	3	2
Cs	1.1	0.2	0.5	0.8	0.4	0.4	5.5	3
Ti	7194	1210.9	8393	8752.7	10431	917.2	419.65	419.65

Tablo 6.6. ‘nın devamı

	Sarkız Yöresi Damar Kayaçları						Baizge Yöresi Damar Kayaçları	
Örn	221	225	229	232	233	241	211	213
No:	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Dyb.	Ton.	Ton.
Nadir Toprak Elementleri (ppm)								
La	8.3	11.7	7.3	12.4	10.9	8	2.2	3.2
Ce	19	29.8	19.5	27.3	25.8	21	3.8	5.8
Pr	2.65	4.44	2.96	4.01	4.23	3.1	0.57	0.75
Nd	11.6	20.6	11.8	16	17.1	15.1	1.9	2.7
Sm	2.85	4.90	3.25	3.82	4.47	3.48	0.54	0.67
Eu	1.12	1.63	1.27	1.37	1.64	1.27	0.14	0.18
Gd	3.39	5.51	3.84	4.18	5.41	3.98	0.75	0.85
Tb	0.59	0.95	0.7	0.74	0.95	0.72	0.15	0.19
Dy	3.34	6.15	3.87	4.02	5.22	4.27	0.95	1.21
Ho	0.66	1.21	0.83	0.86	1.12	0.85	0.20	0.29
Er	2.04	3.27	2.38	2.42	3.26	2.63	0.62	0.90
Tm	0.28	0.53	0.35	0.37	0.52	0.38	0.13	0.18
Yb	1.87	3.35	2.26	2.46	3.13	2.43	0.91	1.31
Lu	0.28	0.48	0.35	0.36	0.47	0.37	0.15	0.21

Damar kayaçlarının, alterasyona karşı duraylı bir element olan Zr’a karşı ana element oksitlerinin davranışını belirlemek amacıyla, Harker Diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlardaki değişimler kayaçların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçler sonucu gelişmektedir. Bu süreçler, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kontaminasyon şeklinde olabilmektedir. Harker diyagramları ile fraksiyonel kristalleşme sonucu magmada meydana gelen değişimler izlenebilir. Kristalleşen minerallerin magmadan devamlı ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli değişir. Zr ‘daki artışla birlikte, major elementlerde meydana gelen değişimler Şekil 6.42’de gözlenmektedir. Diyagramlarda da görüleceği gibi Zr’daki artışla birlikte P₂O₅, Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃ ve MnO ‘da artış izlenirken, K₂O ‘de bir azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 6.42).

Bu şekildeki, pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir. Fe₂O₃ ve TiO₂ ‘deki artışlar, amfibol ve Fe-Ti oksit fraksiyonlanması ile ilgili olabilir. MnO içeriğindeki artışın mangan içeren silikatların (klinopiroksen, mika vs)

fraksiyonlanmasına ve P₂O₅ içeriğindeki artışın ise apatit ve zirkon fraksiyonlanmasına bağlı olarak geliştiği söylenebilir (Temel, 2001).

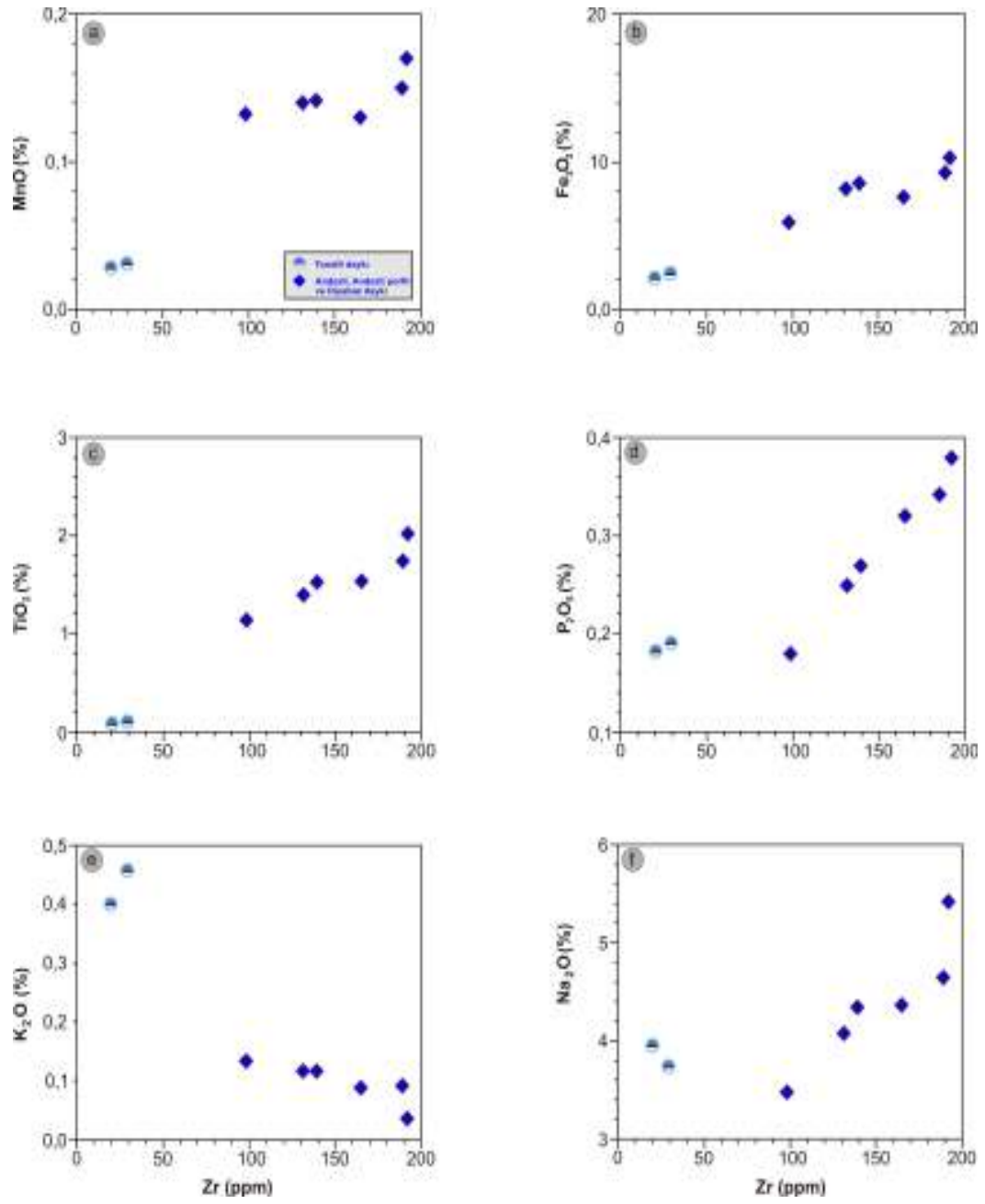
Harker diyagramlarında örnekler genelde lineer bir dizilim sergilemekte, kesiklik göstermemektedir. Bu da tüm örneklerin aynı kökenden türemiş olduğuna işaret etmektedir(Şekil 6.42).

Majör oksit elementler bozunmaya karşı duraysız olduklarından, bozunmadan dolayı bazen fakirleşme gösterebileceği gibi bazen de zenginleşme gösterebilmektedir. Bu nedenle sadece ana elementlere bağlı olarak magmatik kayaların köken yorumuna gidilmemelidir. İz elementler bozunmaya karşı daha duraylı olduklarından iz elementlerin Zr ile değişimini incelemek gerekir. Zr ile, Y, Hf, Sc ve Nb arasında pozitif; Rb ve Cs arasında ise negatif bir ilişki görülmektedir (Şekil 6.43).

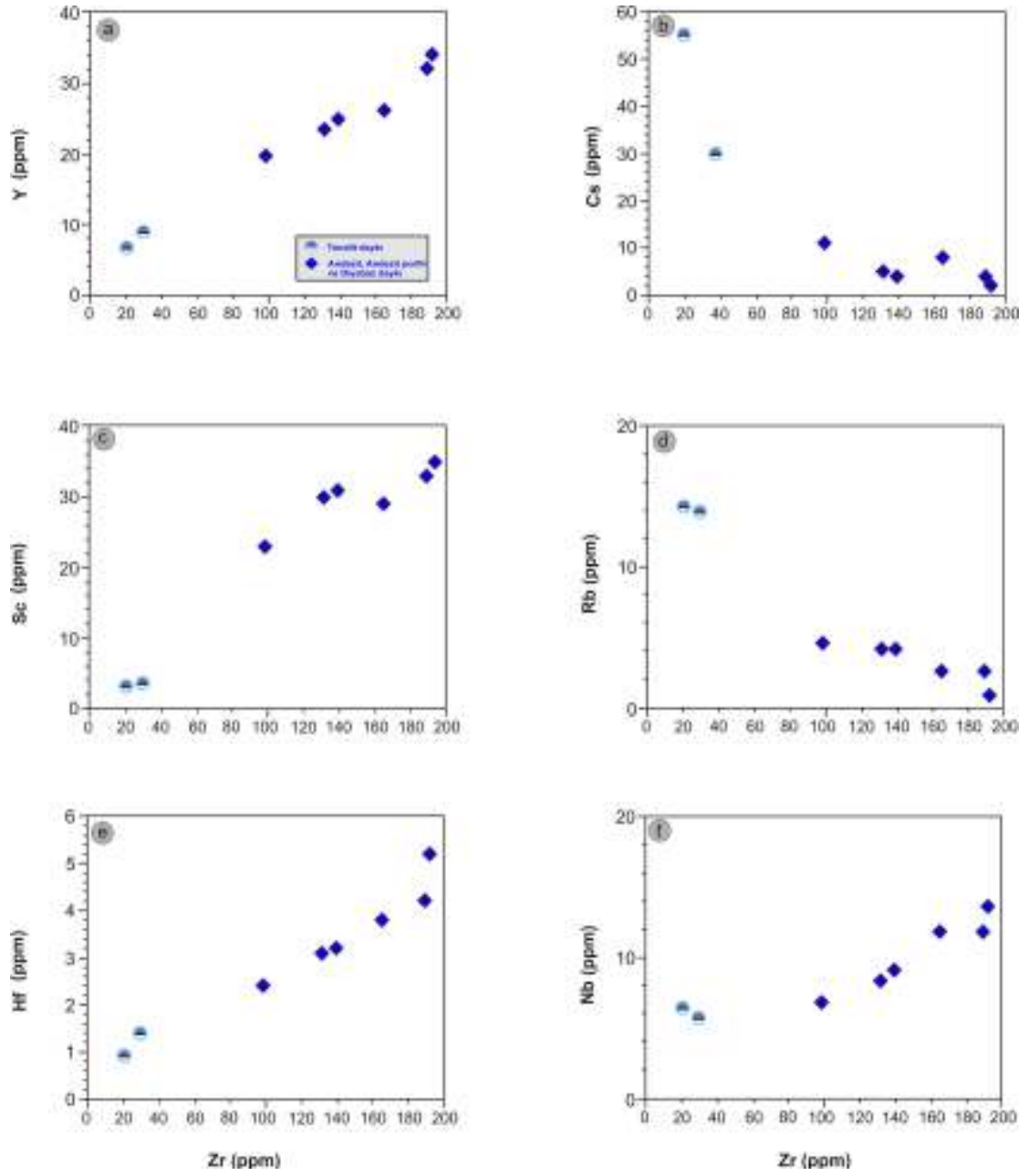
Fraksiyonlanmanın geç evrelerinde oluşan minerallerin (K-feldispat, horblend ve biyotit) yapısında yer alan elementler, Zr ile pozitif bir korelasyon göstermektedir. (Şekil 6.43)

Y, Hf ve Nb magma evrimleşmesi sırasında benzer jeokimyasal davranış sergilemekte ve uyumsuz elementler olarak tanımlanmaktadırlar (Pearce ve Cann, 1973; Starn ve Elthon, 1979).

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



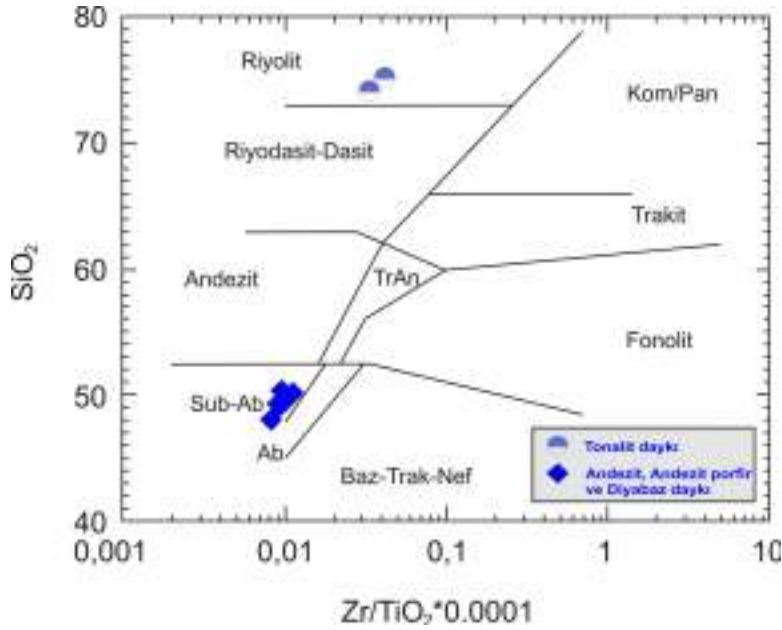
Şekil 6.41. İnceleme alanındaki damar kayaçlarının Zr'a karşı ana element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları.



Şekil 6.42. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Zr'a karşı iz element oksitlerinin dağılımını gösterir Harker Diyagramları.

