

T. C.  
FIRAT ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

33542

ELAZIĞ KUZEYBATISINDAKİ GENÇ VOLKANİTLERİN  
PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Sevcan KÜRÜM

DOKTORA TEZİ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

1994  
ELAZIĞ

T.C.  
FIRAT ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ELAZIĞ KUZEYBATISINDAKİ GENÇ VOLKANİTLERİN  
PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Sevcan KÜRÜM

DOKTORA TEZİ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

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

(İmza)

(İmza)

(İmza)

\_\_\_\_\_  
Danışman  
Prof.Dr.A.Feyzi BİNGÖL

ÖZET

Doktora Tezi

ELAZIĞ KUZeyBATISINDAKİ GENÇ VOLKANİTLERİN  
PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Sevcan KÜRÜM

Fırat Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

1994, Sayfa:106

İnceleme alanı Doğu Anadolu Bölgesinde, Elazığ İli kuzey - kuzeybatısında, Çemişgezek, Pertek (Tunceli) İlçeleri arasındaki yeri kapsar. Bu bölgede yüzeyleyen Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrografik-petrolojik ve jeokimyasal özelliklerinin araştırılması amaçlanmaktadır.

Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru; Permo-Karbonifer yaşlı Keban Metamorfitleri, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı, Orta Eosen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu ve Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Karabakır Formasyonu yüzeylemektedir.

Bölgede, Yüksekova Karmaşığı ile tektonik-intrüzif dokanak oluşturan Keban Metamorfitleri, mermerler ve amfibol şistlerden oluşmuştur. Yüksekova Karmaşığı ise esas olarak diyorit, kuvars-diyorit ve mikrodiyoritlerden meydana gelmiştir. Ancak daha az olarak da gabro, alkali granit ve tonalitlere rastlanmaktadır. Birimin metamorfitle intrüzif dokanağında skarn tipi kayalar da izlenmektedir.

Doğu Anadolu Bölgesindeki en genç denizel sedimanter istiflerden biri olan Alibonca Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Karabakır Formasyonu; volkanoklastitler, lav akıntıları ve gölsel kireçtaşları şeklinde haritalanmıştır.

Çalışma alanındaki volkanoklastitler birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olarak bulunan epiklastit ve piroklastitlerden meydana gelmiştir.

Petrografik çalışmalar sonucunda andezit, bazalt ve andezitik tüf bileşiminde olduğu belirlenen lav akıntılarının, jeokimyasal çalışmalar sonucunda ise esas olarak değişik bileşimlerdeki andezitler ile dasit ve daha az oranda da bazaltlardan oluştuğu belirlenmiştir. İnceleme alanında yapılan arazi çalışmaları sonunda andezitik tüflerin, volkanoklastitler ile andezit-bazalt bileşimli lav akıntıları arasında geçiş oluşturduğu gözlenmiştir.

Karabakır Formasyonu volkanitleriyle yanal ve düşey geçişli olarak bulunan gölsel kireçtaşları ise, çalışma alanında sınırlı bir yayılım göstermektedir.

Çalışma alanındaki lav akıntılarında yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda sialik (kabuk) kökenli olduğu belirlenen lavların orta ve yüksek K'lu özellikte oldukları ve ortaç ve asidik bileşimli örneklerin kalkalkalen, bazik bileşimli örneklerin ise toleyitik özellik gösterdikleri belirlenmiştir.

**ANAHTAR KELİMELER:** Karabakır Formasyonu, volkanoklastit, epiklastit, piroklastit, lav akıntıları, kalkalkalen, toleyitik, sialik.

## ABSTRACT

Ph. D. Thesis

PETROLOGICAL FEATURES OF YOUNG VOLCANIC AT THE  
NORTHWESTERN PART OF ELAZIĞ

Sevcan KÜRÜM

Fırat University

Graduate School of Science and Technolog

Department of Geological Engineering

1994, Page: 107

The study area is situated between Pertek and Çemişgezek townships of Tunceli province, north - northwest of Elazığ, in Eastern Turkey. In this area Cenozoic volcanites, of which petrography, petrology and geochemistry are the subjects of this study, cover large areas.

The lithological units of the studied area are (in chronological order); Permian-Carboniferous Keban Metamorphics, Upper Cretaceous Yüksekova Complex, Middle Eocene - Upper Oligocene Kırkeçit Formation, Lower Miocene Alibonca Formation and Upper Miocene-Pliocene Karabakır Formation.

Keban Metamorphics are marble and amphibole schist in the study area and their contacts with Yüksekova Complex are either tectonic or intrusive in nature. Yüksekova Complex is mainly made of diorite, quartz diorite and microdiorite. However, gabbro, alkali granite and tonalite are also present in the Complex. Along intrusive type contacts, skarn formations are quite common.

Karabakır Formation overlies Alibonca Formation which is one of the youngest sedimentary sequence in eastern Anatolia, with an angular unconformity. Karabakır Formation is differentiated as volcanoclastites, lava flows and lacustrine limestones.

The volcanoclastites of the studied area are composed of epi and pyroclastics what show horizontal and vertical transitions to each other.

The petrographic studies show that lava flows have andesite, basalt and andesitic tuff compositions and tuffs are gradations between volcanoclasts and andesite-basalts. The lacustrine limestones grades into volcanites of Karabakır Formation, vertically and horizontally and cover limited areas in the studied area.

The geochemical investigations on lava flows indicate that they are of sialic origin, their K contents vary between medium to high, intermediate and asidic members are calcalkalen and the basic ones are theoolitic.

KEY WORDS: Karabakır Formation, volcanoclastic, lava flows, epiklactic, pyroclastic, calcalkalen, theoolitic, sialic.

## ÖNSÖZ

"Elazığ Kuzeybatısındaki Genç Volkanitlerin Petrolojik Özellikleri" konulu bu çalışma F. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nde 1989-1994 yılları arasında yürütölen doktora öğrenimi kapsamında yapılmıştır.

Çalışmalar arazi, büro ve laboratuvar çalışmaları şeklinde üç aşamada gerçekleşmiştir. 1990 yılında başlayan arazi çalışmalarına 1991 ve 1992 yıllarında da aralıklırla devam edilmiştir. Laboratuvar ve büro çalışmaları ise 1991-1993 yılları arasında gerçekleştirilmiştir.

Araştırmanın her aşamasındaki değerli katkı ve yönlendirici önerilerinden dolayı danışman hocam Sayın Prof. Dr. A. Feyzi BİNGÖL'e içtenlikle teşekkür ederim.

Araştırmanın proje kapsamına alınıp, maddi destek sağladığından dolayı TÜBİTAK yetkililerine, arazi çalışmalarını araç tahsis ederek destekleyen Fırat Üniversitesi Rektörlüğüne, çalışma alanından derlenen 19 adet örneğin jeokimyasal analizlerinin yapılmasını sağlayan Edinburgh Üniversitesinden Dr.A.H.F. ROBERTSON'a teşekkür ederim.

Bazı kayaç örneklerinde fosil tayini sırasındaki yardımlarından dolayı Çukurova Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü öğretim üyelerinden Doç.Dr.Niyazi AVŞAR'a, arazi - laboratuvar ve büro çalışmalarım sırasında değişik konularda değerli katkı ve önerilerinden dolayı Bölümümüz öğretim elemanlarından Prof.Dr. İ.Erdal KEREY, Prof. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU, Yrd.Doç.Dr. Mehmet TURAN ve Arşt.Gör. Mehmet ALTUNBEY'e teşekkür ederim.

İnce ve parlak kesitlerin yapımı sırasındaki yardımlarından dolayı Bölümümüz incekesit teknisyeni Fuat İSTEK'e tez ile ilgili çizimleri gerçekleştiren Bölümümüz teknik ressamı Dursun YILMAZ'a teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında maddi ve manevi desteğinden dolayı Eşim Hasan'a teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa:</u>
ÖZET.....	II
ABSTRACT.....	IV
ÖNSÖZ.....	VI
İÇİNDEKİLER.....	VII
ŞEKİLLER VE TABLOLAR LİSTESİ.....	IX
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Coğrafik Durum.....	2
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	5
2.1. Genel Amaçlı Çalışmalar.....	5
2.2. Volkanik Kayaçlar İle İlgili Çalışmalar.....	8
3. GENEL JEOLJİ.....	14
3.1. Keban Metamorfitleri: Permo - Karbonifer (Pkm).....	14
3.2. Yüksekova Karmaşığı: Senoniyen (Ky).....	17
3.3. Kırkgeçit Formasyonu: Orta Eosen - Üst Oligosen (Tk) .....	25
3.4. Alibonca Formasyonu: Alt Miyosen (Ta).....	26
3.5. Karabakır Formasyonu: Üst Miyosen -Pliyosen (Tkv, Tkl, Tg) .....	29
3.5.1. Volkanoklastitler: Üst Miyosen - Pliyosen (Tkv) .....	30
3.5.1.1. Piroklastitler.....	30
3.5.1.2. Epiklastitler.....	34
3.5.2. Lav Akıntıları: Üst Miyosen - Pliyosen (Tkl).....	38



3.5.3. Görsel Kireçtaşları: Üst Miyosen - Pliyosen (Tg).....	42
<b>4. LAV AKINTILARININ PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ .....</b>	<b>45</b>
4.1. Andezitler.....	45
4.2. Bazaltlar.....	50
4.3. Andezitik Tüfler.....	57
<b>5. JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER.....</b>	<b>60</b>
5.1. Volkanik Kayaçlardaki Ana Element Oksit Ve İz Element Değişimleri..	60
5.2. Volkanik Kayaçların Adlandırılması.....	79
5.3. Volkanik kayaçların Oluştığı Tektonik Ortamın Belirlenmesi.....	86
<b>6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....</b>	<b>94</b>
<b>7. KAYNAKLAR.....</b>	<b>100</b>

EK 1 : Çalışma alanının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.

## ŞEKİLLER VE TABLOLAR LİSTESİ

Şekil 1.1:	Çalışma bölgesinin yer bulduru haritası.....	4
Şekil 3.1:	Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti .....	15
Şekil 3.2:	Keban Metamorfileri ( Pkm) ile yüksekova Karmaşığı (Ky) arasındaki intrüzif dokanak ile Karabakır Formasyonu (Tkv) ve Alibonca Formasyonu (Ta)' nun genel bir görünümü.....	16
Şekil 3.3:	Yüksekova Karmaşığı (Ky) ile Keban Metamorfileri (Pkm) arasındaki skarn zonunun görünümü.....	20
Şekil 3.4:	Piroksen - granat skarnlarda izlenen zonlu granatların mikroskopta görünümü.....	24
Şekil 3.5:	Skarn kayaçlarından tremolit-aktinolit skarnlardan genel bir görünüm.....	25
Şekil 3.6:	Alibonca Formasyonu (Ta)' nun çalışma alanında diğer birimlerle olan dokanak ilişkilerinden genel bir görünüm.....	27
Şekil 3.7:	Tabakalanma gösteren lapillistionlardan bir görünüm.....	32
Şekil 3.8:	Şekil 3.7'deki lapillistionların yakından görünümü.....	32
Şekil 3.9:	Piroklastik breşlerden bir görünüm.....	33
Şekil 3.10:	Piroklastitlerde izlenen peribacalarından bir görünüm.....	33
Şekil 3.11:	Bölmebolen köyü çevresindeki epiklastitlerden bir görünüm.....	34
Şekil 3.12:	Epiklastitlerdeki konglomeraların görünümü.....	35
Şekil 3.13:	Epiklastitlerdeki kumtaşlarından bir görünüm... ..	36
Şekil 3.14:	Epiklastitlerde gözlenen merceksel yapılardan bir görünüm.....	37
Şekil 3.15:	Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait bazaltik bileşimli lavların arazide görünümü.....	39
Şekil 3.16:	Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait andezitik bileşimli lavlardan genel	

bir görünüm.....	40
Şekil 3.17: Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait bazaltlarla andezitik tüflerin görünümü.....	41
Şekil 3.18: Bazaltlarda oluşan soğuma çatlaklarından genel bir görünüm .....	41
Şekil 3.19: Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait andezitik tüfler ile Gölsel Kireçtaşları (Tg)'nın dokunak ilişkilerinden bir görünüm.....	44
Şekil 3.20: Gölsel Kireçtaşları (Tg)'ndaki pizoolitlerin mikroskopta görünümü.....	44
Şekil 4.1: Andezitlerde izlenen vitroporfirik doku ile zonlu plajiyoklas ve çift yönde gelişmiş dilinimli amfibol kristallerinden bir görünüm.....	46
Şekil 4.2: Andezitlerdeki plajiyoklas fenokristallerinde izlenen sıvı kapanımların mikroskopta görünümü.....	47
Şekil 4.3: Mikroporfirik dokulu andezitlerde izlenen oksitlenmiş amfibol ve biyotitin mikroskopta görünümü.....	47
Şekil 4.4: Mikroporfirik doku gösteren andezitlerde kuvvetli pleokroizma gösteren biyotitlerin görünümü.....	48
Şekil 4.5: Vitroporfirik dokulu andezitlerde plajiyoklas ve piroksen minerallerinin mikroskoptaki görünümü.....	49
Şekil 4.6: Bazaltlarda izlenen intersertal ve ofitik dokunun mikroskopta görünümü...	51
Şekil 4.7: Veziküler doku gösteren bazaltlarda gaz boşluklarında gelişen konsantirik kalsit minerallerinin mikroskopta görünümü.....	51
Şekil 4.8: Bazaltlarda oluşan değişik boyutlu gaz boşluklarının kenarları boyunca gelişen zeolit minerallerinin mikroskopta görünümü. ....	52
Şekil 4.9: Bazaltlarda izlenen akıntı dokunun mikroskoptaki görünümü.....	52
Şekil 4.10: Bazaltlarda bulunan plajiyoklas fenokristallerinde, mineralin uzanımı boyunca oluşan opak minerallerin mikroskopta görünümü.....	54
Şekil 4.11: Bazaltlarda porfirik doku ile birlikte serpantinleşmiş olivinlerin görünümü.....	54

Şekil 4.12: İntergranüler doku gösteren bazaltlarda izlenen iddingsitleşmiş olivin ve nefelin minerallerinin mikroskopta görünümü.....	55
Şekil 4.13: Bazaltik bileşimli kayaçta çatlak boyunca gelişmiş kalsit mineralinin görünümü.....	56
Şekil 4.14: Porfirik doku gösteren andezitik tüflerin mikroskopta genel bir görünümü...	58
Şekil 4.15: Şekil 4.13'ün tek nikolde görünümü.....	58
Şekil 5.1: Karabakır Formasyonu'na ait volkanik kayaçların ana element oksitlerinin Harker Diyagramındaki dağılımı.....	68
Şekil 5.2: Karabakır Formasyonu'na ait volkanik kayaçların ana element içeriklerinin Differansiyasyon İndeks (D.I.) değerlerine göre değişimleri.....	72
Şekil 5.3: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların $Na_2O+K_2O-SiO_2$ diyagramında dağılımı .....	82
Şekil 5.4: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların $Na_2O+K_2O - SiO_2$ diyagramında dağılımı .....	82
Şekil 5.5: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların $K_2O-SiO_2$ 'e göre Pecерillo ve Taylor (1976) diyagramındaki dağılımı .....	83
Şekil 5.6: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların $\%K_2O-SiO_2$ 'e göre Pecерillo ve Taylor (1976), Barberi ve diğ. , (1974) ve Di Giroloma (1984) sınıflaması ...	83
Şekil 5.7: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların $SiO_2 - Nb / Y$ diyagramında dağılımı.....	84
Şekil 5.8: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların Rb - Sr diyagramında dağılımı.	85
Şekil 5.9: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların NCI-NPC diyagramındaki dağılımı .....	85
Şekil 5.10: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların QAP diyagramındaki dağılımı.	86
Şekil 5.11: İnceleme alanındaki kayaçların Kuno (1968), Mac Donald ve Katsura (1964) ve Irvine - Baragar (1971) tarafından geliştirilen $Na_2O+K_2O-SiO_2$ diyagramındaki dağılımı.....	87

Şekil 5.12: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )- SiO <sub>2</sub> bileşenine göre Ritmann (1962) diyagramında dağılımı.....	88
Şekil 5.13: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların FeO* / MgO - SiO <sub>2</sub> diyagramında dağılımı .....	88
Şekil 5.14: İnceleme alanındaki volkanik kayaçların K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> diyagramlarının dağılımı .....	89
Şekil 5.15: İnceleme alanındaki örneklerin K <sub>2</sub> O-SiO <sub>2</sub> diyagramında dağılımı .....	90
Şekil 5.16: İncelenen volkanik kayaçların MgO-FeO* diyagramında dağılımı .....	91
Şekil. 5.17: İnceleme alanındaki örneklerin AFM Üçgen diyagramında dağılımı.....	91
Şekil. 5.18: İnceleme alanındaki örneklerin Ti - Zr diyagramındaki dağılımları .....	92
Şekil.5.19: İnceleme alanındaki örneklerin Cr-Y diyagramındaki dağılımı.....	93
Şekil 6.1: İncelenen volkanik kayaçların Gottini Diyagramında ( 1969) dağılımı.....	96
Şekil 6.2: Farklı tektonik ortam bazaltlarının Okyanus Ortası Sırt Bazaltlarına (MORB) normaleştirilmiş iz element gidişleri .....	97
Tablo 5.1. Karabakır Formasyonu volkanik kayaçlarının ana ve iz element içerikleri ve CIPW Normları.....	61

## 1. GİRİŞ

### 1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışma Elazığ'ın Kuzeyinde, Çemişgezek - Pertek (Tunceli) İlçeleri arasında yüzeyleyen Senozoyik volkanitlerinin petrografik ve petrolojik özelliklerinin araştırılmasını amaçlamaktadır. Literatürde Senozoyik volkanitleri, genç volkanik kayalar ya da değişik adlamalarla tanımlanan bu kayalar, Doğu Anadolu'da geniş sahalarda yayılım gösteren Senozoyik yaşlı volkanik kayaların çok küçük bir kısmını oluşturmaktadır. Lav akıntıları, çeşitli piroklastik malzeme ve az oranda da gölsel oluşumlardan oluşan bu bölgedeki volkanik kayalar, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal olarak bugüne kadar incelenmemiştir. Bu kayaların petrolojik özelliklerinin incelenmesi ile Doğu Anadolu'da geniş yayılım sunan bu volkanik kayaların en azından belirli bir yaş aralığı için (Üst Miyosen- Pliyosen) oluşum ortamlarına açıklık getireceği düşünülmektedir.

Bilindiği gibi volkanik kayalar ve özellikle de volkanik seriler ve bu serilerin jeokimyasal özellikleri o bölgenin jeotektonik evrimi ile ilgili önemli bilgiler vermektedir. Ayrışmanın fazla olmaması nedeniyle genç volkanik kayalar birincil mineralojik ve dokusal özelliklerini korumakta, kimyasal olarak da fazla değişiklikler (alterasyona bağlı olan) göstermemektedir. Volkanik kayalar içerisinde yer alan volkanotortullar da volkanizmanın türü ve depolanma şekli ve ortamı hakkında önemli bilgiler vermektedir.

İncelemelerimiz arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Arazi incelemelerinde; çalışma bölgesinde yüzeyleyen volkanik kayaların dokanak oluşturduğu diğer birimlerle ilişkilerini ve kendi içindeki litolojik farklılığı ve saptanabildiği kadarıyla volkanizmanın türünü belirlemek için, bölgenin 1/25000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritası yapılmıştır.

Laboratuar incelemelerinde ise, arazi çalışmaları sırasında alınan kayaç örneklerinden ince kesitler hazırlanarak, polarizan mikroskopta mineralojik ve petrografik özellikleri incelenip, kayaç türleri ve dokusal özellikler belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca kimyasal analizleri yaptırılan 34 örneğin değişik amaçlı diyagramlarda değerlendirilmeleri yapıp, arazi ve ince kesitlerde gözlenen özelliklerle irdelenip yorumlara gidilmiştir.

## 1.2. Coğrafik Durum

İnceleme alanı Elazığ'ın Kuzey - Kuzeybatısında, Tunceli İli Çemişgezek İlçesi çevresi ve köyleri ile Pertek ve Hozat İlçeleri köylerinin bir kısmını içermekte olup, yaklaşık 390 km<sup>2</sup>'lik alanı kapsamaktadır (Şekil.1.1). Ayrıca Ağın ve Arapkir İlçelerinin bazı köylerinin çevresinde yayılım gösteren volkanik kayaçların, çalışma bölgesindeki volkanik kayaçlarla karşılaştırmak amacıyla da Arapkir yolunun yaklaşık 25.km.sinde başlayıp, Arapkir'e doğru yaklaşık 4km. devam eden volkanitlerden örnek alınmıştır.

Çemişgezek İlçesi Elazığ'a yaklaşık 50 km'lik asfalt yol ve Keban Baraj Gölü üzerinde yaklaşık 30 dakikalık su yolu (feribot) ile bağlanmaktadır. Pertek ise 30 km'lik asfalt yol ve yine 10 dakikalık su yolu ile bağlanmaktadır. Çemişgezek-Pertek arasında ise 76 km.'lik ve yarısına yakın kısmı asfalt olan karayolu bağlantısı vardır. Çalışma bölgesindeki köylere ise stabilize yolla ulaşım sağlanmaktadır.

Çemişgezek köylerinde halk geçimini daha çok tarım, bahçecilik ve hayvancılık, Pertek ve Hozat köylerinde ise hayvancılık ile sağlamaktadır. Özellikle çalışma bölgesinin doğusunda topoğrafyanın oldukça engebeli olması nedeniyle köyler genellikle topoğrafyanın uygun olduğu yerlerde küçük yerleşimler şeklinde kurulmuştur.

Keban Baraj Gölü'ne paralel olarak uzanım gösteren çalışma alanında kışlar sert ve karlı, yazlar ise sıcak ve kurak geçmektedir. Bölgenin topoğrafya ve iklim şartlarına bağlı olarak zengin yeraltı su kaynakları ve derelerin olması beklenirken, bu durum çalışma

bölgesinin dışında daha kuzeyde gözlenmektedir. Çalışma alanı içinde önemli sayılan dereler; Çemişgezek kuzeyinde doğup, güneyinde Keban Baraj Gölüne dökülen Tağar çayı ve Hüngürlü köyü çevresindeki kaynaklardan beslenip Ulukale köyünden geçen Cevizli dere dir. Bu dere üzerinde, Hüngürlü - Ulukale köyleri arasında Elazığ DSİ. 9. Bölge Müdürlüğü tarafından sulama amaçlı gölet çalışmaları yapılmaktadır.







Şekil . 1.1. Çalışma bölgesinin yer bulduru haritası.

## 2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı Türkiye'nin en etkin tektonik kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Ayrıca inceleme alanının yakın çevresinin cevherleşme açısından oldukça zengin olması nedeniyle, birçok araştırmacı değişik amaçlı çalışmalar yapmıştır. 1940'lı yıllarda başlayan ilk çalışmalar (Ketin, 1946 ; Tolun, 1955; Altınlı, 1966) daha çok bölgenin genel jeolojisini belirlemek amacını taşıyordu. Daha sonraki çalışmalar ise bölgede yüzeyleyen birimlerin stratigrafisi, petrografisi ve bölgenin tektonik yapısını levha tektoniği kuramı içerisinde belirleme amacı ile yapılmıştır. Bu nedenle birçok araştırmacı tarafından pekçok sayıda çalışmalar yapılmıştır. Ancak çalışma konusunu oluşturan volkanitlerle ilgili olarak bölgede yeteri kadar araştırma yapılmadığından ve bu volkanitlerin Doğu Anadolu'da geniş bir yayılım gösteren volkanitlerle ilişkisinden dolayı volkanizma ile ilgili çalışmalar ayrı, inceleme bölgesinde yüzeyleyen diğer birimler ve genel amaçlı çalışmalar ayrı olarak ele alınmıştır.

### 2.1. Genel Amaçlı Çalışmalar

Ketin (1966)'in daha önceki çalışmaları (Arni, 1939; Ketin, 1959; Tolun, 1950; Altınlı, 1964) derleme niteliği taşıyan çalışmasında, Türkiye için öne sürdüğü yapısal model bugün de hala geçerliliğini korumaktadır. Araştırmacı, Türkiye'yi;

- Pontidler ( Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Kuşağı)
- Anatolidler (İç Anadolu Kuşağı)
- Toridler ( Tüm Toroslar)
- Kenar Kıvrımları Kuşağı (Güneydoğu Anadolu Bölgesi)

olmak üzere dört ana tektonik bölgeye ayırmıştır. Bu sınıflandırmaya göre inceleme alanı Doğu Toridler üzerinde bulunmaktadır.

Ketin'le başlayan bu tektonik çalışmalar son zamanlarda artarak devam etmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Özkaya, 1982; Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz, 1993).

Çalışma bölgesinde yüzeyleyen birimlere genel genel olarak bakıldığında; Afshar (1965) tarafından Çemişgezek İlçesi ile Tunceli İli kuzeyinde Permiyen olarak ayrırtlanmış olan Keban Metamorfileri, ilk defa Özgül (1976) tarafından adlanmıştır. Benzer şekilde çalışma bölgesi ve yakın çevresinde geniş bir yayılım sunan ve Perinçek (1979a) tarafından ilk defa Yüksekova Karmaşığı olarak isimlendirilen birim, Sirel ve diğ. (1975) tarafından ofiyolitli seri olarak tanımlanmıştır. Yine bu araştırmacılar tarafından Alt Miyosen yaşlı Okçular kireçtaşı olarak belirlenen birim Soyutürk (1973) tarafından Muş ili'nin kuzeydoğusunda Alibonca Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yine Sirel ve diğ. (1975) tarafından ofiyolitli serinin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Orta - Üst Oligosen yaşlı konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, algli kireçtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan Gevla Çayı Formasyonu tanımlanmıştır ki bu formasyon TPAO jeologları (1979) tarafından adlandırılan Orta Eosen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'nun üst kısmına karşılık gelmektedir.

Perinçek (1979 a ve b), Palu, Karabegan, Çüngüş, Maden, Ergani, Hazar, Sivrice, Elazığ ve Malatya çevresinde yaptığı çalışmalarında bölgede yüzeyleyen birimleri, otokton, allokton ve paraotokton olarak üçe ayırmıştır.

Yazgan (1981, 1983), Malatya ve Elazığ çevresinde yaptığı çalışmalarında, bölgede Üst Kretase ve Orta Eosen'de iki aktif kıta kenarının etkin olduğunu; bunlardan birincisinin Yüksekova Karmaşığı'nı, ikincisinin ise Maden Karmaşığı'nı meydana getirdiğini ileri sürmektedir. Araştırmacı, bölgede güneyden kuzeye doğru Pütürge, Elazığ ve Keban - Malatya naplarının varlığını kabul etmekte ve Pütürge napının tabanını kenar kıvrımları kuşağının sınırladığını belirtmektedir.

Bingöl (1982,1984,1988), Elazığ çevresinde yaptığı ayrıntılı jeolojik çalışmalarda, bölgede yüzeyleyen birimleri yaşlıdan gence doğru; Permo- Karbonifer yaşlı Keban Metamorfileri, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı, Üst Kretase yaşlı Harami

Formasyonu, Orta Eosen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu ve Üst Miyosen yaşlı Karabakır Formasyonu olarak tanımlamıştır.

Araştırmacı, çalışmalarında Yüksekova Karmaşığı'nın kısmen okyanusal kısmen de kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş ada yayı ürünü olduğunu ve Üst Kretase sonu tektonik hareketlerle Keban Metamorfileri tarafından örtüldüğünü belirtmiştir.

Benzer şekilde Hempton ve Savcı'da (1982) Elazığ Karmaşığı olarak ele aldığı Yüksekova Karmaşığını, aktif bir kıta kenarında gelişen ada yayı ürünü olarak yorumlamıştır.

Turan (1984), Baskil çevresinde yaptığı çalışmasında Yüksekova Karmaşığını Neotetis'in güney kolu üzerinde Senoniyen süresince hüküm süren dalma- batma zonunda oluşmuş adayayı ürünü olarak yorumlamıştır. Araştırmacı, Alpin dağ oluşum hareketlerinin şekillendirdiği bölgenin, kesin olarak Laramiyen, Anadolu, Saviyen ve Sitiriyen fazlarından olası olarak da Pflziyen ve Valaşiyen fazlarından etkilendiğini saptamıştır. Bölgenin yaklaşık KKB - GGD doğrultulu bir sıkışma rejimi etkisi altında kaldığı ve bu rejimin Arap plakasının yaklaşık K'ye doğru olan bağlı hareketi ile Anadolu plakasını sıkıştırmasından kaynaklanabileceğini belirtmiştir.

Asutay (1985, 1987), Baskil çevresinde yaptığı çalışmalarında Yüksekova Karmaşığı'nı Baskil mağmatitleri, bu mağmatitlerin derinlik kayaçlarını da Baskil graniti adı altında incelemiştir. Yazar Baskil mağmatitlerinin, büyük bir olasılıkla Arap Platformu ile Keban levhası arasında var olan bir okyanus kabuğunun kuzeye doğru Keban levhasının altına dalmasıyla gerçekleştiğini belirtmiştir.

Asutay ve diğ. (1986, 1989), Baskil ve Keban çevresinde yaptıkları çalışmada, bölge genelinde yapısal hareketlerin iki dönemde etkili olduğunu belirtmişlerdir.

Birinci dönem yapısal hareketlerin; Yüksekova Karmaşığı'nın üst seviyelerini oluşturan Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Sağdıçlar Formasyonu'nda (Turan, 1984; Akgül, B., 1987; Kürüm, 1987) izlenen kıvrımlı yapıların, Üst Maestrihtiyen yaşlı Harami Formasyonu'nda izlenemediğini ve Harami Formasyonu üzerine gelen Seske ve Kırkgeçit

Formasyonları'nın bu formasyon ile uyumlu olduğunu belirtip, birinci dönem yapısal hareketlerin Sağdıçlar Formasyonu bitimi yani Alt Maestrihtiyen ile noktalandığını belirtmektedirler.

Miyosen tektoniği olarak adlandırılan ikinci dönem yapısal hareketleri ise, bölgenin bugünkü alçaltı ve yükseltilerini kazandıran hareketler olarak tanımlamışlardır. Bu yapısal hareketlerin bölgede ve tüm Doğu Anadolu'da etkili olduğunu ve tüm bu olayların K-G doğrultulu sıkışma tektoniğinin sonucu olduğunu ileri sürmektedirler.

## 2.2. Volkanik Kayaçlar İle İlgili Çalışmalar

İnceleme bölgesinde ve esas olarak çalışmanın konusunu oluşturan volkanitlerde ayrıntılı petrolojik ve jeokimyasal bir çalışma yapılmamıştır. Birim ilk defa Naz (1979) tarafından Karabakır Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Ancak bu volkanitlerle eş yaşlı ve daha genç volkanitlerin Doğu Anadolu Bölgesinde çok geniş yayılımlar sunması ve Türkiye'nin Neotektonik döneminde çok etkili olmasından dolayı çalışma alanı yakın çevresinde yapılan çalışmalardan da kronolojik sıraya göre kısaca bahsedilecektir.

Bölgedeki volkanik kayaçlarla ilgili ilk çalışmayı Ketin (1946) yapmıştır. Araştırmacı, bölge volkanizmasını Eosen öncesi ve Eosen sonrası volkanizma olarak düşünmüştür. Eosen sonrası volkanizma ürününü "genç volkanitler" olarak adlandıran araştırmacı, bunların esas olarak bazalt, andezit ve trakit bileşimindeki lav ve tüflerden oluştuğunu belirtmektedir. Araştırmacı Elazığ ve Pertek civarında geniş yayılım sunan bazaltların olivinli, andezitlerin ise ojitli olduğunu belirtmektedir.

Benzer şekilde Elazığ çevresinde genel bir jeolojik çalışma yapan Tolun'da(1955) bölgedeki volkanizmayı Eosen öncesi ve sonrası olarak ikiye ayırmıştır. Eosen öncesi volkanizma ürünlerinin değişik bileşimli olduğunu ve bugün Yüksekova Karmaşığı olarak tanımlanan bu birimin Keban yakınındaki Mesozoyik yaşlı mermerlerin altında bulunduğunu

belirtmiştir. Eosen sonrası volkanizmanın ise Elazığ'ın kuzeyindeki Kavak dağı ve KB'sındaki Kızılbaba dağı ile Murat nehri kuzeyindeki Evrençeler - Karasur tepelerinde genç olivinli bazalt konileri (mahrutları ) oluşturduğunu ve bu volkanlardan çıkan olivinli bazalt lavların tabla şeklinde yayıldığını belirtmektedir. Araştırmacı, Pertek köprüsünün de (eski Pertek köprüsü) böyle bir bazalt akıntısı üzerinde bulunduğunu ve bazalt akıntılarının kalınlığının en az 40-50 m. olduğunu belirtir.

Altınlı (1966), Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da geniş bir sahada yaptığı çalışmada çok kısa olarak Elazığ'ın kuzeyinde bazalt konili kraterlerin varlığından bahseder ve kuzeye doğru akmış lavın yaklaşık 50 m. kalınlıkta olabileceğini belirtmiştir.

