

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

**ERZURUM – ÇAT ARASINDA YÜZEYLEYEN NEOJEN YAŞLI VOLKANİK
KAYALARIN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Nevruz ÖZDEMİR

(151116108)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 4 Aralık 2017

Tezin Savunulduğu Tarih: 22 Aralık 2017

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM (F.Ü)

Diğer Jüri Üyeleri: Prof. Dr. Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL (M.Ü)

Doç. Dr. Melahat BEYARSLAN (F.Ü)

ARALIK-2017

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Bu çalışmada **“Erzurum – Çat Arasında Yüzeyleyen Neojen Yaşlı Volkanik Kayaların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri”** incelenmiştir.

Öncelikle çalışmalarım boyunca bilimsel katkı ve eleştirileriyle beni yönlendiren danışman hocam Sayın Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM’e teşekkürlerimi borç bilirim.

Çalışmayı MF.16.08 numaralı proje ile finansal olarak destekleyen, incekesit ve jeokimya analizlerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı, Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine teşekkür ederim.

İnce kesitlerin fotoğraflanması sırasında yardımlarını gördüğüm Munzur Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Yrd. Doç. Dr. Taylan SANÇAR’a ve tezin İngilizce yazımlarında yardımlarından dolayı Arş. Gör. Abdullah SAR hocama teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek Lisans çalışmam süresince benim yanımda olup bana desteklerini sunan tüm vefalı arkadaşlarıma teşekkürlerimi sunarım.

Hayatım boyunca maddi, manevi her zaman yanımda olan, hiçbir zaman desteklerini esirgemeyen aileme ve sevgili nişanlıma ayrıca teşekkür ederim.

Nevruz ÖZDEMİR
ELAĞIĞ-2017

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	iii
İÇİNDEKİLER	iii
ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	vi
TABLolar LİSTESİ	ix
SEMBOLLER LİSTESİ	x
1. GİRİŞ	1
1.1. Önceki Çalışmalar	2
1.2. Çalışma Yöntemi	6
2. DOĞU ANADOLU BÖLGESİNDE NEOJEN MAGMATİK AKTİVİTE	7
3. STRATİGRAFİ	11
3.1. Metamorfik (Üst Paleozoyik) ve Magmatik-Ofiyolitik (Üst Kretase) Kayalar.....	11
3.2. Sedimanter Kayalar	12
3.3. Palandöken Volkanitleri	14
4. PETROGRAFİ	21
4.1. Bazaltlar	21
4.2. Andezitler	26
4.3. Dasitler	28
4.4. Trakitik Kayaçlar	29
4.5. Tüfler	33
5. JEOKİMYA	34
5.1. Ana ve İz Element Jeokimyası	34
5.2. Çoklu Element Diyagramları	44
6. PETROJENEZ	48
6.1. Kısmi Ergime ve Kristalleşme	48
6.2. Kaynak Kayaç ve Zenginleşmeler	51
7. SONUÇLAR	59
KAYNAKLAR	62
ÖZGEÇMİŞ	70

ÖZET

Bu çalışmada, Erzurum ilinin güneyinde, Erzurum, Çat ve Tekman ilçeleri arasındaki bölgede yayılım gösteren volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri araştırılmıştır. Çalışma konusunu oluşturan Palandöken volkanitleri Üst Miyosen yaşlı olup birincil volkanizma ürünü olan lavlar ve piroklastik ürünlerden oluşmuştur. Petrografik çalışmalar sonucunda lavların bazalt, bazaltik andezit, andezit, trakit ve dasit bileşimli, tüflerin ise bu kayaçların piroklastlarından oluşmuş litik ve kristal tuf bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Genellikle porfirik doku olmak üzere farklı dokusal özellikler gösteren lavlarda, magma karışımını gösterir dokular da bulunmaktadır. Çalışma konusu volkanitlerin genel olarak SiO_2 içerikleri %52,98-67,68 arasında değişmektedir. Jeokimyasal adlamalarda bazalttan dasite kadar değişen kayaçlar, petrografik verilerle uyumluluk göstermektedir. Genellikle orta ve yüksek K'lu kalkalkalen özellikli bu kayaçların oluşumlarında fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin etkili olduğu görülmektedir. Genel olarak aynı köken özellikleri gösteren bu volkanitlerin litosferik manto kaynaklı ve spinel lertzolitik bileşimli bir kaynaktan oluştuğu görülmektedir. Ancak bu volkanitlerde görülen farklılaşmaların asimilasyon–fraksiyonel kristalleşme ve magma karışımı ile özellikle alt kıtasal kabuk kirlenmesine bağlı olarak gerçekleştiği görülmektedir. Jeotektonik sınıflama diyagramlarında levha içi bazalt özelliğinde olduğu belirlenen Palandöken volkanitlerinin, D.Anadolu sıkışma bölgesi/yığılma karmaşığı içerisindeki volkanizma ile uyumlu olduğu görülmektedir.

Anahtar kelimeler: Erzurum, Çat, Volkanik Kayaçlar, Jeokimya

ABSTRACT

The Petrographic and Geochemical Properties of the Neogene Volcanites Outcropping on the Erzurum-Çat Region

In this study, petrographic and geochemical features of the volcanic rocks extending to Erzurum, Çat and Tekman districts in the south of Erzurum province were investigated. Palandöken volcanics constituting the study are Upper Miocene aged and are composed of primary volcanic product lavas and pyroclastic products. As a result of the petrographic studies, it was determined that the lavas are composed of basalt, basaltic andesite, andesite, trachite and dacit composition and the tuffs are composed of lithic and crystal tuff composed of pyroclasts of these rocks. In the lavas showing different textural features, usually porphyritic texture, there are also textures showing the magma mixture. The content of SiO₂ in the study volcanics generally varies between 52,98-67,68%. In geochemical nomenclature, rocks varying from basal to dacitic are compatible with petrographic data. Generally, it is thought that fractional crystallization processes are effective in the formation of these rocks with high and medium K and calc-alkaline properties. Generally, these volcanic rocks with the same origin characteristics are thought to be composed of a source of lithospheric mantle origin and spinel lherzolitic composition. However, it is thought that the variations observed in these volcanics occur due to assimilation-fractional crystallization and magma mixture, especially due to sub-continental crust contamination. It is seen that Palandöken volcanites, which are determined to be within plate basalt feature in geotectonic classification diagrams, are in conform with the volcanism in the Eastern Anatolia compression zone / accretion complex.