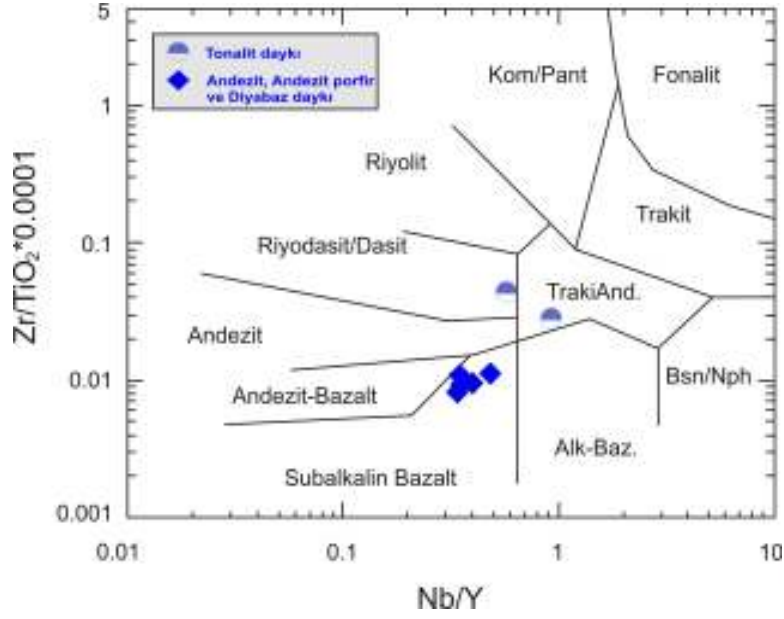
6.4.2. Damar Kayaçlarının Adlandırılması

Winchester ve Floyd (1977), tarafından geliştirilen $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramında Sarkız yöresine ait örneklerin tamamı subalkali bazalt alanında yer alırken Baizge yöresine ait örnekler riyoilit alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.44).



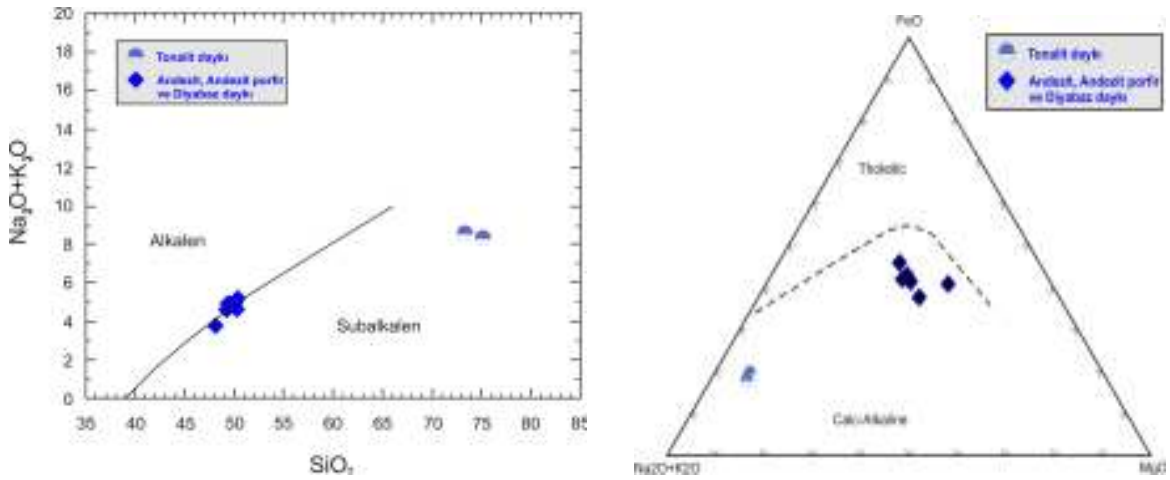
Şekil 6.43. İnceleme alanındaki Damar kayaçlarının Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2 \cdot 0.0001$ diyagramındaki dağılımı.

Kimyasal sınıflamada ve diğer jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesinde ana elementlerden çok, alterasyona karşı duraylı iz elementlerin kullanıldığı, Winchester ve Floyd (1977)'un $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ diyagramında örnekler yeniden değerlendirilmiş ve Sarkız yöresine ait örneklerin tamamı subalkali bazalt alanında, Baizge yöresine ait örneklerin ise dasit-trakiandezit alanında yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 6.45).



Şekil 6.44. İnceleme alanındaki Damar kayaçlarının Winchester ve Floyd (1977)'un $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ -Nb/Y diyagramındaki dağılımı.

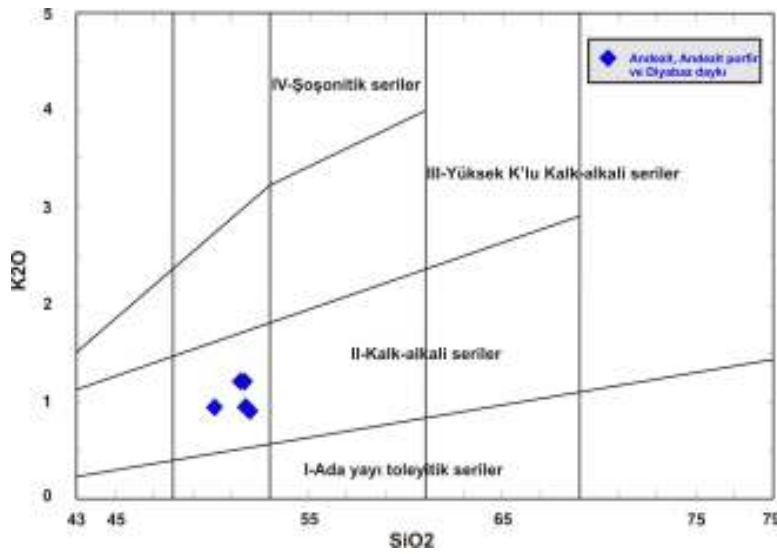
Damar kayaçlarına ait örneklerde SiO_2 'e karşı alkali elementlerin değişimini, dolayısıyla alkali, subalkali ayırımını belirlemek için kullanılan bir diyagram, Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ diyagramıdır. Bu diyagramda Sarkız yöresine ait örnekler alkalin-subalkalin sınırında olup subalkalin eğilimli iken Baizge yöresine ait örnekler subalkalin alanın da toplanmışlardır. (Şekil 6.46 a)



Şekil 6.45 a-b. İnceleme alanındaki damar kayaçlarına ait örneklerin Irvine ve Baragar (1971)'ın (a) $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ ve (b) AFM ($FeO - Na_2O + K_2O - MgO$) diyagramlarındaki konumu.

Çoğunluğu subalkalin nitelikli bu kayaların kalkalkali-toleyitik ayrımını yapabilmek için aynı yazarlara ait AFM ($\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$) üçgen diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramda da damar kayalarına ait örneklerin tamamı kalkalkalen bölgesinde yer almışlardır (Şekil 6.46 b).

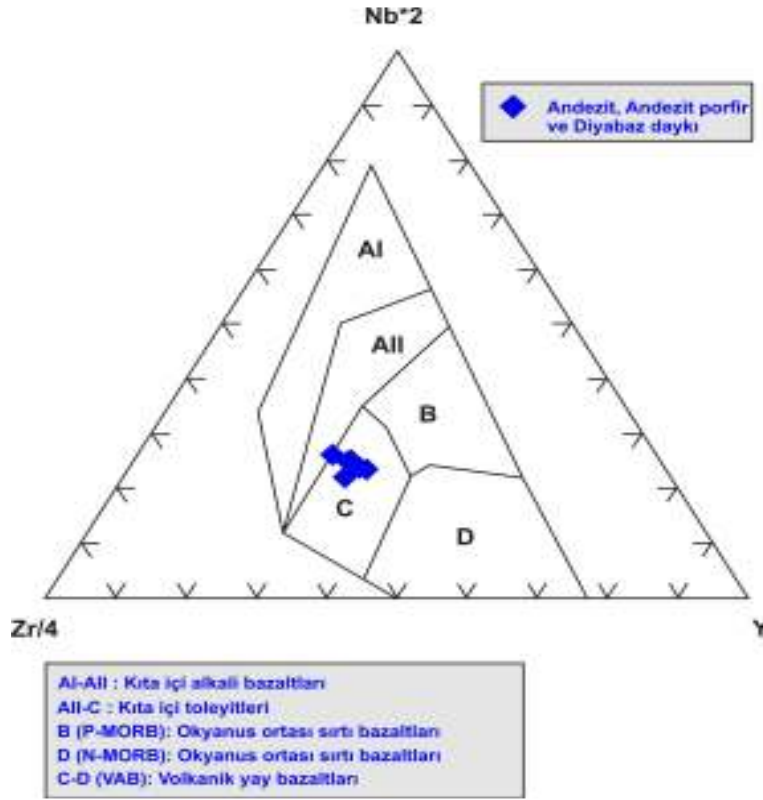
Subalkalen seriler, kendi içerisinde K_2O ve SiO_2 içeriklerine göre farklı alt gruplara ayrılırlar. Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından geliştirilen K_2O - SiO_2 diyagramında Sarkız yöresine ait örnekler kalkalkali seriler alanında yer almaktadır. (Şekil 6.47).



Şekil 6.46. İnceleme alanındaki Damar kayalarının Peccerillo ve Taylor(1976)'ın K_2O - SiO_2 diyagramındaki konumu.

6.4.3. Damar Kayalarının Tektonik Ortamı

Meschade (1986), tarafından geliştirilen $\text{Zr}/4\text{-Nb}^*2\text{-Y}$ üçgen diyagramı ada-yayı bazaltlarını (VAB), kıta içi bazaltlardan (WPB) ve okyanus ortası sırt bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriği ile ayırmaktadır. Bu diyagramda Sarkız yöresine ait örneklerin tamamı volkanik yay bazaltları (C) bölgesinde yer almışlardır (Şekil 6.48).

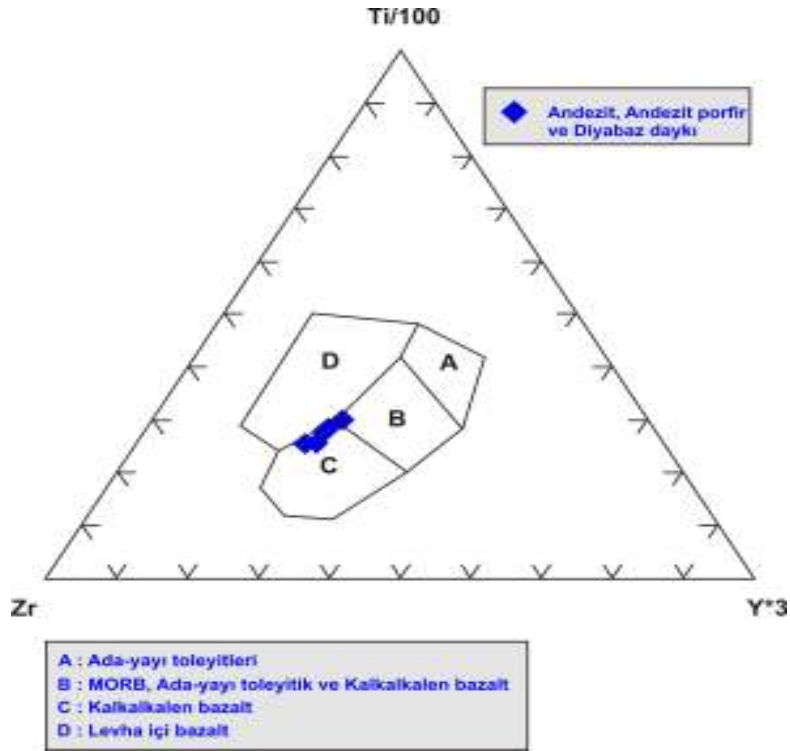


Şekil 6.47. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Meschade (1986)'nin Zr/4-Nb*2-Y üçgen diyagramında değerlendirilmesi.

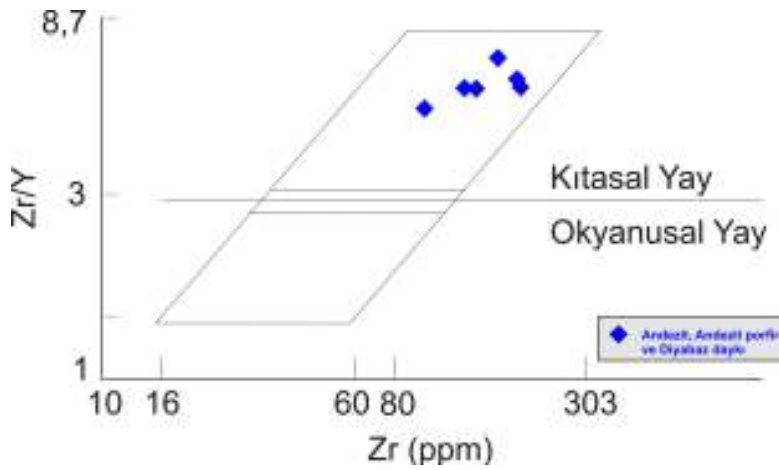
Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Ti-Zr-Y üçgen diyagramında dört ayrı alan tanımlamıştır. Bu diyagramda damar kayaçlarına ait örneklerin kalkalkalen bazalt alanına düşmektedir, (Şekil 6.49).

Zr/Y-Zr diyagramı okyanusal ve kıtasal mafik yay magmatik kayaçların ayırımında kullanılabilmektedir (Pearce, 1983). Burada kıtasal yay kökenli mafik kayaçların yüksek Zr/Y ve yüksek Zr değerlerine sahip olması gerekmektedir. Bu diyagramda örneklerin tamamı kıtasal yay alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.50).