Çalışma konusunu oluşturan genç volkanitlerle ilgili ayrıntılı çalışmalardan ilki Sirel ve diğ. (1975) tarafından yapılmıştır. Araştırmacılar, Metin (1969) tarafından Karadağ bazaltları olarak tanımlanan ve Elazığ'ın KD'sunda geniş bir yayılım sunan birimi (Sirel ve diğ.'den 1975), tabandan tavana doğru tabakalı bir istif halinde bazalt akıntıları şeklinde ve kalınlığının yaklaşık 600 m. olduğunu belirtirler. Birimin keratofir ve olivinli bazaltlardan oluştuğunu, keratofirlerin sanidin fenokristalleri içerdiğini ve olivinli bazaltların altında 20-30 m. kalınlık gösterdiğini belirtirler. Araştırmacılar, sanidin kristalleri arasındaki matriksin genellikle akıntı yapısı gösterdiği ve mikro oluşumlar halinde alkali feldispat, ejirin - ojit ve az miktarda hornblend bulundurduğunu ve kahverengi, kırmızımsı siyah renkteki bazaltların aglomera ve kül tabakları ile ardalanmış olduğunu belirtirler.

Araştırmacılar, bu bazaltların üzerine Savucak köyü yakınında gösel karakterli, konkresyonlu kireçtaşlarının geldiğini bu gösel kireçtaşlarının zaman zaman bazaltlar ile girik bir durum gösterdiğini belirtirler.

Naz (1979), daha önce de belirtildiği gibi çalışma alanındaki volkanitlerin ilk defa Karabakır Formasyonu olarak adlanmasını yapmıştır. Bu adlama daha sonraki çalışmalarda birçok araştırmacı tarafından (Turan, 1984; Bingöl, 1982, 1984; Asutay ve diğ. 1986, 1989; Türkmen, 1991) benimsenmiş ve kullanılmıştır.

Araştırmacı, birimin Pertek- Karabakır köyü civarında kalın tuf, andezitik tuf, aglomera, bazalt nöbetleşmesi arasında killi kireçtaşı, kireçtaşı, killi marn ve killi kumtaşı şeklinde ardalanmalı olduğunu belirtir ve bölgeyi zaman zaman bazalt akıntılarının istila ettiğini, ayrıca çok sığ, çalkantılı ve ısının yüksek olduğu alanlarda oolitik kireçtaşlarının oluşturduğunu belirtir. Araştırmacı, çalışma alanındaki kof kireçtaşları(?) içindeki küresel ve yassı çakıl boyutundaki volkan camlarının bulunmasını ise kaynak alanının asidik bir mağmanın olmasına bağlamaktadır.

Innocenti ve diğ. (1982) tarafından yapılan Türkiye'deki volkanitlerle ilgili çalışmada, Toros-Zagros kuşağında yaygın bir volkanizmanın izlendiği, bu volkanizmanın kıvrım kuşağının tektonik yapısıyla ilişkili olduğu ve genellikle kalkalkalen eğilim gösterdiği belirtilmektedir.

Bu araştırmacılar Doğu Anadolu kuşağındaki Kars volkanitlerinin karasal olduğunu ve daha çok domlar şeklinde, bu akıntılarının da yerel olarak sürekli bir plato şeklinde olduğunu belirtirler. Bölgedeki volkanik yapılar da merkezi volkanlardan çok, volkanik domlara bağlı bir sistem olarak düşünülmektedir. Pliyo -Kuvaterner yaşlı, merkezi volkanların ise (Nemrut ve Tendürek gibi) daha çok geniş sivri kalderalar ile karakteristik olduğu belirtilmektedir.

Araştırmacılar, bu volkanik kuşağın, Arap Levhası'nın, Anadolu - İran kıtasal masifinin altındaki yitime bağlı olduğunu belirtmektedirler.

Şaroğlu ve Yılmaz (1984), "Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Mağmatizması " konulu çalışmalarında; D.Anadolu'da sıkışma tektonik rejimi altında K-G yönlü gelişen açılma çatlaklarının volkanizma çıkışına olanak sağladığını ve volkanizmanın da Neotektonik rejimle uyumlu olarak geliştiğini, Solhan volkanitlerinin bu döneme ait ilk volkanizma ürünü olduğunu ve zayıf derecede alkali nitelikte hawaiiit ve bazik mujearitlerden oluştuğunu bu da Doğu Anadolu'nun henüz maksimum kalınlığa erişmediği bir dönemde olasılıkla Üst mantodan sığ derinliklerde kısmi ergime ile oluşmuş olduğunu belirtirler.

Yılmaz (1984, 1990), Türkiye'deki mağmatik etkinlikleri genel olarak tanımladığı bir çalışmada ilk defa "Neomağmatizma - Paleomağmatizma " terimlerini kullanmıştır.

Araştırmacı, Doğu Anadolu'da çarpışmaya bağlı bir sıkışma tektoniği ve buna bağlı volkanik aktivitenin Geç Miyosen - Pliyosen'de başladığını belirtir. İşte bu sıkışma döneminde sıkışmaya bağlı olarak gelişen mağmatizmayı "Neomağmatizma olarak tanımlamıştır ve Neomağmatik dönemde Doğu Anadolu'da başlıca üç volkanizma dönemi ayırtetmektedir.

1- Zayıf alkali volkanizma; Neomağmatizmanın ilk ürünleridir (Solhan volkanitleri). Mantonun sığ sayılabilecek derinliğinde kısmi ergimesinden oluşmuştur.

2- Kalkalkalen volkanizma; Neomağmatizmanın yaygınca görülen bir orta ürünüdür. Neotektonik dönemde kıta kabuğunun kalınlaştığı evrede alt kabuk gerecinden katkılarla veya doğrudan bu gereçten türeyen mağmanın ürünüdür.

3- Alkalin volkanizma; Neomağmatizmanın yaygın son dönem ürünüdür. Gelişiminin başlangıç döneminde kalkalkalin volkanizma ile üstlenmiştir (Nemrut, Ağrı, ..... vs. ).

Tonbul (1985, 1987), Elazığ batısında yaptığı çalışmada Karabakır Formasyonu'nun genellikle tebeşirli gevşek dokulu kireçtaşı, kumtaşı, kil, marn ve gevşek tutturulmuş çakıltası gibi gölssel tortullar, fluvyatif - karasal konglomeralar ve bazaltlar şeklinde yayılım sunduğunu belirtmektedir.

Asutay ve diğ. (1986,1989), Keban - Baskil ve Ergani çevresinde yaptıkları çalışmada Üst Miyosen yaşını verdikleri formasyon için bazalt, tuf ve gölssel kireçtaşlarından oluşmuş bir litoloji vermişlerdir. Ve gölssel kireçtaşlarının Karabakır Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturduğunu belirtirler.

Çalışmacılar, Üst Miyosen yaşının Doğu Anadolu' daki K-G doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak oluşan volkanik etkinlik ile de uyumlu olduğunu belirtmektedirler

Ercan ve diğ.'nin (1990) Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen - Kuvaterner volkanitleri ile ilgili çalışmalarında, bölgedeki volkanik kayaçların genellikle kalkakalen ve alkalin kısmen de toleyitik nitelikler taşıdıklarını belirtirler.



Volkanitlerin iz element kapsamlarının genellikle üst kıtasal kabuk, kısmen alt kabuk ve ender olarak da manto ortalama değerlerine uyduğunu belirtirler.

Araştırmacılar, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun yaklaşık yarısını kaplayan genç volkanizmanın Orta Miyosen'den itibaren yoğunlaşmaya başlamış olduğunu ve günümüze değin süregeldiğini belirttikleri volkanizmanın ise plakalar arasındaki çarpışma sonunda kabuk kalınlaşması, bununla birlikte litofser incelmesinin yarattığı genleşme kuvvetlerinin etkisiyle basınç azalması ve sıg mantoda bölümsel ergimelerin oluşmalarıyla meydana geldiğini ileri sürmektedirler.

Türkecan (1991), Muş yöresindeki genç volkanitlerde yaptığı çalışmalarda, bu volkanitlerin alkalin - peralkalin ve toleyitik nitelikte olduklarını, kıta içinde oluştuklarını ve yöredeki alkalin volkanizmanın Erken Pliyosen'de oluşmaya başladığını belirtmektedir. Alkalin volkanizmanın neomagmatizmanın ilk ürünü olarak Erken Pliyosen'de oluşmaya başladığı, ileri aşamalarda ise bu volkanizmaya toleyitik ve peralkalin bir volkanizmanın eşlik ettiğini belirtmektedir. Benzer şekilde Yılmaz ve diğ.'de (1987) Muş - Bingöl yöresindeki alkalin volkanizmayı neomagmatizmanın ilk ürünü olarak tanımlamışlardır (Türkecan 1991'den).

Ercan ve Asutay (1993), Malatya, Elazığ, Tunceli, Bingöl ve Diyarbakır çevresinde yaptıkları çalışmada volkanitlerin batıya doğuya doğru birbirini izleyen üç farklı evrede oluştuklarını ileri sürmektedirler. Bölge volkanitlerinin ilk olarak Orta Miyosen'de Malatya çevresinde oluştuğunu ileri süren araştırmacılar, Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de Elazığ, Tunceli, Bingöl volkanitlerinin oluşumu ile devam eden volkanolojik evrimin Pliyo-Kuvaterner'de Diyarbakır volkanitlerinin oluşumu ile tamamlandığını belirtirler.

Araştırmacılar, Malatya volkanitlerinin bazalt, andezit, tuf ve aglomeralar ile başlayıp, dasitik lavlarla devam ettiğini ve volkanizmanın bazaltik lavlarla sona erdiğini belirtmektedirler. Elazığ volkanitlerinin yer yer karasal çökellerle ardalanmalı, bazaltik lav, tuf ve aglomeralardan oluştuğunu, ileri süren araştırmacılar, Tunceli ve Bingöl volkanitlerinin ise çoğun bazaltik, yer yer de trakiandezit ve andezit türde lav akıntıları,

tüf ve aglomeralarla, Diyarbakır volkanitlerinin de bazaltik lav akıntıları ve cüruf konileriyle temsil olunduğunu belirtirler.



### 3. GENEL JEOLojİ

Çalışma bölgesinde yüzeyleyen birimler, yaşlıdan gence doğru; 1- Keban Metamorfitlei, 2-Yüksekova Karmaşığı, 3-Kırkgeçit Formasyonu, 4-Alibonca Formasyonu ve 5-Genç volkanitlerdir (Karabakır Formasyonu) (Şekil 3.1).

#### 3.1. Keban Metamorfitlei: Permo - Karbonifer (Pkm)

Çalışma bölgesinin güneyinde Demürek ile Konaklar (Pertek İlçesi) köyleri arasında yayılım sunan birim (Ek-1), yörede en geniş ve en iyi yayılımını Keban İlçesi çevresinde göstermektedir. İlk defa Özgöl (1976) tarafından Keban Metamorfitlei olarak adlandırılan birimin varlığı bölgede yapılan ilk çalışmalardan beri bilinmektedir (Ketin, 1946; Tolun, 1965; Afshar, 1965).

Kipman (1981), Keban Metamorfitlei'ni esas yayılımını gösterdiği Keban çevresinde; Mermerler, Kristalize kireçtaşı-Kalkşist ve Metakonglomera-Kalkfillit olmak üzere üç birime ayırıp incelemiştir. Araştırmacı, stratigrafik olarak en altta bulunan Mermerlerin yaşını Permo-Karbonifer, en üstte bulunan Metakonglomera-Kalkfillitlerin yaşını da olası olarak Triyas kabul etmektedir. Ve bütün Metamorfik birim için metamorfizma yaşı olarak da Jura-Alt Kretase'yi önermiştir. Akgöl, B. (1987) ise Keban Metamorfitlei'nde oluşan metamorfizmanın, Elazığ Mağmatitlei'ni oluşturan yitime bağlı olarak Geç Kretase'de meydana geldiğini kabul etmektedir.

Çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen Metamorfitlei sadece Mermerler ve Amfibolşistlerle temsil olunduğundan birim için Permo-Karbonifer yaşı verilmiştir.

Keban Metamorfitlei Elazığ çevresinde Yüksekova Karmaşığı ile daha çok tektonik dokunak oluşturmaktadır. Ancak zaman zaman gerek çalışma alanında gerek çalışma alanı

YAŞ LİTOSTRATİG BİRİM	KUVAT.	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
PERMO - KARBONİFER KEBAN METAMORFİTLERİ		Pkm	İçerisinde skarn kayaların da görüldüğü, masif, gri renkli, kırık ve çatlaklı mermerler ile küçük yayılımlar halinde amfibol şistlerden oluşan metamorfik birim.
ÜST KRETASE		Ky	Diyorit tür kayalar ile daha az oranda da gabro ve değişik boyutlu damarlar halinde bulunan alkali granit ve tonalit gibi kayalardan oluşan magmatik birim.
EDSEN-OLİGOSE		Tk	Diyoritik birimin değişik boy ve çakıllarından oluşan taban konglomeraları, kumtaşı, kiltası ve killi kireçtaşlarından oluşan sedimanter birim.
ALT MİYOSEN		Ta	Taban kongloması, bol fosilli killi kireçtaşı ve marnlardan oluşan sedimanter birim.
ÜST MİYOSEN - PLİYOSEN		Tkv - Tki - Tg	Volkanitler; birbirleriyle yanıl ve düşey geçişli olan piroklastit ve epiklastitlerden oluşan volkaniklastitlerle başlar, andezitik tüflerle devam edip, andezitik ve bazaltik bileşimli lav akıntıları ile son bulmaktadır.
KARABAKIR FORMASYONU			Karabakır Formasyonu'nun volkanitleri içinde, farklı yer ve şekillerde bulunan görsel karakterli killi, tüflü kireçtaşları
		Qal	Dere yatağı birikintileri

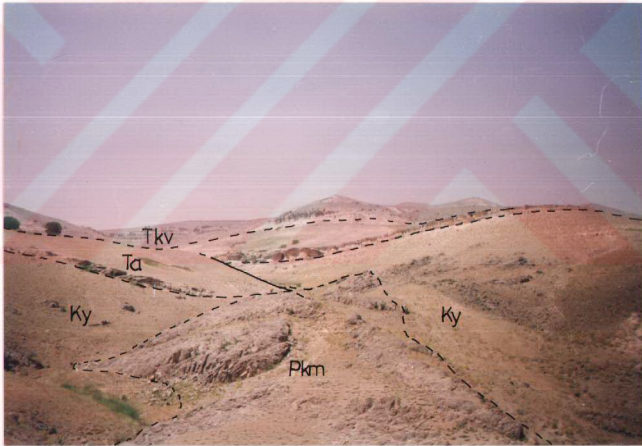
Şekil 3.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).

1994).

dışında bu iki birim arasındaki dokanağın intrüziif olduğu da görülmüştür (Sağıroğlu, 1992; Akgül, 1993). Birim, çalışma alanı içerisinde sınırlı bir yayılım sunmasına karşın, güneyde Kanatburun ve Ayazpınar köyleri çevresinde. Yüksekova Karmaşığı ile intrüziif dokanak oluşturmakta (Şekil 3.2), güneydoğu'da Demürek köyü çevresinde ise hem tektonik hem de intrüziif dokanaklı olmaktadır.

Arazide görünüşleri genellikle grimsi ve kirli beyaz renklere olan Keban Metamorfileri, sert ve kırılma yüzeyleri düzgün değildir. Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda birimin esas olarak mermerlerden oluştuğu ancak az oranda da amfibol şist içerdiği gözlenmiştir.

Mermerleri oluşturan kalsitler genellikle değişik boyutlu ve polisentetik ikizlenmelidir. Kalsit kristalleri arasında az oranda kuvars mineralleri bulunur. Ayrıca



Şekil 3.2. Keban Metamorfileri (Pkm) ile yüksekova Karmaşığı (Ky) arasındaki intrüziif dokanak ile Karabakır Formasyonu (Tkv) ve Alibonca Formasyonu (Ta)'ndan genel bir görünüş. Ayazpınar köyü yaklaşık 1km. güneybatısı. Bakış yönü kuzeybatıya doğrudur.

çatlaklarda ikincil olarak gelişmiş kuvarslar da izlenmektedir. Bazı kesitlerde küçük kristaller halinde klorit mineralleri de bulunmaktadır.

Çalışma alanı içinde Keban Metamorfitleri'nde izlenen amfibolistler; genellikle amfibol, (hornblend), plajiyoklas ve kuvarstan oluşmuştur. Amfiboller, değişik tane boyutlu, özşekilsiz ve kuvvetli kahverengi pleokroizmalıdır. Az oranda bulunan plajiyoklas mineralleri ise genellikle değişik boyutlu, prizmatik ve albit ikizlidirler. Çoğun dalgalı sönme gösteren kuvarslar ise oldukça az olup, diğer mineraller arasında özşekilsiz olarak bulunurlar. Kayacı oluşturan minerallerde belirgin bir yönlenme izlendiğinden, nematoblastik doku özelliği göstermektedir.

### 3.2. Yüksekova Karmaşığı: Senoniyen (Ky)

İlk defa Perinçek (1979a) tarafından Hakkari İli Yüksekova İlçesi yakınında adlandırılan birim batıda, Kahraman Maraş'a kadar oldukça geniş bir yayılım sunmaktadır. Bu şekilde geniş bir yayılım sunmasından dolayı pek çok araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Perinçek, 1979a-b; Yazgan, 1981, 1983; Bingöl, 1982, 1984, 1988; Turan, 1984; Asutay ve diğ., 1986, 1989; Akgül B., 1987, 1993; Akgül, M., 1987, 1991 ; Turan vd. 1993 vd.). Farklı bölgelerde litolojik olarak farklılıklar gösteren birim, genel olarak değişik tür derinlik kayaları ile birlikte diyabaz ve mikrodiorit ve bazaltik yastık lav, andezit, tüf, aglomera, kırmızı mikritik kireçtaşı ile volkanik breş ve kumtaşlarından meydana gelmiştir.

Birim için çoğu araştırmacıların aynı adlamayı kullanmalarına karşın, Hempton ve Savcı (1982), Elazığ bölgesinde yaptıkları çalışmada Karmaşığı "Elazığ Volkanik Karmaşığı" olarak adlandırmışlardır. Asutay (1985) ise Baskil çevresinde yaptığı çalışmada birime, "Baskil mağmatitleri " yine Akgül M.'de (1987) aynı bölge kayaları için

"Baskil Granitoyidleri", Turan vd. (1993) ise "Elazığ Magmatitleri" adlamasını önermişlerdir.

Yüksekova Karmaşığı, çalışma bölgesinde harita alanının güneydoğusunda Demürek köyünden başlayıp, batıda Konaklar köyüne kadar uzanmaktadır. Karmaşık çoğunlukla Keban Metamorfitleti daha az olarak da Kırkgeçit Formasyonu ve Alibonca Formasyonu ile dokanak oluşturur (Ek-1; Şekil 3.2). Demürek köyü çevresinde metamorfitleti yer yer tektonik dokanak oluşturmakla birlikte, diğer yerlerde çoğunlukla intrüzif ilişkilidir (Ek1).

Yapılan petrografik incelemelerde Yüksekova Karmaşığı'nın esas olarak diyorit, kuvarsdiyorit ve mikrodiyoritlerden meydana geldiği saptanmıştır. Mikrodiyoritler genellikle Demürek köyü çevresinde, diyorit ve kuvarsdiyoritler ise Kanatburun ve Ayazpınar köyleri çevresinde yayılım sunmaktadır.

Sağıröğlü (1992), tektonostratigrafik olarak en alt seviyeleri oluşturan mikrodiyoritlerin, Keban Metamorfitleti tarafından üzerlendiğini, kuvars diyoritlerin ise metamorfitletin karmaşık üzerine bindirmesi sonrasında oluştuklarını belirtmektedir. Araştırmacı, kuvars diyoritlerin yerleşim yaşının Paleosen'de olduğunu ileri sürmektedir.

Yüksekova Karmaşığı'nın yaşı ile ilgili ilk çalışmayı yapan Perinçek (1979), fosil bulgularına dayanarak birimin yaşını Kampaniyen - Maestrihtiyen olarak vermiştir. Yazgan (1983) K/Ar metodu ile yaptığı yaş tayini sonucu, derinlik kayaçları için Koniasiyen - Santoniyen, yarıderinlik ve yüzey kayaçları için ise Kampaniyen yaşını vermiştir.

Yazgan (1981), Yüksekova Karmaşığı'nın alkaliye eğimli kalkalkalen özellikte olduğunu ve karmaşığı bir kıta kenarı mağmatizması ya da kısmen okyanusal kabuk üzerinde gelişmiş bir ada yayı ürünü olarak yorumlarken, Bingöl (1982, 1984, 1988), birimin kısmen okyanusal kabuk, kısmen de kıtasal kabuk üzerinde gelişen ada yayı ürünleri olabileceğini belirtir. Hempton ve Savcı (1982) ise birimi ilksel okyanus içi ensimatik bir ada yayında oluşan ürünler olarak yorumlarken, Asutay ve diğ.'de (1986, 1989), Baskil Magmatitleri'nin kalkalkalen özellikle kıta kenarı mağmatizması ürünleri olduğunu

belirtirler. Akgül M. (1987) ise, Baskil Granitoyidi içerisinde baskın olan iki magmatik kayaç türünden birinin (diyorit) aşırı tüketilmiş kaynağı diğerinin ise (granit), uyumsuz elementlerce zengin bir kaynağı belirtmesi ve bu iki tip magmanın birbirine karışmadan aynı zaman sayılacak bir süreç içerisinde yitim mekanizmasıyla oluşamayacağına işaret etmektedir.

Çalışma bölgesinde yüzeyleyen Yüksekova Karmaşığında baskın olan diyorit, kuvarsdiyorit ve mikroyorit gibi kayaçlardan başka Kanatburun ve Ayazpınar köyleri çevresinde az da olsa gabro, alkali granit, ve tonalit gibi kayaçlara da rastlanmaktadır. Ayrıca bu kayaçlardan başka bazı skarn kayaçları da görülmektedir. Özellikle Kanatburun ve Ayazpınar köyleri güneyinde, Keban Metamorfittleri içine sokulum yapmış Karmaşığa ait değişik boyutlu damarlar izlenmektedir. Bu nedenle bu dokanaklar boyunca yoğun bir skarnlaşma ya da skarn tipi kayaçları da izlemek olasıdır (Şekil 3.3).

Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda bu kayaçların petrografik özellikleri kısaca aşağıda verilmiştir.

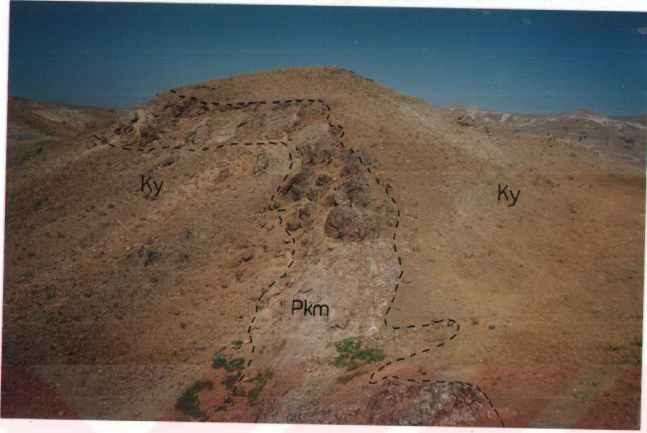
#### **Diyorit ve Kuvarsdiyoritler:**

Diyorit ve kuvarsdiyoritlerin arazideki görünüşleri koyu gri, grimsi yeşil ve siyahımsı renklere olup, genellikle sert, dayanımlı ve kırılma yüzeyleri düzgün dögildir.

Yapılan mikroskobik incelemeler sonucunda bu kayaçların esas olarak plajiyoklas, amfibol, kuvars ve daha az oranda da piroksen ve biyotitlerden meydana geldiği saptanmıştır. Ayrıca tali bileşen olarak bulunan sfen ve apatit ile klorit, kalsit, epidot gibi ikincil mineraller ve ayrıca opak mineraller izlenmektedir. Benzer dokusal ve mineralojik özellikler gösteren diyorit ve kuvars diyoritler, içermiş oldukları kuvars oranı dikkate alınarak ayırım yapılmıştır. Genellikle % 10'un üzerinde kuvars bulunduran kayaçlar için kuvars diyorit tanımı kullanılmıştır.

Diyorit ve kuvars diyoritler, esas olarak granüler bazen de poiklitik doku göstermektedir. Kayaçları oluşturan mineraller genellikle farklı büyüklükte olup, özşekilli, yani özşekilli çoğunlukla da özşekilsiz kristaller halindedirler.





Şekil 3.3. Yüksekova Karmaşığı (Ky) ile Keban Metamorfitleri (Pkm) arasındaki skarn zonunun görünümü. Ayazpınar köyü 500 m. güneydoğusu. Bakış yönü kuzeye doğru.

Plajiyoklaslar; çoğun özşekilli, yarı özşekilli olup, ikizlenme ve zonlanma göstermektedirler. Genellikle iri kristaller halinde olan plajiyoklas minerallerinde yoğun olarak bulunan çatlaklarda, yer yer plajiyoklasların karbonatlaşma, serizitleşme ve sosuritleşme türünde alterasyona uğradıkları belirlenmiştir. Bazı kesitlerdeki küçük kristaller halinde olan plajiyoklaslar, iri amfibol kristalleri içinde kapanım halinde bulunurlar. Albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklaslarda ölçülen sönme açılarına (17-23 derece) göre, plajiyoklasların andezin (%An 30-50) olduğu belirlenmiştir.

Amfiboller; genellikle değişik boyutlu ve özşekilsiz daha az olarak da yarı özşekilli olup, bazı kesitlerde soluk kahverengimsi yeşil, bazı kesitlerde ise kuvvetli kahverengi pleokroizma göstermektedir. Fenokristal halinde bulunan amfiboller genellikle küçük plajiyoklas lataları ve piroksen kristalleri içermektedir. Amfibollerde az da olsa

kloritleşme türü alterasyon izlenmektedir. Bazı kesitlerde ise ikincil oluşumlu amfibollere (piroksenlerin uralitleşmesi şeklinde) rastlanmaktadır.

Kuvarslar; genellikle dalgalı sönmeli ve özşekilsiz olarak bulunurlar ve yukarda da belirtildiği gibi kuvars hemen bütün kesitlerde bulunmasına karşın, bazı kesitlerde %10'dan fazla bulunmaktadır. Bu nedenle bu kayalar diyoritlerden ayrı olarak, kuvars diyorit olarak tanımlanmıştır.

Piroksenler; klinopiroksen türünde olan piroksenler, genellikle %5 ve daha az oranda olup, değişik boyutlu, çok kırıklı dilinimlidirler. Çoğu piroksenlerde belirgin bir alterasyon izlenmektedir. Piroksenlerde görülen alterasyon genellikle uralitleşme türünde olup, daha az olarak da kloritleşmeler şeklindedir.

Biyotit; bazı kesitlerde birkaç kristal şeklinde bulunur. Kuvvetli kahverengi pleokroizmalı ve genellikle yarı özşekilli olarak bulunan biyotitlerde yer yer kloritleşme türü alterasyon izlenmektedir.

#### **Mikrodiyorit:**

Esas olarak plajiyoklas mineralinden oluşan kayaç, az oranda da klinopiroksen, biyotit ve kuvars ile klorit ve epidot gibi ikincil mineraller ve opak mineral içerirler.

Plajiyoklaslar; kayaç içerisinde fenokristaller ve mikrolitler halinde bulunurlar. Fenokristal halinde bulunan plajiyoklas mineralleri genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz olup, Karlsbad-Albit ikizli ve zonlanmalıdırlar. Genellikle kristalin uzanımı yönünde çatlaklı olan plajiyoklas fenokristallerinde, bu çatlaklar boyunca epidot türü alterasyon izlenmektedir. Mikrolitler halinde bulunan plajiyoklaslar ise yine benzer ikizlenmeli ve zonlanmalıdır.

Piroksen ve biyotit mineralleri kayaçta mikrolitler halinde olup, genellikle klorit türü alterasyon göstermektedirler.

Yukarda da bahsedildiği gibi çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen Yüksekova Karmaşığı içinde daha geniş yayımlı olan diyorit, kuvarsdiyorit ve mikro diyorit türü kayalardan başka az da olsa gabro, alkali granit ve tonalit gibi kayalar da az oranda

bulunmaktadır. Bu kayaçların çalışma alanı içerisindeki yayılımlarının belli bir düzen göstermeyip, gelişigüzel şekilde olduğu, ancak alkali granit ve tonalitlerin ise diyoritik birim içerisinde yaklaşık 2m.'ye kadar değişen kalınlıkta ve değişik uzunluklarda damarlar şeklinde sokulum yaptıkları belirlenmiştir.

#### **Gabrolar:**

Granüler doku gösteren gabrolar esas olarak plajiyoklas ve klinopiroksen minerallerinden oluşmuştur. Plajiyoklaslar, kayaç içerisinde farklı boy taneli, özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, albit ve periklin türü ikizlenme gösterirler. Albit türü ikizlenme gösteren plajiyoklaslarda ölçülen 32-40 derecelik sönme açılarına göre plajiyoklasların % An= 50-70 olan labrador bileşiminde olduğu saptanmıştır. Genellikle zonlanmalı bir yapı sunan plajiyoklaslarda yer yer karbonatlaşma türü alterasyon izlenmektedir. Genellikle değişik boyutlu ve özşekilsiz kristaller halinde olan piroksenler ise, oldukça kırıklı bir yapı sunmakta ve uralitleşme sonucu yer yer amfibollere dönüşmüş olarak bulunmaktadır. Kayaçta bulunan ikincil mineralleri oluşturan kalsit ve kloritler ise kayacın çatlakları boyunca gelişmiştir.

#### **Alkali granit:**

Tamamen özşekilsiz minerallerden oluşan ve çoğun granüler doku ile daha az oranda da grafik doku özelliğini gösteren kayaç, esas olarak K. feldispat ve kuvarstan meydana gelmiştir. Daha az olarak bulunan plajiyoklaslar ikizlenmeli ve zonlanmalı, biyotitler ise uzun, küçük kristaller halinde bulunmaktadır. K. feldispatlar çoğun iri kristalli ve yoğun bir şekilde alterasyona maruz kalmıştır. Serizitleşme türü alterasyonun gözleendiği bu minerallerde yer yer minerallerin sınırlarını izlemek zor olmaktadır.

#### **Tonalit:**

Esas olarak plajiyoklas ve kuvars minerallerinden oluşan kayaçta, kuvarslar dalgalı sönmeli ve yarı özşekilli, plajiyoklaslar ise genellikle zonlanmalı ve değişik

ikizlenmelidirler. Bazı plajiyoklas kristallerinde ise tek yönde, kötü gelişmiş dilinimler gözlenmektedir. Kayaçta az oranda izlenen sfenler ise özşekilli ve yarı özşekillidirler.

Gabro, alkali granit ve tonalitlerde kısaca bahsedilen bu minerallerden başka değişik oranlarda opak mineraller de bulunmaktadır.

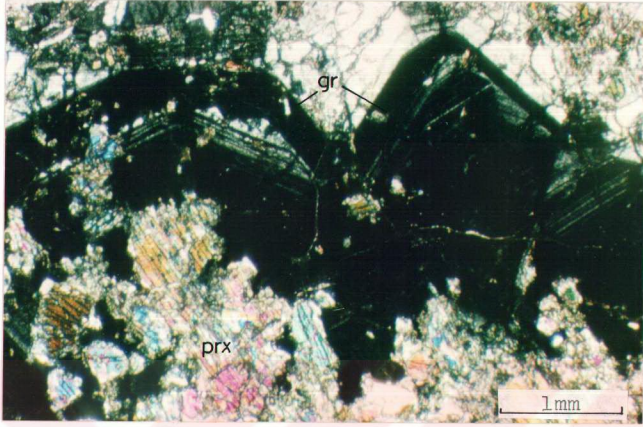
#### **Skarn Kayaçları:**

Çalışma bölgesinin güneyinde Demürek - Konaklar köyleri arasındaki alanda Yüksekova Karmaşığı ile Keban Mermerleri arasındaki intrüzif dokanakta; granat skarn, piroksen - granat skarn ve tremolit - aktinolit skarn türünde kayaçlar gözlenmiştir. Ancak çalışmalarımız sırasında sistematik örnek alamadığımızdan kayaçların nasıl bir dağılım ve zonlanma gösterdiği saptanamamakla birlikte diyoritik birimden metamorfite doğru gidildikçe piroksen skarn, tremolit-aktinolit skarn ve granat skarn şeklinde değişim gösterdiği saptanmıştır. Bu bölgede yoğun olarak izlenen Fe cevherleşmelerinin ise Keban Metamorfittleri içerisinde kontak metazomatizma ürünü olarak geliştiği gözlenmiştir. Kayaçlar arazide çoğun yeşilimsi, siyah ve kahverengimsi bir renk tonuna sahip olup, kırılındırlar.

Mikroskopik olarak yapılan incelemelerde hemen bütün kesitlerde yoğun olarak izlenen granatlar genellikle özşekilli ve yarı özşekilli ve ikizlenme göstermektedirler. Bu granatların diğer optik özellikleri de dikkate alındığında, olasılıkla andradit-grossüler bileşiminde olduğu düşünülmektedir (Şekil 3.4).

Bu kayaçlardaki granatların büyük bir kısmının özellikle iç kısımlarında yoğun olarak piroksen, daha az oranda da ikincil kalsit ve kuvars mineralleri bulunmaktadır. Kalsit ve kuvars minerallerinin kayaç içerisinde ikincil olarak oluşmalarına karşın, piroksenlerin granatlar ile iç içe büyümesi sözkonusudur.