Key words : Erzurum, Çat, Volcanic Rocks, Geochemical

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	1
Şekil 2.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve suture zonları.....	8
Şekil 2.2. İnceleme alanı ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası	9
Şekil 2.3. Erzurum ve çevresinin jeolojisi ve volkanitlerin yayılımını gösteren 1/500 000 ölçekli haritası	10
Şekil 3.1. Erzurum-Tekman karayolu, Palandöken Dağı güney eteklerinde üstte bulunan volkanitlerin altındaki sedimanter istifte marn ve kireçtaşlarının görünümü.....	14
Şekil 3.2. Dom şeklinde görülen Palandöken dağının görünümü	16
Şekil 3.3. Erzurum-Tekman karayolu yaklaşık 15km yol yarmasında piroklastik kayaçlarla lavların dokanak ve ardalanmalı görünümü	16
Şekil 3.4. Erzurum-Tekman karayolu yaklaşık 25km yol yarmasında piroklastik kayaçlarla (oksitlenmeler ve buna bağlı alterasyonlanmalar) lavların dokanağında pişme zonunun görünümü.....	17
Şekil 3.5. Palandöken dağı yaklaşık 10km güneydoğusunda bulunan koyu kahverengi-grimsi renkli, çok yoğun soğuma çatlaklı lavların görünümü	18
Şekil 3.6. Koyu renkli, çatlaklı ve ince tabakalanmalı bazaltik lavların görünümü.....	18
Şekil 3.7. Toparlak köyü civarında yumuşak topoğrafya üzerinde çıkıntılar oluşturan büyük bloklar şeklinde bulunan lavların görünümü.	19
Şekil 3.8. Toparlak köyü civarındaki büyük blokların ve koyu renkli, çatlaklı ve ince tabakalanmalı bazaltik lavların görünümü	19
Şekil 3.9. Toparlak köyü yaklaşık 2km GB'sında bulunan lavlarda subvolkanik temelden türemiş, değişik bileşimdeki, yabancı kayaç parçaları olan kırıntıların görünümü.....	20
Şekil 3.10. Palandöken dağı GB'sında yer alan yuvarlaklaşmış blok içerisinde parçalanmış bazaltik kayaçlarla birlikte bulunan yabancı kayaç parçalarının görünümü	20
Şekil 4.1. Bazaltlarda plajiyoklas ve piroksen mikrokristalleri ile erime-çözünme dokulu plajiyoklas fenokristalleri ve ışınal dokulu karbonatlaşmanın analize ışık ve polarize ışık görünümü.....	22
Şekil 4.2. Bazaltlarda farklı dokusal özelliklerin görünümü.	23

Şekil 4.3. Bazaltlarda canlı polarizasyon renkli olivin fenokristal ve mikrokristalleri ile plajiyoklasların görünümü.....	24
Şekil 4.4. Bazaltlarda dokusal farklılıklara bağlı olarak mineral değişimleri	25
Şekil 4.5. Andezitik karakterdeki kayaçların mineral ve dokusal özellikleri.....	27
Şekil 4.6. Dasik örneklerin mineral ve dokusal özelliklerini gösterir mikrofotolar.....	29
Şekil 4.7. Trakititlerde yönelmiş plajiyoklas mikrolitleri ile ikincil olarak oluşmuş silis minerallerinin analize ışıktaki görünümü	30
Şekil 4.8. Trakiandezitleri oluşturan mineral ve dokusal özelliklerin analize ışık görünümü. (a) plajiyoklas, (b) sanidin ve plajiyoklas, (c) piroksen, (d) sanidin fenokristali	31
Şekil 4.9. Trakibazaltlarda yönelmiş plajiyoklas mikrolitleriyle beraber piroksen fenokristallerinin polarize ışık (a) ve analize ışıktaki görünümleri (b-d).....	32
Şekil 4.10. Çalışma bölgesinde bulunan kristal ve litik tüfün görünümü.....	33
Şekil 5.1. Çalışma bölgesine ait örneklerin toplam Alkali-SiO ₂ diyagramı (Le Bas vd., 1986).....	35
Şekil 5.2. Çalışma bölgesine ait örneklerin Nb/Y-Zr/TiO ₂ *0.0001 diyagramında dağılımı.	35
Şekil 5.3. Toplam Alkali-Silis diyagramı.....	38
Şekil 5.4. Çalışma bölgesine ait örneklerin SiO ₂ -K ₂ O diyagramındaki dağılımları.....	39
Şekil 5.5. Çalışma bölgesine ait örneklerin AFM üçgen diyagramındaki dağılımları	39
Şekil 5.6. Ana oksitlerin SiO ₂ ' e göre değişimini gösteren Harker diyagramları.	41
Şekil 5.7. İz elementlerin SiO ₂ ' e göre değişimini gösteren Harker diyagramları.	43
Şekil 5.8. Çalışma konusu kayaç örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı	45
Şekil 5.9. Çalışma konusu kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramı. OIB: Okyanus Ada Bazaltları (Sun ve McDonough, 1989), BCC: Ortalama Kıtasal Kabuk, UCC: Üst Kıtasal Kabuk, LCC: Alt Kıtasal Kabuk. Kıtasal kabuk değerleri Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır.	47
Şekil 6.1. Örneklerin Rb-Ba ve Rb-Cs değişim diyagramlarında dağılımları.....	49
Şekil 6.2. Çalışma konusu volkanitlerin bazı ana oksit ve iz element değişim diyagramları	50
Şekil 6.3. Çalışma konusu volkanik kayaçların Zr/Nb, Ce/Zr ve Rb/Zr iz element değişimleri.	52

Şekil 6.4. Çalışma bölgesine ait örneklerin Nb/La - La/Yb diyagramındaki dağılımı.....	53
Şekil 6.5. Örneklerin K ₂ O/Th -La/Ta diyagramında dağılımları.....	55
Şekil 6.6. Örneklerin Nb/Y-Th/Y ikili değişim diyagramındaki dağılımları (Görmüş, 2009)	56
Şekil 6.7. Sm/Yb - La/Sm element oranları kullanılarak geliştirilen teorik ergime eğrilerini gösterir değişim diyagramı. Keskin (2002) tarafından Shaw (1970) ergime denklemleri kullanılarak oluşturulmuştur.....	57
Şekil 6.8. Örneklerin Zr-Zr/Y tektonik diyagramı.	58



TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 5. 1. Çalışma bölgesine ait volkanik kayaların ana oksit (%) ve normatif mineral değerleri.....	36
Tablo 5. 2. Çalışma bölgesine ait iz ve nadir toprak (ppm) element analizleri.....	37
Tablo 6.1. Çalışma bölgesine ait bazı element oranları.....	54
Tablo 6.2. Çalışma konusu volkanik kayalardaki Ba/Ta ve Ba/Nb oranları	55



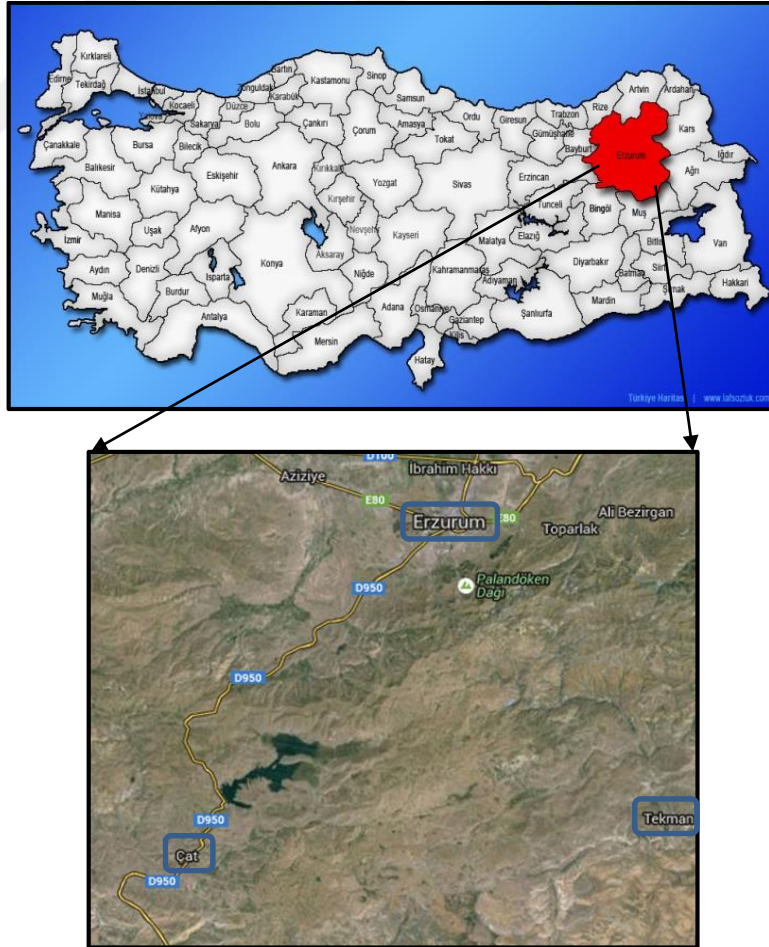
SEMBOLLER LİSTESİ

DAYP	: Doğu Anadolu Yüksek Platosu
DAYK	: Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
BZSZ	: Bitlis-Zagros Sütur Zonu
GVP	: Galatya Volkanik Provensi
VIAS	: Vardar-İzmir-Ankara Zonu
DAVP	: Doğu Anadolu Volkanik Provensi
OAVP	: Orta Anadolu Volkanik Provensi
LILE	: Büyük İyon Litofil Elementler
HFSE	: Yüksek Değerlikli Elementler
NTE	: Nadir Toprak Element
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Element
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Element
MORB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları
OIB	: Okyanus Ada Bazaltları
BCC	: Ortalama Kıtasal Kabuk
UCC	: Üst Kıtasal Kabuk
LCC	: Alt Kıtasal Kabuk
HIMU	: Yüksek μ değerine (yüksek U/Pb oranına) sahip manto
AFC	: Özümleme + Ayrışma (assimilation-fractional crystallization)
KD	: Kuzey Doğu
KB	: Kuzey Batı
GD	: Güney Doğu
GB	: Güney Batı

1. GİRİŞ

Doğu Anadolu bölgesi, kıtasal çarpışma volkanizmasının en iyi gözlemlendiği alanlardan biri olarak kabul edilir. Bölgede Neojen tektonik aktivitenin de etkin olmasına bağlı olarak jeolojik çalışmalar yaygındır.

İnceleme alanı Doğu Anadolu bölgesinde, Erzurum ilinin G'inde, Erzurum ile Çat arasında yüzeyleyen volkanitler olarak planlanmıştır. Ancak arazi şartları ve volkanizmanın devamının Tekman ilçesine doğru yaygınlığı nedeniyle, çalışmamız Erzurum-Çat-Tekman arasındaki volkanitler şeklinde yürütülmüştür (Şekil 1.1). Çalışma bölgesi 1/25.000 ölçekli I45-b₂, I45-b₃ ve I45-c₂ paftaları içerisinde yaklaşık 120 km² alan içermektedir. Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada, bölgede yüzeyleyen Üst Miyosen- Pliyosen yaşlı Neojen volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri araştırılmıştır.



Şekil 1. 1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Google Earth).

1.1.Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve yakın civarında büyük çoğunluğu genel jeoloji amaçlı olan çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Bölgede ilk çalışmalar Lahn (1939), Mercier (1948), Erentöz (1949), Erinç (1953), Gattinger (1955) ve Altınlı (1963) tarafından yapılmıştır.

Altınlı (1963), Türkiye Jeoloji Haritası adlı çalışmasında yörenin 1/500 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmıştır. Araştırmacı yöredeki önemli kayaç türlerini ve stratigrafiyi genel çizgileriyle belirlemiştir. Andezit, trakit ve bazalt kayaçlarının Üst Miyosen'e ait olduklarını belirtmiş ve bu kayaçların tektonostratigrafik konumlarını ortaya koymuştur.

Şengör ve Kidd (1979), Şengör ve Yılmaz (1981) Arap ve Avrasya levhaları arasında Bitlis Sütur Zonu boyunca gerçekleşen çarpışma sonucunda kıtasal kabukta büyük ölçüde bir kısalma meydana geldiğini belirtmişlerdir. Yapılan sismik araştırmalar sonucunda bölgedeki tektonik hareketlerin ve bunun sonucunda da kabuktaki kalınlaşmanın hala devam ettiği saptanmıştır (Şengör ve Kidd, 1979).