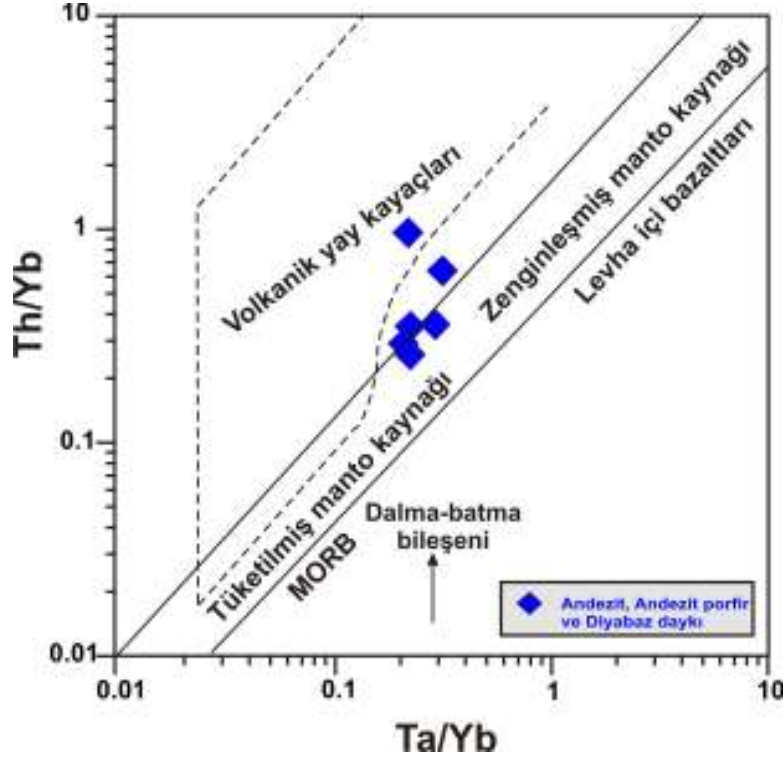
Pearce (1982), tarafından geliştirilen Th/Yb-Ta/Yb diyagramında Sarkız yöresi ve volkanik topluluğa ait örnekler birlikte değerlendirilmiş ve tamamı zenginleşmiş manto kaynağı ve volkanik yay kayaçları alanında yer almışlardır (Şekil 6.51).



Şekil 6.48. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Pearce ve Cann (1973)'ın Ti-Zr-Y değişim diyagramında değerlendirilmesi.



Şekil 6.49. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresine ait damar kayaçlarının Pearce (1983)'ın Zr/Y-Zr diyagramındaki dağılımı.

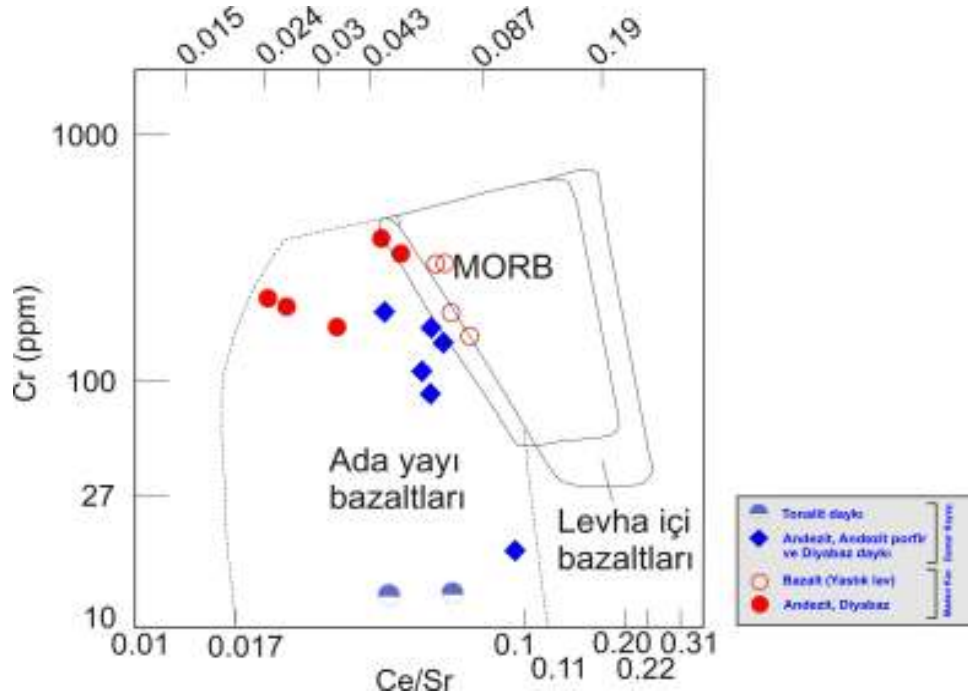


Şekil 6.50. İnceleme alanındaki Sarkız Yöresi damar kayaçlarına ait örneklerin Pearce (1982)'ın Th/Yb-Ta/Yb değişim diyagramında değerlendirilmesi.

Damar kayaçları petrografik, petrolojik ve jeokronolojik özellikleri bakımından Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu'na benzediğinden dolayı bundan sonraki diyagramlarda damar kayaçları ve Karadere Formasyonu'na ait örnekler birlikte değerlendirilmiştir.

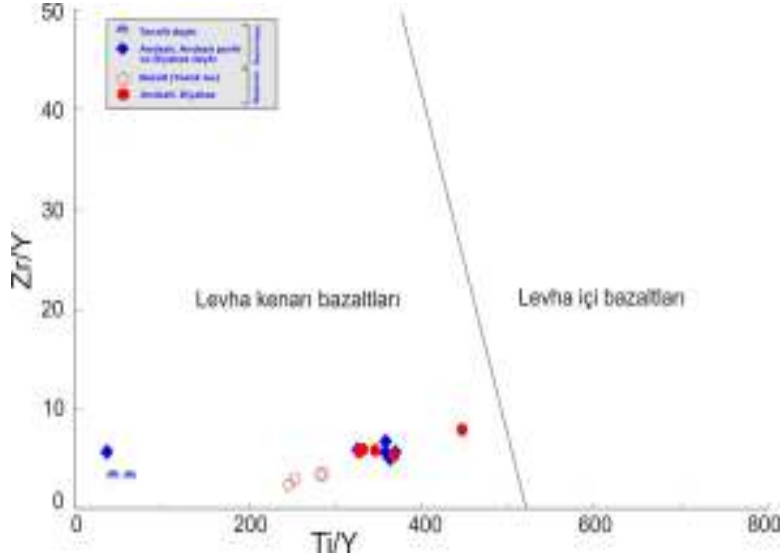
Cr-Ce/Sr diyagramında (Pearce, 1982) damar kayaçları, Karadere Formasyonu'na ait örneklerle birlikte değerlendirilmiş ve örneklerin tamamı ada yayı bazaltları alanında toplanmışlardır (Şekil 6.52).

Bu diyagram, ada yayı ve MORB kökenli mafik kayaçların ayırımında kullanılabilir. Ce ve Sr MORB'da oldukça benzerlik gösterirler. Ancak Ce ve Sr ada yayında belirgin farklılık gösterirler. Ada yayı mafik kayaçlarında Sr değeri Ce'ye karşı artış göstermektedir. Bu diyagramda ada yayı mafik kayaçları MORB'a nazaran düşük Ce/Sr oranları (Cr'a karşı) gösterir.



Şekil 6.51. İnceleme alanındaki damar kayaçlarının Pearce (1982)'ın Cr- Ce/Sr diyagramında volkanik toplulukla birlikte değerlendirilmesi

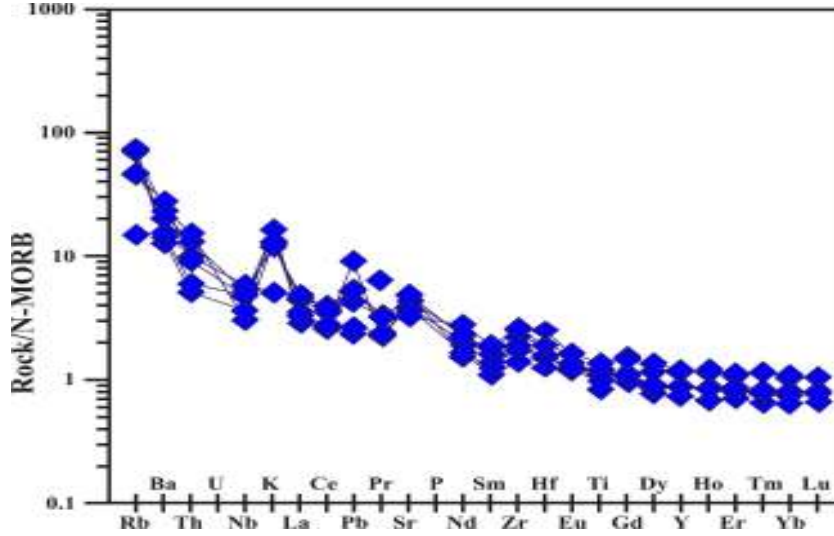
Levha içi bazaltları jeokimyasal olarak levha kenarı bazaltlarından Y ve Cr hariç diğer litofil elementlerin çoğunun miktarlarının daha yüksek olmasıyla ayırt edilirler (Pearce ve Gale, 1977). Levha içi bazaltların Zr ve Ti elementlerince daha zengin olup, Y içeriğinin daha zengin olmaması olgusu, bu bazaltların levha kenarı bazaltlarından ayırtlanmasında başarı ile kullanılmıştır (Pearce ve Cann, 1973; Pearce, 1975; Pearce ve Gale, 1977). Zr/Y ve Ti/Y oranlarının kullanıldığı diyagramda damar kayaçlarına ait örneklerin tamamı levha kenarı bazaltları alanında toplanmışlardır (Şekil 6.53).



Şekil 6.52. İnceleme alanındaki damar kayaçlarının Pearce ve Gale (1977)'in Zr/Y- Ti/Y ayırtaç diyagramında volkanik toplulukla birlikte değerlendirilmesi.

Sarkız yöresine ait kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 6.54'de verilmiştir. Bu diyagramda örnekler, LIL elementler açısından (Sr, Rb, K, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme gösterirken, HFS elementler açısından ise fakirleşme sunmaktadır (Şekil 6.54). Bu özellikleri bakımından Sarkız yöresi damar kayaçları, Maden Karmaşığı'nın Karadere Formasyonuna ait örneklerle (andezit-diyabaz) yakın bir benzerlik gösterir (Şekil 6.40, 6.54). Ayrıca Karadere Formasyonuna ait andezit-diyabaz örneklerinde izlenen Pb elementindeki artış, Sarkız yöresi damar kayaçlarında da izlenmektedir. Pb elementindeki bu artışlar kıtasal kabuktan kirlenmeyi ifade etmektedir.

Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. LIL elementlerdeki zenginleşme, dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya eriyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesinin bir sonucu olduğu belirtilmektedir (Pearce, 1982, 1983; McCulloch and Gamble, 1991; McDonough, 1991; Thirlwall et al., 1994; Pearce and Peate, 1995). HFS elementlerdeki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991).

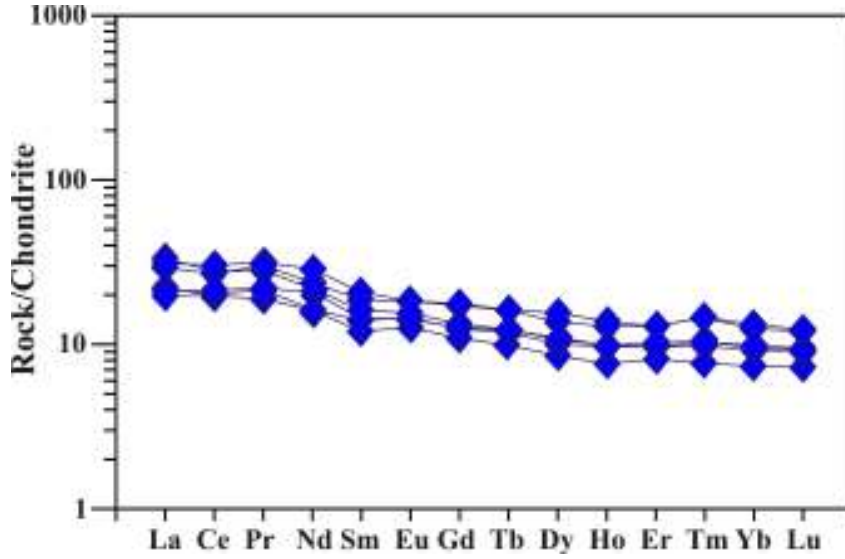


Şekil 6.53. İnceleme alanındaki Sarkız yöresine ait örneklerin volkanik topluluğa ait örneklerle N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında karşılaştırılması (Sun ve Mc Donough,1989).

Dalma- batma olayını izleyen kıtasal çarpışma sırasında veya sonrasında gelişen ve kıta kabuğu ile kirlenmiş magmalarda da aynı özellikler gözlenmektedir (Pearce, 1982; Cox and Hawkesworth, 1985; Pearce et al., 1990). Bununla beraber, Yılmaz (1989), Mc Kenzie ve Yılmaz (1991), Seyitoğlu ve Scott (1992), Yılmaz vd. (1995) ve Ercan (1995) Batı Anadolu genç volkanitlerinin benzer özellikleri sergilediğini belirtmektedirler.