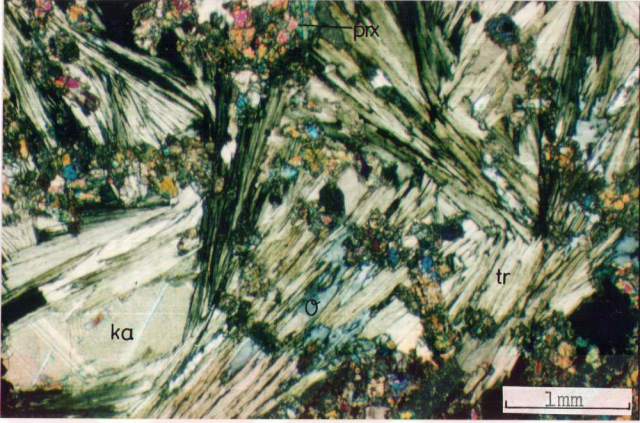
Piroksenler genellikle kötü gelişmiş dilinimlere sahip olup, özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde ve soluk yeşil bir pleokroizma gösterirler. Kırıklı ve çatlaklı yapı sunan piroksenlerde kırık ve çatlaklar çoğun ikincil kalsit ve kuvars mineralleri ile doldurulmuştur. Bu kayaçlarda genellikle yaygın olarak izlenen bir diğer mineral de



Şekil 3.4. Piroksen-granat skarnlarda ikizlenme gösteren granatların mikroskopta görünümü. gr: Granat, prx: Piroksen. Ç.NX 32.

kalsitdir. Genellikle polisentetik ikizli ve özşekilsiz olarak bulunan kalsitler ise daha çok küçük kristaller halinde olup, yer yer çok küçük kristaller halinde, kuvvetli kırılma indisli ve özellikle granatların çatlakları boyunca ve granatlarda zonlanma oluşturacak şekilde ikincil kuvarslarla birlikte bulunurlar.

Amfibol skarnlar; plajiyoklas, amfibol (tremolit - aktinolit, kahverenkli hornblend), piroksen, kuvars ve sfen mineralleri ile epidot ve klorit gibi alterasyon ürünü minerallerden oluşmuştur (Şekil 3.5). Benzer şekilde bu kayaçlarda da granat bulunmaktadır. Granatlar ikizlenmeli olup, iç kısımlarında ikincil kalsit, kuvars ve oksitlenmeler izlenir. Tremolit ve aktinolitler genellikle ışınal kristaller halinde ve yer yer kuvars kristalleri ile iç içe şekillerde bulunurlar. Bazı kesitlerdeki minerallerde az da olsa uzama ve yönlenme izlenmektedir. Amfibol skarnlarda çok daha az miktarda izlenen kahverenkli hornblendler ise çoğun küçük özşekilsiz kristaller halinde olup, kuvvetli pleokroizmalıdırlar.



Şekil 3.5. Skarn kayaçlarından tremolit-aktinolit skarnlardan genel bir görünüm. tr: Tremolit-aktinolit, ka: kalsit, Q: Kuvars, prx: Piroksen. Ç.N.X 32.

Amfiboller ile birlikte bulunan plajiyoklas mineralleri ise daha çok küçük kristalli, ikizlenmeli ve zonlu bir yapı göstermektedirler.

Yukarıda bahsedilen skarn kayaçlarında ayrıca, küçük özşekilli sfenlere ve daha az olarak da çatlaklarda gelişmiş klorit ve epidot türü alterasyon ürünlerine rastlanmaktadır.

### 3.3. Kırkgeçit Formasyonu: Orta Eosen - Üst Oligosen (Tk)

Çalışma alanının doğu ve güneydoğusunda yayılım sunan birim (Ek-1), ilk defa TPAO Jeologları (1978) tarafından Van İli güneyinde Kırkgeçit köyü yakınında tanımlanmıştır (Turan'dan 1984). Birim, birçok araştırmacı tarafından aynı adla benimsenerek kullanılmıştır (Avşar, 1983; Asutay, 1985, 1987; Asutay ve diğ., 1986; Türkmen, 1988, 1991).

Esas olarak konglomera, breş, killi ve kumlu kireçtaşları, kumtaşı, şeyl, marn ve çamurtaşlarından oluşan birim, derin deniz ürünü olarak yay ardı havza koşullarını yansıtmaktadır (Aksoy 1988; Özkul, 1988).

Çalışma bölgesinde GD'da Demürek köyü çevresinden başlayıp daha kuzeyde Aşağıgölbahçe köyü güneyinden geçerek doğuya doğru yayılım sunmaktadır. Demürek köyü çevresinde yaklaşık 5 m kalınlığında taban konglomeraları ile başlayan birim, mermer ve Yüksekova Karmaşığı'na ait blok ve çakıllar içermektedir. Genellikle grimsi bej renkli ve gevşek çimentolu olan konglomeralar yer yer tane, yer yer de matris destekli olup, matrisi karbonat ve ince çakıl boyutundaki malzemeler oluşturur. Birim üste doğru Aşağıgölbahçe köyü çevresinde kumlu kireçtaşı ve marn şeklinde yayılım sunmaktadır. Sarımsı ve kirlili sarımsı renklere bir renk tonuna sahip olan birim, değişik kalınlıklarda tabakalanma gösterir. Genellikle KKB'ya doğru eğimli olan birimde tabakaların eğimleri değişken olup 25 dereceye kadar çıkmaktadır.

TPAO Jeologları (1978), formasyon içinde saptamış oldukları fosillere dayanarak formasyonun yaşını Üst Eosen - Oligosen olarak vermişlerdir (Turan'dan 1984). Ancak son yıllarda yapılan çalışmalarda (Özkul 1982; Afşar, 1983; Turan, 1984; Asutay 1985; Asutay ve diğ., 1986, 1989) fosil bulgularına dayanarak Kırkeçit Formasyonu'nun Orta Eosen'de (Lütesiyen) çökelmeye başladığı kabul edilmektedir.

### 3.4. Alibonca Formasyonu: Alt Miyosen (Ta)

Birim ilk defa Soyutürk (1973) tarafından tanımlanmıştır (Turan'dan 1984). Daha sonraki çalışmalarda da araştırmacılar (Avşar,1983; Asutay,1985,1987; Asutay ve diğ.,1986) tarafından aynı adlama kullanılmıştır. Turan (1984), Baskil çevresinde geniş bir yayılım sunan formasyonu alttan üste doğru konglomera, kumlu kireçtaşı ve marn şeklinde üç birim halinde incelemiştir. Konglomeralar ve kumlu kireçtaşlarında bulunan Nummulit fosillerinin Kırkeçit Formasyonundan aşınarak geldiğini belirten araştırmacı, kumlu

kireçtaşları içinde saptadığı mikrofosillere dayanarak birimin yaşının Alt Miyosen olduğunu belirtmektedir.

Alibonca Formasyonu, çalışma bölgesinde güneyde Ayazpınar köyü çevresinde başlayıp, batıya doğru Konaklar köyü güneyinden baraj göl alanı içine doğru yayılım gösterir. Ancak birim, esas yayılımını KB'da Çemişgezek çevresinde göstermektedir (Ek-1).

Tabanında kendisinden daha yaşlı birimler üzerine açılı uyumsuzlukla gelen birim, Ayazpınar köyü çevresinde yaklaşık 1.5m. kalınlıkta taban konglomeraları ile başlar, kumlu kireçtaşı ve yumrulu kireçtaşları ile devam edip marnlarla son bulmaktadır (Şekil 3.6). Çakılları genellikle iyi yuvarlaklaşmamış konglomeralar, matriks destekli olup, iyi tutturulmuştur. Ayazpınar köyü çevresinde çakıllar diyoritik (Yükseova Karmaşığı) birimden oluşmuştur. Konglomeraların üstünde bulunan kalın tabakalanmalı, bol çatlaklı ve oldukça sert olan kireçtaşları genellikle kirlili sarı ve kırmızımsı renkte görülürler. Batıya



Şekil 3.6. Alibonca Formasyonu (Ta)'nın çalışma alanında diğer birimlerle olan dokanak ilişkilerinden genel bir görünüm. Tkv: Karabakır Formasyonu, Ky: Yüksekova Karmaşığı. Ayazpınar köyü güneydoğusu. Bakış yönü kuzeybatıya doğru.



doğru Konaklar köyü çevresinde birim tamamen topraklaşmış olup, volkanitlerden taşınan çakılların da yüzeye yayılmasıyla sınır yer yer belirsizleşmekte ancak renk farklılığından yararlanarak izlenebilmektedir.

Çalışma alanının KB'sında Çemişgezek çevresinde geniş bir yayılım sunan formasyonun tabanı yakın çevrede izlenememektedir. Tağar çayı Batısında yaklaşık K65D-35KB duruşlu olarak bulunan kumlu kireçtaşları, Kilisemezraanın bulunduğu tepede yaklaşık 100 m'lik kalınlığa erişmektedir. Burası Alibonca Formasyonu'na ait kireçtaşlarının, çalışma alanı içerisinde en fazla kalınlık gösterdiği yerdir. Kireçtaşları daha doğuya doğru gidildikçe hemen incelmekte ve marnlara geçiş göstermektedir. Arazide grimsi renkte gözlenen marnlar tamamen topraklaşmış halde bulunup, çalışma alanı içinde zaman zaman yaklaşık 30 m. kalınlığa ulaşmaktadır. Kilisemezra dere boyunca doğuya doğru devam eden marnlar, kendisiyle dokanak oluşturan ince taneli epiklastitlerden renk tonlarının farklı olması nedeniyle kolayca ayırtedilebilmektedir.

Alibonca Formasyonun'dan yapılan yaklaşık 30 adet incekesitte fosil tayini yapılmıştır.

Aşağıda saptanan fosil içeriğine göre birimin yaşı Alt Miyosen olarak belirlenmiştir. Bunlar;

- Sorites sp.
- Archaia sp.
- Austrotrillina sp.
- Peneroplis sp.
- Textularia sp.
- Rotaliidae
- Miliolidae
- Alg
- Spirolina cylindracea (Lamarck)
- Borelis melo eurdica (Reichel)

- Lepidocyclina sp.
- Amphistegina sp.

Det. Doç. Dr. Niyazi Avşar

### 3.5. Karabakır Formasyonu: Üst Miyosen -Pliyosen (Tkv, Tkl, Tg)

İnceleme bölgesi yakın çevresinde yapılan çalışmalarda daha çok yerel adlamaların kullanıldığı volkanitler, çalışma bölgesinde ise ilk defa Naz (1979) tarafından Pertek İlçesi (Tunceli)-Karabakır köyü çevresinde Karabakır Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Son yıllarda Elazığ çevresinde yapılan çalışmalarda (Tonbul, 1985; Asutay ve diğ., 1986; 1989; Türkmen, 1988, 1991; Sağıroğlu, 1992)birim için aynı adlama kullanılmıştır. Bu nedenle bölgesel ölçekte karışıklığa sebep vermemek için bu çalışmada da "Karabakır Formasyonu" adının kullanılması uygun görülmüştür.

Naz (1979), birimin Karabakır köyü civarında tuf, andezitik tuf, aglomera, bazalt ve bazaltlarla birlikte ardalanmalı olarak killi kireçtaşı, kireçtaşı, killi marn ve killi kumtaşından oluştuğunu belirtmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi diğer araştırmacılar da (Sirel ve diğ.,1975; Tonbul, 1985,1987; Asutay ve diğ., 1986,1989) Karabakır Formasyonu'nun değişik litoloji birimlerinden oluştuğunu belirtmektedirler.

Karabakır Formasyonu, çalışma alanında güneyde; Keban Metamorfitleri, Yüksekova Karmaşığı, Kırkgeçit Formasyonu ve Alibonca Formasyonu, güneydoğuda; Kırkgeçit Formasyonu kuzeybatıda ise Alibonca Formasyonu ile sınırlandırılmıştır. Formasyon arazi çalışmaları sırasında volkanoklastitler, lav akıntıları ve gösel kireçtaşları şeklinde ayırt edilip haritalanmıştır (Ek-1).

### 3.5.1. Volkanoklastitler: Üst Miyosen - Pliyosen (Tkv)

Taneli volkanik kayaların, sedimanter niteliklerine dayalı olarak ele alınması dünyada ve ülkemizde henüz yeni olduğundan, yerleşmiş bir kavram birliği de yoktur. Bu nedenle çalışmamızda Fisher (1961)'in tanımlamaları esas alınmıştır.

Fisher (1961), herhangi bir yolla oluşmuş, değişik yollarla taşınmış ve herhangi bir yerde depolanmış volkanik malzemeler ile volkanik olmayan malzemelerin farklı oranlarda karışımı sonucu oluşmuş malzemeler için taneli volkanik kayaç ile eş anlamlı olan volkanoklast terimini kullanmıştır. İnceleme alanında bulunan volkanoklastitler ise bu tanımlamalar esas alınarak Piroklastitler ve Epiklastitler şeklinde ele alınmış ve incelenmiştir (Şekil 3.1).

Çalışma bölgesinde birbirleriyle yanal geçişli olarak bulunan piroklastik ve epiklastik tür kayaçlar üzerinde ayrıntılı stratigrafik bir çalışma yapılamamıştır.

#### 3.5.1.1. Piroklastitler;

Piroklastitler, çalışma alanında Çemişgezek İlçesi Ulukale köyü çevresi ile Pertek İlçesi Aşağıgölbahçe ile Yukarıgölbahçe köylerinde geniş yayılım göstermektedir (Ek. 1).

Piroklastitler esas olarak, altta kaba ve ince taneli tüfler, iyi yuvarlaklaşmış ve yaklaşık eşboy taneli lapillistlonlar ve kötü boylanmalı ve homojen bir dağılım göstermeyen, yer yer kaba derecelenmeli piroklastik breşlerden oluşmuştur (Şekil 3.1). Bu seri içerisinde yer yer tüflerle arakatlı ya da tüflerin üstünde ince seviyeler şeklinde lav akıntıları da izlenmektedir.

Burada belirtilen piroklastit istifin tamamı Ulukale köyü çevresinde bulunmaktadır. İstif Cevizli dere yatağında özellikle de derenin sol yamacında andezitik bileşimli lavların üzerinde, iyi izlenebilen fazla kalın olmayan tüflerle başlar. Tüfler, yukarda da belirtildiği gibi kaba ve ince taneli yaklaşık yatay duruşludur. Yüzeyde kirli

sarımsı beyaz ve grimsi renkte olan tüfler, iyi sıkılaştırılmışlardır. Tüflerin içinde ince seviyeler halinde, koyu kahve renkli, andezitik bileşimli lav akıntıları izlenmektedir. Cevizli dere sağ yakasında (Ulukale köyü yolu) bulunan tüfler ise tüflerin üstünde bulunan lapillistonlar ile yer yer yanal geçişli olmaktadır. Bu bölgede kalınlığı fazla olmayan lapillistonlar, genellikle gri renkte, iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boyulanmalı malzemeden oluşmuştur. Lapillistonlar fazla sıkılaştırılmamış olduğundan, arazide çoğunlukla fazla keskin olmayan yuvarlaklaşmış çöküntüler oluşturmuşlardır.

Değişik kalınlıkta tabakalanmalı lapilliston örneklerini Aşağıgölbahçe köyünde sınırlı bir alanda da izlemektediriz (Şekil 3.7-8). Genellikle kötü tabakalanmalı, K60-70D,15-20KB duruşlu, tabakalar arasındaki sınır, daha çok tane boylarının küçülmesi ve zayıf kırık zonları ile belirlenmektedir. Tane boylarının yaklaşık aynı olduğu ve taneler arasında yer yer ikincil kalsit dolguları bulunduğu gözlenmiştir. Çimento malzemesinin demirli olmasından dolayı buraya özgün olarak lapillistonlar kiremit renginde görülmektedir.

Aşağıgölbahçe köyünde bulunan piroklastitler kaba taneli tüflerle başlayıp, yaklaşık 5 m. kalınlıktaki kırmızımsı kahve renkli, yoğun alterasyonlu andezitik tüflerle devam etmekte, daha sonra ise yaklaşık 10 m. kalınlıktaki lapillistonlar ve en üstte de piroklastik breş şeklinde bir istif sunmaktadır. Piroklastik breşlerin kalınlığı kuzeye doğru (Yukarıgölbahçe köyü) gidildikçe artmaktadır. Piroklastik breşler benzer şekilde Ulukale köyü Besni tepede de kalın bir istif oluşturmaktadır. Breşler kötü boyulanmalı olup, piroklastik breşi oluşturan malzeme daha çok andezit çok daha az olarak da bazaltlardan oluşmuştur. Yer yer derecelenme, yer yer de homojen bir dağılım gösteren breşler yüzeyde iyi sıkılaştırılmış ve sert görünümlüdür. Bu nedenle bazen oldukça dik kenarlı tepeler (Şekil 3.9) bazen de peribacaları oluşturabilmektedirler (Şekil 3.10).



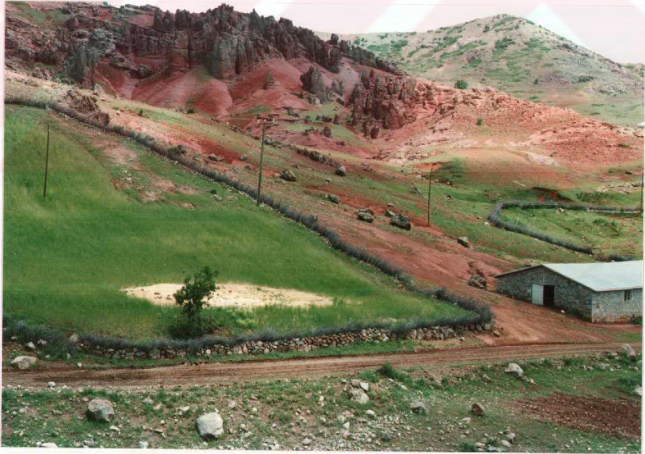
Şekil 3.7. Tabakalanma gösteren lapillistionlardan bir görünüm. Aşağı Gülbahçe köyü  
Bakış yönü kuzeydoğuya doğrudur.



Şekil 3.8. Şekil 3.7'deki lapillistionların yakından görünümü.



Şekil 3.9. Piroklastik breşlerden bir görünüm. Yukarı Gülbahçe köyü. Bakış yönü güneydoğuya doğru.



Şekil 3.10. Piroklastitlerde izlenen peribacalarından bir görünüm. Aşağı Gülbahçe köyü 200 m. kuzeyi. Bakış yönü doğuya doğru.

### 3.5.1.2. Epiklastitler:

Çalışma alanı içinde geniş bir yayılım sunan epiklastitler; Çemişgezek İlçesi - Bölmebölen köyü çevresinde, Tağar çayından başlayıp doğuya doğru Karayazı tepeye kadar yaklaşık 500 m.'lik bir kalınlık sunmaktadır (Şekil 3.11). Benzer özellikli epiklastitleri Çemişgezek İlçesi - Payamdüzü köyü yol yarması ile Çemişgezek - Pertek İlçeleri yol yarmasında da (Domuz tepe civarı) görmekteyiz.

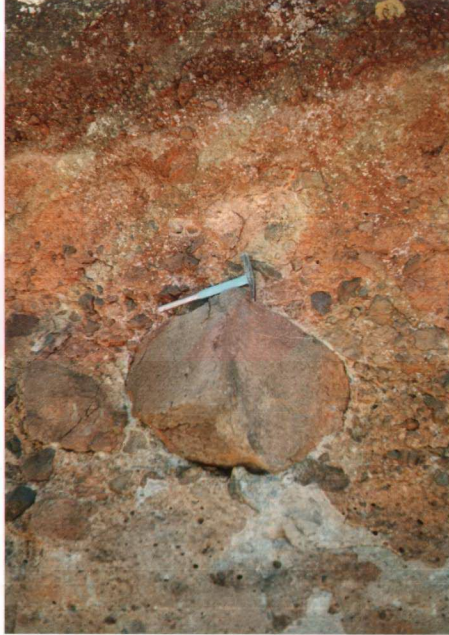
Çalışma alanındaki epiklastitler, konglomera (aglomera), kumtaşı, çamurtaşı ve karbonatlarla temsil edilmiştir. Kaba tabakalanmalı konglomera litofasiyesi özellikle Çemişgezek İlçesi yol yarmasında oldukça geniş bir yayılım sunmaktadır. Konglomeralar kötü boylanmalı ve matriksi desteklidir. Konglomeraların içerisindeki çakıl boyutları değişken olup, 1m'ye varan büyüklükte bloklara rastlanmaktadır (Şekil 3.12). Genellikle



Şekil 3.11. Bölmebölen köyü çevresindeki epiklastitlerden bir görünüm. Bölmebölen köyü güneyi. Bakış yönü kuzeydoğuya doğru.

alttaki daha yumuşak malzemeyi aşındırıp kesen özelliktedir. Bütün bu birimler daha sonra çok gevşek bir çimentoyla imentolanmuştur. Çakıllar genellikle köşeli olup, küresellik ve yuvarlaklaşma kötüdür. Çakılların büyük bir oranı (%80'i) andezitten geri kalanı bazalttan oluşmuştur. Aralardaki kum matriks ise aynı karakterdedir.

Konglomera (aglomera) ile ardalanmalı olan kumtaşları açık gri, bej renkli ve hemen hemen yatay duruşludur (Şekil 3.13). Kumtaşları kaba taneli olup, taneler arası matriks kil boyutundaki malzemeden oluşmuştur. Yer yer derecelenme, yer yer de paralel laminalı yapının görüldüğü kumtaşlarında nadir olarak da teknemi ve düzlemsel çapraz tabakalanmalara rastlanmaktadır.



Şekil 3.12. Epiklastitlerdeki konglomeraların görünümü. Çemişgezek - Elaziğ yol yarması yaklaşık 5. km.'si.



Epiklastik kayalardan çamurtaşları, arazide porselen beyazı renginde, kirli sarımsı beyaz renkte ya da kül renginde gözlenmektedir. Çok küçük taneli malzemeden yapılmış olduklarından soğan kabuğu benzeri yapraklanmalar sunmaktadırlar. Bu nedenle örnek alımı zorlaşmakta özellikle de ince kesit yapmak çok güç olmaktadır. Çok az sayıda yapılan ince kesitler ise genellikle ince kesit yapımı sırasında daha az dökülme gösteren tüfler ile nisbeten daha sert ve dayanımlı olan kireçtaşlarından yapılmıştır (Şekil 3.13).

Epiklastit istifte görülen bir diğer litofasiyes ise karbonatlardır. Karbonatlar fazla dayanımlı olmayan, bol çatlaklı ve ikincil kalsit dolgulu ve mikritik özelliklidir. Herhangi bir laminalanma ve sedimenter yapı sunmamakla birlikte içerisinde bitki kırıntıları ve oolite benzer sedimanter yapılar yer almaktadır.Tabakalanma yüzeyleri boyunca mangan dentritlerine rastlanmaktadır.

Epiklastik malzemelerin değişik boyutlarda bloklar içeren kum ve çamur matriksli olması, bunların çamur akması (mud flow) şeklinde geliştiğini göstermektedir. Çeşitli yol



Şekil 3.13. Epiklastitlerdeki kumtaşlarından bir görünüm. Çemişgezek - Elazığ yol yarması yaklaşık 5.km.'si.

yarmalarında da görüldüğü gibi bunlar merceksel geometri sunmakta (Şekil 3.14), tabanlarında yük kalıpları bulunmakta ve aşındırmalı bir taban şekli göstermektedirler. Bütün bu özellikler bu birimlerin kanal dolgusu şeklinde alltaki yumuşak malzemeyi keserek oluştuğunu göstermektedir. Tekne şeklindeki çapraz tabakanmalarda yapılan ölçümlere göre eski akıntı yönü Çemişgezek İlçesi yol yarmasında KD-GB, Çemişgezek-Pertek yolu Domuz tepe yol yarmasında ise KB-GD yönünde olduğunu göstermektedir. Çamur matriksin içerisindeki çok iri blokların da daha viskoz olan çamur içerisinde adeta bir sal gibi taşınması bu tür çökeline güzel bir örnektir. Çamurun gerek volkanın çıkış merkezinden gerekse çevresinden getirdiği ve yamaç aşağı doğru akarken sürüklediği çakıllar köşeli, kötü boylanmalı, çoğun tane destekli yamaç aşağılara doğru ise matriks desteklidir. Çakıl ve blokların çok köşeli olması bunların çok uzak mesafelerden taşınmadığını da gösterir. Bu duruma göre volkan çıkış merkezinin Çemişgezek yöresi için KD'da, Pertek çevresi için ise KB'da olduğu söylenebilir. Bu sonuçlara göre her iki yerdeki ölçümler de merkezi



Şekil 3.14. Epiklastitlerde gözlenen merceksel yapıardan bir görünüm. Çemişgezek - Elazığ yol yarması yaklaşık 5. km.'si.

Çemişgezek - Ulukale köyü çevresinde olan bir volkan çıkış merkezinin olduğunu kanıtlamaktadır.

### 3.5.2. Lav Akıntıları: Üst Miyosen - Pliyosen (Tkl)

Çalışma alanında lav akıntılarının en yaygın olarak görüldüğü yerler, harita alanının orta ve doğu kısımlarında, batıda Çemişgezek çevresinde ise Karayazı tepe ile Kurugöl tepede ve Keban - Arapkir yolu yaklaşık 25. km.sinde yol boyunca 3.5 - 4 km.lik bir bölgedir (Ek-1). Araziye yer yer geniş yayımlı, yer yer de tepelerin üstünde şapka şeklinde bulunan birimin, bazaltik bileşimde olanları ile andezitik bileşimde olanları arasında belirgin bir morfolojik farklılık izlenememekle birlikte renk bakımından farklılık gözlenmektedir (Şekil 3.15-16). Ancak andezitik tüfleri andezitlerden makroskobik olarak ayırmak çok zordur (Şekil 3.17). Bu nedenle haritalama sırasında andezitik tüf bileşimindeki kayaçlar lav akıntıları içerisinde tanımlanmıştır.

Lav akıntıları yersel olarak bileşim farklılığı gösterdiği gibi, aynı bileşimdeki kayaçlarda da dokusal farklılıklar göstermektedir. Örneğin Ağdunut köyü (Ağın) - Karataş tepe çevresindeki lav akıntıları genellikle bazaltik bileşimde olduğu halde, Ulukale köyü çevresindeki kayaçlar bazalt, bazaltik andezit veya andezit bileşiminde olabilmektedir. Benzer şekilde Çemişgezek çevresinde daha yoğun olarak izlenen bazalt bileşimli kayaçlar (özellikle Karayazı tepe), genellikle çok koyu renkli, sert ve oldukça fazla gaz boşlukludurlar. Gaz boşluklarının büyüklükleri farklı olup, çoğun içleri boş olarak bulunur. Buna karşın Karataş tepe (Ağdunut köyü ) bazaltları yine oldukça sert yapılı, siyah renkli ve ince tanelidir. Bazı örneklerde küçük plajiyaklas kristallerini çıplak gözle görmek mümkün olduğu halde, bazı örneklerde ise yeşilimsi renkte mafik mineraller görülebilmektedir. Ulukale köyü çevresindeki bazaltik bileşimdeki kayaçlar ise daha dayanımsız, kahverengimsi siyah renkte ve gaz boşlukludur. Gaz boşlukları genellikle

küçük olup, yer yer ikincil olarak oluşmuş kalsit ve zeolitlerle dolmuş bir şekilde, yer yer sıvama şelinde oksitlenmeler gözlenirken yer yer de tamamen boş olarak bulunmaktadır.

Arazideki yayılımları tabla şeklinde olan bazaltlar Çemişgezek güneydoğusundaki Kurugöl tepede soğuma çatlakları ya da sütun şeklinde gelişmiş çatlaklar oluşturmuştur (Şekil 3.18). Düzgün çatlak yüzeyleri oluşturan bu bazaltlar, dar bir alanda sınırlı olup, özellikle çatlaklar boyunca parçalanıp daha aşağılara taşınmışlardır.

Andezitik bileşimli lavlar, daha çok Ulukale köyü doğu ve güneyinde yayılım sunmaktadır. Bazalt bileşimli lavlara oranla daha yaygın olarak bulunurlar. Alterasyonun



Şekil 3.15. Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait bazaltik bileşimli lavların arazide görünümü. Karakuz mahallesi batısı. Bakış yönü güneydoğuya doğru.



Şekil 3.16. Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait andezitik bileşimli lavların görünümü. Yukarı Gülbağçe köyü 500 m. batısı. Bakış yönü doğuya doğru.

daha yoğun izlendiği bu kayalar genellikle değişik renklidirler. Grimsi, açık siyah, kiremit rengi ve kırmızımsı siyah renkte görülen kayalar çabuk kırılan, düzgün yüzeyli olmayıp, genellikle porfirik dokuludurlar. El örneği düzeyinde değişik boyutlu plajiyoklas kristalleri ve çoğun özşekilli amfibol ile prizmatik-levhamsı biyotitler görülebilmektedir. Bol çatlaklı olarak bulunan bu kayalarda çatlak yüzeyleri boyunca sıvama şeklinde kırmızımsı renkte oksitlenmeler izlenmektedir.

Andezitik tüfler ise diğer bileşimli lavlardan daha yaygın olup, daha çok çalışma bölgesinin doğu kısmında yayılım sunmaktadır. Andezitik tüfler, arazide genellikle kiremit rengi veya kırmızımsı kahve renginde daha az olarak da grimsi siyah renktedirler. Bu özelliklerinden dolayı arazide uzaktan bakıldığında daha çok andezitlere daha az olarak da piroklastik breşlere benzemektedir. Oldukça yumuşak ve dayanımsız olan andezitik tüfler, arazide az eğimli tepe ve sırtlar oluştururken, andezitler daha keskin ve sert bir topoğrafya sunmaktadır. Andezitik tüflerin bu özelliklerinden dolayı örnek alımı kolay



Şekil 3.17. Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait bazaltlarla andezitik tüflerin görünümü. Karakuz mahallesi batısı. Bakış yönü güneye doğru.



Şekil 3.18. Bazaltlarda oluşan soğuma çatlaklarının görünümü. Sarıbalta köyü yaklaşık 1km. kuzeyi.

fakat ince kesit yapmak oldukça zor olmaktadır.

Andezitik tüfler genellikle andezit ve bazaltların altında bulunmalarına karşın, bazen de bazaltik ve andezitik lavlarla ardalanmalı olarak görülmektedirler (Şekil.3.17).

### 3.5.3. Gösel Kireçtaşları: Üst Miyosen - Pliyosen (Tg)

Elazığ çevresinde geniş yayılım sunan gösel kireçtaşları; kireçtaşı, marn, konglomera, kumtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmuştur. Bölgede yapılan çalışmalarda, araştırmacıların (Sirel ve diğ., 1975; Naz,1979; Tonbul,1985,1987; Asutay ve diğ.,1986,1989) "gösel kireçtaşı" olarak belirttikleri birim için, benzer litolojik özellikler önermelerine karşın, volkanitlerle ilişkileri konusunda bazı farklılıklar bulunmaktadır.

Sirel ve diğ.(1975), birimin bazaltların üstünde bulunduğunu, ancak zaman zaman bazaltlarla girik bir durum gösterdiğinden bahsederler. Benzer şekilde Naz'da (1979) birimin volkanitlerle arakatlı olarak bulunduğunu belirtir. Tonbul (1985, 1987), birimin bazaltların altında bulunduğunu belirtirken,Asutay ve diğ.'de (1986-1989) bazaltların üstünde olduğunu kabul etmektedirler.

Çalışma alanının üst yarısında, genellikle birbirlerinden uzak ve küçük yayılımlar halinde bulunan birim, Çemişgezek İlçesi Vişneli köyü yaklaşık 500 m. GB'sında, Hozat İlçesi Yeşilyurt köyü Kızıl tepede, Pertek İlçesi Şavak köyü eski karakolunun bulunduğu tepede, Hozat İlçesi yol ayrımı yakınında bulunan Akpınar mahallesi çevresinde ve ayrıca Ağın İlçesi Ağdunut köyü Uyuzpunarı çevresinde görülmektedir (Ek-1). Dikkat edileceği gibi çalışma alanı içinde birbirinden oldukça uzak yerlerde ve genellikle küçük yüzlekler halinde yayılım gösteren birimin volkanitlerle ilişkilerinde de farklılık görülmektedir.

Bunlardan Kızıl tepe ile Şavak karakolunun bulunduğu tepedeki kireçtaşları morfolojik olarak benzerlik göstermektedir. Şavak karakolu tepesindeki kireçtaşları tamamen yoğun alternasyonlu andezitik tüflerin oluşturduğu nisbeten düz bir alanda yüksekliği yaklaşık 7-8 m. olan bir yükselti oluşturmaktadır. Benzer şekilde Kızıl tepedeki

kireçtaşları da etrafındaki tepelerle yaklaşık aynı yüksekliklerde bulunan bir tepenin en üst kısmında şapka şeklinde yayılım göstermektedir. Akpınar mahallesinde bulunan kireçtaşları ise diğer yerlerdekine nazaran daha geniş yayımlı olup, birbirine yakın mesafede iki ayrı yerde, andezit ve bazalt bileşimli lav akıntıları üzerinde bulunmaktadır. Ağdanut köyü Uyuzpınarı tepede gözlenen kireçtaşları da bazaltik bileşimli bir tepede, yamaçyüzeyi boyunca yaklaşık 20 m.'lik bir kalınlıkta damar şeklinde bulunmaktadır. Vişneli köyü GB'sında gözlenen kireçtaşları ise birbirine yakın olarak iki farklı yüzlek vermektedir. Bunlardan daha geniş yayımlı olanı volkanoklastitlerle bazaltik bileşimli lavların arasında bulunurken, daha küçük yayımlı olanı volkanoklastitler içerisinde bulunmaktadır (Ek-1). Vişneli köyü çevresindeki kireçtaşları değişik kalınlıklarda ve K60D-35KB duruşlu tabakalanma oluşturup, buldukları bölge için, içerisinde bulunduğu volkanotortullarla uyumluluk göstermektedir.