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri adlı çalışmalarında, sıkışma tektonik rejimi ile karakterize olan Doğu Anadolu'da, Neotektonik dönem boyunca kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlaklarının geliştiğini belirtmişlerdir. Bu yapıların denetimin de dağ arası ve çek-ayır olmak üzere iki tür havzanın geliştiğini söylemiş ve Muş, Ahlat-Adilcevaz, Karayazı-Tekman havzaları dağ arası, Kağızman-Tuzluca havzası ise çek-ayır türünde havzalar olduğunu ve Erzurum-Pasinler-Horasan havzasının da doğrultu atımlı fayların da etkili olduğu bir tür dağ arası havza olduğunu belirtmişlerdir.

İnan (1987), Erzurum-Tortum arası Dumlu Fay Kuşağı'nın sistematik ve yapısal özelliklerini incelemiştir.

Koçak (1988), Pasinler kaplıcası ve çevresinin jeotermal etüdünü yaparak kaplıcanın koruma alanlarını belirlemiştir.

Yılmaz vd. (1988) daha önceki çalışmaları irdeleyip araziye de gözden geçirerek yörenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarını hazırlamışlardır.

Keskin (1989), öncel çalışmalarda belirtilen Erzurum-Tiflis fay hattı tanımını kullanmış ve bölgenin volkanizması ve tektoniği ile ilgili çalışmalar yapmıştır.

Baykal ve Pamir (1943), Tekman yöresinde yaptığı çalışmalarında, altta Paleozoik yaşlı metamorfik kompleks ve onun üstünde yer alan serpantin kompleksinin varlığından söz etmişlerdir.

Demirtaşlı vd. (1965), Tekman yöresinde yaptığı çalışmada, temelde bulunan metamorfik kompleksi Akdağ Metamorfitleri olarak tanımlamış ve bunların üzerinde Mesozoyik yaşlı ofiyolitli serinin bulunduğunu belirtmiştir.

İlker (1966), Hacıömer yöresinde yaptığı çalışmada, temeldeki metamorfitleri Akdağ-Karadağ Masifi olarak tanımlamış ve bu metamorfitlerin üzerinde Üst Kretase yaşlı ofiyolitlerin olduğunu söylemiştir.

Aziz (1971), Palandöken yöresinde yaptığı incelemede, temeli oluşturan metamorfitleri Akdağ Metamorfitleri, üstteki ofiyolitleri ise ofiyolitik seri olarak tanımlamıştır.

Havur (1972), Söylemez ve Hacıömer yöresinde yaptığı çalışmada, ofiyolitlerin Akdağ Metamorfitleri ile birlikte havzanın temelini oluşturdıklarını ve genellikle koyu yeşil renkli, bileşimleri oldukça değişim gösteren bu birimi oluşturan kaya tiplerinin peridotit, gabro, norit, diyabaz ve spilitler olduğunu belirtmiştir. Ayrıca kahverengi-gri kireçtaşı, sarımsı bej renkli dolomitik kireçtaşı, kahve renkli kumtaşı, şarabi renkli kalsit damarlı ve radyolaritli kireçtaşı ara tabakalarını kapsadıklarını ve bir karmaşık halinde bulunduklarını belirtmiş ve ofiyolitik karmaşık olarak tanımlamıştır.

Erdoğan (1972), Söylemez ve Karayazı yöresinde yaptığı çalışmada, ofiyolitlerin Akdağ Metamorfitleri ile birlikte havzanın temelini teşkil ettiğini söylemiştir. Ofiyolitlerin genellikle koyu yeşil renkli, çok çatlaklı ve serpantinleşmiş olduğunu belirtmiş ve genellikle peridotit, gabro, norit, diyabaz ve spilit bileşimde olduğunu söylemiştir. Bu karmaşığın alt yaşının Neokomien'e kadar indiğini, içinde bulunan fosilli kalker anklavları yardımıyla belirlemiş, üst yaşının ise Maestrihtiyen olduğunu açıklamıştır. Ofiyolitik faaliyetlerin Maestrihtiyen ortalarına kadar devam ettiğini ve karmaşığın bundan sonra kısmen dahi olsa yükselerek aşınmaya maruz kaldığını belirtmiştir.

Gedik (1985), Tekman yöresinde yaptığı çalışmada, ofiyolitli birimi, ilk kez Şahvelet Ofiyolit Karışığı olarak adlandırmıştır. Koyu yeşil renkli, okyanus tabanı malzemesi olan serpantinit, peridotit, piroksenit, gabro, yastık lav, spilit, diyabaz ile okyanus tabanı üzerinde gelişen şarabi renkli radyolarit, kalsit damarlı-çörtlü pelajik kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir.

Şengör (1980) ile Şengör vd. (1983), tarafından Şahvelet Ofiyolit Karışığının, okyanus tabanı malzemesi ve bunların üzerinde oluşan kireçtaşlarının tektonik karışımından ibaret olduğunu ve Doğu Anadolu'da yaygın olan bu birimin Neotetis'in kuzey kolunun ürünü olduğunu belirtmişlerdir.

Tarhan (1989), bölgede Mirseyit Metamorfik Kompleksi, Akdağ Masifi, Tekman-Tırmandağ Metamorfik Masifi adları ile de anılan formasyona, Hınıs metaofiolitleri (Ağören ofiolitleri olarakta bilinir) üzerinde tektonik dokunakla yer aldığını söyleyerek, Üst Paleozoyik-Kretase, Yılmaz vd. (1988), Mestrihtiyen yaşlı tortullar tarafından açılmal uyumsuzlukla örtüldüğünden Mestrihtiyen-Paleosen öncesi, Baykal ve Pamir (1943), ise Mirseyit Metamorfik Kompleksi olarak nitelendirdiği formasyonu, içindeki şistlerden dolayı Üst Paleozoyik'e dahil etmiştir.

Bayraktutan (1982), Narman ve civarında sedimantolojik amaçlı çalışmalar yapmış ve inceleme alanında karasal, lagün-sığ deniz, akarsu-göl ve akarsu ortamlarda oluşmuş kayaçların varlığını tespit etmiştir.

Arpat (1965), Pliyosen yaşlı Gelinkaya Formasyonu'nu adlandırmıştır. Tokel (1965), Gelinkaya Formasyonu'nun Erzurum'un kuzeydoğusunda tuf, tüfit, bazalt akıntıları ile yer yer kireç ve kil mineralli tüflerden oluştuğunu belirtmiş ve Pliyosen'de volkanizmanın şiddetli olduğunu ve genç bazalt kütlelerinin Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğunu belirtmiştir.