Buna göre Sarkız yöresine ait damar kayaçları, Maden Karmaşığ'ına ait örneklerle (andezit-diyabaz) benzer özellikleri sunmakta ve bu kayaçların kalkalkalen karakterli olgunlaşmamış ensimatik bir ada yayı olduğunu göstermektedir. REE, kayaç ve/veya minerallerin kökenlerinin bulunmasında ve toplu halde gösterdikleri değişimleri ile jeolojik açıdan yorumlanabilmesi oldukça önemlidir. Kabuk/Manto'nun kısmi ergimesi, fraksiyonel kristalleşme, farklı iki magmanın karışması ve/veya magma kirlenmesi gibi pek çok magmatik süreçlerin petrojenezine ışık tutması REE'nin önemini artırmaktadır.

İnceleme alanındaki Sarkız yöresine ait damar kayaçlarından alınan örneklere ait kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı Şekil 6.55'de gösterilmektedir. İnceleme alanında ki volkaniklerin nadir toprak element şekillerinin genel olarak yatay ve yataya yakın görünümü ($(La/Lu)_N=2,82- 3,78$) ada-yayı toleyitlerinin tipik özelliklerinden birisidir.

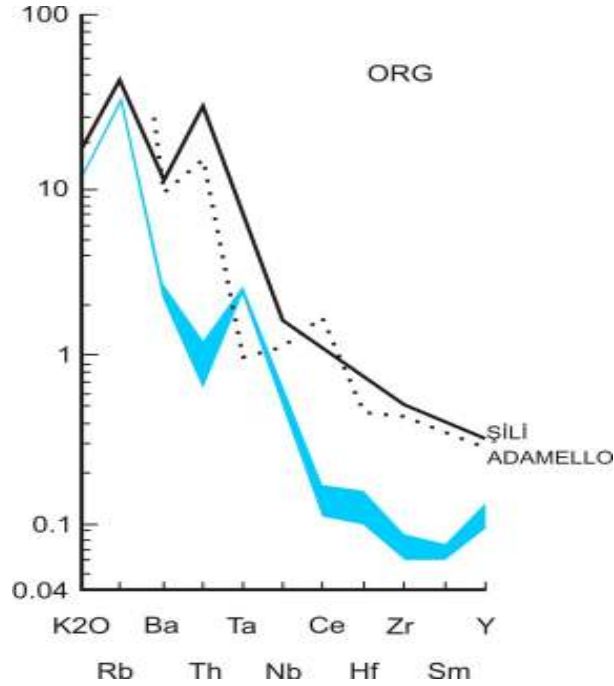


Şekil 6.54. İnceleme alanındaki Sarkız yöresi örneklerine ait nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough,1989).

Baizge yöresine ait damar kayaçları asidik derinlik kayaçları olduğundan, örnekler ORG'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında değerlendirilmiştir. Bu diyagramda, elementlerin sergilediği davranışlar incelendiğinde şu özellikler görülmüştür. LIL elementlerde (K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme, HFS elementlerde (Zr, Nb, Y, Hf) ise fakirleşme gözlenir. Yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri nedeniyle HFS/LIL element oranları düşüktür (Şekil 6.56). Bu özellikleri bakımından bu kayaçlar, volkanik yay ortamlarında gelişen magmatik toplulukların örneğine yakın bir benzerlik gösterir. Bu benzerliği göstermek amacıyla Şekil 6.56 'da Şili'deki granitik toplulukların örümcek diyagramları eklenmiştir. Pearce (1982), Harris vd. (1986) ve Cox ve Hawkesworth (1985)'in verilerine göre, yay ortamında gelişen magmatik topluluklar ile alkali elementlerce zenginleşmiş manto kaynağından ve kıta kabuğu gercisi ile kirlenmiş hibrid magmalardan türeyen magmatik kayalar da benzer örneklerle sahiptir. Şekil 6.56'da bu tür bir plütonik topluluğu temsil eden Adamello plütonunun (çarpişma sonrası; post collisional, Dupuy vd. 1982) ORG'a göre normalize edilmiş iz element dağılımları da eklenmiştir. Görüldüğü gibi Baizge yöresine ait damar kayaçları ile Şili ve Adamello granitik Plütonları yakın benzerlik sergilemektedir.

LIL elementlerdeki zenginleşme ve Nb'da gözlenen ani düşüş dalma- batma ve bununla ilişkili magmatizmanın işaretçileri olarak kabul edilmektedir. (Pearce, 1982, 1983; McCulloch and Gamble, 1991; McDonough, 1991; Thirlwall et al., 1994; Pearce

and Peate, 1995). LIL elementlerdeki zenginleşme dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya eriyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesi sonucunda oluşmaktadır.

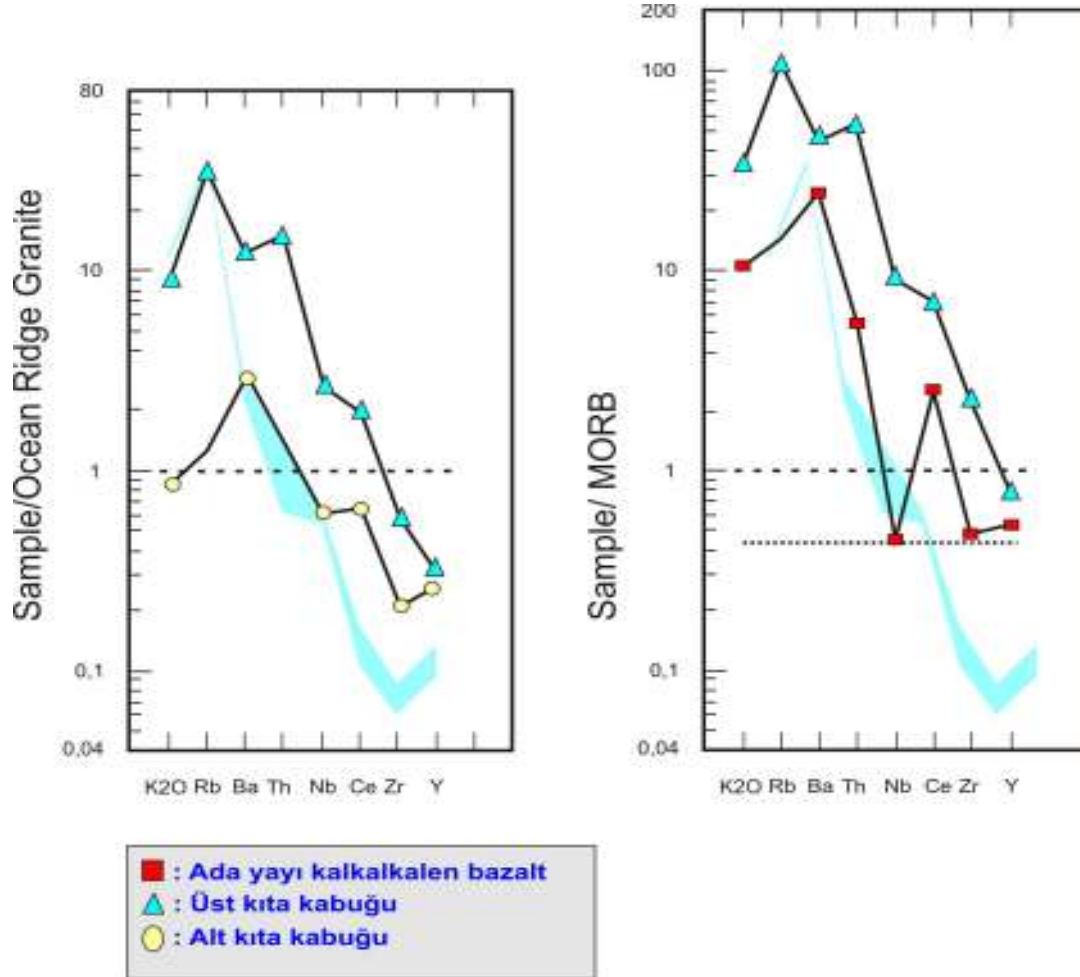


Şekil 6.55. İnceleme alanındaki Baizge yöresine ait damar kayalarına ait örneklerin (taralı alan) ORG'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında Şili ve Adamello granitik kayaları ile karşılaştırılması

MORB ve ORG'a göre normalize edilmiş diyagramlar üzerinde Baizge yöresine ait damar kayalarının iz element içerikleri volkanik yay kalkalkalen bazaltı (Sun, 1980), üst kıtasal kabuk (Taylor and McLennan, 1985), alt kıtasal kabuk ortalama bileşimleri ve örümcek diyagramındaki içerikleri ile kıyaslanmıştır. Şekil 6.57 a ve b'de görüldüğü gibi, Baizge yöresine ait damar kayalarının element içerikleri şekil ve piklerin şiddeti bakımından daha çok üst kıtasal kabuğa benzemektedir.

MORB'a göre normalize edilmiş diyagramda (Şekil 6.57) Nb'dan Zr'a çizilen paralel çizginin altı tipik manto bileşenini temsil etmektedir (Pearce, 1983). Bu çizgi ile ada yayı kalkalkalen bazalt paterni arasındaki alan ise dalma batma ile zenginleştirilmiş manto bileşenini gösterir. Ada yayı bazaltı ile Baizge yöresine ait damar kayaları arasında kalan alan ise üst kabuk katkısını temsil etmektedir. Buna göre Baizge yöresine ait damar kayalarında, hem manto hem de kabuk etkileri gözlemlendiği anlaşılmaktadır.

Baizge yöresine ait damar kayaçlarında LIL elementlerin yüksek oranda zenginleşmiş olması da ($Ba = 116-622$ ppm, $Th = 0.5-42.1$ ppm ve Zr/Y oranı = $3.09-13.10$ ppm) birimin ileri derecede evrimleşmiş bir eriyikten türemiş olduğuna işaret etmektedir (Frey et al., 1978; Gill, 1981).



Şekil 6.56. İnceleme alanındaki Baizge yöresine ait damar kayaçlarına ait örneklerin ORG ve MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarındaki dağılımları ve bunun ada yayı kalkalkalen bazaltı, üst kıta kabuğu, ve alt kıta kabuğu ile karşılaştırılması

Sonuç olarak Sarkız yöresi damar kayaçlarına ait örneklerin, ana, iz ve nadir toprak element kimyası incelendiğinde, bu kayaçların volkanik toplulukla benzer özellikler gösterdiği ortaya konulmuştur. Dolayısıyla Sarkız yöresine ait kayaçların iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, bunların, Maden Karmaşığı'nda olduğu gibi, dalma-

batma ile ilişkili kalkalkalen karakterli volkanitlere benzediklerini, zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini ve kıta kabuğundan kirlendiklerini göstermektedir.

Bunu desteklemek amacıyla çizilen, Karadere Formasyonu ve Sarkız yöresi damar kayaçlarına ait örneklerin birlikte değerlendirildiği diyagramlarda, gerek kayaç adlandırılması gerekse tektonik ortam olarak örneklerin tamamı aynı bölgelerde yer almışlardır. Bu da Sarkız yöresi damar kayaçlarının Maden Karmaşığı'na ait olduğu varsayımını doğrulamaktadır.

Baizge yöresi damar kayaçlarının da Sarkız yöresi damar kayaçlarını oluşturan volkanizmanın ileriki safhasına karşılık geldiği ve bu kayaçların Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu, öncelikle ortaç karakterli (diyabaz-andezit) Sarkız yöresi damar kayaçlarının, daha sonrasında ise asidik karakterli (tonalit) Baizge yöresi damar kayaçlarının olduğu düşünülmektedir.

7. JEODİNAMİK EVRİM VE TARTIŞMA

Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu bölümünün jeotektonik evrimi birçok araştırmaya (Smith, 1971; Dewey ve diğ., 1973; Ricou ve diğ., 1975; Bijou-Duval ve diğ., 1977; Baştuğ, 1980; Perinçek ve Özkaya, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1983; Delalune-Mayere ve diğ., 1983; Michard ve diğ., 1984; Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz, 1993; Turan ve diğ., 1995'den; Beyarslan ve Bingöl, 2000; Parlak, 2006; Robertson ve diğ., 2007) konu olmuş ve bu araştırmalara dayanan çeşitli evrim modelleri geliştirilmiştir. Ancak bu çalışmalarda konuyla ilgili tam bir görüş birliği sağlanamadığı görülür.

Toros Orojenik Kuşağı ile Kenar Kıvrımları Kuşağı içerisinde yer alan çalışma alanı, ekay zonu içerisinde bulunmakta ve bu alanla ilgili ilk kez bir model önerilmiştir.

Doğu Toroslarda Neotetis'in güney kolunun Geç Triyas'daki bir riftleşmeye bağlı olarak açılmaya başladığı, bölgede çalışan tüm araştırmacılarca kabul edilmektedir. Ancak çalışmacılar arasında riftleşmenin yeri konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Hall (1976), Şengör ve Yılmaz (1983), Aktaş ve Robertson (1990), Yılmaz ve diğ. (1992) ve Yılmaz (1993), bölgedeki riftleşmenin metamorfik masifler ile Arabistan Platformu arasında meydana geldiğini öne sürmüşlerdir. Buna karşın Yazgan (1984), Michard ve diğ. (1984) ve Yazgan ve Chessex (1991), açılmanın Bitlis-Pütürge Masiflerinin kuzeyinde, Keban- Malatya Metamorfitlerinin güneyinde gerçekleştiği görüşündedirler. Perinçek ve Özkaya (1981) ise bölgenin jeodinamik evriminin tek bir okyanus kolu ile açıklanamayacağını vurgulamışlardır. Ayrıca Şengör ve Yılmaz (1983), Bitlis-Pütürge Masiflerinin kuzeyinde aynı dönemde İç Torid Okyanusu'nun açıldığını belirtmişlerdir (Turan ve diğ., 1995'den).