Bütün bu farklı yerlerde yüzeyleyen kireçtaşlarının en belirgin özellikleri arazide kirlî beyaz renkte olup, yer yer toprağimsi şekilde, yer yer de sert görünümlü olmalarıdır. Sert görünümlü olan kireçtaşları çekiçle vurulduğunda hemen kırılıp, değişik büyüklüklerde sal taşlar oluşturmaktadırlar (Şekil 3.19).

Vişneli köyü çevresindeki kireçtaşlarından yapılan ince kesitlerde, bunların tipik bir gösel ortamda oluşmuş tüflü kireçtaşı olduğu belirlenmiştir. Bol çatlaklı, çatlaklar boyunca ikincil kalsitlerin oluştuğu kesitlerde volkanik kayaç parçaları ve boyutları oldukça değişken pizoolitler bulunmaktadır (Şekil 3.20).

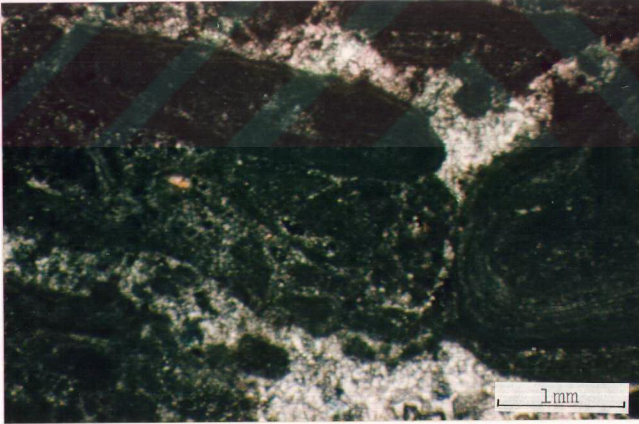
Diğer bölgelerden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerde ise birimin tamamen ince taneli, bol çatlaklı kireçtaşlarından oluştuğu belirlenmiştir.

Çalışma alanı dışında Hozat İlçesi yol ayrımı yaklaşık 10. km.'sinde, bazaltların içinde ince bir mercek şeklinde bulunan gösel kireçtaşlarının tabanında, açık siyah renkli, bol kırıklı, ince tabakalanmalı ancak dokunulduğunda parça parça dağılan bitümlü bir seviye gözlenmiştir.





Şekil 3.19. Karabakır Formasyonu (Tkl)'na ait andezitik tüfler ile Gösel Kireçtaşları (Tg)'nin dokunak ilişkileri. Lavalar mahallesi kuzeyi. Bakış yönü batıya doğru.



Şekil 3.20. Gösel Kireçtaşları (Tg)'ndeki pizoolitlerin mikroskopta görünümü.

Ç.N.X32.

#### 4. LAV AKINTILARININ PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

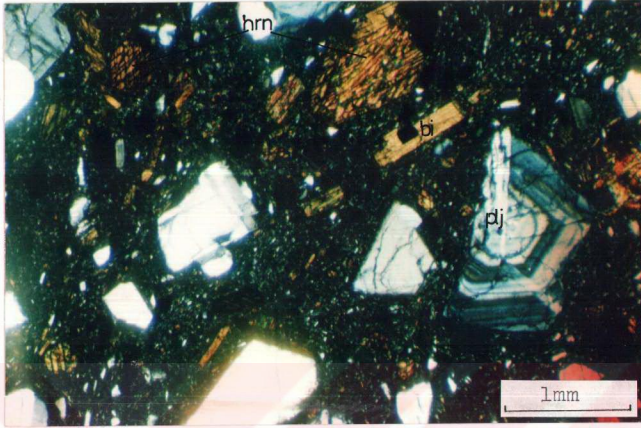
İnceleme alanındaki arazi çalışmaları sırasında lav akıntularından alınan yaklaşık 200 adet örnek üzerinde yapılan petrografik incelemeler sonucu bunların andezit, bazalt ve andezitik tuf bileşimindeki kayalardan meydana geldiği görülmüştür. Farklı bileşimdeki bu kayalar tek bir birim olarak haritalanmış olmasına karşın, mineralojik ve petrografik özellikleri ayrı ayrı incelenmiştir.

##### 4.1. Andezitler

Genel olarak vitroporfirik ve mikroporfirik dokunun görüldüğü bu kayalarda bazen amigdaler ve traktik doku nadiren de olsa glomeroporfirik dokular da izlenmektedir. Esas olarak plajiyoklas, hornblend, biyotit daha az oranda da klinopiroksen, ortopiroksen ve olivin gibi minerallerden oluşan kayaç, ayrıca klorit, serizit, kalsit gibi ikincil mineraller ve opak mineraller de sıkça içermektedir (Şekil 4.1-2-3-4).

Plajiyoklaslar; fenokristal ve mikrolitler halinde bulunan plajiyoklasların en belirgin özellikleri, belirgin bir zonlanma ile birlikte albit ve periklin ikizi göstermeleridir (Şekil 4.1). Genellikle yarıöz ve özşekilli kristaller halinde bulunan plajiyoklasların bazı iri fenokristallerinde, kötü gelişmiş dilinimlenme ile birlikte yoğun olarak izlenen kırık ve çatlaklar ve bu çatlaklar boyunca gelişen zayıf zonlarda yer yer serizitleşme türü alterasyon ile kalsit minerali izlenmektedir. Özellikle porfirik doku gösteren andezitlerdeki mikrolitler halinde bulunan plajiyoklaslar ise genellikle prizmatik şekilli, albit ikizli ve zonlu yapı göstermektedirler. Bazen bu plajiyoklas mikrolitleri yuvarlaklaşmış şekilde bulunan plajiyoklas fenokristallerinin etrafında, bu fenokristaller ile birlikte dönme oluşturmuşlardır. Bazı plajiyoklas fenokristallerinde ise özellikle mineralin kenarları boyunca sıvı kapanımlar izlenmektedir (Şekil 4.2.).

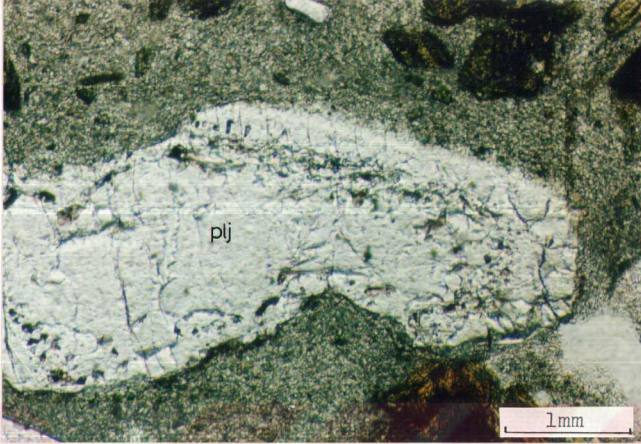
Albit ikizi gösteren plajiyoklaslarda ölçülen 14-35<sup>0</sup> lik sönme açlarına göre



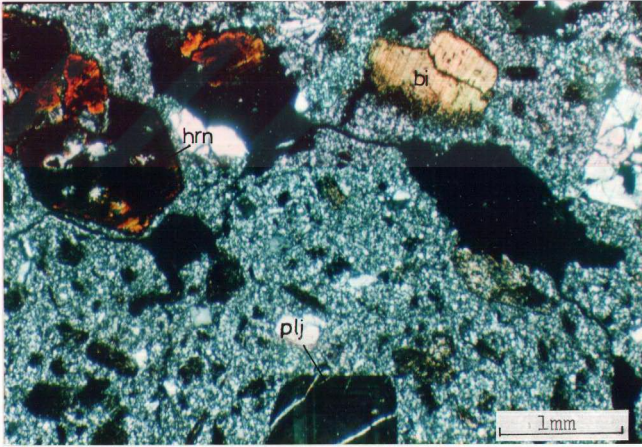
Şekil 4.1. Andezitlerde izlenen vitroporfirik doku ile zonlu plajiyoklas ve amfibol kristallerinden bir görünüm. plj: Plajiyoklas, hrn: Hornblend. Ç.N.X 32.

plajiyoklasların %An<sub>30-70</sub> olan andezin ve labrador bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Amfiboller; çoğun levhamsı ve altıgen şekillerde özşekilli ve yarıözşekilli, iyi gelişmiş dilinimli, çoğun açık kahverengi ile koyu kırmızimsı kahverengi arasında değişen kuvvetli ve daha az oranda da soluk yeşil ile açık yeşil arasında değişen zayıf yeşil pleokroizmaları en baskın optik özellikleridir (Şekil 4.1). Bu önemli özelliklerinden başka genellikle fenokristal halinde ve değişik boyutlu olmaları da önemlidir. Ayrıca çoğu amfiboller örneklerinde, değişik şekillerde gelişmiş oksitlenmeler izlenmektedir. Örneğin bazı kesitlerde mineralin sadece dış zonları ya da minerallerin merkezi kısımlarında oksitlenmeler izlenirken, bazı kesitlerdeki mineralin tamamen oksitlenmiş olarak görülmüştür (Şekil 4.3). Ayrıca yer yer çatlaklar ve kristallerin kenarları boyunca kloritleşme türü alterasyon da görülmektedir. Çift yönde dilinim sunan kesitlerdeki amfiboller simetrik sönme, tek yönde dilinimli olanlar ise 12 - 26 derece arasında değişen sönme açılarına sahiptirler. Bu optik özelliklere dayanarak amfibollerin kahverenkli



Şekil 4.2. Andezitlerdeki plajiyoklas fenokristallerinde izlenen sıvı kapanımların mikroskopta görünümü. T.N.X 32.

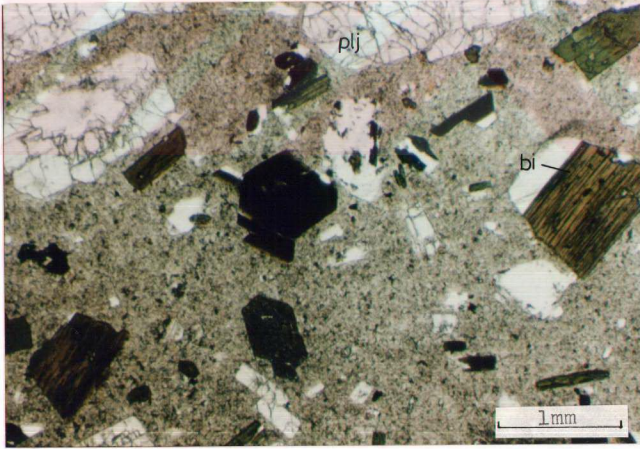


Şekil 4.3. Mikroporfirik dokulu andezitlerde izlenen oksitlenmiş amfibol ve biyotitin mikroskopta görünümü. hrn: Hornblend, bi: Biyotit, plj: Plajiyoklas.Ç.N.X 32.

hornblend ve daha az olarak da yeşil hornblendler olduğunu söyleyebiliriz.

Biyotitler; yapılan bütün incekesit örneklerinin çoğunda yaygın şekilde izlenen biyotitler, genellikle özşekilli ve yarı özşekilli, prizmatik-levhamsı kristaller halinde olup, kuvvetli kahverengi pleokroizmalı, ve belirgin dilinimlidirler (Şekil 4.4). Biyotitlerin kuvvetli kahverengi pleokroizma göstermesi ve bazen de minerallerin kenarları ya da tamamında izlenen oksitlenmelerin olmasından dolayı tek yönde dilinimli olan amfiboller ile benzerlik göstermektedir. Ancak biyotitlerin paralel sönme göstermesi ve pleokroizmanın D-B yönünde maksimuma ulaşması biyotitleri amfibollerden ayırıcı optik özelliklerdir. Gerek fenokristal ve gerekse mikrolit halinde bulunan biyotitler, kesitlerin çoğunda değişik oran ve şekillerde kloritleşmiş olarak da bulunmaktadırlar (Şekil.4.3).

Andezitleri oluşturan bu ana minerallerden başka daha az oranda bulunan klinopiroksen ve ortopiroksenler, genellikle küçük mikrolitler daha az olarak da



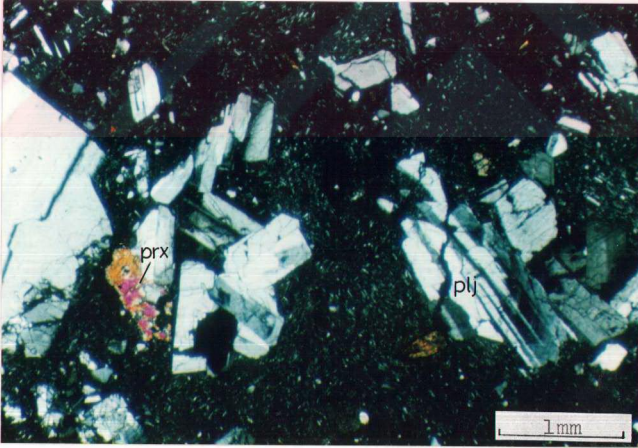
Şekil 4.4. Mikroporfirik doku gösteren andezitlerde kuvvetli pleokroizma gösteren biyotitlerin görünümü. bi: Biyotit, amf: Amfibol, plj: Plajiyoklas. T.N.X 32.

fenokristaller halinded olup, çok kırıklı ve yer yer yoğun alterasyon gösterirler (Şekil 4.5). Benzer şekilde olivin de az oranda olup, genellikle hamur içinde diğer mineraller ile birlikte küçük kristaller halinde bulunur. Olivinler çok çatlaklı olup, bu çatlaklar boyunca gelişmiş iddingsitleşmeler izlenmektedir.

Andezitlerde ikincil oluşumlar şeklinde izlenen klorit, kalsit ve serizitleşme çok yaygın değildir. Klorit oluşumu daha çok amfibol ve biyotitlere bağlı olarak, serizitleşme plajiyoklaslara bağlı olarak, kalsitler ise daha çok çatlaklar ve gaz boşluklarında oluşmuştur.

Opak mineraller; az oranda olup, bazı kesitlerde ikincil oluşumlar şeklinde gelişmiştir. Yarıöz ve özşekilsiz kristaller halinde bulunan minerallerin daha çok manyetit ve hematit çok az olarak da pirit olduğu parlak kesitlerle belirlenmiştir.

Andezitlerde gözlenen mikroporfirik dokuda, fenokristallerin dışında hakim olan mikrolitik mineraller plajiyoklaslar olup, az oranda da amfibol, biyotit, piroksen ve olivin



Şekil 4.5. Vitroporfirik dokulu andezitlerde plajiyoklas ve piroksen minerallerinin mikroskoptaki görünümü. plj:Plajiyoklas, prx: Piroksen. Ç.N.X 32.

bulunmaktadır. Plajiyoklaslar küçük prizmatik şekillerde, amfiboller altıgen, biyotitler genellikle levhamsı bazen prizmatik ve diğer mineraller de değişik şekillerde bulunurlar. Bazı örneklerde porfirik dokuyu oluşturan fenokristaller belli yerlerde yoğunlaşma gösterdiklerinden seyrek de olsa glomeropfirik doku da izlenmektedir.

Amigdaler doku genellikle diğer dokularla birlikte bulunur. Değişik boyutlu, çoğun yuvarlağımsı gaz boşluklar, bazen boş, bazen de ikincil kalsit minerali ile dolmuştur.

#### 4.2. Bazaltlar

Esas olarak plajiyoklas, klinopiroksen, ortopiroksen ve olivin az oranda da nefelin gibi birincil mineral ve zeolit, klorit, serpantin ve kalsit gibi ikincil minerallerden oluşan bu kayalarda hakim doku, intergranüler ve intersertal olup, daha az oranda da ofitik, porfirik, veziküler-amigdaler ve trakitik dokular görülmektedir.

Kesitlerde intergranüler ve intersertal dokuyu çoğun birlikte görmekteyiz. Genellikle kayacı oluşturan hakim mineraller arasında ikincil oluşumlar şeklindeki mineraller (özellikle de zeolit) yoğun olarak izlendiğinden bu iki doku zaman zaman birlikte izlenmektedir. Hatta daha az oranda gözlenen ofitik doku da bazen bu dokulara eşlik etmektedir (Şekil 4.6).

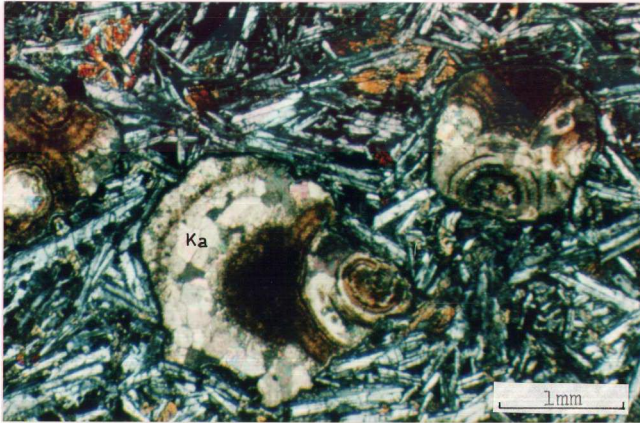
Veziküler ve amigdaler dokular ise daha çok vitropfirik dokuyla birlikte bulunur. Gaz boşlukları genellikle değişik boyutlu ve düzgün olmayan yuvarlaklar halinde bulunurlar. Daha çok zeolit mineralleri az olarak da kalsit ve kloritlerle dolmuşlardır. Zeolitler bazen boşlukların etrafını küçük ışınal kristaller şeklinde ince bir film halinde sarmış şekilde bulunurlar (Şekil 4.7 ve 4.8).

Bazaltlarda izlenen bir diğer doku türü de akıntı dokudur. Az oranda izlenir özellikle plajiyoklasların çok baskın olduğu kayalarda, küçük prizmatik plajiyoklas kristallerinin yönelmeleri şeklinde görülmektedir (Şekil 4.9). Bu dokuda hafif yönelmiş plajiyoklas kristallerinin arasında az da olsa genellikle özseksiz küçük kristaller



Şekil 4.6. Bazaltlarda izlenen intersertal ve ofitik dokunun mikroskopta görünümü.

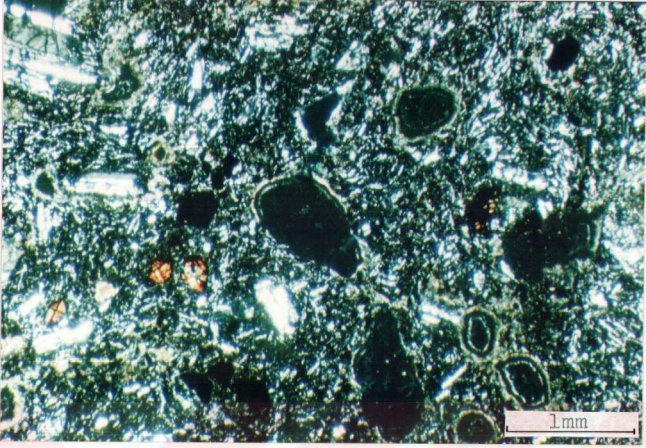
plj: Plajiyoklas, cpx: Klinopiroksen, ze:Zeolit, ol: Olivin. Ç.N.X 32.



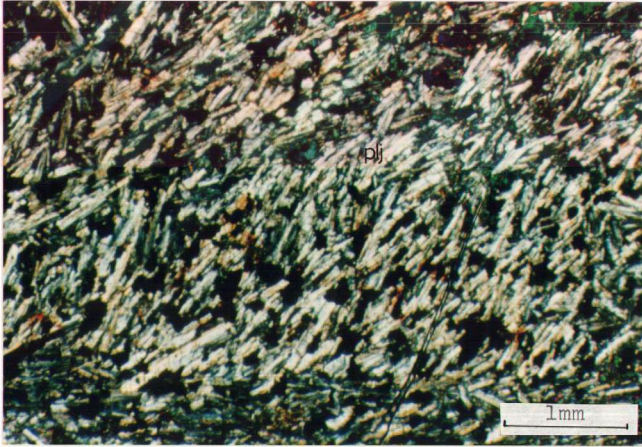
Şekil 4.7. Veziküler doku gösteren bazaltlarda gaz boşluklarında gelişen konsantirik

kalsit minerallerinin mikroskopta görünümü. ka: Kalsit. Ç.N.X 32.





Şekil 4.8. Bazaltlarda oluşan değişik boyutlu gaz boşluklarının kenarları boyunca gelişen zeolit minerallerinin mikroskopta görünümü. Ç.N.X 32.



Şekil 4.9. Bazaltlarda izlenen akıntı dokunun mikroskoptaki görünümü. plj: Plajiyoklas. Ç.N.X 32.

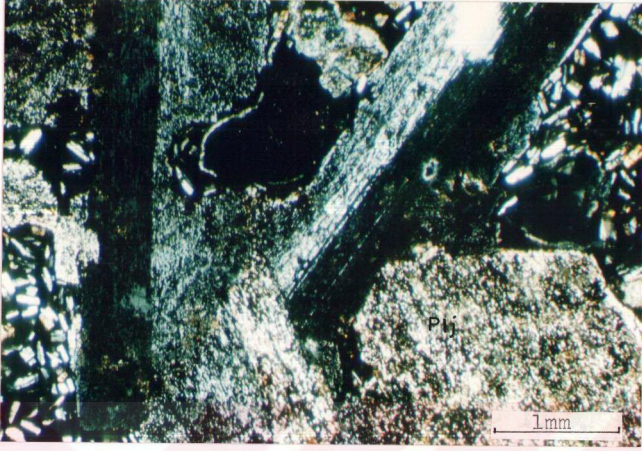
halinde ve gelişigüzel bir şekilde bulunan diğer mineraller de bulunmaktadır.

İnceleme alanındaki bazaltlar, içermiş oldukları minerallere göre Yoder ve Tilley'in (1962) toleyit, olivinli toleyit ve alkali olivin bazalt grubuna girmektedir. Buna göre kayaların mineralojik bileşimleri ve optik özellikleri şöyledir.

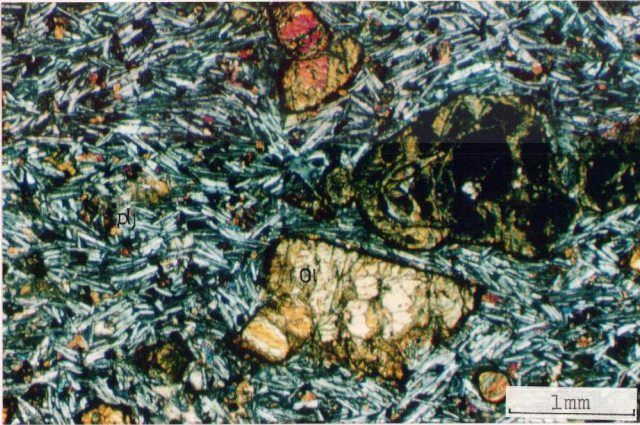
Plajiyoklaslar; genellikle prizmatik ve küçük latalar halinde, daha az olarak da büyük fenokristaller halinde olup, yarı özşekillidirler. Çoğun ikizlenmeli (albit, albit+karsbad) ve zonlanmalı olan plajiyoklasların iri fenokristalleri oldukça kırıklıdır. Fenokristallerin özellikle iç kısımlarında yoğun alterasyon görülür. İç içe girmiş, grafik dokuya benzer plajiyoklas kristalleri içinde kırıklar boyunca oksitlenmeler, karbonat, klorit, ışınal zeolit oluşumları ve kaolenleşme görülmektedir. Bazı Plajiyoklas fenokristalleri çok sayıda küçük opak mineraller içerirken, bazı plajiyoklas fenokristallerinde de mineralin uzanımı boyunca opaklaşma izlenmektedir (Şekil 4.10). Fenokristal boyutundaki plajiyoklasların bazılarında, özellikle dış zonları, boyunca sıvı kapanımlar bulunmaktadır. Sıvı kapanımların olması, kristalleşmenin son evresinin hidrotermal evrede yani çok sulu bir ortamda oluştuğunu göstermektedir. Albit ikizi gösteren plajiyoklaslarda ölçülen sönme açılarına göre, plajiyoklasların andezin, labrador ve bitovnit bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Değişik büyüklükteki prizmatik şekilli plajiyoklas kristalleri arasındaki boşluklar genellikle klinopiroksen, ortopiroksen, olivin, nefelin ve ışınal ve lifsel zeolitler, az oranda kalsit ve klorit mineralleri ile doldurulmuştur.

Olivin minerali; oldukça yoğun olarak izlenen olivinlerin en baskın özelliği, minerallerin hemen tamamında gözlenen iddingsitleşmedir. Genellikle değişik boyut ve şekilli olan olivinler bol kırıklıdır. Özellikle bu kırıklar ve mineralin kenarları boyunca iddingsitleşmeler gözlenir (Şekil 4.11). İddingsitleşme bazı minerallerde yalnız çatlaklar ve kenarlar boyunca gelişmiş olduğu halde, bazen de minerallerin tamamını sarmış şekillerde bulunurlar. Ayrıca bazı kesitlerdeki olivinlerde yaygın bir şekilde serpantinleşme de gözlenmektedir (Şekil 4.12).



Şekil 4.10. Bazaltlarda bulunan plajiyoklas fenokristallerinde, mineralin uzanımı boyunca oluşan opak minerallerin mikroskopta görünümü. Ç.N.X 32.

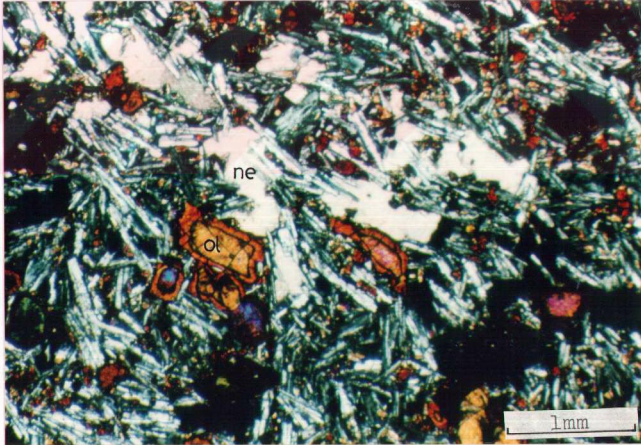


Şekil 4.11. Bazaltlarda porfirik doku ile birlikte serpantinleşmiş olivinlerin görünümü. ol: Olivin, plj: Plajiyoklas. Ç.N.X 32.

Piroksen mineralleri; çoğun klinopiroksen, daha az oranda da ortopiroksen olarak bulunurlar. Her iki piroksen minerallerinin de ortak özellikleri; özşekilsiz ve yarı özşekilli, çatlaklı, kötü dilinimli, çatlaklar ve minerallerin kenarları boyunca oksitlenmelerin bulunmasıdır. Bazı piroksenlerin özellikle kenarları boyunca uralitleştiği de gözlenmiştir. Klinopiroksenlerde ölçülen sönme açıları  $10^0 - 30^0$  arasında değişmektedir.

Nefelin; kesitlerin bir kısmında ve değişik oranlarda bulunurlar. Çoğun özşekilsiz olarak, değişik tane büyüklüğünde ve düzgün yüzeyli olmaktadır. Ancak bazı nefelin kristallerinin kenarlarında zeolitlere dönüşümler (?) izlenmiştir. Tek optik eksenli, (-) optik işaretli olan nefelinler genellikle diğer minerallerin arasını doldurmuş bir şekilde bulunurlar (Şekil 4.12).

Bazaltik kayalarda ikincil oluşumlardan olan zeolit, klorit, kalsit ve serpartinleşme içinde en yaygın olanı zeolitleşme ve serpartinleşme türü alterasyondur. Zeolitler, genellikle farklı büyüklüklerde ve ışınal yapılı, daha az olarak da lifsel yapılı

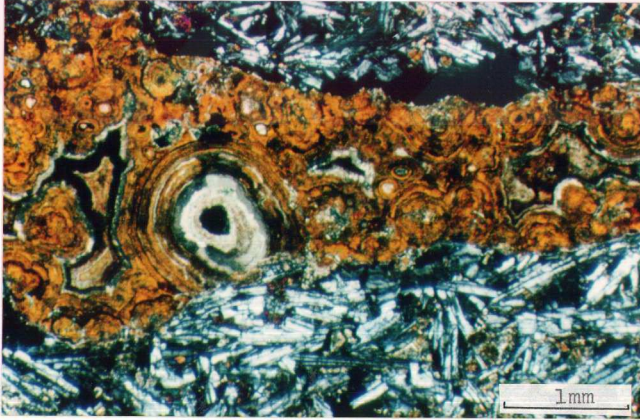


Şekil 4.12. İntergranüler doku gösteren bazaltlarda izlenen iddingsitleşmiş olivin ve nefelin minerallerinin mikroskopta görünümü. ol: Olivin, ne: Nefelin. Ç.N.X 32.

olarak ya diğer minerallerin aralarını doldurmuş şekilde, ya küçük ışınal pulcuklar şeklinde gaz boşluklarının etrafında ince bir film halinde ya da gaz boşluğunun tamamını doldurmuş olarak bulunurlar (Şekil.4. 6). Bazı kesitlerde zeolitlerin nefelinlerden dönüşümü gözlenmektedir. Ancak zeolitlerin tamamı için aynı şeyi söylemek mümkün değildir. Çift nikelde grinin değişik tonlarında olması, tek nikelde ise hafif açık sarı rengi ve düşük optik engebesi zeolitlerin belirgin optik özelliğidir.

İkincil oluşumlardan olan serpantinleşme ise hemen hemen tamamen olivinlerin alterasyonu ile oluşmuştur (Şekil 4.10). Kesitlerin bir kısmında olivin kristallerinin tamamı serpantinleşmiş şekilde görülürken, bazı minerallerin çatlakları boyunca iddingsit mineraline, iç kısımlarında ise serpentine dönüştüğü görülmektedir.

Bazaltik kayalardaki kloritler ise çoğun plajiyoklasların çatlakları boyunca daha az oranda da piroksen ve olivinlerdeki çatlaklarda gelişmişlerdir. Bazen mineraller arasındaki boşlukları gelişigüzel şekilde doldurmuş şekilde de bulunurlar.



Şekil 4.13. Bazaltik bileşimli kayada çatlak boyunca gelişmiş karbonat mineralinin görünümü.Ç.N.X 32.

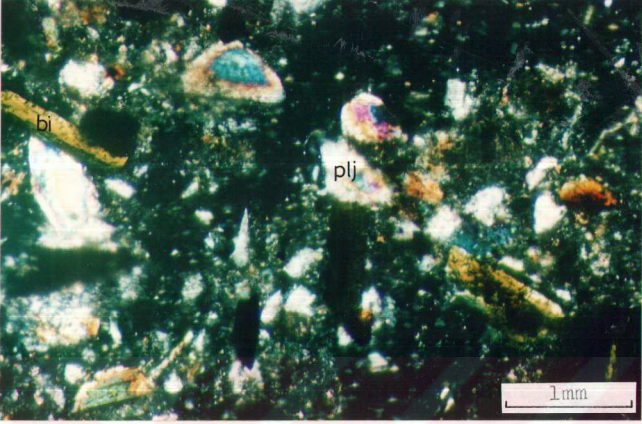
Bazaltlarda az oranda izlenen karbonat minerali ise genellikle mineraller arasındaki boşluklarda, minerallerdeki çatlaklarda ve gaz boşluklarını doldurmuş şekilde bulunurken (Şekil 4.7), bazen de kayaçta oluşmuş çatlak boyunca yerleşmiş ve konsantrik şekilde oluşmuş iri kalsit kristalleri, demirce zengin birbirini sarmış kuşaklar halinde bulunurlar (Şekil 4.13). Ayrıca mineraller arasında bulunan iri kristalli, polisentetik ikizli kalsitlerden bazılarının çevresi sferulitik bir yapı göstermektedir.

Opak mineraller; buldukları kesitlerde farklı büyüklüklerde ve değişik oranlarda olup, gelişigüzel bir yayılım gösterirler. Ancak bazı kesitlerde piroksen ve olivin kristalleri de tamamen opaklanmış olarak bulunurlar. Yapılan parlak kesitlerde opak minerallerin düzensiz dağılımlı, özşekilli ve özşekilsiz manyetit ve hematit daha az olarak da küçük kristaller halinde pirit olduğu tesbit edilmiştir.

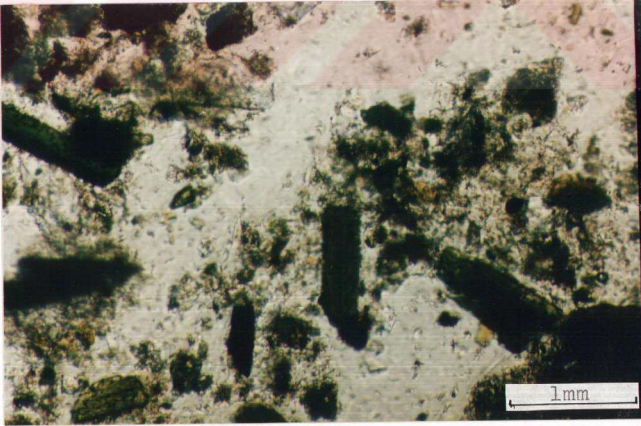
#### 4.3. Andezitik Tüfler

Vitrofirik dokunun hakim olduğu andezitik bileşimli tüflerde bazen ince plajiyoklas mikrolitleri ve biyotit, amfibol ve piroksen kristalitleri içeren hamur malzemesi, yoğun oksitlenmeden dolayı kırmızımsı bir renk sunmaktadır. Fenokristal olarak izlenen plajiyoklas, amfibol, biyotit ve bazen de piroksenler değişik boyutlarda olmaktadır (Şekil 4. 14-15).