İlk kez Akkuş (1965), tarafından tanımlanan Kargapazarı volkanitleri, sonraki bazı çalışmalarda da (Rathur,1965; Tokel, 1965; Kamanlı, 1975; Turan, 1975; Pelin vd., 1980; İnan, 1987; Keskin, 1994, 1998) kabul edilmiştir. Bu bölge ve çevresindeki Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlar için kabul edilen Kargapazarı volkanitleri adlaması, Ercan vd., (1990) tarafından Sarıkamış volkanitleri, Bozkuş (1993), tarafından Karakurt volkanitleri, Bilgin (1984a,b), tarafından Gavurdağı volkanitleri ve Yılmaz vd. (1988), tarafından Bingöl dağı volkanitleri olarak adlandırılmıştır.

Acar (1975), Tortum'un güneyinde, aglomeratik lav serisi bulunduğunu ve bu seride aglomeraların, andezitik bazalt blok ve çakıllarının açık gri tuf bir çimento ile birleşmesinden oluştuğunu belirtmiştir. Bu çalışmaları Atalay (1978), Tokel (1979), izlemiştir.

Tokel (1979), Erzurum-Kars yöresinde Neojen çöküntüyle ilgili volkanizmanın incelenmesini yapmıştır. Araştırmacı çalışmasında; volkanit numuneleri üzerinde yaptığı petrografik ve kimyasal analizler neticesinde Üst Miyosen volkanitleri ile Üst Pliyosen volkanitleri arasındaki mineralojik, kimyasal farklılıkları ortaya koymuştur.

Şengör (1980), Şaroğlu ve Güner (1981), Yılmaz (1984), Şaroğlu ve Yılmaz (1984, 1986), Doğu Anadolu'daki Neojen Volkanitleri'nin kısmi ergime ile kıtasal kabuk veya mantodan oluşan magmaların açılma çatlaklarından yukarı çıkarak oluştuklarını öne sürmüşlerdir.

Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeleri incelemişler ve Neotektonik dönemdeki sıkışma sonucu oluşan bindirmeler, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve K-G doğrultulu açılma çatlakları sonucunda volkanizma faaliyetinin başladığını ve bu çatlaklardan volkaniklerin ortaya çıktığını belirtmişlerdir.

Innocenti vd. (1982), Erzurum-Kars bölgesindeki volkanizma gelişiminin; Arap ve Anadolu levhaları arasında gerçekleşmiş olan çarpışmaya bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki volkanik istifin neo-volkanizmasındaki bölgesel jeokimyasal değişimler üzerinde bulgular elde etmişlerdir.

Tarhan (1989) ise bölgede geniş yayılım gösteren, kalınlığı yer yer değişen, havzanın büyük bir kısmını dolduran ve bazı araştırmacılar tarafından renginden dolayı, bazalt olarak adlandırılan birimi, petrografik özelliklerine bakarak ignimbirit olarak tanımlamıştır.

Akalın (1989) Erzurum ili ve civarında pomza ve diatomit prospeksiyon çalışmaları yapmıştır. Çalışmacı bölgedeki tuğla-kiremit numunelerinin teknolojik ve kimyasal analizlerini yaptırmış ve bu kayaçların 1100 °C'de piştiğinden imalata uygun olduklarını belirtmiştir.

Ercan vd. (1990), Doğu ve Güneydoğu Anadolu'daki volkanitleri inceledikleri çalışmada, Pasinler çevresindeki volkanik kayaçların oluşum nedenlerini ve kökenini de araştırmışlardır. Buna göre bölgedeki volkanik kayaçların Anadolu ve Arap levhaları arasındaki çarpışma sonucunda gerçekleşen volkanizma ile oluştuğunu belirtmişlerdir.

Bozkuş (1993), Pasinler-Horasan havzasında yaptığı çalışmada; Pasinler havzasının temelini Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı genelde andezit, bazalt, tuf türü kayaçlardan oluştuğunu belirtmiştir. Bu kaya topluluğunu ilk defa Karakurt volkanitleri olarak adlandırmıştır.

Keskin (1994), Erzurum-Kars çevresindeki volkanitler üzerinde yaptığı çalışmada kayaçlara en karakteristik mostralarının görüldüğü yerlere göre adlandırma yapmıştır. Buna göre Pasinler ovasının kuzeybatısındaki Kargapazarı dağlarında gözlenen kayaçlar Kargapazarı Volkaniti olarak adlanmıştır. Bu volkanik kayaçlar; andezit, bazalt, riyolit, ignimbirit ve pomza'dır.

Bigazzi vd. (1997), Doğu Anadolu'daki obsidiyen içeren volkaniklerin "Fizyon Track" yöntemi ile yaş tayinini yaparak bölgedeki volkanik kayaçların birbirleriyle ilişkisini açıklamaya çalışmışlardır.

Keskin (1998), Erzurum-Kars platosunun çarpışma kökenli volkanizmasının volkanostratigrafisini araştırmış ve K/Ar yaş bulguları ışığında bölgedeki volkanizmanın evrimini ortaya koymaya çalışmıştır. Araştırmacı K/Ar yaş bulgularına göre bölgedeki volkanitlerin oluşum yaşını 11-5 milyon yıl öncesine dayandırmıştır.

Kılıç (2006), Pasinler kuzeyindeki volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini incelemiş ve inceleme alanındaki kalkalkalin volkanizmanın Arap-Afrika levhasının Anadolu levhacığı altına dalması, tümüyle tüketilmesi ve bunu takiben Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhacığı arasındaki kıta-kıta çarpışmasına bağlı bir dizi kompleks levha hareketleriyle ilişkili olduğunu düşünmüştür.

1.2. Çalışma Yöntemi

Yüksek lisans tezi kapsamında yaklaşık 120 km² alanda yapılan arazi çalışmaları, 2016 yaz aylarında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, GPS (Magellan Sportrak Color), jeolog çekici, lup ve benzeri araçlardan yararlanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında çalışma konusu volkanitlerden özellikle lav akıntıları olmak üzere farklı litolojileri temsil edecek şekilde 70'e yakın örnek alınmış, bunlardan 50 adet incekesit yapılmıştır. Ayrıca gerekli görülen yerlerde ölçeksiz jeolojik kesitler çıkarılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında inceleme alanında yüzeyleyen litolojik birimlerin karakteristik özellikleri fotoğraflanmıştır.