Bu çalışma kapsamında Turan ve diğ. (1995) 'nin de belirttiği gibi, yapılan inceleme ve saha gözlemleri, bölgede Geç Triyas'ta Bitlis- Pütürge Masiflerinin hem güneyinde hem de kuzeyinde iki ayrı kolun açıldığını göstermektedir. Bunlardan güneydeki kol, Neotetis Okyanusu'nun ana güney kolu olup, masiflerin kuzeyindeki kol bu ana koldan körfez biçiminde ayrılan tali bir kolu temsil etmektedir (Şekil 7.1.a).

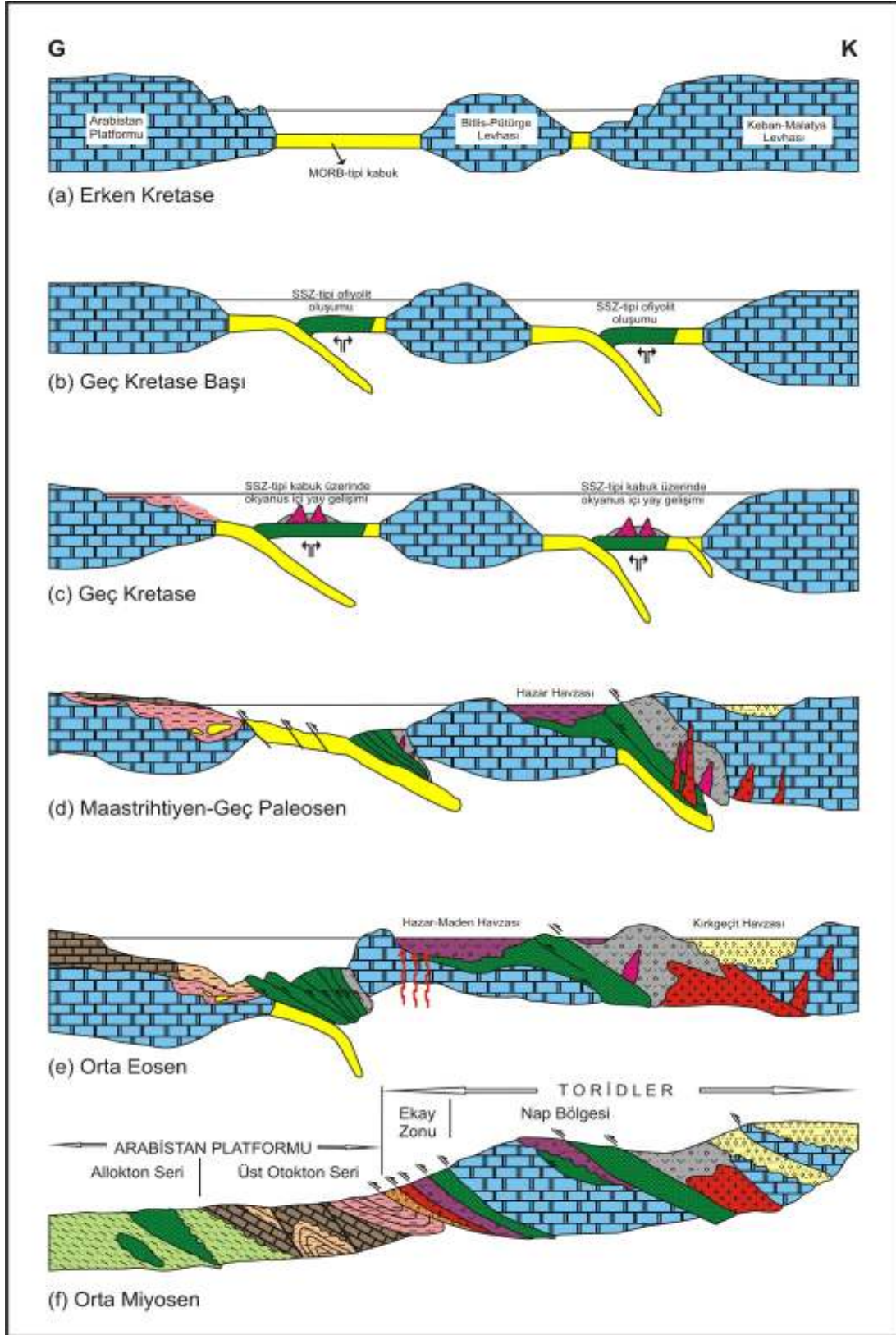
Jura-Erken Kretase süresince açılımını sürdüren bu kollar Geç Kretase başlarında kuzeye doğru bir yitimle kapanmaya başlamıştır (Şekil 7.1.b). Geç Kretase'de Pütürge Masifi ile Keban Metamorfitleri arasındaki kuzey kolun kuzeye dalımlı bir dalma-batma zonu (suprasubduction zone) üzerinde Kömürhan Ofiyoliti oluşmuştur (Şekil 7.1.b). Bunu izleyen aşamada okyanus içi dalma batma zonu (SSZ) tipi kabuk üzerinde ensimatik ada-

yayı birimi oluşmuştur (Şekil 7.1.c). Daha sonra (Olasılıkla Erken Mesozoyikte) soğuk okyanusal kabuğun kuzeydeki Toros platformu altına doğru dalımı başlamıştır (Şekil 7.1.c). Son aşama da ise Kömürhan ofiyoliti, Toros platformu aktif sınırı ile birleşmiş ve bunu izleyen safhada tüm bu birimler Elazığ Magmatitleri tarafından kesilmişlerdir (Şekil 7.1.d; Rızaoğlu, 2006). Erken Maastrichtiyen’de kuzeydeki kolun kapanması sonucu Guleman, Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ile Elazığ Magmatitleri tektonik dilimler halinde güneye doğru Pütürge Masifi üzerine yerleşmişlerdir (Turan ve diğ., 1995).

Geç Triyas’tan itibaren Bitlis-Pütürge Masiflerinin güneyinde açılan Neotetis Okyanusu’nun ana güney kolu da Geç Kretase süresince kuzeye doğru bir yitimle kapanmaya başlamıştır. Bu yitim zonu üzerinde açılmaya bağlı olarak oluşan ofiyolitler ve adayayı magmatizması ürünleri Koçali Karmaşığı’nı oluşturmuş ve bunlar allohton kütleler halinde Kastel Havzasına aktarılmışlardır. Geç Kretase’de Koçali Karmaşığı Arabistan platformu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir.

Geç Maastrichtiyen –Geç Paleosen aralığında Pütürge Metamorfitleri ve bunun üzerinde tektonik olarak bulunan ofiyolitlerin blok faylanmaya uğramasıyla yay ardı bir havza olarak Hazar havzası gelişmeye başlamış (Şekil 7.1.d), bu havza Orta Eosen’de bir yandan alanını genişletmiş, diğer yandan etkin bir denizaltı volkanizmasına sahne olmuştur (Şekil 7.1.e). Yörede Maden Grubu, Maden Karmaşığı gibi adlarla incelenen Orta Eosen yaşlı bu volkanosedimanter birimler, Neotetis Okyanusu güney kolunun kapanmasıyla ilişkili gerilmeli yayın yay ardı havzasında meydana gelmişlerdir. Etkin bir volkanizmaya sahne olan Hazar-Maden Havzası Orta Eosen sonunda kapanmıştır (Turan ve diğ., 1995).

Orta Miyosen’de Yılmaz (1993)’ın da belirttiği gibi, Bitlis-Pütürge Masiflerinin güneyinde yer alan ve Geç Kretase’den beri dalma-batmasını sürdüren Neotetis’in güney kolu kapanmış ve Arabistan Levhası ile Anadolu Levhası çarpışmıştır. Bu nihai kıta-kıta çarpışması ile bölge kuzey-güney doğrultusunda yoğun bir sıkışma etkisi altına girmiştir. Bu sıkışma ile kendi içinde bindirmeli, naplı bir yapı kazanan Toros Orojenik Kuşağı birimleri Bitlis Sütur Zonu boyunca güneye doğru Arabistan Platformu üzerine itilmişlerdir (Şekil 7.1.e). Bu sırada bindirme zonunda Geç Kretase-Oligosen yaşlı tortul ve magmatik kayalardan oluşan belirgin bir ekay zonu gelişmiş ve aynı zamanda Arabistan Platformu üzerindeki ön ülke çökelleri yoğun bir kıvrımlanma geçirmiştir (Şekil 7.1.f). Böylece Doğu Toroslar, günümüzde güneyden kuzeye doğru Arabistan Platformu kıvrımlı birimleri, ekay zonu ve nap alanı şeklinde üç ana belirgin tektonik ünitelerden oluşan bir yapı kazanmıştır (Turan ve diğ., 1995).



Şekil 7.1. İnceleme alanında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin oluşumu ve yerleşmesi için uygun görülen jeodinamik evrim modeli (Robertson vd. (2007), Parlak (2006) ve Turan vd. (1995)'den değiştirilerek hazırlanmıştır).

Bu jeodinamik evrim modeli çerçevesinde çalışma alanı ekay zonu içerisinde yer almaktadır. Daha önceki çalışmalarda (Perinçek, 1978) diyorit olarak tanımlanan birimin aslında ofiyolitik bir birim olduğu ve bu birimden elde edilen arazi verileriyle; gerek petrografik ve jeokimyasal özellikleri, gerekse Elazığ Magmatitleri'ne ait intrüzif kayaçlar tarafından kesilmiş olması sebebiyle Kömürhan Ofiyoliti ile benzer özellikler gösterdiği ve kuzeyden itibaren sıkışma rejimi denetiminde bölgeye taşınarak bugünkü konumlarını aldıkları düşünülmektedir. Yine inceleme alanında yüzeyleyen Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının da daha önceki çalışmacıların (Perinçek, 1978) belirttiği gibi Maden Karmaşığı'na ait olmadığı, petrografik, jeokimyasal ve yaş verileri (Pişkin, 1978; Şifrin intrüzif kayaçlarındaki lökokuvarsmonzonitlerden K-Ar yöntemiyle biyotitlerde yaptığı ölçümlerde 61,4 ve 62,3 milyon yıllık sonuçlar elde ederken ultrabazik anklavların flogopitlerinden 52,8 milyon yıllık yaş almıştır) birlikte değerlendirildiğinde; bu birimin daha kuzeydeki yay magmatizması ile oluşmuş olan Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşip, bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir. Bu çalışmada, inceleme alanındaki en yaygın allokton birimlerden biri olan Maden Karmaşığı'nın gerek jeokimyasal, gerek yaş verileri (Pişkin, 1981; Şifrin ve Hopan Çayının güneyinde mostra veren Karadere Formasyonuna ait diyabaz ve yastık lavlardan K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde, 45, 44.8 ve 52.0 milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir) bunların ada yayı volkanitleri ile benzer özellikler gösterdiğini ve Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşerek, bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir. Bu çalışmada Maden Karmaşığı'nın sadece ofiyolitler ile Pütürge Metamorfikleri'nin üzerinde değil, Elazığ Magmatitleri üzerine de uyumsuzlukla geldiği gözlenmiştir. Bu bağlamda, Hazar-Maden Havzasının varsayılandan daha geniş bir havza olabileceği de düşünülmelidir.

Ayrıca ilk kez bu çalışmada belirlenen Pütürge Metamorfikleri'ni kesen damar kayaçlarının da petrografik, jeokimyasal ve yaş verileri (Pişkin, 1981; derlediği diyabaz ve andezit porfir örneklerinden, K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde $36 \pm 5,8$ ve $48,1 \pm 5,5$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir) birlikte değerlendirildiğinde bu kayaçların Orta Eosen volkanizmasıyla ilişkili oldukları ve Maden Karmaşığı'nın Pütürge Metamorfikleri'nin üzerinde geliştiğini kanıtlamaktadır.

8. SONUÇLAR

“Çelikhan - Sincik (Adıyaman) Arasındaki Magmatik Kayaçların Petrolojisi” konulu bu çalışmada, 1/25.000 ölçekli Malatya L40-c₃, L40-c₄, L41-d₄ paftalarının tamamına yakını ile, Urfa M40-b₁, M40-b₂, paftalarının az bir bölümünü kapsayan yaklaşık 375 km² ‘lik bir alanda yüzeyleyen magmatik birimler ayırtlanmış, 371 adet kayaç örneği alınmış, derlenen numunelerden petrografi amacıyla 260 adet ince kesit hazırlanmış ve bunların petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Petrografik çalışmalardan elde edilen veriler ışığında 41 adet örnekten ana oksit ve iz element analizleri yaptırılarak jeokimyasal incelemeler yapılmıştır. Ayrıca ilk kez bu çalışma içerisinde isimlendirilmiş olan magmatik birimler ayrıntılı olarak haritalanmıştır. Bu çalışmalar neticesinde elde edilen önemli sonuçlar aşağıda verilmiştir.

1- İnceleme alanı GD Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı sınırında ve GDA Bindirme Kuşağı içerisinde yer almaktadır. Burada yüzeyleyen birimler Paleozoyik-Mezozoyik, Jura-Kretase, Eosen ve Miyosen yaş aralıkları içerisinde incelenmiştir.

2- İnceleme alanında yer alan birimler, bölgedeki konumları ve komşu birimlerle olan ilişkileri gözetilerek otokton ve allohton olmak üzere iki başlık altında incelenmiştir. Otokton birimler alttan üste doğru; Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu, Midyat Formasyonu ve Lice Formasyonu; allohton birimler ise, Pütürge Metamorfitleri ile içerisindeki damar kayaçları, Malatya Metamorfitleri, Kömürhan Ofiyoliti, Koçali Karmaşığı, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Maden Karmaşığı ve Çüngüş Formasyonudur.