Fenokristaller içinde en fazla bulunan mineral olan plajiyoklaslar çok kırıklı, özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, normal zonlu yapı ve değişik türde ikizlenmeler (albit, periklin) göstermektedir. Albit ikizi gösteren plajiyoklaslarda ölçülen 17-35 °lik sönme açılarına göre plajiyoklasların An 30-70 olan andezin - labrador bileşiminde olduğu saptanmıştır. Biyotitler, genellikle özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, iyi dilinimli ve kuvvetli kahverengi pleokrizmalıdırlar. Değişik tane boyutuna sahip biyotitlerde yer yer minerallerin tamamı oksitlenmiş bir şekilde görülmektedir.



Şekil 4.14. Vitroporfirik doku gösteren andezitik tüflerin mikroskopta genel bir görünümü. plj:Plajiyoklas, bi: Biyotit (kloritleşmiş). Ç.N.X 32.



Şekil 4.15. Şekil 4.14'ün tek nikelde görünümü.

Amfiboller; çoğun özşekilli ve yarı özşekilli levhamsı kristaller halinde olup, daha çok iyi gelişmiş dilinimlere sahiptirler. Açık kahverengi ile koyu kahverengi arasında değişen kuvvetli kahverengi pleokroizmalı olan amfiboller, yer yer tamamen oksitlenmiş şekillerde bulunurlar.

Piroksenler; genellikle küçük kristaller halinde olup, diğer minerallerle birlikte hamur malzemesi içerisinde bulunurlar. Piroksenler genelde az olmakla birlikte, klino ve ortopiroksenlerin her ikisi de izlenmektedir.





## 5. JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

Çalışmanın asıl konusunu oluşturan Karabakır Formasyonu lav akıntılarını kimyasal olarak sınıflandırmak, kayaçların oluşum ortamlarını belirlemek ve kimyasal özelliklerinden hareketle çalışma alanının, bölgenin tektonik gelişimi içindeki yerini saptamak amacıyla 34 örneğin ana oksit ve bazı iz element analizleri yapılmıştır (Tablo 5.1).

Analiz için seçilen örnekler inceleme alanında yüzeyleyen volkanik kayaçlarda, değişik yerlerden ve alterasyondan en az etkilenmiş örneklerden olmasına dikkat edilmiştir.

Bu amaçla 19 adet örneğin analizleri Edinburgh Üniversitesi (İngiltere) Jeoloji - Jeofizik Bölümü Jeokimya Laboratuvarlarında X ışınları Floresans Yöntemi ile, diğer 15 adet örneğin analizleri de Cumhuriyet Üniversitesi (Sivas) Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarlarında yine X ışınları Floresans Yöntemi ile yapılmıştır.

İngiltere'de yaptırılan analizlerde,  $Fe_2O_3$  ve FeO değerleri toplam FeO olarak verilmiştir. Ancak daha sonra Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden alınan bilgisayar programı kullanılarak  $Fe_2O_3$  ve FeO değerleri ayrı ayrı saptanmıştır. Aynı bilgisayar programı ile kimyasal analizlerin değerlendirilmesinde kullanılan; normatif mineraller (CIPW Normarı), normatif parametreler (Diferansiyasyon İndeks, Renk İndeksi, Normatif Plajiyoklas, Alkali İndeksi,) ve Irvine - Baragar AFM değerleri de hesaplanmıştır.

### 5.1. Volkanik Kayaçlardaki Ana Element Oksit Ve İz Element Değişimleri

Çalışma alanındaki lav akıntılarında alınan örneklerin kimyasal analizlerine göre kayaçlar bazik, ortaç ve asidik bileşimli olmak üzere üç gruba ayırıp incelenmiştir (Tablo 5.1). Bu kayaçların ayırımında Pecirillo ve Taylor'un (1976) kabul ettikleri  $\%SiO_2$  değerleri esas alınmıştır. Buna göre; bazik bileşimli kayaçlar  $\%52$ 'den az, ortaç bileşimli

Tablo 5.1. Karabakır Formasyonu volkanik kayaların ana ve iz element içerikleri ve CIPW Normları.

BAZALT							
Örnek no	169	184	167	225	226	Ort.	St.Sm.
SiO <sub>2</sub>	48	48.21	47.8	48.81	47.41	48.05	0.464
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.88	16.22	16.88	16.27	15.49	16.35	0.515
FeO*	9.62	10	10.81	12	12.13	10.91	1.018
MgO	7.92	7.29	5.69	5.22	7	6.624	1.011
CaO	8.05	7.79	7.69	9.3	9.36	8.438	0.738
Na <sub>2</sub> O	3	5.09	4.93	3.47	3.38	3.974	0.862
K <sub>2</sub> O	0.5	0.62	0.25	0.89	0.75	0.602	0.219
TiO <sub>2</sub>	1.3	1.45	1.26	1.91	1.58	1.5	0.234
MnO	0.14	0.14	0.16	0.15	0.17	0.152	0.012
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.22	0.18	0.26	0.24	0.216	0.032
LOI	3.59	2.9	3.06	1.01	0.6	2.232	1.194
Toplam	99.16	99.93	98.71	99.29	98.11	99.04	0.607
CIPW NORMLARI							
Kuvars	1.72	0	0	2.18	0	0.78	0.966
Ortoklas	2.95	3.66	1.48	5.26	4.43	3.556	1.293
Albit	25.39	38.9	41.72	29.36	28.6	32.79	6.343
Anortit	31.12	19.58	23.19	26.19	24.88	24.99	3.783
Olivin	0	9.41	7.4	0	1.46	3.654	3.967
Opx	18.37	0	7.8	8.61	9.88	8.932	5.85
Cpx	2.93	10.21	0	9.49	11.8	6.886	4.584
Nefelin	0	2.26	0	0	0	0.452	0.904
Hematit	9.62	10	10.81	12	12.13	10.91	1.018
İlmenit	0.3	0.29	0.34	0.32	0.36	0.322	0.026
Titanit	2.78	0	2.15	4.27	3.41	2.522	1.443
Apatit	0.4	0.52	0.43	0.62	0.57	0.508	0.083

Tablo 5.1'in devamı.

ORTAÇ BİLEŞİM		112	135	141	176	190	192	88	13	46	55	75	97	123	165	205	207	219	Ort.	St.Sm.
Örnek no	112	135	141	176	190	192	88	13	46	55	75	97	123	165	205	207	219	Ort.	St.Sm.	
SiO <sub>2</sub>	60.14	55.83	59.12	60.43	54.97	60.33	58.69	61.55	54.05	56.75	58.38	59.89	55.11	57.64	61.17	60.55	61.12	56.18	10.11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.67	16.17	16.66	18.04	18.91	17.54	17.63	17.8	18.46	16.73	17.3	18.09	15.56	16.01	16.37	16.13	16.44	16.61	2.192	
FeO*	4.98	7.1	5.31	5.09	8.17	5.12	5.98	4.87	8.52	7.34	6.04	6.43	8.38	8.03	5.35	6.29	5.8	6.294	1.284	
MgO	4.02	5.19	2.76	1.83	2.15	1.97	2.45	1.49	2.63	4.45	3.23	1.28	4.5	3.13	2	2.37	2.87	3.062	1.392	
CaO	5.44	7.5	5.99	4.72	5.69	4.95	5.12	4.49	7.55	6.94	5.83	4.92	6.79	6.56	4.82	5.45	4.91	5.644	1.022	
Na <sub>2</sub> O	3.84	3.26	4.48	4.14	4.8	4.38	4.14	4.41	4.28	3.86	4.26	4.75	3.92	3.76	4.05	3.97	4.05	4.009	0.641	
K <sub>2</sub> O	2.08	1.73	2.55	2.53	1.98	2.39	2.15	2.53	1.39	1.43	2.02	2.17	1.81	1.51	2.16	2.02	2.38	2.004	0.399	
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.92	0.88	0.78	1.43	0.82	0.92	0.75	1.45	0.93	0.93	0.9	1.24	0.96	0.68	0.77	0.95	0.894	0.289	
MnO	0.08	0.1	0.06	0.06	0.09	0.08	0.09	0.06	0.09	0.11	0.09	0.07	0.1	0.15	2.16	0.09	0.09	0.213	0.474	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.22	0.44	0.29	0.27	0.32	0.29	0.29	0.25	0.21	0.28	0.27	0.27	0.19	0.15	0.15	0.36	0.298	0.159	
LOI	1.59	1.33	0.92	1.81	1.16	1.83	2.25	1.36	1.29	1.02	1.15	0.88	0.89	1.16	1.38	0.98	1.18	6.708	22.28	
Toplam	98.15	98.02	98.25	97.93	98.47	97.89	97.45	98.25	98.67	98.74	98.37	98.78	98.57	99.1	100.3	98.77	100.2	98.58	0.724	
CIPW NÖRMLERİ																				
Kuvars	13.57	9.55	9.52	14.64	5.35	13.35	12.64	15.23	6.33	9.84	10.42	12.48	3.22	9.43	13.09	13.26	15.17	11.01	3.41	
Ortoklas	12.23	10.16	15.07	14.95	11.64	14.12	12.71	14.89	8.21	8.45	11.94	12.82	10.7	8.92	12.77	11.94	14.07	12.09	2.15	
Albit	32.49	27.59	37.91	35.03	40.62	37.06	35.03	37.32	36.22	32.66	36.05	40.19	33.17	31.82	34.27	33.59	34.27	35.02	3.091	
Anortit	22.14	24.41	17.82	21.52	24.24	21.14	23.17	20.38	27.05	24.1	22.12	21.63	19.52	22.35	20.11	20.23	19.65	21.86	2.19	
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Opx	9.53	9.84	4.63	4.56	5.36	4.91	6.1	3.71	5.1	8.87	7.29	3.19	15.71	13.53	12.51	10	7.15	7.764	3.551	
Cpx	1.05	6.66	4.84	0	0	0	0	0	3.14	4.79	1.63	0	10.21	7.46	2.38	4.84	0	2.765	3.1	
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Hematit	4.98	7.1	5.31	5.09	8.17	5.12	5.98	4.87	8.52	7.34	6.04	6.43	0	0	0	0	5.8	4.75	2.83	
Ilmenit	0.15	0.21	0.11	0.13	0.19	0.17	0.17	0.13	0.17	0.24	0.19	0.15	2.36	1.82	1.29	1.46	0.19	0.537	0.693	
Titanit	1.5	1.98	2.02	0	1.57	0.94	0.24	0	3.34	1.98	2.03	0.72	0	0	0	0	1.66	1.058	1.003	
Apatit	0.5	0.52	1.02	0.69	0.64	0.76	0.69	0.69	0.59	0.5	0.66	0.64	0.64	0.45	0.36	0.36	0.85	0.621	0.163	

Tablo 5.1'in devamı.

ASIDIK BİLEŞİM		133	155	29	162	186	126	127	203	209	214	220	235	Ortal.	St.Sm.
Örnek no	133	155	29	162	186	126	127	203	209	214	220	235	Ortal.	St.Sm.	
SiO <sub>2</sub>	63.33	63.41	63.28	64.03	62.83	65.68	63.98	63	67.3	68.38	65.63	62.83	64.47	1.778	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.8	17.03	16.35	15.96	16.48	16.06	16.17	16.68	16.12	15.55	15.97	16.92	16.34	0.43	
FeO*	4.16	4.45	4.18	3.7	4.67	4.17	4.16	4.52	3.35	4.23	4.36	4.75	4.225	0.375	
MgO	2.22	2.12	2.44	2.36	2.18	2.04	2.32	1.85	1.54	0.04	2.07	2.32	1.958	0.625	
CaO	4.29	4.47	4.21	4.37	4.24	4.03	4.59	4.91	3.57	3.8	3.69	4.56	4.228	0.38	
Na <sub>2</sub> O	4.32	4.18	4.32	4.03	4.4	3.99	3.51	4.06	4.28	4.32	3.99	3.69	4.091	0.261	
K <sub>2</sub> O	2.58	2.36	2.75	2.81	2.29	2.52	2.4	2.12	2.34	2.23	2.92	2.37	2.474	0.236	
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.68	0.65	0.52	0.73	0.58	0.57	0.64	0.44	0.5	0.62	0.68	0.605	0.081	
MnO	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.02	0.09	0.08	0.07	0.065	0.018	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.18	0.33	0.2	0.25	0.16	0.14	0.18	0.12	0.2	0.2	0.12	0.191	0.056	
LOI	0.82	0.76	1.13	1.78	1.05	1.14	1.88	1.21	1.19	1.05	0.8	1.79	1.217	0.376	
Toplam	98.62	98.94	98.58	98.04	98.69	100.4	99.79	99.26	100.3	100.4	100.3	100.1	99.45	0.823	
CIPW NÖRMLERİ															
Kuars	16.65	17.89	16.25	18.21	17.04	20.42	20.31	17.4	23.17	27.31	20.81	19.4	19.57	3.042	
Ortoklas	15.25	13.95	16.25	16.61	13.53	14.89	14.18	12.53	13.83	13.18	17.26	14.01	14.62	1.394	
Albit	36.56	35.37	36.56	34.1	37.23	33.76	29.7	34.36	36.22	36.56	33.76	31.23	34.62	2.212	
Anortit	18.83	20.74	17.1	17.16	18.45	18.47	21.28	21.03	16.93	16.45	17	21.84	18.77	1.875	
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Opx	5.53	5.28	6.08	5.29	5.43	7.71	8.39	7.16	5.31	0.1	5.16	5.78	5.602	1.951	
Cpx	0	0	0	1.28	0	0.39	0.47	1.76	0	0	0	0	0.325	0.566	
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Manyetit	0	0	0	0	0	2.17	2.17	2.17	2.17	0	0	0	0.723	1.023	
Hematit	4.16	4.45	4.18	3.7	4.67	0	0	0	0	4.23	4.36	4.75	2.875	2.049	
İlmenit	0.13	0.09	0.13	0.13	0.11	1.1	1.08	1.22	0.84	0.19	0.17	0.15	0.445	0.443	
Titanit	0.76	0.19	1.15	1.11	0.67	0	0	0	0	0.77	0	0	0.388	0.448	
Apatit	0.5	0.43	0.78	0.47	0.59	0.38	0.33	0.43	0.28	0.47	0.47	0.28	0.451	0.132	

Tablo 5.1'in devamı.

BAZALT							
İz Elementler							
Örnek no	169	184	167	225	226	Ort.	St.Sm.
Ni	105.2	95.6	82	131	203	123.4	42.92
Cr	250.3	348.4	218	285	373	294.9	58.25
V	148.5	166.8	154	206	177	170.5	20.36
Sc	23.7	23	-	-	-	23.35	0.35
Cu	36	46	31	48	50	42.2	7.386
Zn	71.2	76.7	86	98	97	85.78	10.68
Sr	1141	522.2	171	302	282	483.7	347.9
Rb	18.3	12.9	48	12	30	24.24	13.5
Zr	127.2	159.9	101	108	93	117.8	23.89
Nb	5.1	13.7	18	22	22	16.16	6.324
Ba	91.2	85.6	201	260	260	179.6	77.51
Pb	3.4	5.5	22	24	23	15.58	9.134
Th	4	2.6	0	6	4	3.32	1.982
La	7.3	13	-	-	-	10.15	2.85
Ce	7.7	27.3	-	-	-	17.5	9.8
Nd	7.5	17.2	-	-	-	12.35	4.85
Y	26.5	25.5	22	18	15	21.4	4.375
Co	-	-	46	55	61	54	6.164



Tablo 5.1'in devamı.

ASİDİK BİLEŞİM																	Ortl.	St.Sm
İz Elementler																	235	
Örnek no	133	155	29	162	186	126	127	203	209	214	220	220	235	0	13.05	12.15		
Ni	22.7	21.4	30.8	27.9	23.8	0	22	0	0	0	8	8	0					
Cr	151.8	116	190	195.4	172.6	28	60	21	8	0	42	42	38		85.23	71.58		
V	76.4	87.4	82.1	69.9	83	81	81	81	68	67	83	83	88		78.98	6.83		
Sc	9.4	7.5	8	5.9	6.1	-	-	-	-	-	-	-	-		7.38	1.289		
Cu	14.2	13.4	19.5	14.7	22.4	30	36	38	38	26	33	33	33		26.52	9.036		
Zn	52.5	49.9	65.5	56.3	75.5	83	82	86	85	84	89	89	86		74.56	13.86		
Sr	525.7	430.6	608	508.1	442.7	737	790	656	520	416	675	675	560		572.4	116.8		
Rb	93.1	82.4	97.2	101.3	98.1	101	64	92	114	81	113	113	76		92.76	14.15		
Zr	170.8	157.7	196.1	168.8	215.7	203	195	191	182	245	222	222	180		193.9	23.77		
Nb	15.2	11.2	26	20	17.6	26	22	24	24	24	34	34	23		22.25	5.586		
Ba	596.6	501.7	706.7	703.3	616.6	618	480	558	458	502	715	715	524		581.7	88.14		
Pb	16.3	15.3	22.6	20.7	22.9	26	28	32	26	28	28	29	29		24.57	4.918		
Th	14.1	12.2	21	20.4	21.2	14	9	14	14	14	19	19	13		15.49	3.757		
La	38.7	24.7	46.3	45.6	39.9	-	-	-	-	-	-	-	-		39.04	7.775		
Oe	60.2	45.8	95.2	82.2	72.7	-	-	-	-	-	-	-	-		71.22	17.12		
Nd	22.2	20.2	35.8	26.9	26.6	-	-	-	-	-	-	-	-		26.34	5.38		
Y	14.6	13.4	17.5	14.4	17.6	30	28	29	28	36	34	34	29		24.29	7.837		
Co	-	-	-	-	-	40	46	62	32	44	47	47	40		44.43	8.55		

olanlar %52-63, asit bileşimli olanlar ise %63'ten fazla SiO<sub>2</sub> içerir.

Tablo 5.1'de görüldüğü gibi bazik bileşimli kayalar fazla sayıda olmadığından (5 adet) bu konu içerisinde ortaç bileşimli kayalar ile birlikte değerlendirilmiştir. Buna göre bazik - ortaç bileşimli örneklerin SiO<sub>2</sub> içeriği % 48.62-62.00 arasında değişmektedir. Bu örneklerin ortalama %SiO<sub>2</sub> değerleri ise 57.35 'dir. Asidik kayaların SiO<sub>2</sub> içeriği ise % 63.66 - 68.83 arasında değişmektedir.

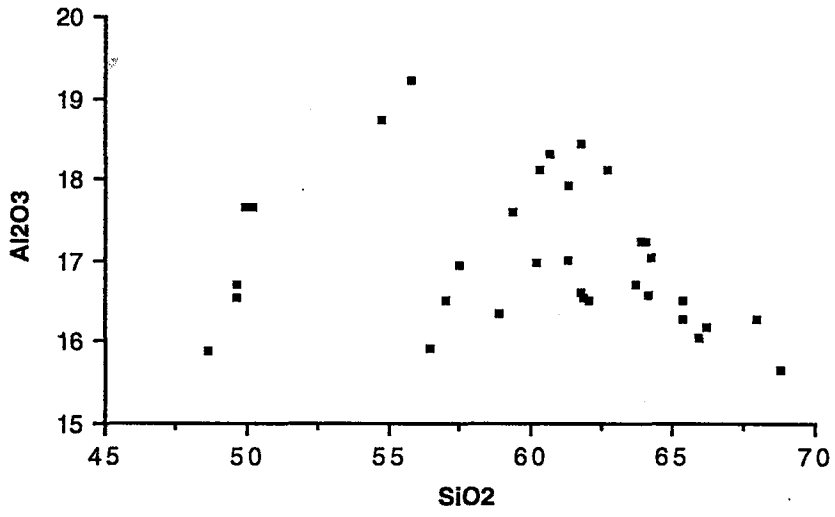
Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği; bazik-ortaç bileşimli kayalarda % 15.88-19.20 arasında değişmektedir. Ortalama bileşim ise 17.28'dir. Asidik kayalardaki Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği ise % 15.65 - 17.21 arasında olup, ortalama değer 16.55 'dir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'ün dağılımı Şekil 5.1 a'da görüldüğü gibi düzensiz olup, az da olsa artan SiO<sub>2</sub> içeriğine bağlı olarak bir azalma göstermektedir.

Bazik-ortaç bileşimli kayalardaki Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranının yüksek olması özellikle Ca'ca zengin plajiyoklas fenokristalleri ve hamur içerisinde bulunan Ca'lu plajiyoklas mikrolitleri ile az oranda da olsa nefelin ve fenokristal halde bulunan mafik bileşenlerden (hornblend, biyotit ) kaynaklanmaktadır.

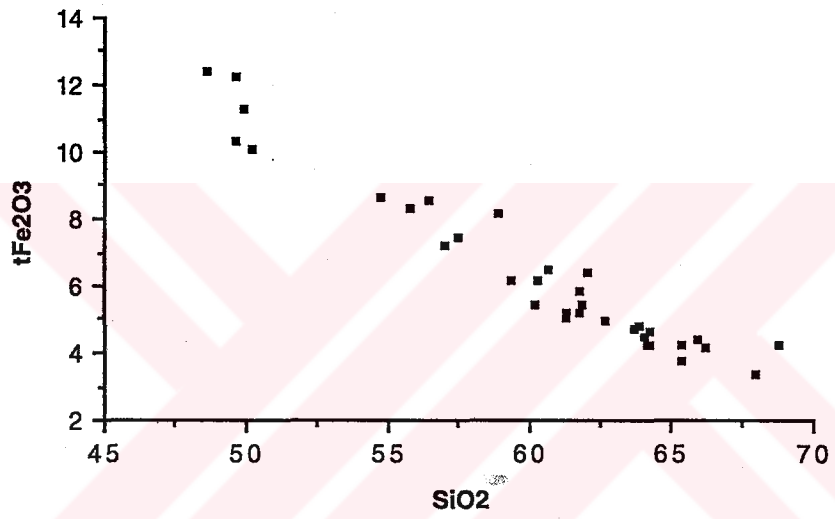
Bazik-ortaç bileşimli kayalardaki FeO\* (ortalama 7.59), MgO (ortalama 3.79), CaO (ortalama 6.50), TiO<sub>2</sub> (ortalama 1.09) ve MnO (ortalama 0.20 ) oranları, asidik bileşimlilere oranla daha yüksek olup (FeO=4.28, MgO=1.98, CaO=4.28, TiO<sub>2</sub>=0.61, MnO=0.067), SiO<sub>2</sub> artışına bağlı olarak düzenli bir azalma göstermektedir (Şekil 5.1). Bu kayalarda FeO\*, MgO ve MnO içerikleri daha çok mafik bileşimli minerallere bağlı olmaktadır. Bilgin (1984), bazalt ve andezitlerdeki yüksek FeO\* içeriğinin lavların akışı sırasındaki atmosferik oksidasyona uğramalarına bağlamaktadır.

Na<sub>2</sub>O içeriği gerek bazik-ortaç ve gerekse asit bileşimli kayalarda birbirine yakın değerlerde olup, %3.14-5.15 arasında değişmektedir. Şekil 5.1e'de görüldüğü gibi Na<sub>2</sub>O içeriği artan SiO<sub>2</sub> ile bir miktar artmakla birlikte, düzenli bir dağılım göstermemektedir. Bazik-ortaç bileşimli kayalardaki CaO ile Na<sub>2</sub>O miktarı plajiyoklasların türü ile ilişkili olarak değişmektedir. Söz konusu kayalarda CaO miktarı artarken Na<sub>2</sub>O miktarı

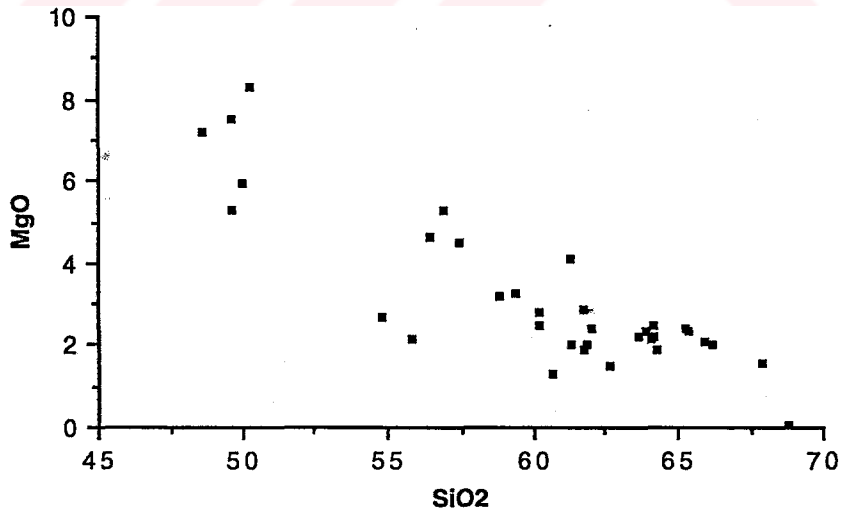




(a)

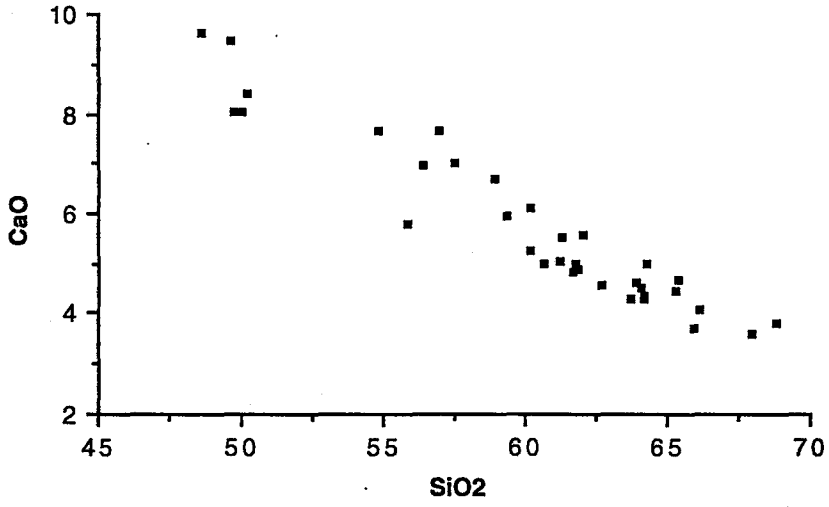


(b)

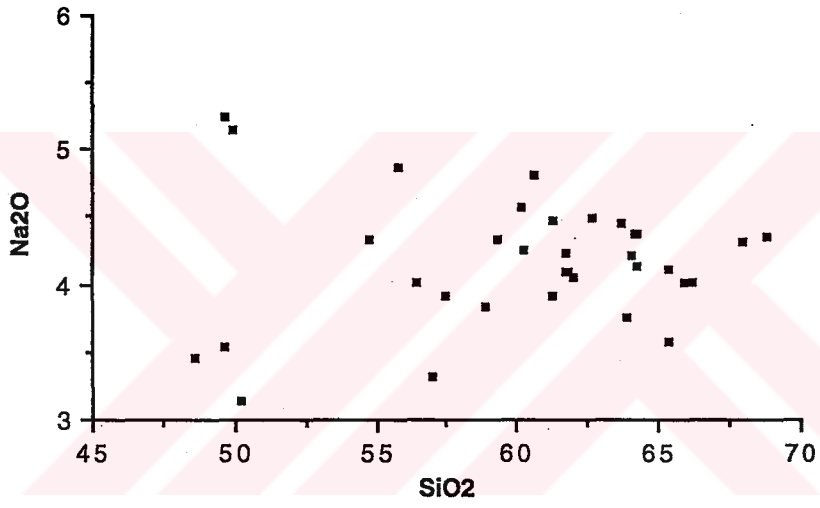


(c)

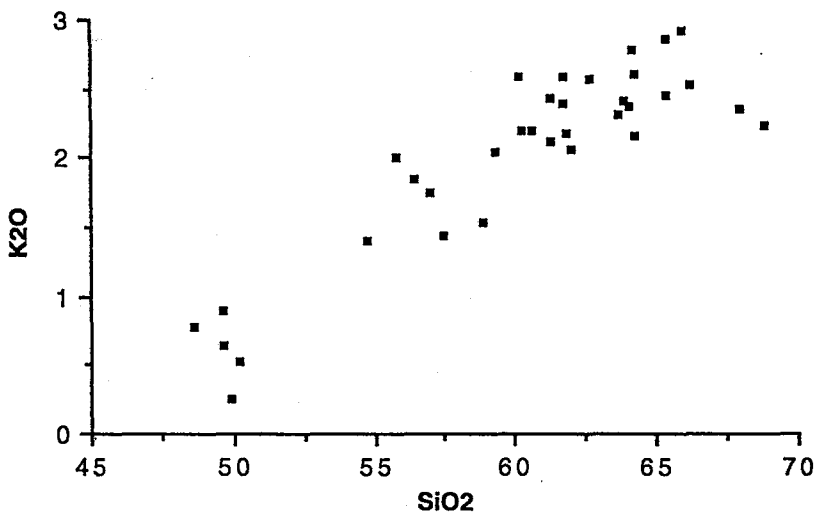
Şekil 5.1. Karabakır Formasyonu'na ait volkanik kayaların ana element oksitlerinin, Harker Diyagramındaki dağılımı.



(d)

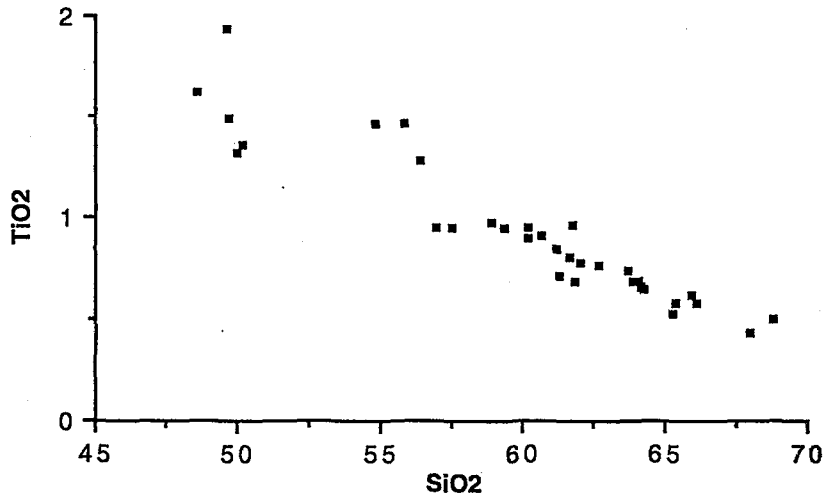


(e)

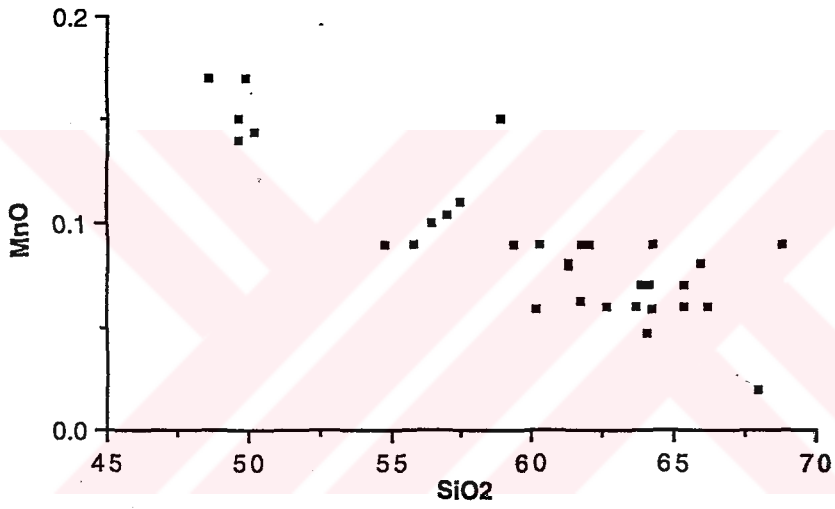


(f)

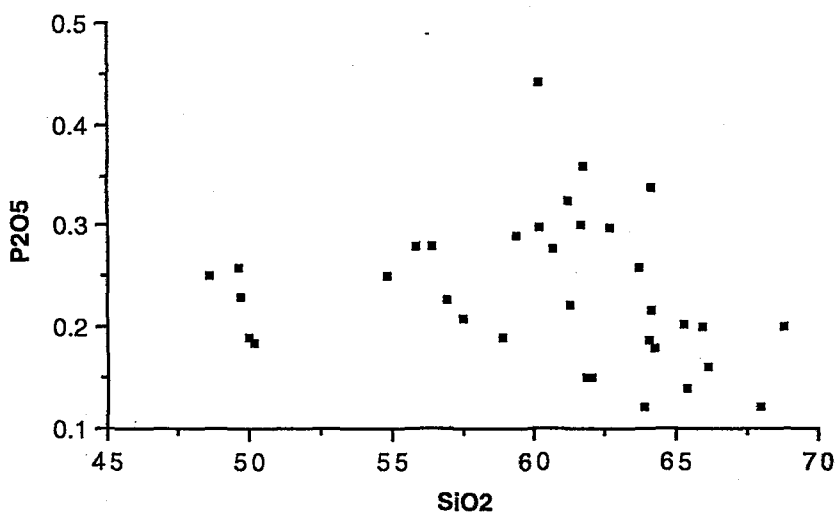
Şekil 5.1'in devamı.



(g)



(h)



(i)

Şekil 5.1'in devamı.

azalmaktadır. halbuki asidik kayalarda bu iki bileşen arasındaki fark çok azdır.