Petrografik ve jeokimya örneklerinin laboratuvar çalışmaları aşamasında; öncelikle petrografik incelemeler için araziden alınan örneklerin ince kesitleri Pamukkale Üniv. Jeoloji Müh. Böl. İnce Kesit Laboratuvarında yaptırılmıştır. Hazırlanan ince kesitlerin petrografik incelemeleri (mineral bileşimi, doku tayinleri ve isimlendirme ile alterasyon durumları) bölümümüzde bulunan polarizan mikroskoplar yardımıyla saptanmıştır. Bu incelemeler sonucunda gerekli görülen örneklerden Munzur Üniv. Jeoloji Müh. Böl. laboratuvarında mikro fotoğraflar çekilmiştir. Petrografik incelemeler sonunda altere olmamış ve çalışma bölgesini temsil edecek şekilde seçilen 13 adet örneğin tüm kayaç kimyasal analizlerini yaptırmak için Kanada ACME laboratuvarına gönderilmiştir.

Arazi çalışmaları öncesinde literatür derlemesi yapılmıştır. Arazi ve laboratuvarda yapılan çalışmalar neticesinde bölgenin jeolojik haritası tamamlanmış ve kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlarda değerlendirilerek tez yazımına başlanmıştır.

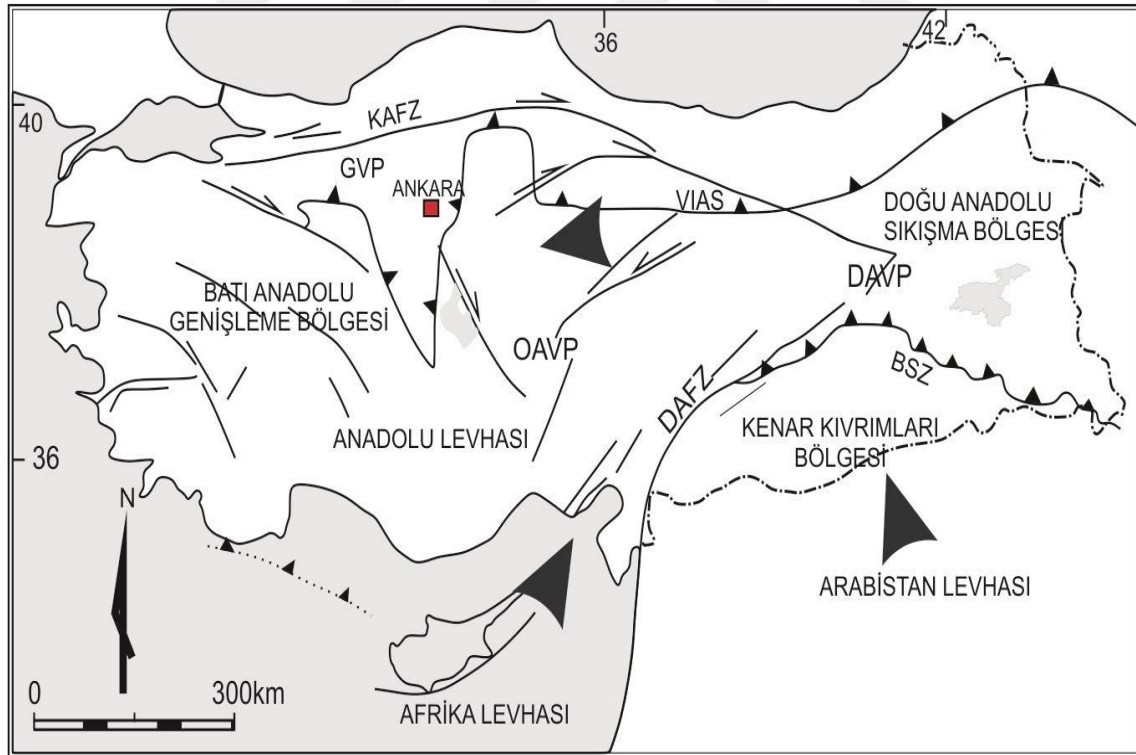
2. DOĞU ANADOLU BÖLGESİNDE NEOJEN MAGMATİK AKTİVİTE

Alpin Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan Türkiye anakarası, Ketin (1966) tarafından kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olmak üzere dört tektonik birliğe ayrılmıştır. Çalışma bölgesi, Kuzeydoğu Anadolu bölgesinde olup, Okay ve Tüysüz (1999)'ün Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birliklerini irdeleyen çalışmasına göre Anatolid-Torid bloğu içerisinde bulunmaktadır (Şekil 2.1).