3- İnceleme alanında yer alan magmatik birimler, Kömürhan Ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Maden Karmaşığı’na ait Karadere Formasyonu ve Pütürge Metamorfitlerini kesen Sarkız ve Baizge yöresine ait damar kayaçları olup allohton konumlulardır. Birimler birbirleriyle tektonik dokanaklı olduğundan aralarındaki ilksel ilişki gözlenememektedir.

4- İnceleme alanında yüzeyleyen ofiyolitlerin gerek petrografik ve jeokimyasal özellikleri, gerekse Elazığ Magmatitleri’ne ait intrüzif kayaçlar tarafından kesilmiş olması sebebiyle bu topluluğun Kömürhan Ofiyoliti ile benzer özellikler gösterdiği ve kuzeyden itibaren sıkışma rejimiyle taşınarak bugünkü konumlarını aldıkları düşünülmektedir.

Kömürhan Ofiyoliti, çalışma alanı içerisinde Pütürge ve Malatya Metamorfitleti'nin ve Maden Karmaşığı'nın altında, Çüngüş Formasyonunun üzerinde sınırlı alanlarda tektonik dilimler şeklinde mostra verir. Kömürhan Ofiyoliti izlendiğı tüm mostralarda alttaki ve üstteki allokton birimler arasında yanal yönde inceleyerek kaybolur. Bistikan Mahallesi kuzey ve kuzeydoğusunda daha önceki çalışmalarda (Perinçek,1978) diyorit olarak haritalanan birim içerisinde ilk kez bu çalışmada Kömürhan Ofiyolitine ait serpantinize kayaçlardan oluşmuş tektonik dilimler ayırtlanmıştır. Yine Perinçek tarafından Avisipi Mahallesi kuzey ve kuzeybatısında Bistikan ve Şahverdi Mahalleleri civarında Malatya Metamorfitleti'nin altında, otokton çökellerin üzerinde tektonik dilim şeklinde uzanan ve diyorit olarak ayrılan birimin de Kömürhan Ofiyoliti'ne ait gabroik karakterli kayaçlar olduğu ilk kez bu çalışmada belirlenmiş ve haritalanmıştır. Ayrıca Bulam çayı vadisi içerisinde yüzeyleyen Kömürhan Ofiyolit dilimi, güneydeki Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitlerden aradaki otokton çökellerin (Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu) belirlenip ayırtlanması sonucunda haritalanabilmiştir.

Kömürhan Ofiyoliti inceleme alanında, tektonitlere karşılık gelen, serpantin, harzburjit ve dünit ile mafik kümülatlar (bantlı gabro), izotrop gabrolar (olivinli gabro, klinopiroksenli gabro, diyorit,) ve tekil diyabaz dayklarından oluşmuştur. Ofiyolitlere karşılık gelen bu kayaç türleri arasındaki ilişkiler tektonik olup düzenli bir ofiyolitik diziye karşılık gelmemekte, birim tektonik dilimler şeklinde yanal yönde inceliyor kaybolmaktadır. Bistikan Mahallesi ile Şahverdi Mahallesi civarında Kömürhan Ofiyolitlerine ait izotrop gabrolar ile tektonitleri kesen asidik-ortaç karakterli (tonalit-kuvars diyorit) kayaçlar belirlenmiştir. Beyarslan (1996), Kömürhan yöresinde yaptığı doktora tezi çalışmasında ofiyolitleri kesen bu granitik intrüzyonların Elazığ Magmatitlerine ait olduğunu belirtmiştir.

Kömürhan Ofiyoliti'nin jeokimyasal özellikleri incelenirken alterasyondan etkilenmeyen izotrop gabro örnekleri kullanılmıştır. Kömürhan Ofiyolit'ine ait kayaç örneklerinin TiO_2 içerikleri %0,08-0,24, P_2O_5 içerikleri ise %0,01-0,06 arasındadır. Yumul ve Balce (1994)'e göre TiO_2 içeriğı < % 0,60, Göncüoğlu ve ark. (1999)'e göre TiO_2 içeriğı % 1 olan kayaçlar subra subduction zonunda oluşmuşlardır. Ayrıca P_2O_5 değerinin % 2'den küçük olması da Supra-subduction'ı işaret etmektedir. Kömürhan Ofiyolitine ait kayaçlarının TAS - K_2O-SiO_2 diyagramlarında subalkalen karakterli ve ada-yayı toleyitk seriler içerisinde ve $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramında subalkali bazalt alanında yer aldıkları görülmektedir. Örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek

diyagramlarında LIL elementler (Rb, K, Ba, Th) ve Sr-Pb elementleri açısından bir zenginleşme, HFS elementler ile Nb-Ta elementleri açısından fakirleşme ve N-MORB'a göre paralellik izlenmektedir. Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. Örneklerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramında genel olarak yatay ve yataya yakın görünümü ($(La/Lu)_N=0.71-6.06$) ada-yayı toleyitlerinin tipik özelliklerinden birisidir. Alterasyona duraylı iz elementlere dayalı tektono-magmatik ayırtman diyagramlarında, ofiyolitik kayaçların toleyitik karakterli ve okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde olduğu belirlenmiştir.

Kömürhan Ofiyoliti, Arap levhası ile Anadolu levhası (Keban-Malatya- Bitlis-Pütürge Masifleri) arasında açılmaya başlayan Neotetisin güney kolunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalmaya başlaması ile bu okyanus kabuğu üzerindeki, okyanusal kabukta gelişen açılmaya bağlı olarak oluşan yeni okyanus kabuğu (supra-subduction) ürünleridir (Beyarslan, 1996). İnceleme alanında yüzeyleyen Kömürhan Ofiyolitleri ve onları kesen intrüzif kayaçlar kuzeyden taşınarak gelmiş ve bugünkü konumlarını kazanmışlardır.

5- Daha önceki çalışmalarda Maden Karmaşığı içerisinde tanımlanan monzonit grubu kayaçlar ilk kez bu çalışmada isimlendirilmiş ve Şifrin Grubu derinlik kayaçları adı altında haritalanmıştır. Esas olarak Şifrin civarında yüzeyletiğinden dolayı bu isim verilmiştir. Şifrin Grubu derinlik kayaçları içerisinde asidikten bazike kadar değişen, farklı kayaç türleri bulunmaktadır. Yaygın litoloji monzonit olup bunun dışında, gabro, diyorit, kuvars diyorit, tonalit, kuvars monzonit, siyenit, kuvars siyenit, granit, granodiyorit, monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit yer almaktadır. Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının, Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı içerisinde bulunması ve Doğu Anadolu Fayı ile sınırlanmış olması sebebiyle, kayaçlarda yoğun tektonizma izleri gözlenmektedir. Bu nedenle bu kayaçların birbiriyle olan ilksel ilişkileri genellikle kaybolduğundan kendi içerisindeki litolojik değişkenlikler ayrı haritalanamamıştır.

Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının TAS - AFM ($FeO - Na_2O + K_2O - MgO$) diyagramlarında subalkalen eğilimli oldukları görülmektedir. Şifrin Grubu derinlik kayaçlarına ait örneklerin ORG-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında LIL elementlerde (K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme, HFS elementlerde (Zr, Nb, Y, Hf) ise fakirleşme gözlenir. Ayrıca Nb 'da belirgin negatif anomali gözlenmektedir. Yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri nedeniyle HFS/LIL

element oranları düşüktür. Bu özellikleri bakımından Şifrin Grubu kayaçlar, volkanik yay ortamlarında gelişen magmatik toplulukların örneğine (Şili-Adamello) yakın bir benzerlik gösterir. Ayrıca MORB ve ORG'a göre normalize edilmiş diyagramlar üzerinde plütonik kayaçların iz element içerikleri volkanik yay kalkalkalen bazaltı , üst kıtasal kabuk, alt kıtasal kabuk ortalama bileşimleri ve örümcek diyagramındaki içerikleri ile kıyaslandığında Şifrin Grubu kayaçlarında, hem manto hem de kabuk etkileri gözlemlendiği anlaşılmaktadır. Alterasyona duyarlı iz elementlere dayalı tektono-magmatik ayırtman diyagramlarında (Nb-Y ve Y+Nb-Rb) Elazığ Magmatitlerine ait örneklerle Şifrin Grubu kayaçlarında ait örnekler birlikte değerlendirilmiş ve her iki diyagramda da plütonik topluluğa ait örneklerin Elazığ Magmatitleri ile aynı bölgelere düştüğü ve VAG+syn-COLG alanında yer aldığı görülmektedir.

Pişkin (1978) bölgede yaptığı çalışmada, Göv Mahallesi civarında granitlerin üzerine Lütésiyen yaşlı sedimanların açılı bir uyumsuzlıkla geldiğini belirtmiştir. Bu da Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının Lütésiyen öncesinde oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca Şifrin intrüzif kayaçlarındaki lökokuvarsmonzonitlerden K-Ar yöntemiyle biyotitlerde yaptığı ölçümlerde 61,4 ve 62,3 milyon yıllık sonuçlar elde ederken ultrabazik anklavların flogopitlerinden 52,8 milyon yıllık yaş almıştır.

Arazi gözlemleri ve jeokimyasal-jeokronolojik verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, Şifrin Grubu derinlik kayaçlarının, daha kuzeydeki, yay magmatizması ile oluşmuş olan Elazığ Magmatitleri ile benzer özellikleri gösterdiği ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

6- İnceleme alanındaki en yaygın allokton birimlerden biri olan Maden Karmaşığı, Karadere Formasyonu , Çelikhan Formasyonu ve Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğundan oluşmaktadır. Esas çalışma konusu olan Karadere Formasyonu'nun tabanında volkanit ara katkılı kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ardalanması vardır. Üste doğru spilit ve diyabaz-andezitler ile temsil edilen volkanitler baskındır. Spilit yüzeyde çokça ayrışmalı, yer yer yastık lavlıdır. En üstte kumtaşı, miltaşı ve şeyl volkanitler ile ardaşıklıdır.

Karadere Formasyonu'na ait volkanik kayaçlar TAS ve K_2O-SiO_2 diyagramlarında; yastık lav örneklerinin toleyitik karakterli, andezit-diyabazların ise kalkalkalen karakterli oldukları ve $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramında andezit-bazalt alanında yer aldıkları görülmektedir. Örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında

LIL elementler (Rb, K, Ba, Th) ve Sr-Pb elementleri açısından bir zenginleşme, HFS elementler ile Nb-Ta elementleri açısından fakirleşme ve N-MORB'a göre paralellik izlenmektedir. Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. Örneklerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramında genel olarak yatay ve yataya yakın görünümü $((La/Lu)_N=1,12-3,71)$ ada-yayının tipik özelliklerinden birisidir. Alterasyona duraylı iz elementlere dayalı tektono-magmatik ayırtman diyagramlarında, yastık lav örneklerinin genellikle toleyitik karakterli okyanusal yay ortamında oluştukları görülürken, andezit-diyabaz örneklerinin ise kalkalkalen karakterli kıtasal yay ortamında bulundukları görülmektedir.

Pişkin (1981)'de inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, Şifrin ve Hopan Çayının güneyinde mostra veren Karadere Formasyonuna ait diyabaz ve yastık lavlardan K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde 45, 44.8 ve 52.0 milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir. Bu çalışmada yaş tayini yapılmamış olup elde edilen veriler ışığında birimin yaşı Orta Eosen olarak benimsenmiştir.

Sonuç olarak; olasılıkla Karadere Formasyonu'na ait yastık lavlar; okyanusal kabukta gelişen dalma-batma ile ilişkiliyken, andezit-diyabaz örneklerinin daha sonraki süreçte kısmen kıtasal kabukta gelişen dalma-batma ile ilişkili kalkalkalen karakterli yay volkanizmasıdır. Bu veriler ışığında, Karadere Formasyonu ait volkaniklerin Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allohton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

7- Pütürge Metamofitlerini kesen tonalit ve andezit- diyabaz bileşimli kayaçlar ilk kez bu çalışmada belirlenmiş olup, Sarkız ve Baizge yöresine ait damar kayaçları şeklinde iki ayrı litolojik birim olarak değerlendirilmiştir.

Sarkız yöresine ait kayaçların, TAS - AFM ($FeO - Na_2O + K_2O - MgO$) - $K_2O - SiO_2$ diyagramlarında, örneklerin kalkalkalen karakterli oldukları ve $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ diyagramında andezit-bazalt alanında yer aldıkları görülmektedir. Örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında LIL elementler (Rb, K, Ba, Th) ve Sr-Pb elementleri açısından bir zenginleşme, HFS elementler ile Nb-Ta elementleri açısından fakirleşme ve N-MORB'a göre paralellik izlenmektedir. Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır.

Örneklerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramında genel olarak yatay ve yataya yakın görünümü ($(La/Lu)_N=2,82-3,78$) ada-yayının tipik özelliklerinden birisidir. Alterasyona duraylı iz elementlere dayalı tektono-magmatik ayırtman diyagramlarında, örneklerin kalkalkalen karakterli volkanik (kıtasal) yay ortamında oluştukları görülmektedir.

Sarkız yöresi damar kayaçlarına ait örneklerin (andezit porfir-diyabaz) ana, iz ve nadir toprak element kimyası incelendiğinde, bu kayaçların volkanik toplulukla benzer özellikler gösterdiği ortaya konulmuştur. Bunu desteklemek amacıyla çizilen, Karadere Formasyonu (andezit-diyabaz)'na ait kayaçlar ile Sarkız yöresi damar kayaçlarına ait örneklerin birlikte değerlendirildiği diyagramlarda, gerek kayaç adlandırılması gerekse tektonik ortam olarak örneklerin tamamı aynı bölgelerde yer almışlardır. Bu da Sarkız yöresi damar kayaçlarının Maden Karmaşığı'na ait olduğu varsayımını doğrulamaktadır.