Bazik-ortaç bileşimli kayalardaki  $K_2O$  içeriği (ortalama 1.75), diğer ana elementlerin aksine asidik bileşimli kayalarda daha fazla olup (ortalama 2.51), artan  $SiO_2$  içeriğine bağlı olarak artış göstermektedir (Şekil 5.1 f). Şekil 5.4 ve 5'de de görüldüğü gibi örneklerin bir bölümü yüksek K'lu bölgede yoğunlaşmaktadır.

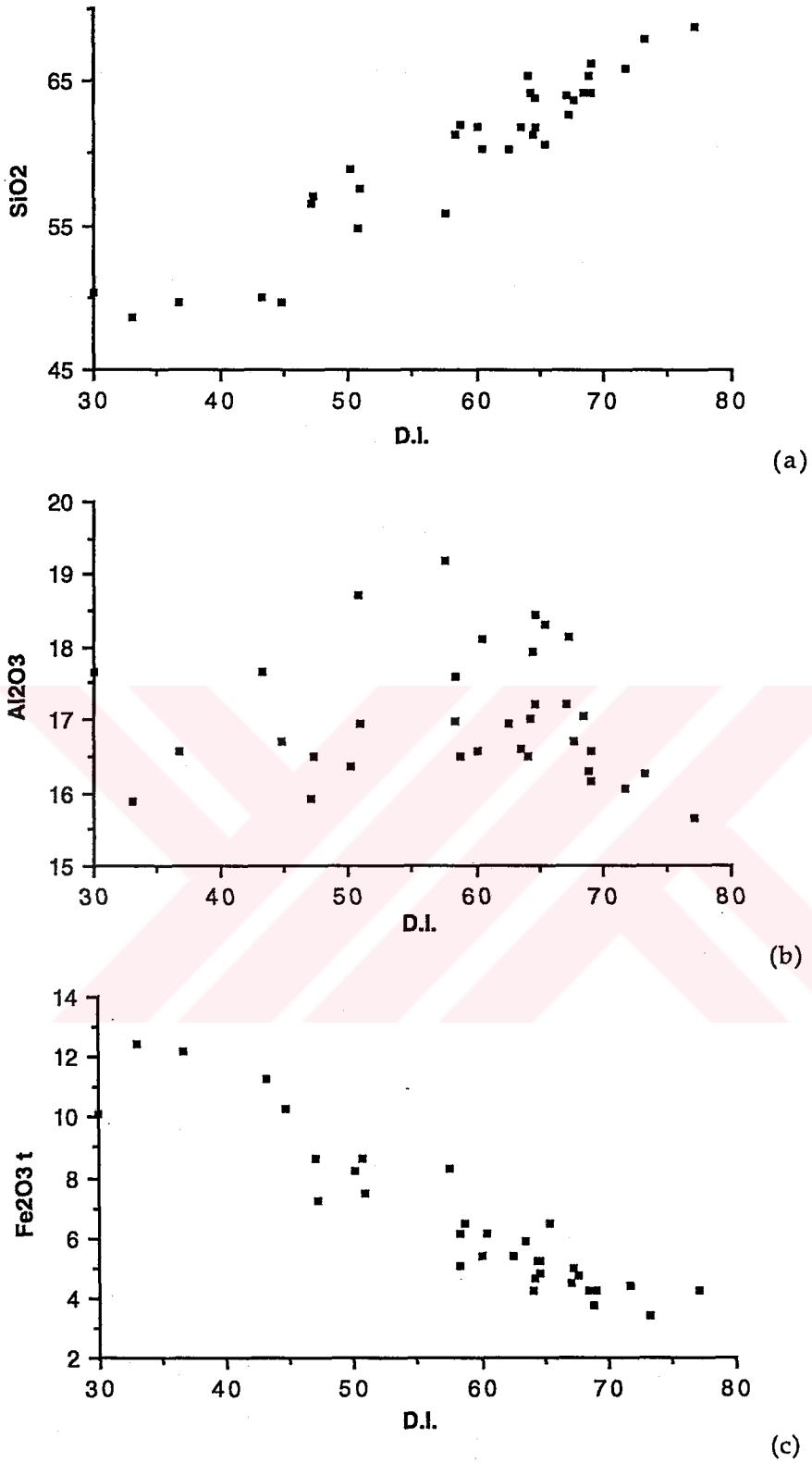
$P_2O_5$  içeriğinin genel dağılımı %0.120-0.443 arasında olup, bazik-ortaç bileşimli kayalardaki ortalama 0.26, asidik kayalardaki ortalama 0.19'dur. Şekil 5.1 ve 5.2'de de görüldüğü gibi düzenli bir dağılım sunmamaktadır.

Çalışma alanındaki volkanitlerin ana element içeriklerinin Differansiyasyon İndeks (D.I.=  $q+or+ab+lc+ne+ks$ ) değerlerine göre de değişimleri incelenmiştir (Şekil 5.2. a-h). Şekillerde de görüleceği gibi  $SiO_2$  ve  $K_2O$  miktarı artan D.I.'e bağlı olarak düzenli bir artış gösterirken  $FeO^*$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  ve  $TiO_2$  değerleri artan D.I.'e bağlı olarak azalmakta,  $Al_2O_3$  ve  $Na_2O$  değerleri ise düzensiz bir dağılım göstermektedir. Bazik- bileşimli kayaların D.I. değerleri 30.06-44.82 arasında değişirken, ortaç bileşimli kayalarda D.I. değerleri 47.09-67.44 arasında değişmekte asidik bileşimli kayaların D.I. değerleri ise gerek bazik gerekse ortaç bileşimli kayalardan daha yüksek olup, 64.19-77.05 arasında değişmektedir.

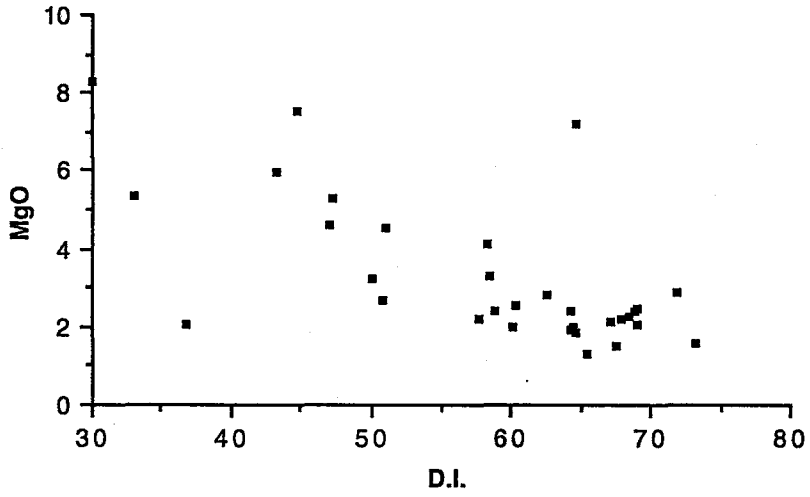
Thornton ve Tottle (1960), D.I. değerlerinin andezitik lavlarda 50-65 arasında, dasitik lavlarda ise 65-80 arasında olduğunu belirtmiştir (Ercan ve diğ.'den 1979). Buna göre çalışma alanındaki volkanik kayaların D.I. değerleri Thornton ve Tottle'ın (1960) belirttiği değerlerle hemen hemen uyumluluk göstermektedir.

Bilindiği gibi magmanın majör element içeriklerinin çok geniş bir aralıkta değişim göstermesi ve alterasyondan fazla etkilenmiş olmaları gibi özellikleri nedeniyle, magmanın oluşum ortamını belirlemede yeterli olamamaktadır. Bu nedenle ortam belirlemede daha çok alterasyondan etkilenmeyen iz element (Ti, Zr, Nb ..vs.) verileri kullanılmaktadır.

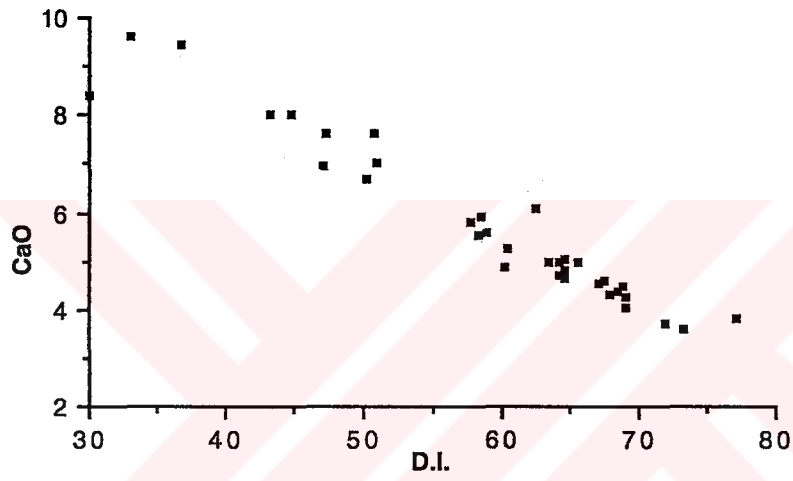
Magmanın kristalleşmesi sırasında iz elementlerin davranışı, bu elementlerin kristalin ve sıvı fazlar arasındaki dağılımı ile ilişkili olup, bu durum Dağılım Katsayısı=  $\frac{\text{minerallerdeki konsantrasyon}}{\text{sıvı içerisindeki konsantrasyon}}$  şeklinde ifade edilir.



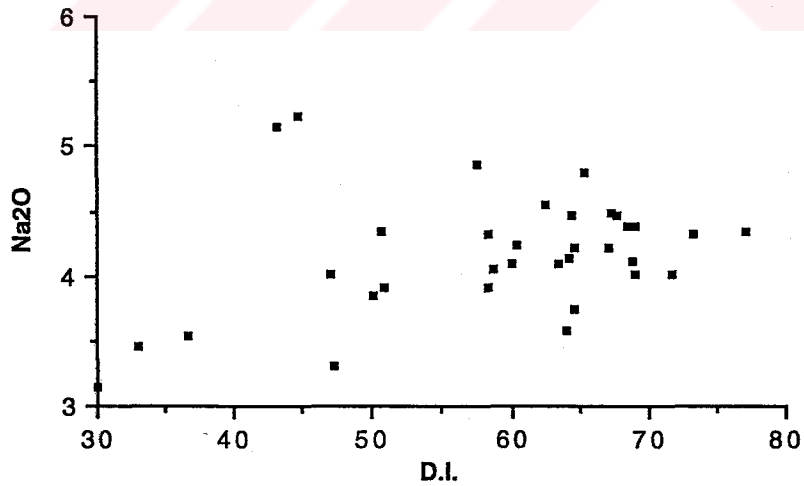
Şekil 5.2. Karabakır Formasyonu'na ait volkanik kayaların ana element içeriklerinin Differansiyasyon İndeks (D.I.) değerlerine göre değişimleri.



(d)

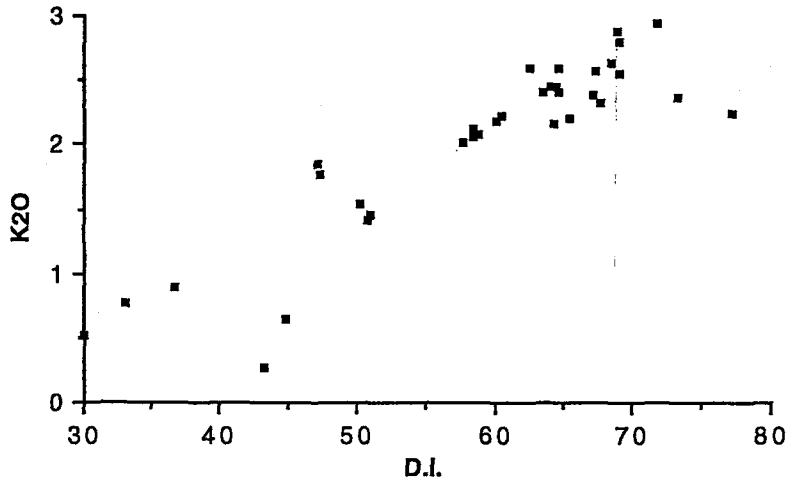


(e)

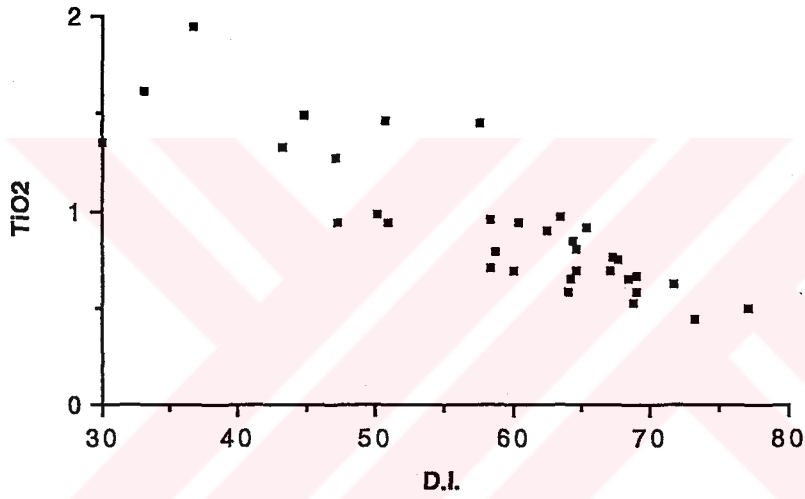


(d)

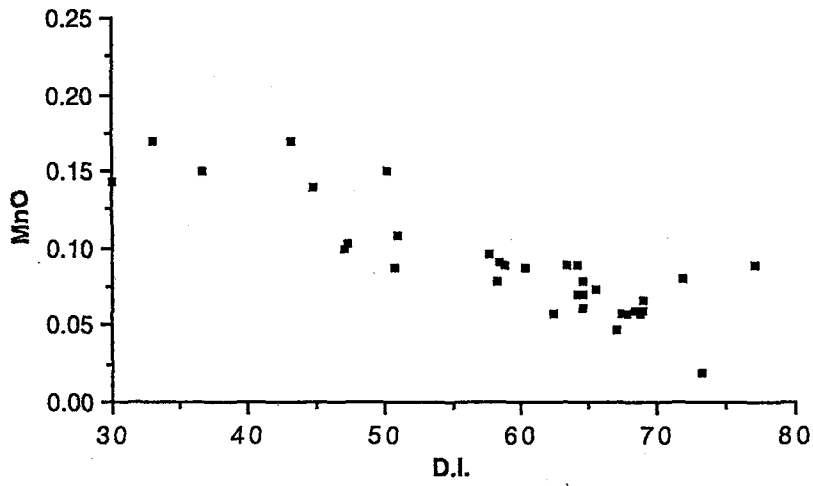
Şekil 5.2'nin devamı.



(g)



(h)



(i)

Şekil 5.2'nin devamı.

herhangi bir element için eğer  $D < 1$  ise, bu element uyumsuz element,  $D > 1$  ise uyumlu element olarak adlandırılır. Uyumsuz element olarak adlandırılan K, Rb, Sr, Ba, Pb, Zr, Th, U ve Nadir Toprak Elementler (REE) ergime ve kristalleşme sırasında çoğun sıvı faz içerisinde ve farklılaşmasının son evrelerinde yoğunlaşırken, Ti, Ni, V, Sc ve Cu gibi uyumlu iz elementler ergime ve kristalleşme sırasında katı fazı tercih ederler. Ve bu elementler farklılaşmanın ilk evrelerinde oluşan kayalarda daha yüksek yoğunluklarda bulunurlar. Ancak söz konusu bu elementlerin magmatik kayaları oluşturan minerallerin yapısında uygun elementler tarafından tutulması da dikkate alınmalıdır.

Uyumsuz elementlerden olan ve potasyum tipi elementler olarak bilinen Ba, Rb ve Sr yakın iyon yarıçaplarından dolayı dağılım özellikleri birbirine bağlı olmaktadır.

Ba  $+2$  ( $1.34 \text{ \AA}$ ), yerkabuğunda genellikle kendine has mineraller şeklinde görülmez. Daha çok birtakım silikat yapılarında özellikle de feldispat ve mikalarda benzer iyon yarıçapına sahip K  $+2$ 'un ( $1.33 \text{ \AA}$ ), plajiyoklas, piroksen ve amfibollerde ise Ca  $+2$ 'un ( $0.99 \text{ \AA}$ ) yerini almaktadır. Apatit ve kalsit te önemli oranda Ba içeren silikat olmayan minerallerdir.

Wedepohl ve diğ. (1974) dünyadaki alkali bazaltların Ba içeriğinin ortalama 613 ppm, daha alkali nitelikteki tefrit ve bazanitlerin ise 1976 ppm'e kadar çıkabileceğini belirtmektedir (Ercan ve diğ.'den 1985). Çalışma alanındaki kayaların Ba ortalaması 505 ppm olup, Wedepohl ve diğ. (1974) tarafından belirtilen alkali bazaltlardaki miktar ile uyumluluk göstermektedir.

Rb ( $1.47 \text{ \AA}$ ), ayrı bir mineral oluşturmayıp, hemen daima K mineralleri içerisinde yer alır. En önemli Rb içeren mineraller mikalar ve K. feldispatlardır.

Wedepohl ve diğ. (1974), dünyadaki kıtasal andezitler için 46 ppm, dasitik lavlar için ise 55 ppm ortalama Rb değerlerinin K'ca zengin volkanitlerde 381 ppm'e kadar çıkabileceğini belirtmişlerdir (Ercan ve diğ.'den 1985). İnceleme alanındaki bazik-ortaç bileşimli lavların Rb ortalama değeri 62 ppm, asidik lavların ise 93 ppm dir. Bu yüksek Rb



içeriği çalışma alanındaki değişik bileşimli kayaçların nisbeten yüksek değerlerde K içermelerinden kaynaklanmaktadır.

Sr elementinin kayaç yapıcı minerallerdeki dağılımı, Sr ( $1.13 A^0$ ) iyon yarıçapının  $Ca^{+2}$  ve  $K^{+1}$  iyon yarıçapları arasında bir değerde olmasından dolayı bu elementler tarafından kontrol edilmektedir. Ewart ve Taylor (1968) Sr'un plajiyoklaslarda  $An_{40} - An_{55}$  arasındaki bileşimlerde maksimum yoğunluğa ulaştığını belirtmektedirler (Handbook of geochemistry'den ).

K-Sr ilişkisinde de benzer durum vardır. Sr, K. Feldispatlarda K'un yerini alır. Çalışma alanındaki kayaçların Sr içeriği, Ba ve Rb gibi  $K_2O$  ve  $SiO_2$  artışına bağlı olarak artmakta ve asidik bileşimli olanlarda daha yüksek değerler vermektedir (Tablo 5.1 ve Şekil 5.1). Ba içeriğinin asidik olanlarda daha yüksek olması farklılaşmaya bağlı olarak artan K.Feldispat ve apatit miktarı ile ilgilidir.

Pb'un  $SiO_2$  artışına bağlı olarak arttığı belirlenmiştir (Tablo 5.1 ve Şekil 5.1). Pb, yukarıda bahsedilen elementler gibi K'a bağlı bir elementtir. Pb içeriği bazik - ortaç bileşimli kayaçlarda ortalama 17 ppm iken, asidik bileşimli kayaçlarda 25 ppm dir.

Th; değişik minerallerin esas katyonlarını oluşturan Th, ekanit , monazit, thorit, huttonit v.b. gibi mineraller oluşturabilir. Granitik kayaçlardaki Th oranı (8-56 ppm), bazaltik bileşimlere doğru gidildikçe azalmaktadır. Araştırmacılar kıtasal kabuğun ortalama Th içeriğinin 6-10 ppm arasında olduğunu (U içeriğinin ise yaklaşık 2 ppm) kabul ederler. Direkt olarak üst mantodan oluşan kayaçlardaki Th/U oranı genellikle 1-2 arasında olup, bu durum magma evrimi süresince kabuk malzemesindeki Th'un tercihli bir zenginleşmesine işaret etmektedir.

Çalışma alanındaki kayaçların Th içeriğine bakıldığında, bazik- ortaç bileşimli kayaçlarda 11 ppm, asidik bileşimlilerde ise 15 ppm olduğu görülmektedir. Dikkat edileceği gibi Th içeriği de artan  $SiO_2$  ile bir miktar artmaktadır.

Ni, V, Sc, Cu; ferromagnezyen elementler olarak bilinen bu elementler, magmatik farklılaşmanın ilk evrelerinde eriyikten ayrılarak kristal faza geçme eğilimindedirler.

Bu özelliklerinden dolayı uyumlu elementler olarak da adlandırılırlar.

Wager ve Mitchell (1951), Storm ve Holland (1957) ve Turekian (1963), bazaltlardaki Ni zenginleşmesinin olivine bağlı olduğunu belirtirler (Bilgin'den 1984). Gill (1981), kalkalkali andezitlerde Ni içeriğinin  $Fe_2O_3/MgO$  oranının artışına bağlı olarak azaldığını belirtmektedir (Bilgin'den 1984).

Çalışma alanındaki volkanik kayaların Ni içeriği bazik-ortaç bileşimli kayalarda 5.9 ppm ile 195 ppm aralığında değişmekte olup, ortalama 76 ppm'dir. Asidik kayalarda ise birbirine daha yakın değerlerde olup, ortalama 22 ppm'dir. Bu da kayalarda farklılaşmaya koşut olarak Ni içeriğinin azaldığını göstermektedir.

Çalışma alanı volkanik kayalardaki V'nin miktarı ise, bazik-ortaç bileşimli kayalarda 73 ppm - 206 ppm arasında olup, ortalama 121 ppm'dir. Asidik kayalarda ise ortalama 79 ppm olup, asidik kayalarda azaldığı görülmektedir.

Sc, özellikle biyotit, amfibol ve piroksenlerde yoğun şekilde bulunmaktadır. Analizi yapılan örneklerde Sc dağılımı birbirine yakın değerdedir. Sc içeriği bazik-ortaç bileşimli kayalarda ortalama 15 ppm, asidik kayalarda ise ortalama 7 ppm'dir.

Cu; bazik mağmanın ilk kristalleşme evrelerinde silikat minerallerinin yapısına girer.  $Cu^{+1}$  plajiyoklaslarda  $Na^{+1}$ 'in yerini alırken,  $Cu^{+2}$  ferromagnezyen minerallerde  $Fe^{+2}$ 'nin yerine geçer. Bu özelliğinden dolayı genellikle bazik kayalarda yoğun bir şekilde bulunmaktadır. Analizi yapılan örneklerdeki Cu içeriği 10 ppm-270 ppm arasında değişmekte olup, bu oran bazik bileşimli kayalarda daha yüksek değerdedir.

La, Ce, Nd; Lantanitler ve Nadir Toprak Elementleri olarak bilinen bu elementlere jeokimyasal özelliğinin benzerliğinden dolayı Y'da katılabilir. Minerallerdeki Y ve Lantanitlerin tanımlanmaları tartışmalıdır. Bosnesit, monazit vs. gibi mineralleri oluşturan lantanitler, kayaç yapıcı minerallerin yapısına da girebilirler. Bazalt ve gabrolardaki piroksenlerin Y ve La içeriği aynı kayalardaki plajiyoklaslardan daha yüksektir. Bu miktar bazaltik kayalardaki olivinlerde ise çok düşüktür. Granitlerdeki biyotitler ise kuvars ve feldispatlardan daha fazla Y ve La içerirler.

Analizi yapılan örneklerdeki Y ve La'nın Bazik-ortaç ve asidik kayalarındaki dağılımı birbirlerine yakın değerler göstermektedir.

Zr, Nb; Zr tipi element olarak adlandırılan bu elementler magma farklılaşmasının ileri evrelerinde zenginleşme eğilimindedir. Zr, magmatik eriyiklerde yeterli doygunluğa erişirse Zirkon kristalleri oluşturur. Ayrıca piroksen ve apatitin yapısında Ca, Fe <sup>+2</sup> ve Ti ile yer değiştirebilir. Magmatik kayalarda artan K içeriği ile bir miktar arttığı bilinmesine karşın, feldispat ve feldispatoyidlerde eser miktarda bulunur.

Nb; magmatik kayalarda en yaygın olarak piroksen, amfibol, biyotit, muskovit, ilmenit, sfen ve manyetit de bulunur. Magmatik farklılaşma ile zenginleşme eğiliminde olan bu elementin Ti ile kuvvetli korelasyonu sözkonusudur. Nb ile Zr arasında da pozitif bir korelasyon vardır.

Y/Nb oranı magmatik köken ve tektonik ortamın saptanmasında yardımcı olmaktadır. Bu oran levha içi bazaltlarda 1'den okyanus sırtı alkali bazaltlarda 2'den küçüktür. Levha içi toleyitik bazaltlar ile ada yayı subalkali bazaltlarda 2'den, okyanus sırtı toleyitlerde ise 3'ten büyüktür (Pearce ve Cann, 1973). Analizi yapılan örneklerde ise Y/Nb oranı 1.2 olup, levha içi bazaltlar ile okyanus sırtı alkali bazaltlar arasında bir değerdedir.

Çalışma alanındaki bazik - ortaç bileşimli kayalarındaki Zr ortalaması 179 ppm, Nb ortalaması 17 ppm, asidik bileşimli kayalarda ise Zr ortalaması 194, Nb ortalaması ise 22 ppm'dir. Her iki element de asidik bileşime doğru bir miktar artmaktadır.

Cr ; analizi yapılan örneklerdeki Cr içeriği bazik-ortaç bileşimli kayalarda 51.9 ppm-461.1 ppm arasında dağılım gösterip, ortalama 197 ppm'dir. Asidik bileşimlerde ise 8-195 ppm arasında olup, ortalama 93 ppm dir. Cr içeriği asidik bileşimlere doğru farklılaşmaya bağlı olarak azaldığı görülmektedir. Turekian (1963), toleyitik bazaltların olivinli bazaltlara göre daha az Cr içerdiğini belirtmiştir (Bilgin'den 1984). Dolayısıyla bazik bileşimli örneklerimizde MgO artışına bağlı olarak Cr'da artış göstermektedir.

Kalkofil elementlerden olan Zn, genelde birbirine yakın değerlerde dağılım göstermektedir. Bazik -ortaç bileşimli örneklerimizde ortalama 77 ppm, asidik bileşimlerde almaktadır. ise ortalama 75 ppm ' dir. Zn, bazaltik kayaçlardaki tüm mineral ve slfidlerde yer almaktadır.

Co; Fe ve Mg'a bağlı olarak değişim gösteren Co elementi, analizi yapılan örneklerde 31 ppm-62 ppm arasında değerlerdedir.

## 5.2. Volkanik Kayaçların Adlandırılması

Volkanik kayaçlar magma kökenli olmasına karşın isimlendirilmeleri derinlik kayaçları kadar kolay olmamaktadır. Modal plajiyoklas bileşimi, alkali feldispat/plajiyoklas oranları, silise doğunluk veya baziklik gibi bazı parametrelerin kombinezonları kullanılarak yapılan (modal) mineralojik sınıflandırmalar volkanik kayaçlara uygulandıklarında önemli problemlerle karşılaşılmaktadır. Kayacın zaman zaman çok küçük taneli ve camsı malzeme içermesi, plajiyoklasların zonlanma göstermeleri, l feldispat katı eriyiğinin oluşu bu problemleri doğurmaktadır. Bu nedenle volkanik kayaçların isimlendirilmesinde daha çok ana element ve iz elementlerden yararlanılmaktadır.

Birçok araştırmacı tarafından zaman zaman farklı ve aynı parametreler kullanılarak sınıflandırmalar yapılmıştır. Çalışmalarımızda da değişik örneklerini göreceğimiz bu diyagramlarda, birtakım farklılıklar olmaktadır. Özellikle geçiş kayaçlarında -bazaltik andezit, trakiandezit, trakibazalt-bu problem çok daha belirgindir. Bu nedenle araştırmacılar tarafından önerilmiş olan kimyasal sınıflandırmalar daha çok

bazalt ve andezit türlerinin ayırımı ve ortalama kimyasal bileşimlerini elde etmek için kullanılmaktadır.

Bazalt-andezit arasındaki ayırımı; renk indeksi  $> < 30$  (Shand, 1949), renk indeksi  $> < 40$  ve  $\text{SiO}_2 > < 52$  (Williams et al., 1954; Streckeisen, 1979), renk indeksi  $> < 40$  ve plajiyoklas bileşimi  $> < 50$  (Hatch ve diğ., 1949), normatif renk indeksi (CIPW, di, hy, ol, mt, il) ve normatif plajiyoklas (ikisi de değişken, Irvine ve Baragar, 1971) ile plajiyoklas bileşimi  $> < 50$  (modal ortalaması veya CIPW An) (Iddings, 1913; Holmes, 1920; Johan and Sen, 1937; Williams et al., 1954; Yoder ve Tilley, 1962) gibi değişik parametrelere göre yapılmıştır (Willkonson'dan 1986).

Çalışma alanındaki volkanik kayaçların kimyasal olarak sınıflandırılmaları ile ilgili çalışmalarımızda ana oksit, iz element ve ana oksit + iz elementlerin birlikte kullanıldığı diyagramlardan yararlanılmıştır (Şekil 5-3 ... 10).

Le Bas ve diğ. (1986), IUGS alt komisyonunun önerdiği bir sınıflamayı özetleyerek günümüze uygulamışlardır. Toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  esasına dayanan bu sınıflandırmada (Şekil 5.3),  $\text{H}_2\text{O}$  içeriğinin %2'den,  $\text{CO}_2$  içeriğinin de %0.5'den az olduğu taze kayaçların kullanılması esas alınmıştır. Şekilde örneklerin çok büyük bir kısmının dasit ve andezit bölgesinde, toplam 5 örneğin de bazalt ve traki-bazalt bölgesinde bulunduğu görülmektedir.

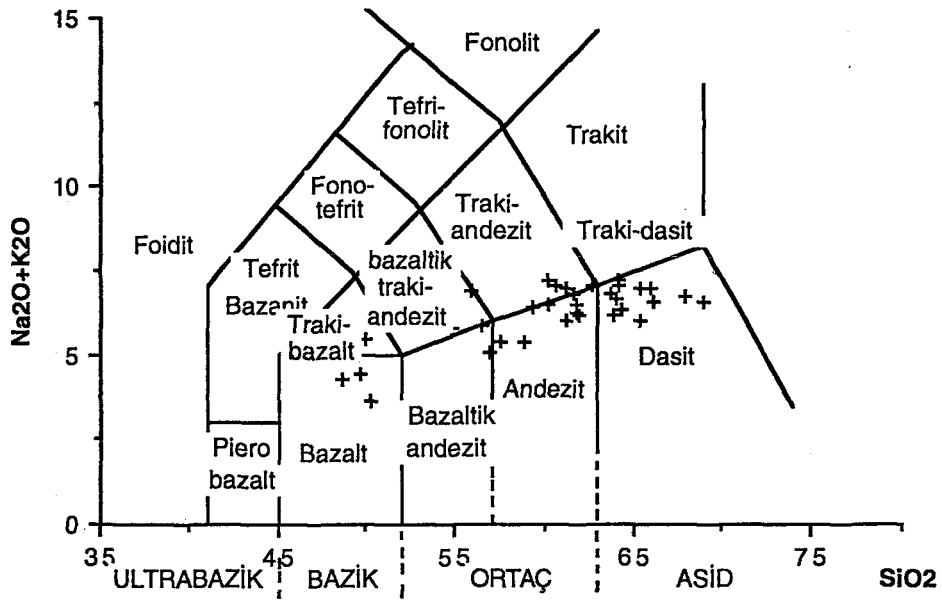
Toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$ 'in esas alındığı diğer bir sınıflama da Cox ve diğ. (1979; Wilson'dan 1989) tarafından önerilmiştir (Şekil 5.4). Şekilde de görüldüğü gibi üç örneğin dışındaki diğer tüm örnekler subalkalin bölgedeki dasit, andezit ve traki-andezit alanlarında yoğunlaşmaktadır. 4 örnek de bazalt bölgesinde bulunmaktadır.

Pecerillo ve Taylor'ın (1976)  $\% \text{K}_2\text{O}$  ve  $\text{SiO}_2$  içeriğini esas alarak önerdikleri sınıflamada (Şekil 5.5) bazik ve ortaç bileşimli kayaçlardaki  $\% \text{SiO}_2$  sınırı 52 olarak alınmıştır (Thorpe'den 1984). Oysa Pecerillo ve Taylor (1976), Barberi ve diğ. (1974) ve Di Giroloma'nın (1984) önerdikleri  $\% \text{K}_2\text{O}$  ve  $\text{SiO}_2$  değerlerinin kullanıldığı bir başka

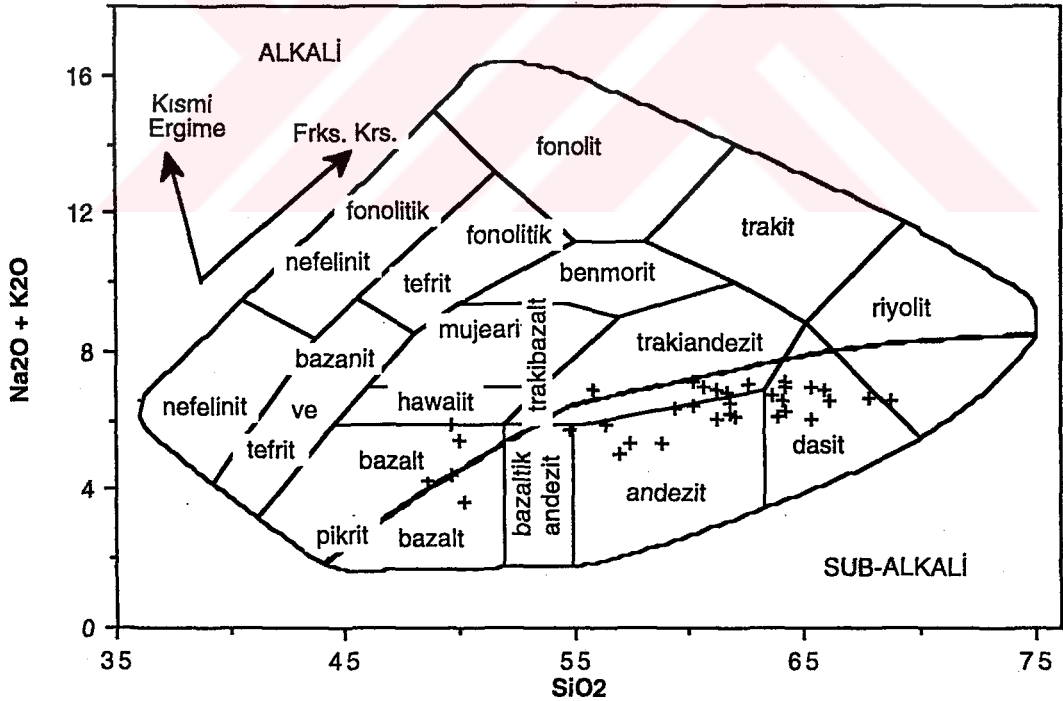
sınıflamada (Şekil 5.6) bu sınır 53 olarak alınmıştır. Bahsedilen bu sınıflandırmada asidik bileşimli kayaçların SiO<sub>2</sub> alt sınırı ise 63 olarak belirlenmiştir (Ercan ve diğ.'den 1990).