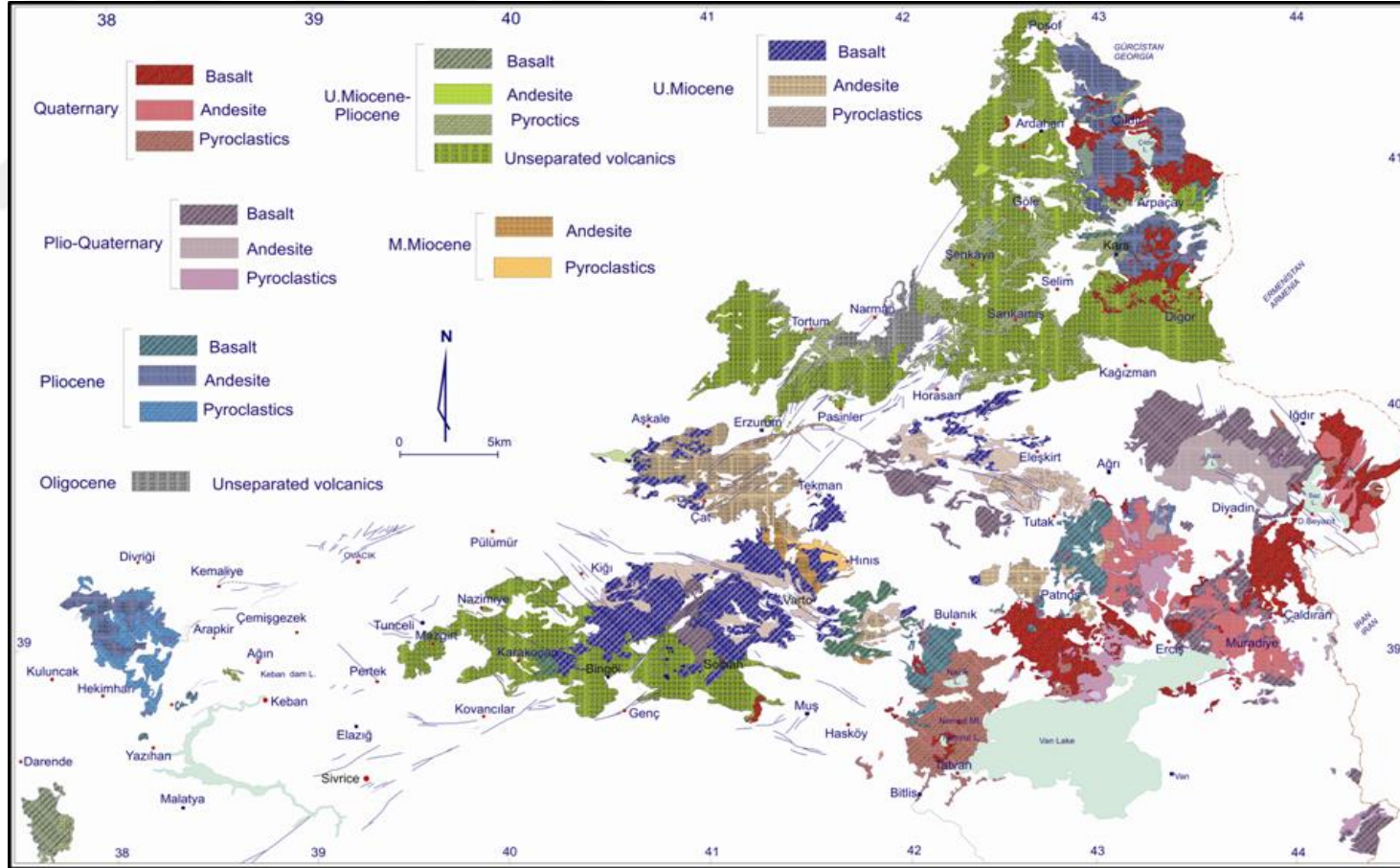
Türkiye'deki genç tektonik dönem, Neo-Tetis okyanusunun Bitlis-Zagros kolunun, Erken Miyosen'de kapanması ile başlar. Bu kapanma zonu (Bitlis-Zagros Suture Zonu - BZSZ) boyunca devam eden çarpışma, Doğu Anadolu'da sıkışma ile birlikte gelişen D-B yönlü kıvrım, bindirme sistemleri ve doğrultu atımlı fayların gelişmesine yol açmıştır. Aldanmaz vd., (2000), Şengör vd., (2003) tarafından, Doğu Anadolu Yüksek Platosu (DAYP) olarak adlandırılan bu bölgenin kabuk yapısını anlamak için pek çok çalışma yapılmıştır. Bu araştırmalar neticesinde DAYP kabuğunun ~45 km kalınlığında yığılma karmaşığından oluştuğı ve manto litosferinin çok ince veya olmadığı görüşü yaygın olarak kabul edilmiştir. Al-Lazki vd., (2003), Gök vd., (2003), Şengör vd., (2003) tarafından, Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (DAYK) olarak da adlandırılan bölgede, Tersiyer boyunca değişik zamanlarda, farklı jeodinamik etkiler ile değişik volkanizma olayları gelişmiştir (Şekil 2.2). DAYK'nın jeodinamik evrimi içerisinde oldukça önemli olan volkanizma olaylarını ve DAYK'nın jeodinamik evrimini modelleyebilmek amacıyla, petrolojik ve jeokimyasal olarak pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bölgedeki Tersiyer volkanizması için DAYK üzerindeki volkanik kayaların jeolojik konumları, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri dikkate alınarak farklı jeodinamik evrim modelleri ileri sürülmüştür. Bu modellerden bazıları bölgedeki volkanizmayı tek bir tektonik olay (Pearce vd., 1990; Yılmaz vd., 1998) ile açıklarken bazıları ise, DAYK'nın jeodinamik evrimi süresince gelişen farklı tektonik olaylar zinciri ile açıklamaya çalışmıştır (Innocenti vd., 1976; Innocenti vd., 1982; Keskin, 2003). Yapılan jeokimyasal, izotopik ve radyometrik yaş verilerinin yetersiz olmasından dolayı bu kayaların zamansal dağılımı, petrojenezi ve yerleşimlerinin jeodinamik yapısı konusunda henüz fikir birliğı oluşmamıştır.

Ancak bölgenin (Doğu ve Kuzeydoğu Anadolu) Jura-Geç Kretase arasında açılma, Geç Kretase-Günümüz arasında ise sıkışma tektoniğinin egemen olduğu jeotektonik ortamlarda gelişmiş otokton ve allohton kaya birimlerini kapsadığı tartışmasızdır (Innocenti vd., 1976; Şengör, 1980; Innocenti vd., 1982; Şengör ve Yılmaz, 1983; Koçyiğit, 1983, 1985; Keskin vd., 2008).

Koçyiğit vd. (2001), kıta içi birleşmenin ve K-G yönlü sıkışma-büzülme tektonik rejiminin, Doğu Türkiye’de Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Geç Miyosen sonu ve Erken Pliyosen’e kadar sürdüğünü belirtmişlerdir. Erken – Geç Pliyosen’de sağ yönlü Kuzey Anadolu (Ketin, 1948), sol yönlü Doğu Anadolu transform fayları (Dewey vd., 1986) ve Anadolu Plakacığının oluştuğunu belirtmişlerdir. Takip eden süreçte Anadolu Plakacığının Afrika Plakası okyanusal litosferi üzerinde B-GB yönlü kaçma hareketine başladığını, böylece Erken Geç Pliyosenden itibaren ilksel sıkışma-büzülme tektonik rejiminin yerini sıkışma-açılma tektonik rejimine bıraktığını öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar Doğu Anadolu’da daha önceleri kalkalkalin olan volkanizmanın alkaline tipe geçmesini neotektonik dönemin yerleşmesinin kanıtı olarak belirtmişlerdir.