Ayrıca Pişkin (1981) inceleme alanını da kapsayan çalışmada, yaptığı jeokronoloji çalışmasında bu birimden derlediği diyabaz ve andezit porfir örneklerinden, K-Ar yöntemiyle yapılan ölçümlerde $36\pm5,8$ ve $48,1\pm5,5$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir.

Sonuç olarak; Sarkız yöresine ait damar kayaçları, Maden Karmaşığı'na ait örneklerle benzer özellikleri göstermekte, bu kayaçların Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allokton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

Baizge yöresine ait damar kayaçlarının (tonalit), TAS - AFM ($FeO - Na_2O + K_2O - MgO$) diyagramlarında kalkalkalen karakterli oldukları görülmektedir. Baizge yöresine ait damar kayaçlarına ait örneklerin ORG-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında LIL elementlerde (K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme, HFS elementlerde (Zr, Nb, Y, Hf) ise fakirleşme gözlenir. Ayrıca Nb 'da belirgin negatif anomali gözlenmektedir. Yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri nedeniyle HFS/LIL element oranları düşüktür. Bu özellikleri bakımından Baizge yöresine ait damar kayaçları, volkanik yay ortamlarında gelişen magmatik toplulukların örneğine (Şili) yakın bir benzerlik gösterir. Ayrıca MORB ve ORG'a göre normalize edilmiş diyagramlar üzerinde plütonik kayaçların iz element içerikleri volkanik yay kalkalkalen bazaltı, üst kıtasal kabuk, alt kıtasal kabuk ortalama bileşimleri ve örümcek diyagramındaki içerikleri ile

kıyaslandığında Baizge yöresine ait damar kayaçlarında, hem manto hem de kabuk etkileri gözlemlendiği anlaşılmaktadır.

Sonuç olarak; Baizge yöresi damar kayaçlarının da, Sarkız yöresi damar kayaçlarını oluşturan volkanizmanın ileriki safhasına karşılık geldiği ve bu kayaçların Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmende kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan evrimleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğu ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye allohton olarak yerleşerek bugünkü konumlarını kazandıkları düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Akgül, B.,** 1987. Keban Yöresi Metamorfik Kayaçların Petrografik İncelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, (Yayınlanmamış).
- Akgül, B.,** 1993. Piran Köyü çevresindeki mağmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 128s. Elazığ (yayınlanmamış).
- Akgül, M.,** 1987. Baskil (Elazığ) Granitoidinin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, (Yayınlanmamış).
- Akgül, B., ve Bingöl, A. F.,** 1997. Piran köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçlarının petrografik ve petrolojik özellikleri. 20. yıl Jeoloji Semp. Bildiriler, 13-24, Elazığ.
- Aksoy, E., ve Tatar, Y.,** 1990. Van İli doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doğa, 14, 628-644.
- Aktaş, G., Robertson, H.F.,** 1984. The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin In : The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (J.E.Dixon and A.H.F. Robertson eds.). Published for The Geological Society by Blackwell Scientific Publication Oxford London Edinburgh Boston Palo Alto Melbourne, p. 375-401.
- Aktaş, G., and Robertson, A. H. F.,** 1990. Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in S.E. Turkey: Evolution Evidence from the Petrology and Geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene Extrusives. In: Malpas J, Moores E, Panayiotou A, Xenophontos C (eds.) Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proc Troodos Ophiolite Symp, Geological Survey, Cyprus 1987, 311-329.
- Altınlı, İ. E.,** 1966. Doğu ve güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Enst. Derg., 66, 35-74.
- Altunkaynak, Ş.,** 1996. Bergama-Ayvalık dolayında genç volkanizma plutonizma ilişkilerinin jeolojik ve petrolojik araştırılması, doktora tezi, İst, Teknik Üniv., Fen Bil. Ens., 402 s.
- Asutay, H. J.,** 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi: Doktora tezi (yayınlanmamış), AÜ Fen Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Ankara.

- Asutay, H. J., 1986.** Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi. MTA Bull., 107,49-72, Ankara.
- Bagtuğ, C. ve Açıkbaş, D., 1974.** Sason-Kozluk garyaj yöresi jeolojik raporu: TPAO rapor no. 795, (yayımlanmamış).
- Beyarslan, M., 1996.** Kömürhan ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Elazığ Doktora Tezi, 103s.
- Beyarslan, M., ve Bingöl, A. F., 1996.** Kömürhan Ofiyolit Biriminin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi. F. Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi, 8(2): 1-16.
- Beyarslan, M. and Bingöl, A. F., 2000.** Petrology of a Supra-Subduction Zone Ophiolite (Elazığ, Turkey). Can. J. Earth Sci, 37:1411-1424.
- Bingöl, A. F., 1982.** Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçların petroğrafik ve petrolojik incelenmesi: F.Ü. Fen Fak. Derg., 1,9-21, Elazığ.
- Bingöl, A. F., 1984.** Geology of the Elazığ Area in the Eastern Taurus Region: Proceedings of the Int. Symposium on the Geology of the Taurus Belt (edited by Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C.), 26–29 September 1983, Ankara-Turkey, 209-216.
- Bingöl A.F., 1986a.** New findings on the structural setting of the chromites in the Guleman ophiolitic massive (Eastern Taurus)., Jour. Fırat Univ. Sci. and Tech., 1/1., 37-46.
- Bingöl A.F., 1986b.** Petrographic and petrologic characteristics of the Guleman ophiolite (Eastern Taurus, Turkey)., Geosound, 13-14, 41-56.
- Bingöl, A.F., 1988.** Petrographical and Features of Intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus-Turkey). Journ. of Fırat Üniv. 3/2, 1-17.
- Bingöl A.F., 1991.** Petrological features of the Koçali complex in the Çermik area (Eastern Taurus, Turkey), Tethyan Workshop, (Abstract)., Edinburgh, İskoçya.
- Bingöl, A.F., 1993a.** Çermik-Çüngüş ve Dicle Yöresi Magmatik Kayaçlarının Petrografik Özellikleri. F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi, 5/1, 1-9.
- Bingöl, A.F., 1993b.** Çermik Yöresinde Koçali Karmaşığının Jeokimyası: Doğa ve Yer Bilimleri Dergisi, s. 55-61.

- Bingöl, A.F. ve Beyarslan, M.,** 1995. Elazığ Magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. KTÜ 30. yıl Sempozyumu bildiri özleri, s.15.
- Cox, K. G. and Hawkesworth, C. J.,** 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps, at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes, *J. Petrol.*, 26, 77-355.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J.,** 1989. The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, 450 pp.
- Çağlayan, M.A., İnal, R., Şengün, M., Yurtsever, A.,** 1984. Structural setting of Bitlis Massif in: *Geology of the Taurus belt*, O, Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds), International symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama enstitüsü, Ankara.
- Çapan, U. Z.,** 1977. Ofiyolit Olgusu. T.J.K. Yerbilimleri Konferans Dizisi, Kış Dönemi, 1-3, 16s.
- Çelik, S.,** 2003. Maden Anayatağın Mineralojisi ve Jeokimyası, Yüksek Lisans Tezi, F.Ü., Fen Bil. Ens., 93 s.
- Çoruh, T.,** 1991. Adıyaman civarındaki (XL Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeylenen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi, TPAO Araş. Rap. No: 1656, 94 s.
- Çürük, A.,** 2006. Farklı jeolojik ortamlarda oluşan piritlerin jeokimyasal incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniv., Fen Bil. Ens. Adana.
- Debon, F. & Le Fort, P.,** 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.
- Didier J. and Barbarin, B.,** 1991. Enclaves and Granite Petrology, *Developments in Petrology*, Elsevier, Amsterdam, 625p.
- Dumanlılar, Ö., Aydal, D., ve Dumanlılar, H.,** 2005. Baskil (Elazığ) Güneyindeki Cevherleşmelerin Jeolojik ve Mineralojik Özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği*, 29(1): 1-20.
- Dupuy, C., Dostal, J., Fratta, M.,** 1982. Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 41-48.
- Ercan, T.,** 1995. Biga yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri, MTA raporu, 51 s.

- Erdem, E.,** 1994. Pütürge (Malatya) Metamorfitlelerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens., 119 s.
- Erdoğan, B.,** 1977. Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani-Maden region, SE Turkey: Univ. of New Brunswick, Doktora tezi (yayımlanmamış).
- Erdoğan, B.,** 1982. Bitlis Masifinin Avnik (Bingöl) yöresinde Jeolojisi ve yapısal özellikleri: Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. İzmir, 106 s, doçentlik tezi (yayımlanmamış)
- Ericson, B. D.,** 1939. Report on the Northwest Van Region. M. T. A. Ra. No. 851, Ankara.
- Frey, F. A., Green, D. H. and Roy, S. D.,** 1978. Integrated models of basalt petrogenesis; A study of quartz tholeiite to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental data, J. Petrol., 19, 463-513.
- Gill, J. B.,** 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, Berlin Springer-Verlag, 390 pp.
- Gossage, D.W.,** 1956. Compiled progress report on the geology of part of petroleum district VI, SE Turkey Petrol Dai.Bşk teknik arşivi, Ankara, (yayımlanmamış)
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N.,** 1985. Bitlis Metamorfik kuşağı orta bölümünün temel jeolojisi.M.T.A. Raporu, Rapor No:7707, Ankara. 225.
- Güven, A., Dinçer, Tuna, M. E., ve Çoruh, T.,** 1991. Güneydoğu Anadolu Kampaniyen, Paleosen otokton istifinin stratigrafisi, TPAO Arama Rap. No:2827, 133 s.
- Hall, R.,** 1976. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. Geol. Soc. Am. Bull., 87.
- Harker, A.,** 1909. The Natural History of Igneous Rocks. London, Methuen, 384s.
- Harker, A.,** 1939. Metamorphism, A study of the transformation of rock masses, Methuen, London, 362 pp.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., and Tindle, A. G.,** 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism, Coward M.P, Ries A.C (eds.), Collision Tectonics, Geological Society of London Special Publication, 19:67-81.
- Hempton, M. R.,** 1984. Results of detailed mapping near lake Hazar (Eastern Taurus Mountains): Tekeli, O. Ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of the Taurus Belt Proceedings, 223-228.

- Hempton, M. R.,** 1985. Structure and deformation history of Bitlis suture near lake Hazar, southeastern Turkey, *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 96, 233-243.
- Hempton, M.R., ve Savcı, G.,** 1982. Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri, *TJK Bülteni*, 25, 143-150.
- Hibbard, M. J.,** 1991. Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems: In Didier, J. and Barbarin, B (eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology*, 13, Elsevier, 431-444.
- Hibbard, M. J. and Watters, R. J.,** 1985. Fracturing and diking incompletely crystallized granitic plutons, *Lithos*, 18, 1-12.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.,** 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Ketin, İ.,** 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış: I.T.Ü. Kütüphanesi, Sayı 1259, 595 s.
- Ketin, İ.,** 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri., *MTA Derg.*, 66: 20-34.
- Kovenko, V.,** 1943. Visite de la region de Pütürge, vilayet de Malatya. *MTA Enst. Rap.* No:1393, Ankara
- Kutsukake, T.,** 1993. An initial continental magrin plutonism-Cretaceous older Ryoke granitoids, southwest Japan. *Geol. Mag.* 130 (1), pp.15-28.
- Le Maitre, R. W.,** 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M.,** 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids: *Geol. Soc. Of America Bull.*, v. 101, p. 635-643.
- Manşon, P,** 1968. Geochemistry of basaltic rocks: Major elements: de: H-H. Hess ve A. Poldervaart (Ed-), *Basalts*, 2, Interscience, N-Y- , 215-269
- Mc Donough, W. F.,** 1991. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology, *Phill. Trans. R. Soc. London.*, 335 A, 407-418.
- McCulloch, M. T., and Gamble, J. A.,** 1991. Geochemical and Geodynamical Constrains on Subduction Zone Magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102: 358-374.
- Mc Kenzie, D. P., Yılmaz, Y.,** 1991. Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean, *Bull. Tech. Univ. İstanbul.*

- Meriç, E. , Oktay, F. Y., Toker, V., Tansel, T ve Duru, M. T.,** 1987. Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ve ostrakod) T.J.K. Bült.
- Meschede, M. A.,** 1986. Method of Discriminating between Different Types of Mid Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with The Nb-Zr-Y Diagram. Chemical Geology, 56: 207-218.
- Mezger, K., Alterr, R., Okrusch, M., Henjes-Kurst, F. and Kreuzer, H.,** 1985. Genesis of acid/basic rock associations; A case study the Kallithea intrusive complex, Samos, Greece, Contrib. to Mineral and Petr., 90, 353-366.
- MTA,** 2002. Türkiye'nin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Naz, H.,** 1979. Elazığ-Palu dolayının jeolojisi. TPAO rapor no: 1360.
- Okay, A. I., Tüysüz, O.,** 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey. In The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen (eds B.Durand, L. Jolivet, F.Hovarth and M. Séranne), Geological Society of London, Special Publication no.156, pp. 475-515.
- Önal, A.,** 1995. Polat-Begre (Doğanşehir, Malatya) Yöresinde Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi.
- Önal, M.,** 1988. Kahramanmaraş Tersiyer Kenar Havzasının Jeolojik Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni 31:1-10.
- Özçelik, M.,** 1982. The petrology and geochemistry of volcanic rocks and associated sulphide deposits of the S-E- Anatolian ophiolite belt, near Malatya, Turkey: Yayınlanmamış doktora tezi- Durham Univ. İngiltere, 453 s.
- Özçelik, M.,** 1985. Malatya güneydoğusundaki magmatik kayaçların jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım. TJK Bült., 28, 1, 19-35. Ankara.
- Özel, E.,** 2003. Midyat (Mardin) Ovası Su Kimyası İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, F.Ü., Fen Bil. Ens., 57 s. (yayınlanmamış).
- Özkaya, İ.,** 1975. Sason yöresinin yapısal jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yıl Tebliğleri, 21-40.
- Özkaya, İ.,** 1978. Ergani-Maden yöresi stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21/2, 129-139.