Bu diyagramlarda dikkat edileceği gibi örneklerin çok büyük bir kısmı andezit ve dasit daha az olarak da trakiandezit bölgelerinde yoğunlaşırken, 5 tanesi de bazalt bölgesinde bulunmaktadır.

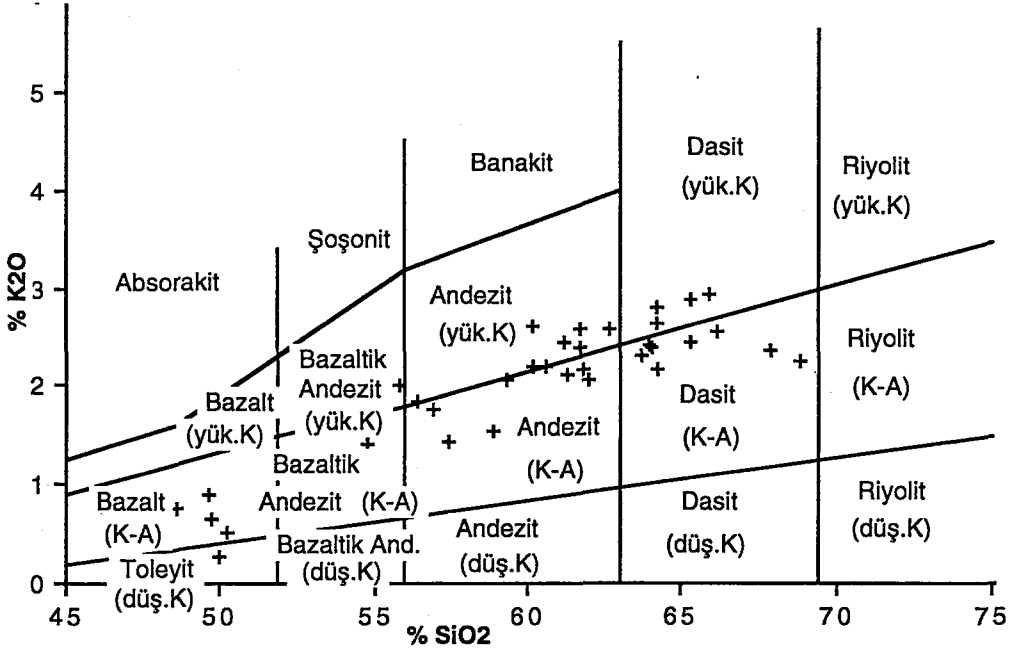




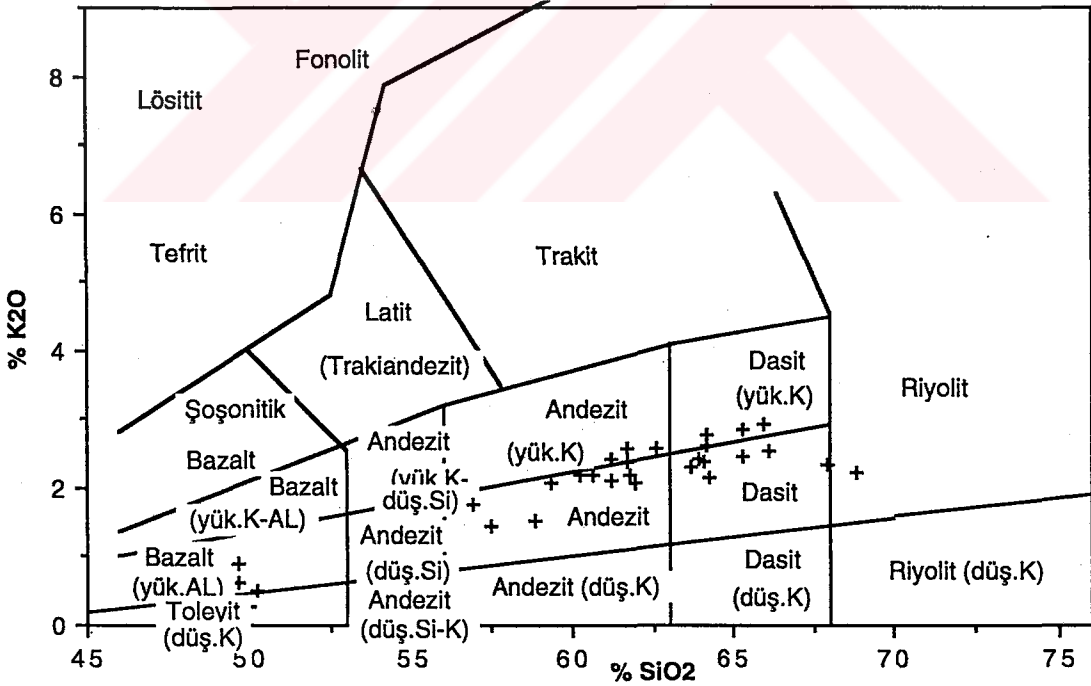
Şekil 5.3. İnceleme alanındaki volkanik kayaların  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  diyagramında dağılımı (Le Bas ve diğ. 1986).



Şekil 5.4. İnceleme alanındaki volkanik kayaların  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  diyagramında dağılımı (Cox ve diğ., 1979; Wilson'dan 1989).



Şekil 5.5. İnceleme alanındaki volkanik kayaların  $K_2O-SiO_2$ 'e göre Pecерillo ve Taylor (1976) diyagramındaki dağılımı (Thorpe'ten 1984).



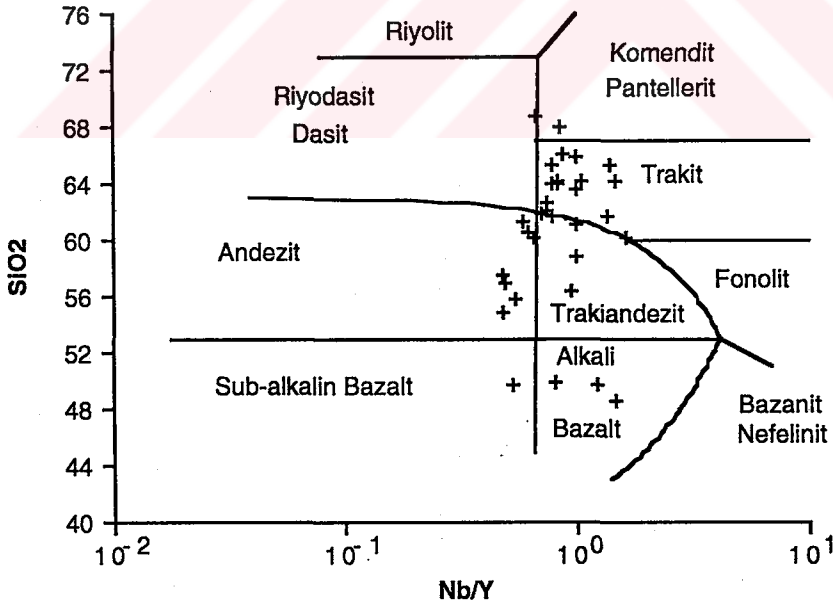
Şekil 5.6. İnceleme alanındaki volkanik kayaların  $\%K_2O-SiO_2$ 'e göre Pecерillo ve Taylor (1976), Barberi ve diğ., (1974) ve Di Giroloma (1984) sınıflaması (Ercan ve diğ.'den 1990).



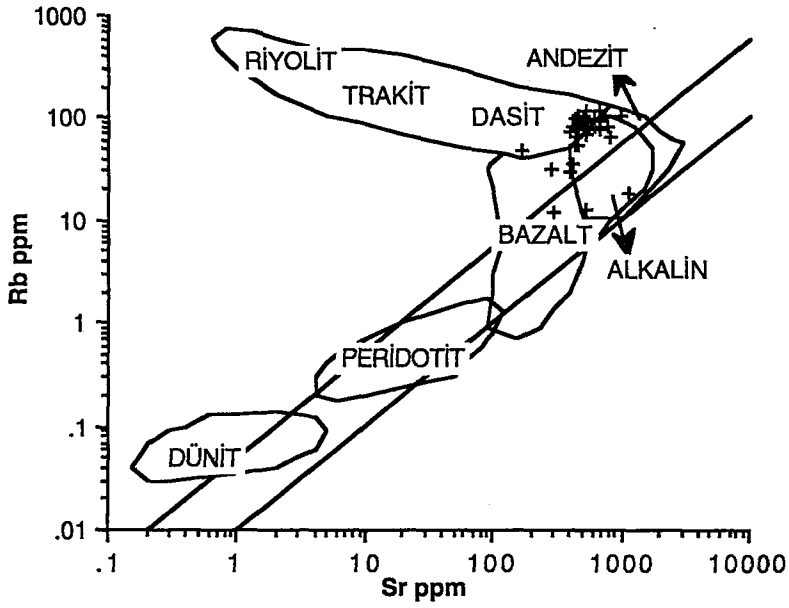
Şekil 5.7'de Winchester ve Floyd (1976 ) tarafından önerilen ve  $\text{SiO}_2$  ile  $\text{Nb/Y}$  oranının esas alındığı sınıflamanın da daha önce verilen diyagram örnekleriyle benzerlik gösterdiği görülmektedir. Diyagramda bazik-ortaç bileşimli kayalar için  $\% \text{SiO}_2$  sınırı 53, ortaç-asidik kayalar için ise bu sınır 63 olarak verilmiştir. Ancak örneklerin dağılımı açısından diğer diyagramlardan farklı olarak, örneklerin daha çok trakit daha az olarak da andezit ve trakiandezit bölgelerinde yoğunlaştığı görülmektedir.

Kistler ve diğ. (1971) tarafından önerilen ve Rb-Sr iz elementlerinin kullanıldığı sınıflamada (Ercan ve diğ.'den 1985), örneklerin daha çok andezit-dasit sınırında ve alkalin bölgede yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 5.8). Dikkat edileceği gibi benzer durum toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  ile  $\text{K}_2\text{O}$  ve  $\text{SiO}_2$  oranlarının kullanıldığı diyagramlarda da gözlenmiştir.

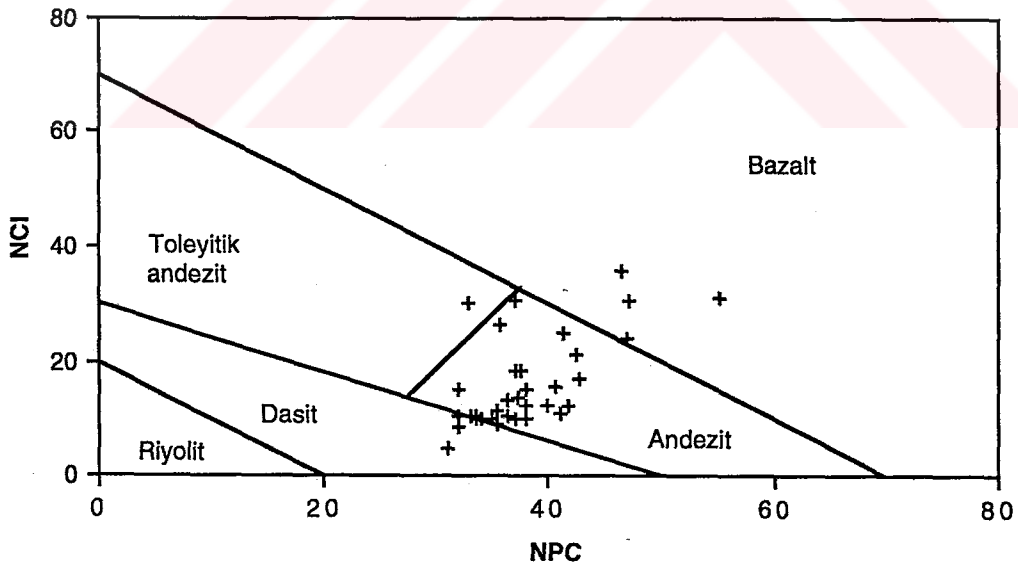
Bu konuda yapılan diğer bir örnek de araştırmacıların en güvenilir sınıflama olarak kabul ettikleri ve normatif renk indeksi ( $\text{N.C.İ.} = \text{ol}+\text{opx}+\text{cpx}+\text{mt}+\text{il}+\text{hm}$ ) ile normatif plajiyoklas bileşimi ( $\text{NPC} = 100 \text{ An}/(\text{An}+\text{Ab}+5/3 \text{ Ne})$ ) parametrelerine göre düzenlenen



Şekil 5.7. İnceleme alanındaki volkanik kayaların  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Nb/Y}$  diyagramında dağılımı (Winchester ve Floyd, 1976).



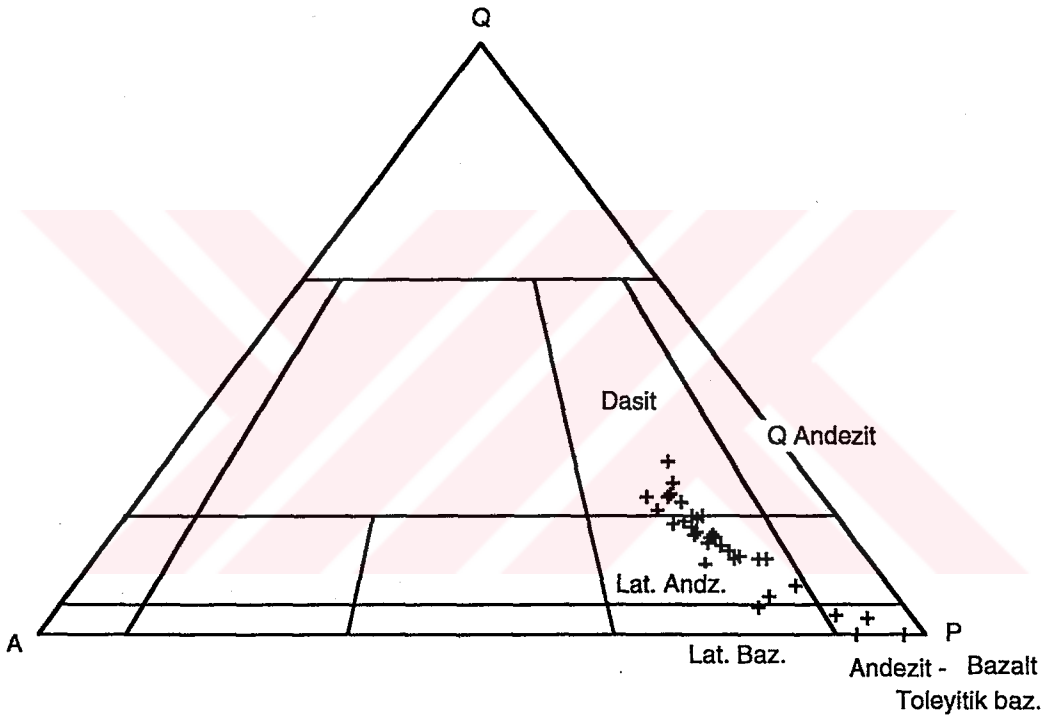
Şekil: 5.8. İnceleme alanındaki volkanik kayaların Rb - Sr diyagramında dağılımı (Kistler ve diğ., 1971; Ercan ve diğ.'den 1985).



Şekil 5.9. İnceleme alanındaki volkanik kayaların NCI-NPC diyagramındaki dağılımı (Irwine ve Baragar, 1971).

İrvine -Baragar (1971) sınıflamasıdır (Şekil 5.9). Diyagramda örneklerin çok büyük bir kısmı dasit sınırına yakın andezit bölgesinde yoğunlaşırken, 4 örnek bazalt, 3 örnek de dasit bölgesinde bulunmaktadır.

Kayaçların isimlendirilmelerinde kullanılan bir başka diyagram da Streckeisen (1973) tarafından geliştirilen ve CIPW normlarının kullanıldığı QAP diyagramıdır (Şekil.10). Tablo 5.1'de dikkat edileceği gibi yalnız 184 no'lu örnekte nefelin bulunmuştur. Onun dışındaki örnekler şekilde de görüldüğü gibi daha çok latit-andezit ve dasit, 4 örnek de andezit-bazalt bölgesinde bulunmaktadır.



Şekil. 5.10. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların QAP diyagramındaki dağılımı (Streckeisen, 1973).

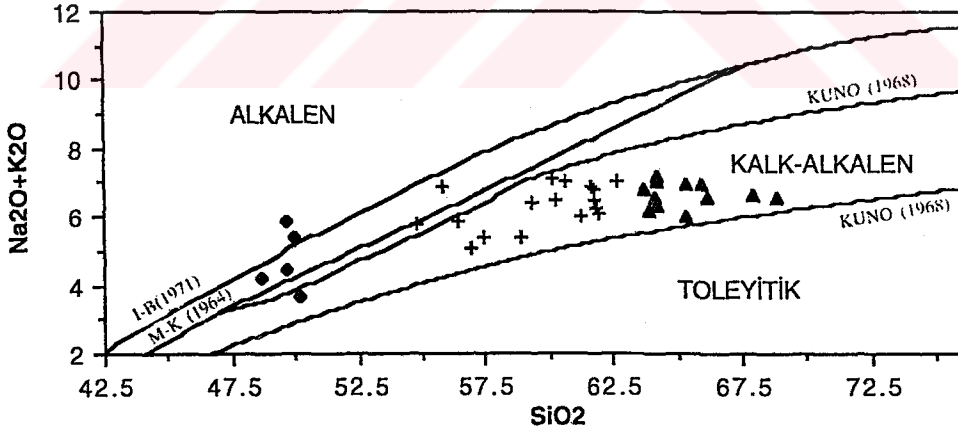
### 5.3 Volkanik kayaçların Oluştığı Tektonik Ortamın Belirlenmesi

Volkanik kayaçların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesinde, aynı ve farklı parametrelerin kullanıldığı pek çok diyagram bulunmaktadır. Bu çalışmada da oluşabilecek belirsizlikleri ortadan kaldırmak için, farklı araştırmacıların önerdiği ana element ve iz elementlerin kullanıldığı çok sayıda diyagram kullanılmıştır. Bu

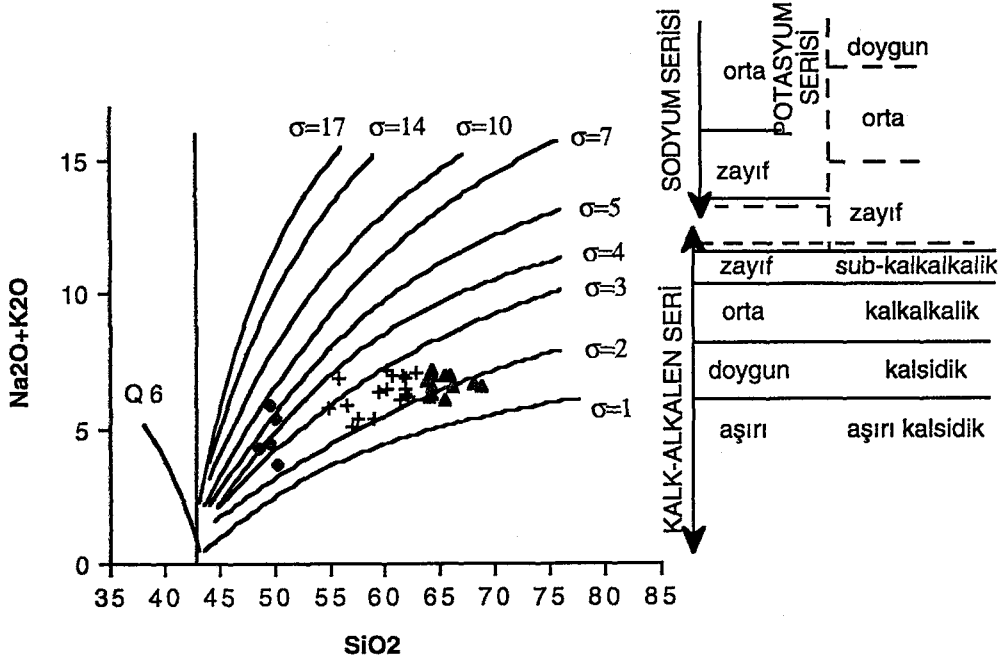
diyagramlardan bir kısmı yalnızca kayaçların seri olarak farklılığını belirtirken diğer bir kısmı, mağmanın oluşum ortamını belirtmektedir.

Magmatik serilerin belirlenmesinde yaygın şekilde kullanılan diyagramlardan birisi olan ve Kuno (1960), Mac Donald ve Katsura (1964) ve Irvine - Baragar (1971) tarafından geliştirilen toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  diyagramıdır (Şekil 5.11). Şekilde %  $\text{SiO}_2$  bileşenine göre bazaltik, ortaç ve asidik bileşimli örneklerin, büyük çoğunluğunun kalkalkalen bölgede yoğunlaştığı, 2 bazaltik bileşimli örneğin ise alkalen bölgede bulunduğu görülmektedir.

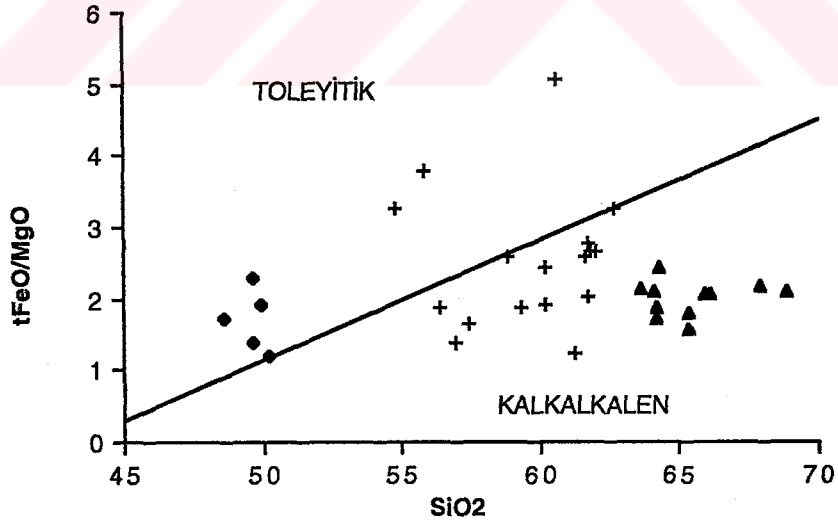
Ritmann (1962), toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  içeriklerini kullanarak geliştirdiği diyagramda, genellikle Ritmann indislerinin ( $\sigma=(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2-43)$ ) 4'ten küçük olması durumunda kalkalkalen seri, 4'ten büyük olması durumunda ise alkalen serinin oluştuğunu belirtmektedir. Şekil 5.12'de çalışma alanındaki volkanik kayaçlara ait örneklerin hemen tamamının orta ve doymun kalkalkalen bölgede, 2 bazalt örneğinin de zayıf alkalen bölgede bulunduğu görülmektedir.



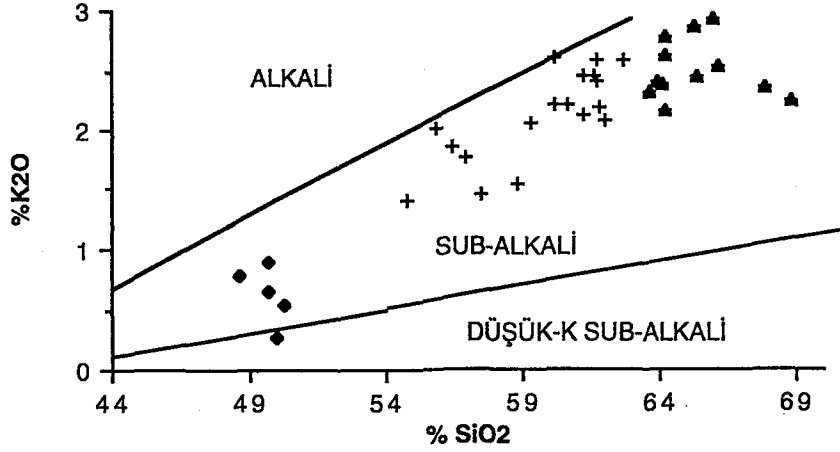
Şekil 5.11. İnceleme alanındaki kayaçların Kuno (1968), Mac Donald ve Katsura (1964) ve Irvine - Baragar (1971) tarafından geliştirilen  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  diyagramındaki dağılımı; (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler, (Ercan ve diğ.'den 1990).



Şekil 5.12. İnceleme alanındaki volkanik kayaların toplam alkali ( $Na_2O+K_2O$ )- $SiO_2$  bileşimine göre Ritmann (1962) diyagramında dağılımı (Ercan ve diğ.'den 1990); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler.



Şekil 5.13. İnceleme alanındaki volkanik kayaların  $FeO^*/MgO - SiO_2$  diyagramında dağılımı (Miyashiro, 1974; Wilson'dan 1989); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler.

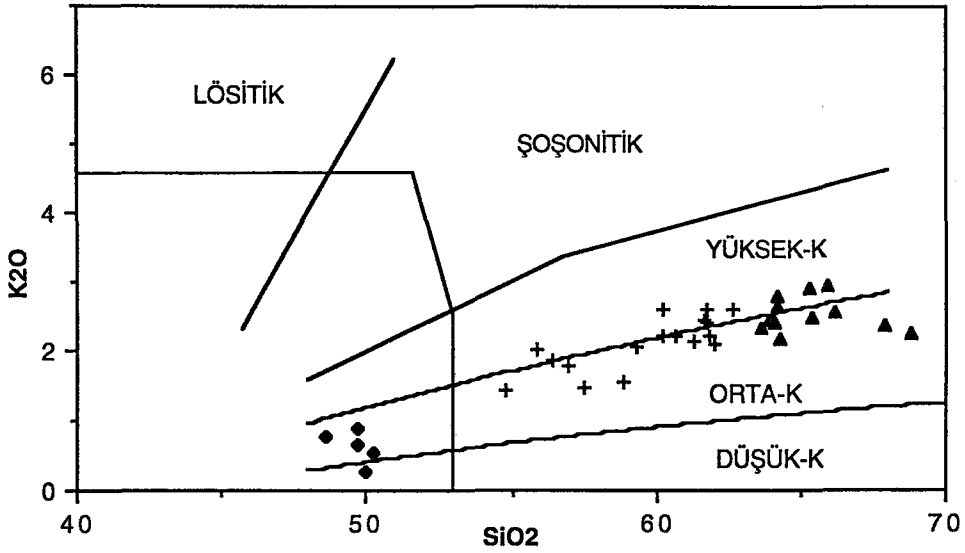


Şekil. 5.14. İnceleme alanındaki volkanik kayaların K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> diyagramında dağılımı (Middlemost, 1975; Wilson'dan 1989); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler.

Benzer diyagramlardan olan ve Miyashiro (1974) tarafından geliştirilen ve FeO\*/MgO ile SiO<sub>2</sub> değişkenlerinin kullanıldığı diyagram, Şekil 5.13'de görülmektedir (Wilson'dan 1989). Diyagramda bazik bileşimli örneklerin tamamı ile ortaç bileşimli örneklerin çok azı toleyitik bölgede bulunurken, diğer örnekler tamamen kalkalkalen bölgede bulunmaktadır. Görüldüğü gibi örneklerin dağılımında diğer diyagramlar ile benzer özellikler görülmektedir.

Bu konuda yapılan diğer bir sınıflama da Middlemost (1975) tarafından önerilmiştir. Araştırmacı, K<sub>2</sub>O ve SiO<sub>2</sub> değişkenlerinin kullanıldığı diyagramda (Şekil. 5.14) alkali, subalkali ve düşük K'lu subalkali olarak 3 bölge ayırmıştır (Wilson'dan 1989). Şekilde örneklerimizin tamamının subalkali bölgede buldukları görülmektedir.

K<sub>2</sub>O -SiO<sub>2</sub> değişkenlerinin kullanıldığı bir başka diyagram da Pecerrillo ve Taylor (1976) tarafından önerilmiştir. Araştırmacılar, Düşük K, Orta K, Yüksek K, Şoşonitik ve Lositik bölgeler olarak ayırdıkları diyagramda, Lositik ve Şoşonitik seriler arasındaki sınırın K<sub>2</sub>O= 0.4 SiO<sub>2</sub> - 15.6; 46 < SiO<sub>2</sub> < 56 değerlerinde olduğunu belirtmişlerdir (Weaver



Şekil. 5.15. İnceleme alanındaki örneklerin  $K_2O-SiO_2$  diyagramında dağılımı

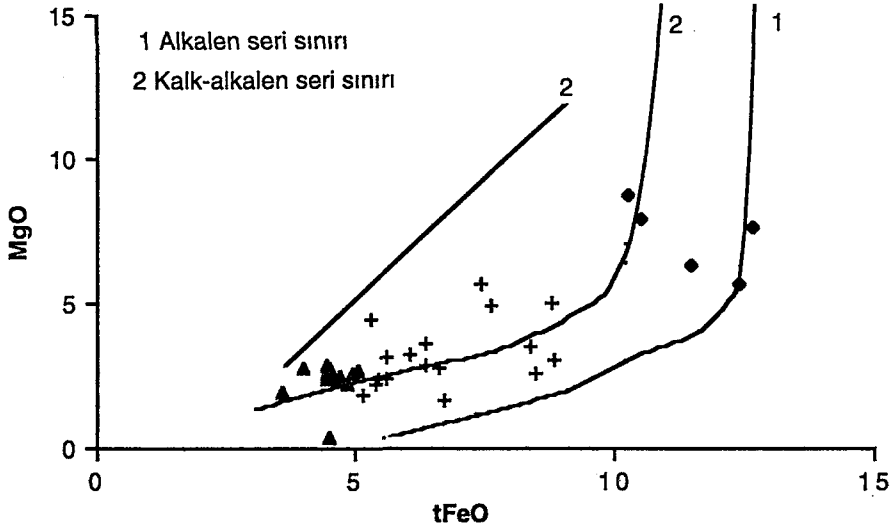
(Pecerrillo ve Taylor, 1976; Weaver ve Johnson'dan 1987); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): asidik bileşimliler.

ve Johnson'dan 1987). Şekil 5.15'de çalışma bölgesindeki örneklerin, ortaç - asidik bileşimlilerin Orta K ve Yüksek K'lu bölgede yoğunlaşmalarına karşın, bazaltik bileşimlilerin ise Düşük K sınırına yakın Orta K'lu bölgede yoğunlaştıkları görülmektedir.

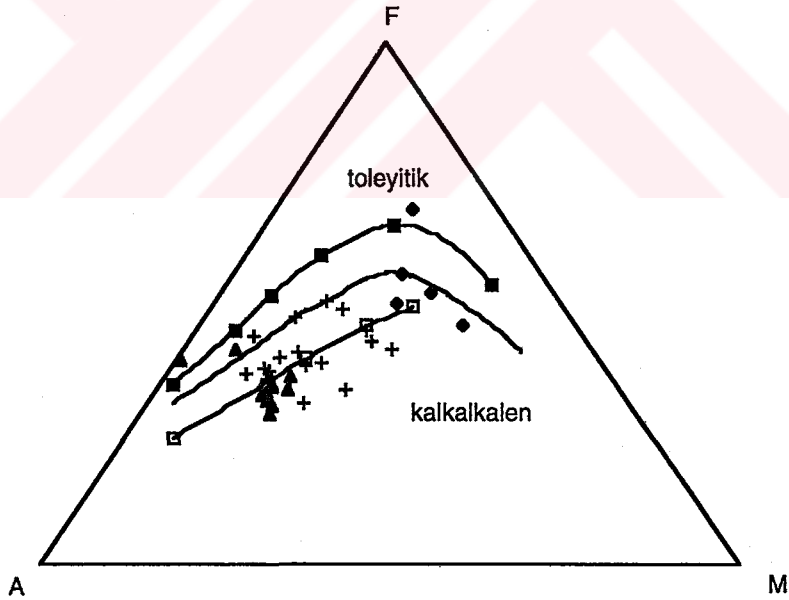
Benzer bir sınıflama da Morrison'un (1980) önerdiği ve MgO ile  $FeO^*$  bileşenlerinin kullanıldığı diyagramdır (Kibici'den 1990). Şekil 5.16'da görüldüğü gibi örneklerin genellikle kalkalkalen seri sınırında yoğunlaştığı, ancak bazı bazik bileşimli örneklerin ise alkalin bölgede bulunduğu görülmektedir.