- Özkul, M.,** 1982. Güneyçayırı (Elazığ) bölgesinin sedimantolojisi. Yüksek Lisans Tezi, A.Ü. Fen Fak., 38s., (yayınlanmamış), Ankara.
- Özkul, M. ve Üşenmez, Ş.,** 1986. Elazığ kuzeydoğusunda derin deniz konglomeralarının sedimantolojik incelenmesi. G.Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 1, 2, 53-57.
- Parlak, O., Önal, A., Höck, V., Kürüm, S., Delaloye, M., Bağcı, U., and Rızaoğlu, T.,** 2002. Inverted Metamorphic Zonation Beneath the Yüksekova Ophiolite in SE Anatolia. Ist International Symposium of the Faculty of Mines (ITU) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul-Turkey, 16-18 May 2002, p133.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H., and Delaloye, M.,** 2004: Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). Geological Magazine, 141, 583-603.
- Parlak, O.,** 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in southeast Anatolia: Geochemical and geochronological evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region. International Journal of Earth Sciences, 95, 609-627.
- Peacock, M. A.,** 1931. Classification on igneous rocks, V. Geol., 39,65-67.
- Pearce, J. A.,** 1975. Basalt Geochemistry Used to Investigate Past Tectonic Environment on Cyprus, Tectonophysics, 25:41-67.
- Pearce, J. A.,** 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, J. S (ed.), Andesites, John Wiley, New York: 525-548.
- Pearce, J. A.,** 1983. Role of the Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: C.J. Hawkesworth And M.J. Norry (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Publishing, Cheshire, 230-249.
- Pearce, J. A., Cann, J. R.,** 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traceelement analysis. Earth Planet Sci. Lett, 19. 290-300.
- Pearce, J. A. ve Gale, G.H.,** 1977. Identification of ore-depositon environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks: Geol. Soc-LondSpec. Pub., 7, 14-24.

- Pearce, J. A., Norry, M. J.,** 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S.,** 1984a. Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites. In: Kokelaar, B. P and Howells, M. F (eds.), *Marginal Basin Geology*, Geological Society of London, Special Publication, 16: 77-94.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G.,** 1984b. Trace Element Discrimination Diagram For The Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journ.of Petrol*, 25:956-983.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W.,** 1995. Tectonic implications of the omposition of volcanic arc magmas, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 23, 251-285.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W.S.F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.J.,** 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geother. Res.*, 44, 189-229.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R.,** 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volkanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58.63-81.
- Perinçek, D.,** 1978. Çelikhan- Sincik- Koçali (Adıyaman ili) alanının jeolojisi ve petrol olanaklarının araştırılması . Doktora tezi, İstanbul Üniv. Fen Fak. Tatbiki Jeol. Kürsüsü 212s.
- Perinçek, D.,** 1979. “Geological İntigation Of The Çelikhan-Sincik- Koçali Area (Adıyaman Provinz)” İst. Üniv. Fen. Ed. Mec. Seri: B s: 127-147
- Perinçek, D.,** 1979. The Geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ- Malatya Area: Guide Book, Tür. Jeol. Kur. Bull., 33s.
- Perinçek, D.,** 1980. Arabistan Kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri, *Türkiye 5. Petrol Kong. ve Serg. Tebliğler*.
- Perinçek, D.,** 1980. Bitlis Metamorfitlelerinde Volkanitli Triyas (Volcanics of Triassic age in Bitlis Metamorphic rocks) *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara , C. 23.*
- Perinçek, D. ve Kozlu, H.,** 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). *Geology of the Taurus*

- belt. Int. Symp. Proc. Eds. Tekeli, O. And Göncüoğlu, M.C., p.181-198, Ankara.
- Perinçek D. ve Özkaya,** 1981. Arabistan Levhası kuzey Kenarı tektonik evrimi: H.Ü. Yerbilimleri, B, 91-100.
- Pişkin, Ö.,** 1972. Etude mineralogique de la region situee a L'Est de Çelikhan (Taurus ori-Adıyaman –Türkiye). Geol.Soc.Turkey, Bull. V.21/2, pp.107-111.
- Pişkin, Ö.,** 1975. Çelikhan çevresi ultrabazikleri içindeki rodenjitler ve kimyasal analizleri, Türkiye Jeo. Kur. Bült, C. 18, S. 7.
- Pişkin, Ö.,** 1978. Çelikhan doğusu lökokuvarsmonzonitleri üzerine petrokimya ve jeokronoloji verileri (Adıyaman-Türkiye), Türkiye Jeo. Kur. Bült, e. 21, 107-111.
- Pişkin, Ö., et M., Delaloye,** 1981. Petrologie et Geochronologie des ophiolites de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie), Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 61, 133-145.
- Pitcher, W. S.,** 1993. The nature and origin of granite, Chapman and Hall, 321 pp.
- Poyraz, N.,** 1988. İsendere-Kömürhan (Malatya) Ofiyolitlerinin jeolojisi ve petrografisi. Doktora Tezi, G.Ü. Fen Bilimleri Enst., 151 s. (unpublished), Ankara.
- Prinz, M.,** 1968. Geochemistry of basaltic rocks: trace elements: de: H-H. Hess ve A Poldervaart (Ed), Basalts, 1, Interscience, N.Y., 271-323.
- Rızaoğlu, T.,** 2006. Baskil-Sivrice (Elazığ) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petrografisi ve Jeokimyası. Doktora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 218s.
- Reid, J. B., Evans, O. C., Fates, D. G.,** 1983. Magma mixing in granitic rocks of Central Sierra Nevada, California, Earth Planet Sci Lett 66, 243-261.
- Rigo de Righi, M and Cortesini.,** 1964. Gravity tectonicsin foothills Structure belt of southeast Turkey. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., v.48, pp.1911-1937.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, U.C., Inan, N.,Taslı, K., and Ustaömer, T.,** 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). Geol. Soc. London Spec Publication, 272, 233-272.

- Seyitoğlu, G. and Scott, B.,** 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the Northeastern Aegean region, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Shervais, J. W.,** 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.
- Sirel, E., Metin, S. and Sözeri, B.,** 1975. Palu (KD Elazığ) denizel-Oligosen'nin stratigrafisi ve mikro paleontolojisi-Türkiye Jeo. Kur. Bült., C. 18, 175-80.
- Stern, C. R., and Elthon, D.,** 1979. Vertical Variation in the Effects of Hydrothermal Metamorphism in Chilean Ophiolites: Their Implication for Ocean Floor Metamorphism. *Tectonophysics*, 55: 179-213.
- Sun, S. S.,** 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phill. Trans. R. Soc. Lond. A* 297, 409-445.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F.,** 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publications, London, 42: 313-347.
- Sungurlu, O.,** 1972. VI. Bölge Gölbaşı – Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Rap. No: 802., Ankara (yayınlanmamış).
- Sungurlu, O.,** 1973. Gölbaşı - Gerger arasının jeolojisi. TPAO Arşivi, no. 802.
- Sungurlu, O.,** 1974. VI. Bölge Kuzey sahalarının jeolojisi. TPAO Arşiv no.871, Ankara.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H.,** 1985. Elazığ-Hazar-Palu alanının jeolojisi: TPJD Dergisi, 29.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y.,** 1983. Türkiye’de Tetis’in evrimi; Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. *TJK yerbilimleri özel dizisi*, no. 1, 75 s.
- Tatar, Y.,** 1987. Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. *H.Ü. Yerbilimleri*, 14, 295-308.
- Taylor, T. R., Vogel, T. A. and Wilband, J. T.,** 1980. The composite dikes at Mount Desert Island, Maine; An example of coexisting acidic and basic magmas, *Jour. of Geol.*, 88, 433-444.
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M.,** 1985. The continental crust; Its composition and evolution, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 p.

- Thirlwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodoru, N., Hollings, P., Davidson, J. P. and Arculus, R. D.,** 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: source of processes. *J. Petrol.*, 35, 819-838.
- Tolun, N.,** 1955. Besni, Adıyaman, Samsat arası bölgelerin jeolojik etüdü. MTA raporu, Ankara.
- Topkaya, M.,** 1957. Midyat Ovası Hidrojeolojik Etüdü, 33 s.
- Tromp, S. W.,** 1941. The stratigraphical distribution of the genera *Orbitoides* and *Omphalocyclus* in S-E Turkey: *M.T.A. Enst, Derg.*, 3/24.
- Turan, M.,** 1984. Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği: Doktora Tezi. FÜ Fen Bil. Enst., 180 s. (unpublished).
- Turan, M.,** 1993. Elazığ yakın civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri. A. Suat Erk Sempozyumu Bildirileri, 193-204.
- Turan, M., ve Bingöl, A. F.,** 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) Arası Bölgenin Tektono-stratigrafik Özellikleri. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana, 213-227.
- Turan, M., Aksoy, E. Ve Bingöl, A. F.,** 1995. Doğu Torosların Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri. F.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi 7(2), 177-199.
- Tuttle, O. F., ve Bowen, N.L,** 1958. Origine of granite in the lights of experimental studies in the system $\text{NaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_8$, KAlSi_3O_8 , SiO_2 : *Geol. Soc Amer. Memoir*, 74, 153 pp.
- Usta, D. ve Beyazççek, H.,** 2006. Adana ilinin jeolojisi, M. T. A. Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü, Adana (yayımlanmamış).
- Whalen, J. B., and Currie, K. L.,** 1984. The topsails igneus terrane, Western Newfoundland; Evidence for magma mixing, *Contrib. to Mineral and petr.*, 87, 319-327.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A.,** 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-43.
- Yalçın, N.,** 1976. Narince - Gerger (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, Doktora tezi, İ.Ü. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü.

- Yalınız, M. K.,** 2001. Magmatik Petrojenez, Tübitak Lisans Üstü Yaz Okulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce, 377-400.
- Yazgan, E,** 1972. Etude geologique et petrographique du complexe ophiolitique de la region situee au sud-est de Malatya (Taurus oriental, Turquie) et de sa couverture volcanosedimentaire: These no: 1575, Univ. Geneve- 236 s.
- Yazgan, E.,** 1981. Doğu Toroslarda etkin bir Paleo-kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen): H.Ü. Yerbilimleri, 7, 83-104.
- Yazgan, E.,** 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes: Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Sept-, Ankara, Guide Book for Excursion V.
- Yazgan, E.,** 1984. Geodynamic evolution of eastern Taurus belt: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of Taurus Belt Proceedings, 199-201.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H., and Montigny, R.,** 1983. Le taurus de Malatya (Turquie orientale) element de la suture sud-tethysienne. Bull. Soc. Geol. Fr., 25.
- Yazgan, E. ve Asutay, H.J.,** 1987. Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi. MTA Enst. Rap. No: 297, Ankara.
- Yazgan, E. ve Chessex, R.,** 1991. Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. Türkiye Petrol Jeol. Der. Bült., 3, 11 -42.
- Yılmaz, 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.
- Yılmaz, Y.,** 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. Tectonic evolution of the Tethyan region, ed:A.M.C. Şengör, Kluwer Academic Publ., P:159.
- Yılmaz, Y.,** 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Bull. Geol. Soc. Am., 105.
- Yılmaz, Y., Tüydüz, O., Gözübol, A. M., Yiğitbaş, E.,** 1981. Abant (Bolu) – Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 3-4, pp. 239-261.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C.,** 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. Türkiye 9. Petrol Kong. Bild., Ankara.

- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K.,** 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, 243, 155-171.
- Yiğitbaş, E.,** 1989. Engizek Dağı (K.Maraş) Dolayındaki Tektonik Birliklerin Petrolojik İncelenmesi. İ.Ü. Doktora Tezi, 347 s., İstanbul.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y. Ve Genç, Ş. C.,** 1992. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Eosen nap yerleşmesi: Türkiye 9. Petrol Kong. Bild.
- Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., Yılmaz, Y.,** 1993. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Maden grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi. A. Suat Erk Sempozyumu, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi.
- Yumul G.P. and. Balce, G.R.,** 1994. Supra-subduction zone ophiolites as favourable hosts for chromite, platinum and massive sulfides, *Journal of Asian Earth Sciences* **10** (1994), pp. 65–79
- Yurdagül, A.G. ve Saraç, C.,** 2002. Adıyaman Yöresi Rezervuar Kayaçlarının Porozite ve hidrokarbon Doygunluğu Değerlerinin Jeostatistiksel Simülasyonu, H.Ü., Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 45, Sayı 2.
- GOOGLE EARTH,** 2009. www.google.com.

EKLER

EK 1. İnceleme alanının (Çelikhan-Sincik) 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası

ÖZGEÇMİŞ

25.12.1976 tarihinde Elazığ'da doğdum. İlk-orta ve lise eğitimimi Elazığ'da tamamladım. 1998 yılında Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldum. 2000-2003 yılları arasında aynı bölümde Hidrojeoloji Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimimi tamamladım. 2003 yılında yine aynı bölümde Mineraloji Petrografi Anabilim Dalında doktora başladım. Halen Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktayım.

Evli ve bir çocuk annesiyim.

İNCELEME ALANININ (GELİKHAN-3/İNCİH) 123.000 ÖLÇEKLİ JEOLojİ HARİTASI