Volkanik kayalarda, kayaların oluşum ortamlarının belirlenmesinde, ikili değişkenlerin kullanıldığı bu diyagramlardan başka, araştırmacıların önerdikleri üçgen diyagramlar da yaygın olarak kullanılmaktadır.

Kuno (1968) tarafından geliştirilen ve toplam alkali ( $Na_2O+K_2O$ ) -  $FeO^*$  ve MgO bileşenlerinin kullanıldığı diyagram Şekil 5.17'de görülmektedir. Diyagramda, örneklerin çok büyük bir kısmının kalkalkalen, az sayıdaki bazik, ortaç ve asidik bileşimli örneğin de toleyitik bölgede bulunduğu görülmektedir.



Şekil.5.16. İncelenen volkanik kayaçların MgO-FeO\* diyagramında dağılımı (Morrison ,1980; (Kibici'den 1990); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler.



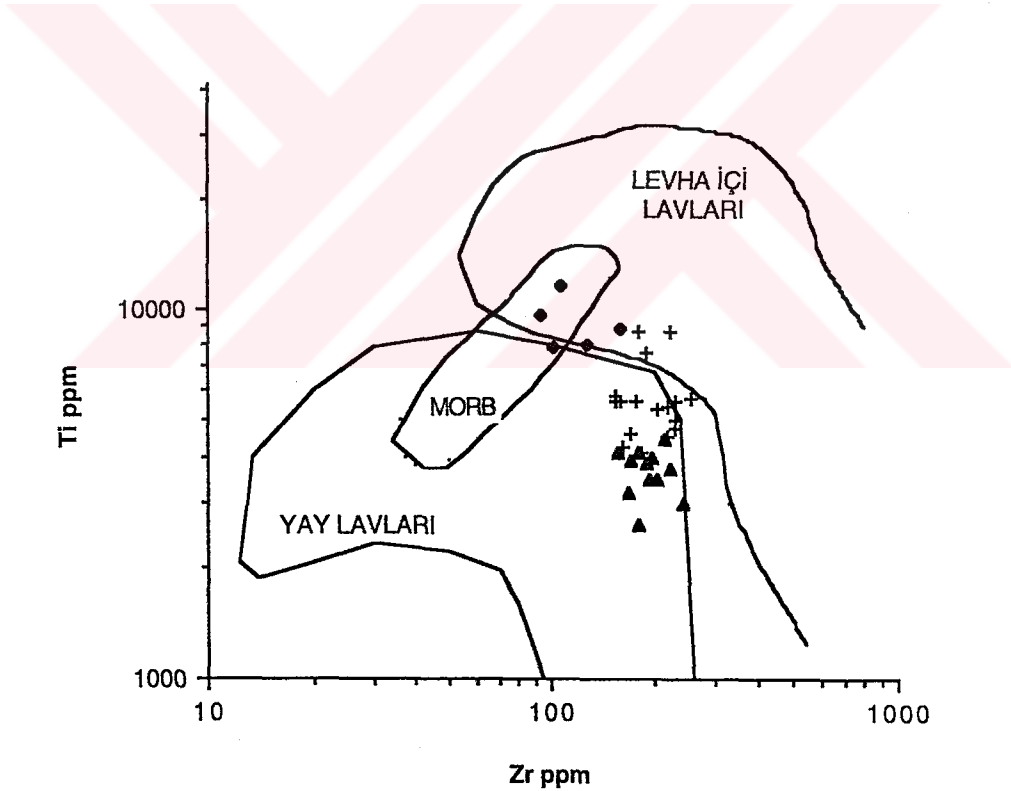
Şekil. 5.17. İnceleme alanındaki örneklerin AFM Üçgen diyagramında dağılımı (Kuno, 1968); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler (Wilson'dan 1989).



Bütün bu diyagramlarda dikkat edileceği gibi, Çalışma alanındaki volkanik kayalara ait örnekler, kullanılan diyagramların çoğunda Orta ve Yüksek K'lu kalkalkalen seriye işaret ederken, daha az olarak da toleyitik seriye işaret etmektedir.

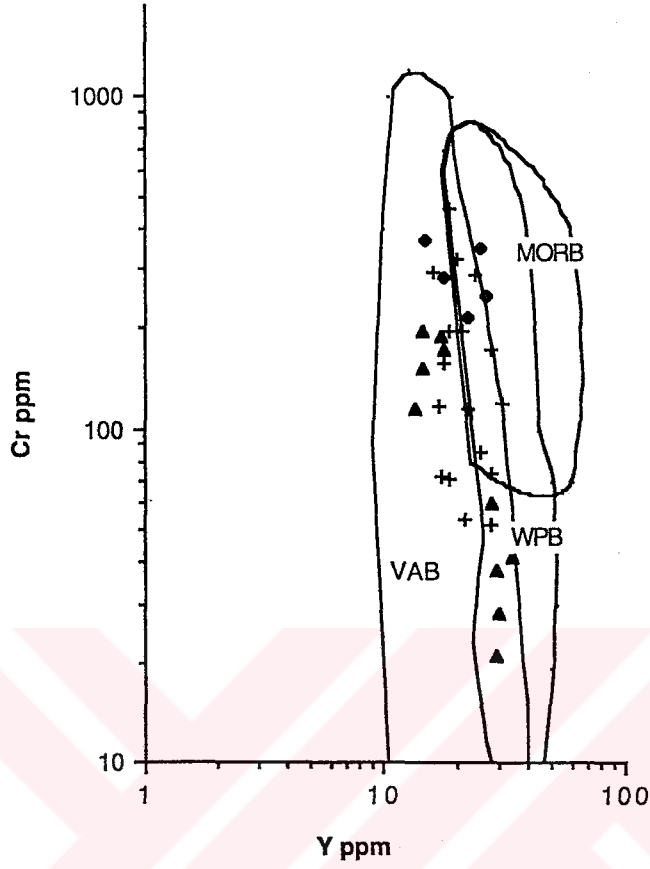
Çalışma alanındaki volkanik kayalara ait örneklerin Pearce ve diğ., (1981) tarafından geliştirilen Ti-Zr diyagramındaki dağılımları incelendiğinde ortaç ve asidik bileşimli olanların daha çok yay lavları bölgesinde, bazik bileşimlilerin ise MORB ve levha içi lavları bölgesinde bulunduğu görülmektedir (Şekil 5.18).

Yine Pearce ve diğ. (1981) tarafından geliştirilen Cr-Y diyagramında da (Şekil.5.19) benzer olarak, örneklerin daha çok yay bölgesi ile levha içi lav bölgesinde dağılım gösterdiği görülmektedir (Pearce'dan 1982).



Şekil. 5.18. İnceleme alanındaki örneklerin Ti - Zr diyagramındaki dağılımları

(Pearce ve diğ.1981; Pearce'dan 1982); (♦): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler.



Şekil.5.19. İnceleme alanındaki örneklerin Cr-Y diyagramındaki dağılımı (Pearce ve diğ., 1981; Pearce'dan 1982); (◆): Bazaltlar, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler.

Ayrıca örneklerin ortaç ve asidik bileşimde olanları yay lavları bölgesinde bulunurken, bazik bileşimli örnekler levha içi lavları ile okyanus ortası sırt bölgesinde bulunmaktadır.

## 6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Doğu Toroslar'ın yaklaşık orta kesimlerinde, Elazığ'ın KKB'sında yer alan inceleme alanında yapılan arazi, mineralojik - petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucu elde edilen verilerden yararlanarak inceleme konusu olan Karabakır Formasyonu'nun diğer birimlerle ve kendi içindeki farklı birimlerle olan ilişkileri, volkanitleri oluşturan kayaç türleri ve volkanitlerin jeotektonik ortamları çıkarılmaya çalışılmıştır.

Çalışma alanında Alibonca Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelen volkanitler, stratigrafik olarak tabandan tavana doğru volkanoklastitler, lav akıntıları ve bunlarla yanal ve düşey geçişli gösel kireçtaşlarından oluşmaktadır.

İnceleme alanında volkanitlerin en alt seviyelerini oluşturan ve yaklaşık 500 m. kalınlıkta olan volkanoklastitler; piroklastit ve epiklastit olmak üzere iki birimden oluşmuştur. Ancak, piroklastit birimin alt seviyelerinde küçük bloklar halinde andezitik bileşimli lav akıntılarının bulunması, ayrıca Ulukale köyü çevresinde piroklastitlerin andezitik tüflerle başlaması ve inceleme alanının dışında, formasyonun doğu uzantısının (Dere nahiyesi çevresi) tabanında kalın olmayan bazaltik ve andezitik lav akıntılarının bulunması, volkanizmanın tek evreli olmadığını göstermektedir. Ercan ve Asutay'da (1993), yapmış oldukları çalışmada Tunceli ve Bingöl volkanitleri olarak adlandırdıkları birimlerde benzer istifin varlığından bahsetmektedirler.

Volkaniklastitler ile başlayan Karabakır Formasyonu'nun volkanitleri, yer yer bazalt ve andezit bileşimli lav akıntıları ile son bulmakta, yer yer de andezitik tüfler ile devam edip, lav akıntıları ile son bulmaktadır. Formasyon içerisinde bulunan, kumlu, killi, tüflü, fosil katkılı ve mangan dentritikleri içeren gösel kireçtaşları ise, yer yer istifin en üst seviyesinde, yer yer de lav akıntıları ile yanal ve düşey geçişli olarak bulunmaktadır.

Petrografik incelemeler sonucunda piroklastit ve epiklastitleri oluşturan piroklastların genellikle porfirik dokulu andezit ile intergranüler - intersertal dokulu

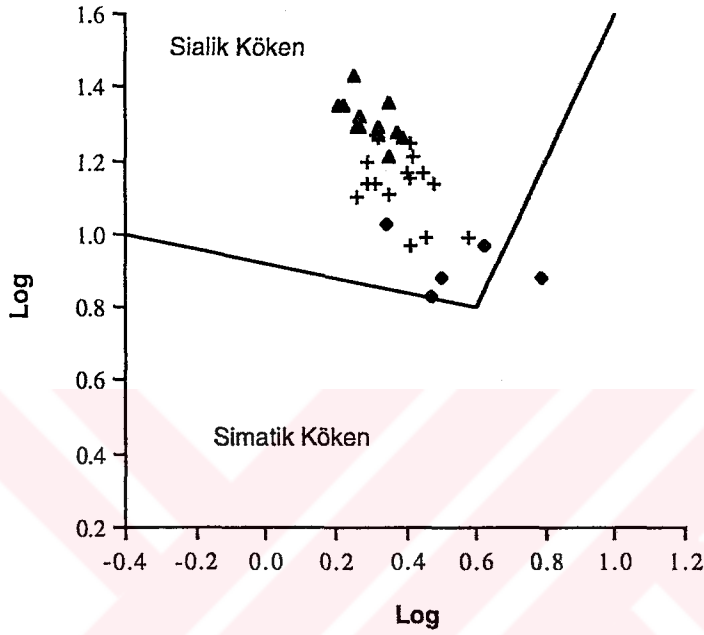
bazaltlardan oluştuğu, hamur malzemesinin de andezitik ve bazaltik bileşimli olduğu görülmüştür.

Lav akıntıları üzerinde yapılan ayrıntılı petrografik çalışmalar sonucunda andezit ve bazalt bileşiminde olduğu saptanan lavların, jeokimyasal verilere göre ise daha çok değişik tür andezitik bileşimli kayalar ile dasit ve daha az olarak da bazalt bileşimli olduğu belirlenmiştir. Petrografik ve jeokimyasal sonuçların farklılık göstermesi, kayaların genellikle hamur malzemesi içermesi ve mikrolit halde bulunan minerallerin optik özelliklerinin saptanamamasından dolayı minerallerin tesbit edilememesinden kaynaklanmaktadır.

Jeokimyasal verilerin çok sayıda diyagramlarla değerlendirilmesi sonucunda volkanitleri oluşturan magmanın, esas olarak orta ve yüksek K'lu kalkalkalen, daha az olarak da toleyitik özellik gösterdiği belirlenmiştir.

Çalışma alanındaki volkanitlerin kökenini belirlemek için Gottini İndislerinin ( $\tau = \text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ;  $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 - 43)$  esas alındığı Gottini Diyagramında (1969) (LogT-LogR) yapılan değerlendirmede, analizi yapılan örneklerden bir örnek hariç tamamının Sialik (kabuk) kökeni işaret ettiği görülmektedir (Şekil 6.1). İnceleme alanındaki volkanitlerin Sialik kökeni işaret etmiş olması ise, bu volkanitlerin orojenik tip bir volkanizma olduğunu göstermektedir. Şekil 6.2'de ise Pearce (1982) tarafından geliştirilen, farklı tektonik bölgelerin bazaltlarındaki iz element kapsamalarının değişkenliğinden hareketle, bu farklı tektonik bölge bazaltlarının MORB'a normalleştirilmiş iz element gidişlerini belirlediği diyagramlar görülmektedir. Araştırmacı, normalleştirme katsayıları olarak: Sr=120ppm; K<sub>2</sub>O=%0.15; Rb=2ppm; Ba=20ppm; Th=0.2ppm; Ta=0.18ppm; Nb=3.5ppm; Ce=10ppm; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=%0.12; Zr=90ppm; Hf=2.4ppm; Sm=3.3ppm; TiO<sub>2</sub>=%1.5; Y=30ppm; Yb=3.4ppm; Sc=40ppm; Cr=250ppm değerlerini kullanmıştır. İnceleme alanındaki bazalt bileşimli volkanitlerin MORB'a normalleştirilmiş iz element dağılımları incelendiğinde (Şekil6.2.d), elementlerin

tamamının dağılımlarının Levha İçi Bazaltları ile Geçişli Volkanik Yay Bazaltlarındaki element dağılımlarına benzediği görülmektedir.

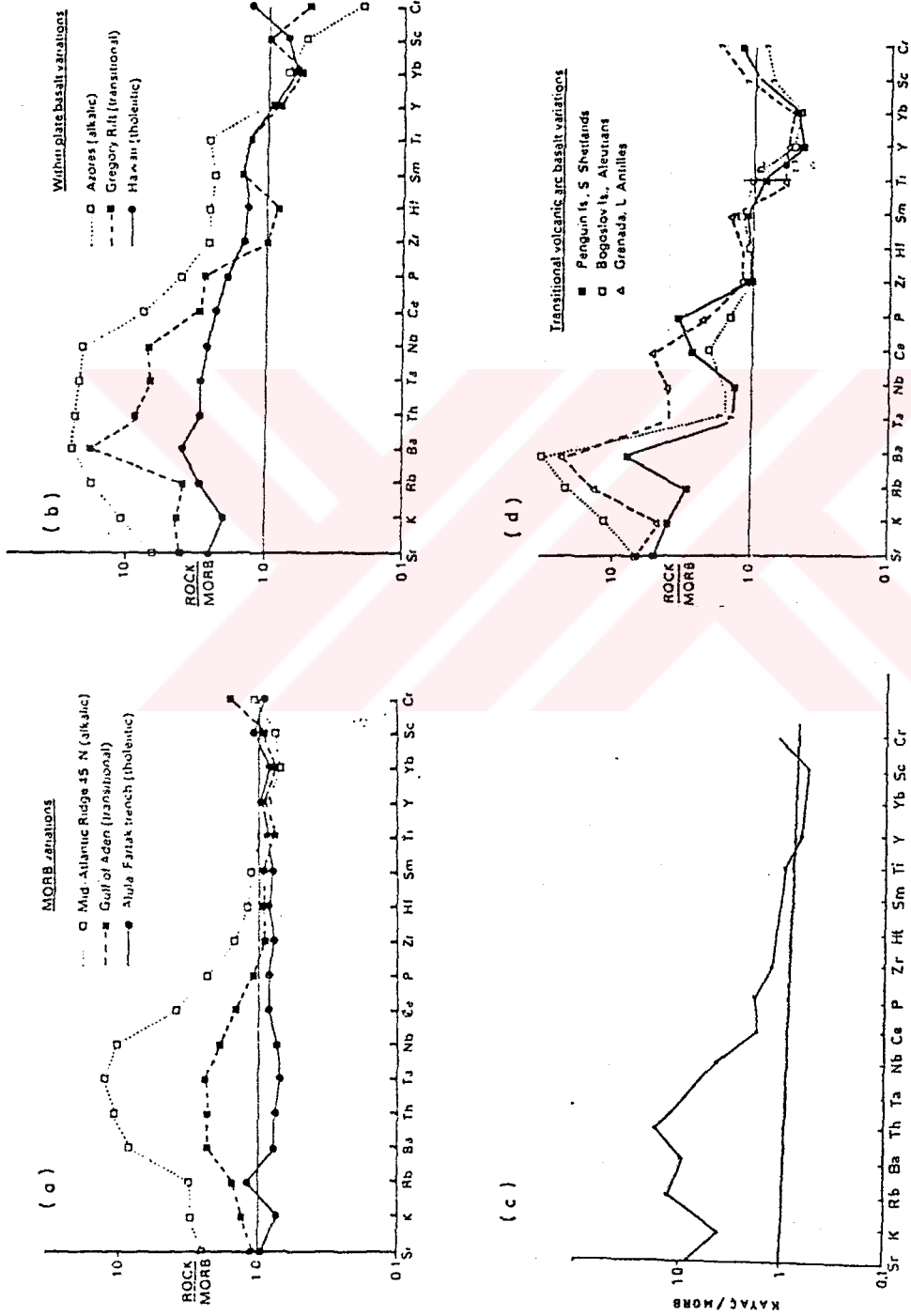


Şekil 6.1. İncelenen volkanik kayaların Gottini Diyagramında ( 1969) dağılımı;

(◆): Bazaltik bileşimliler, (+): Ortaç bileşimliler, (▲): Asidik bileşimliler

(Aktimur ve diğ'den 1991).

Doğu Anadolu Bölgesinde, genç volkanitlerde değişik araştırmacıların yaptıkları çalışmalarda da benzer sonuçlar elde edilmiştir. Tokel (1979), Erzurum-Kars yöresindeki genç volkanitlerde alkali ve toleyitik lavların yer aldığını, İnnocenti ve diğ. (1984) ise Doğu Anadolu'da Erken Miyosen'de başlayan volkanizmanın kalkalkali, Orta Miyosen'de ise yüksek K'lu, Erken Pliyosen'den günümüze kadar da sodik alkalen lavlarla birlikte, Kuvaterner'de kalkalkalen lavların etkin olduğunu belirtmişlerdir. Yılmaz (1984), Yılmaz ve diğ. (1987), Doğu Anadolu'da Üst Miyosen'de zayıf alkalen, Üst Miyosen sonu - Alt Pliyosen'de kalkalkalen, Pliyosen'de ise daha asitik volkanik ürünlerin oluştuğunu, Kuvaternerde 'de alkalen özellikli volkanizma ürünlerinin yaygın



Şekil 6.2. Farklı tektonik ortam bazaltlarının, Okyanus Ortası sırt Bazaltlarına (MORB) normalleştirilmiş iz element gidişleri (Pearce, 1982). a: Okyanus Ortası Sırt Bazaltları, b: Levha İçi Bazaltlar, c: Geçişli Volkanik Yay Bazaltları, d: Karabakır Formasyonu volkanitlerine ait bazik volkanitler.

olduğunu belirtmektedirler. Türkecan (1991) ise Muş yöresinde, Erken Pliyosen'de alkali özellikteki lavlarla başlayan volkanizmanın aynı zamanda toleyitik ve peralkali özellik de gösterdiğini belirtmektedir.

Doğu Toroslar'ın jeotektonik evrimi üzerine yapılan çalışmalarda (Savcı, 1980; Yılmaz ve Şengör, 1982; Yazgan, 1984; Turan ve diğ., 1993; Yılmaz, 1993), Doğu Anadolu'da geniş yayılım gösteren genç volkanitlerin, Arap Levhası ile Anadolu levhası arasında var olan İç Torid Okyanusunun kapanması ile Arap Levhasının kuzeye doğru itilmesi ve Anadolu-İran Levhası ile çarpışması sonucundaki sıkışmaya bağlı olduğunu belirtmektedirler. Ve bunun sonucu olarak da Doğu Anadolu'da oluşan volkanitlerin, kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak, kabuğun kısmi ergimesi ile oluşan magmanın katılması ile oluştuğunu kabul etmektedirler.

İnceleme alanındaki volkanitlerin de genellikle kalkalkali özellikte olması bunların sıkışma rejiminde oluştuğunu göstermektedir. Ve burada oluşacak magmatizma da dalan levhanın kısmi ergimesi ve kalınlaşan kıtasal kabuğun tabanının kısmi ergimesi sonucu oluştuğundan kayalar sialik kökenli olmaktadır.

Gerek bu çalışmada elde edilen sonuçlar, gerekse yukarıda belirtilen araştırmacıların verileri, çalışma alanı ve yakın çevresinde bulunan ve sıkışma tektonik rejimine bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucunda oluşan volkanizmanın, Üst Miyosen'de kalkalkali özellikte, daha sonra çok az oranda toleyitik ve en son aşamada da önemli ölçüde alkali özellikte olduğunu vermektedir.

Ancak, Doğu Anadolu'da geniş yayılım gösteren genç volkanitlerin oluşumları ile ilgili olarak değişik araştırmacılar tarafından farklı görüşler de ileri sürülmektedir. Innocenti ve diğ. (1984), Van Gölü çevresindeki genç volkanitlerden alkali özellikte olanların Anadolu-İran Levhaları arasında oluşan riftleşme ile oluştuğunu belirtmektedir. Benzer şekilde Tokel (1984) ve Aktimur ve diğ.'de (1981) Doğu Anadolu'daki genç volkanitlerin plakalar arasındaki çarpışma zonunda kabuk kalınlaşması, bununla birlikte

litosfer incelmesinin yarattığı genişleme kuvvetlerinin etkisiyle basınç ferahlaması ve sıg mantoda bölümsel ergimelerin oluşması ile meydana geldiğini ileri sürmektedirler.





## 7. KAYNAKLAR

- AFSHAR, F.A., 1965. Tunceli-Bingöl bölgesi jeolojisi. MTA Enst. Derg., 65, 31-41.
- AKGÜL, B.,1987. Keban yöresi metamorfik kayaların petrografik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst., 60s. (yayımlanmamış).
- AKGÜL, B., 1993. Piran köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst.,125s. (yayımlanmamış).
- AKGÜL, M., 1987. Baskil (Elazığ) granitoidinin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. K.T.Ü. Fen Bil. Enst., 60s. (yayımlanmamış).
- AKGÜL, M., 1991. Baskil (Elazığ) granitoidinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Yerbilimleri Geosound, 18, 67 - 78.
- AKSOY, E., 1988. Van İli Doğu-Kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi. Fırat Üniv. Fen Bil. Enst. 171s. (yayımlanmamış).
- AKTİMUR, H.T., TEKİRLİ, M.E., YURDAKUL, M.E., ERCAN, T., KEÇER, M., ÜRGÜN, B.M., GÜRBÜZ, M., CAN, B. ve YAŞAR, T., 1991. Kars-Arpaçay dolayının jeolojisi ve Neojen- Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. TJK Bült. 6, 104-117.
- ALTINLI, İ.E., 1964. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası. MTA Enst. Yay.
- ALTINLI, İ.E., 1966, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Enst. Derg. , 66, 35-74.
- ARNİ. P.,1939. Doğu Anadolu mücavir muntikalarının tektonik anahtarları. MTA Enst. Yayını. Seri B, No 4.
- ASUTAY. H.J., 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi. Doktora Tezi, A.Ü. Fen Bil.Enst. 156s. (yayımlanmamış).
- ASUTAY, H.J., 1987. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi. MTA Derg., 106, 55-61.
- ASUTAY. H. J., 1988. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi. MTA Dergisi, 107, 38-60 Ankara.

- ASUTAY, H.J., TURAN, M., POYRAZ, N., ORHAN, H., TARI, E. ve YAZGAN, E., 1986. Doğu Toroslar Keban - Baskil dolaylarının jeolojisi. MTA Araş. Rap. No 8008, 154s.
- ASUTAY, H.J., ŞENGÜ, M., ERCAN, T. ve METİN, S., 1989. Ergani bakır aramaları projesi. MTA Araş. Rap. Prj. No. 89/118, 91s.
- AVŞAR, N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 84s. (yayımlanmamış).
- BAKER, P., 1978. Petrologie des lavas dans les zones de subduction. Girod, M., ed., "Les roches volcaniques petrologie et cadre structural" içinde. Doin et Paris. 136-165.
- BİLGİN, A., 1984. Serçeme (Erzurum) deresi ve dolayındaki volkanitlerin jeokimyası. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 5, 41-51.
- BİNGÖL. A.F. 1982. Elazığ - Pertek - Kovancılar arası volkanik kayaçların petrolojisi F.Ü. Fen Fak. Dergisi,1, 9-21, Elazığ.
- BİNGÖL. A.F., 1984. Geology of the Elazığ Area in the Eastern Taurus Region. In Geology of the Taurus Belt; Int. Symp. Proc. ed. by. O Tekeli and M C Göncüoğlu, 209-216. MTA.
- BİNGÖL A.F. 1988. Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus- Turkey). Journ. of Fırat.Üniv. 3/2, 1-17.
- ERCAN, T., DİNÇEL, A. ve GÜNAY, E., 1979. Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege Bölgesindeki yeri. TJK Bült., 22/2, 185-199.
- ERCAN, T., SATIR, M., KREUZER, H., TÜRKECAN, A., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞI, A., ATEŞ, M. ve CAN, B., 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve jeokimyasal verilerin yorumu. TJK Bült., 28/2, 121-137.
- ERCAN, T., FUJİTANİ, T., MATSUDA, J.I., NOTSU, K., TOKEL, S. ve Uİ, T., 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. MTA Derg., 110, 143-163.
- ERCAN, T. ve ASUTAY, H.J., 1993. Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. Suat Erk Simpozyumu. Ankara Ün. Fen Fak. Jeo. Müh. Böl. 291-303.

- FISHER, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 1409-1414.
- HEMPTON, R.M. ve SAVCI. G., 1982. Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri. T.J.K. Bült., 25/2, 143 - 151.
- INNOCENTI, F., MANNETTI, P., MAZZUOLI, G., PASQUARE, G. and WILLARI, L., 1984. Anatolia and north-western Iran: Thorpe, R.S. (edits), Andesites, 327-353.
- IRVINE, T.N. ve BARAGER, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Scien. 8, 523 - 548.
- KETİN, İ., 1959. Türkiye'nin orojenik gelişmesi. MTA Enst. Derg., 53, 78-86, Ankara.
- KETİN, İ., 1946. Elazığ - Palu ve Pertek yörelerinin jeolojik etüdüne ait rapor. MTA Enst. Der. Rap., No 1708 (yayımlanmamış).
- KETİN, İ., 1966. Tectonic unit of Anatolia. MTA.Bull., 66, 23-34.
- KİBİCİ, Y., 1990. Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu. TJK, 33/2, 69-79.
- KİPMAN, E., 1981, Keban'ın jeolojisi ve Keban şarियaji. İst.Üniv. Yerbilimleri Derg., 1/1-2, 75-81,
- KÜRÜM, S., 1987. Keban İlçe merkezi çevresinin tektonik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi. Fırat Üniv. Fen Bil. Enst. , 52. (yayımlanmamış).
- Le BAS. M.J., Le MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. ve ZANETTIN, B., 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali - Silica diagram. Journ. of Petrol. 27, 745 - 750.
- MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. Jour. Sci., 274, 321 - 355.
- NAZ, H., 1979. Elazığ - Palu dolayının jeolojisi. TPAO Arşivi Rap. No 1360 (yayımlanmamış).
- ÖZGÜL, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bült., 19/1, 65-78.

- ÖZKUL, M., 1982. Güneyçayırı (Elazığ) bölgesinin sedimentolojisi. Yüksek Lisans Tezi Ankara Üniv. Fen Bil. Enst. (yayımlanmamış), Ankara.
- ÖZKUL, M., 1988. Elazığ batısında kırkgeçit formasyonu üzerinde sedimentolojik incelemeler. Doktora Tezi. F. Ü.Fen Bil. Enst. 186s. (yayımlanmamış).
- PEARCE, J.A., 1976. Statistic alanalysis of major element patterns in basalts. Journ of Petrology, 17, 15 - 43.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Edit), Andesites, Johon Wiley and Sons. New York, NY, pp. 525 - 548.
- PEARCE, J.A. ve CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet sci. Lett., 19, 290 - 300.
- PECERILLO, A. and TAYLOR, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Min. Petrol. 58, 63-81.
- PERİNÇEK, D.,1979a. Palu - Karabegan - Elazığ - Sivrice - Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arşivi Rap. No 1361 (yayımlanmamış), Ankara.
- PERİNÇEK, D., 1979b. The geology of Hazro - Korudağ - Çüngüş - Maden - Hazar - Elazığ - Malatya area. Guide Book, TJK Yayını, Ankara.
- PERİNÇEK, D. ve ÖZKAYA, İ., 1981. Arabistan Kıtası kuzey kenarının tektonik evrimi. Yerbilimleri, 8, 91-101.
- SAĞIROĞLU, A. 1992. Pertek - Demürek (Tunceli) skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri. TJK Bült., 35/2, 63-70.
- SAVCI, G., 1980. Doğu anadolu volkanizmasının neotektonik önemi. Yeryuvarı ve İnsan., 5/34,
- SİREL, E., METİN, S. ve SÖZERİ, B., 1975. Palu (KD Elazığ) denizel Oligosen'inin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi. TJK Bült., 18/2, 175-180.
- STRECKEISEN, A.,1973. Classification of igneous rocks according to composition. Amer. Geol., 229- 231.

- ŞAROĞLU, F. ve YILMAZ, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve ilgili magmatizması. TJK Ketin Simp. Bildiriler Kitabı, 149-162.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983. Türkiye'de Neotetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kur. Yerbil. Özel Dizisi, 1, 75s.
- TERZİOĞLU, N., 1986. Doğu Karadeniz Bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu. TJK Bült., 29/1, 119-133.
- TOKEL, S., 1979. Erzurum - Kars yöresinde Neojen çöküntüsüyle ilgili volkanizmanın incelenmesi. Doçentlik Tezi, K.T.Ü.(yayımlanmamış), 107s.
- TOKEL, S., 1981. Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler. Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4, 53-65.
- TOKEL, S., 1984. Doğu Anadolu'da kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi. Ketin Simp. Bildiriler Kitabı, 121-131.
- TOLUN, N., 1950. Keban bölgesi jeolojisine ait (5. Kovenko'nun raporuna dair) notlar: MTA Enst. Der. Rap. No 1857 (yayımlanmamış), Ankara.
- TOLUN, N., 1955. Elazığ - Keban - Çemişgezek ve Pertek bölgesinin jeolojik etüdü. MTA Enst. Der. Rap. No. 2227 (yayımlanmamış).
- TONBUL, S., 1985. Kuzova-Hasandağı ve çevresinin (Elazığ Batısı) fiziki coğrafyası. Doktora Tezi, Fırat Üniv. Sosyal Bil. Enst. 423s. (yayımlanmamış).
- TONBUL, S., 1987. Elazığ batısının genel jeomorfolojik özellikleri ve gelişimi. Jeomorfoloji Derg. 15, 37-53,
- TURAN, M., 1984.. Baskil - Aydınlar yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi, F.Ü.Fen Ed. Fak. 180s.(yayımlanmamış).
- TURAN, M., AKSOY, E. ve BİNGÖL, A.F., 1993. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. Hacettepe Üniv. Yerbilimlerinin 25. Yılı Simp.
- TÜRKECAN, A., 1991. Muş yöresindeki Pliyosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi. MTA Derg., 112, 85-103.

- TÜRKMEN, İ.,1988. Palu - Çaybağı (Elazığ doğusu) yöresinin sedimentolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü.Fen Bil. Enst. (yayımlanmamış), 79s.
- TÜRKMEN, İ., 1991. Elazığ Doğusunda Çaybağı Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen?) stratigrafisi ve sedimantolojisi. TJK Bült. 34/1, 45-53.
- WEAVER, S.D. and JOHNSON, R.W., 1987. Tectonic Controls on magma chemistry. pp.285.
- WILKINSON, J.F.G., 1986. Classification and average chemical compositions of common basalts and andesites. Jour. of Petrology, 27/1, 31-62.
- WILSON, M., 1989. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. pp.466.
- WINCHESTER, J.A. and FLOYD, P.A., 1976. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343.
- YAZGAN, E., 1981. Doğu Toroslar'da etkin bir Paleo-kıta kenarı etüdü (Üst kretase- Orta Eosen). Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 7, 83-104.
- YAZGAN, E., 1983. Malatya - Elazığ yöresinde Doğu Torosların jeodinamik evrimi. Toros Jeolojisi Uluslararası Simp. Özler, 16-17, Ankara.
- YAZGAN, E.,1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. Int. Symp. the Geology of the Taurus Belt. Bildiriler, 199-208, Ankara.
- YAZGAN, E. ve CHESSEX, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. TPJD Bült., 3/1, 1-42.
- YILMAZ, Y.,1984. Türkiye'nin Jeotektonik tarihinde magmatik etki ve tektonik evrimle ilişkisi. Ketin Simpozyumu. 63-83.
- YILMAZ, Y., 1989. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime. Journ. of Volcan and Geothermal Reser., 44, 69-87.
- YILMAZ, Y., 1990. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surroundings; Phil Trans. R. Soc. Lond., A331, 611-624.

YILMAZ, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 105, 251-271.

YILMAZ, Y., ŞAROĞLU, F. ve GÜNER, Y., 1987. Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.

YODER, H.S. and TILLEY, C.E., 1962. Origin of basalt magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrology*, 3, 342-532.