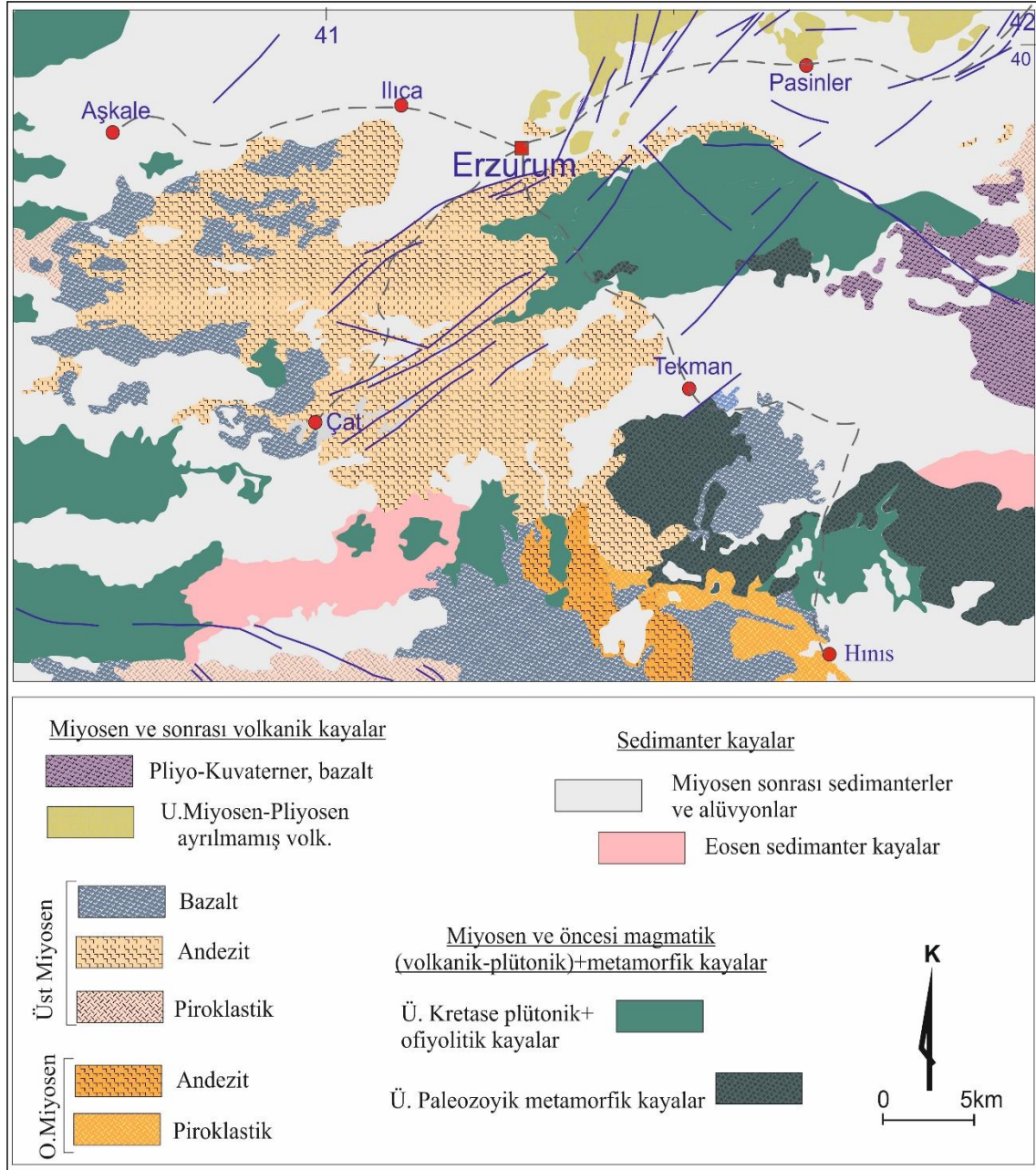


Şekil 2. 1. Türkiye’nin tektonik birlikleri ve suture zonları (Elmas ve Yiğitbaş, 2001). KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BSZ: Bitlis Suture Zonu, GVP: Galatya Volkanik Provensi, VIAS: Vardar-Izmir-Ankara Suture, DAVP: Doğu Anadolu Volkanik Provensi, OAVP: Orta Anadolu Volkanik Provensi



Şekil 2. 2. Doğu Anadolu Bölgesinde Senozoyik volkanizmanın yayılımını gösteren 1/500 000 ölçekli jeolojik harita (Tarhan, 2002; Akdeniz ve Işiker, 2002: MTA-2002'den sadeleştirilmiştir).

Çalışma bölgesi olarak belirlenen Erzurum-Çat-Tekman arasında yayılım gösteren volkanitler, Üst Miyosen yaşlı bazaltik ve andezitik lavlar olarak haritalanmıştır (Şekil 2.3) (MTA-2002). Ancak bölgede çok yaygın olmamakla beraber Üst Miyosen yaşlı piroklastik kayalar da bulunmaktadır.



Şekil 2. 3. Erzurum ve çevresinin jeolojisi ve volkanitlerin yayılımını gösteren 1/500 000 ölçekli jeolojik haritası (Tarhan, 2002; Akdeniz ve Işiker, 2002; MTA-2002'den sadeleştirilmiştir).

3. STRATİGRAFİ

Çalışma bölgesi (Erzurum-Çat-Tekman) ve yakın çevresinde, Üst Paleozoyik temel metamorfik kayaçlarla Piyo-Kuvaterner volkanik kayaçlar arasında değişen çok sayıda özellikle volkanik kayaçlar olmak üzere birim tanımlanmıştır (Şekil 2.3). Doğu Anadolu yığılma prizması içinde yer alan tüm bu birimler, önceki çalışmalar ve 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (MTA-2002) esas alınarak; Miyosen öncesi magmatik ve metamorfik birimler, sedimanter birimler ile Miyosen ve sonrası volkanik kayalar olacak şekilde sınıflandırılmıştır.

3.1. Metamorfik (Üst Paleozoyik) ve Magmatik-Ofiyolitik (Üst Kretase) Kayaçlar

Bölgede temel kayaçları oluşturan Üst Paleozoyik yaşlı Akdağ Metamorfitleri Demirtaşlı vd. (1965) tarafından isimlendirilmiş olup, Havur (1972) ve Erdoğan (1972)'da aynı ad altında incelemiştir. Çalışma bölgesinde Tekman güney ve güneydoğusunda geniş yayılım gösteren birim, Erzurum-Tekman arasında da ofiyolitler içerisinde yüzeyleme vermektedir (Şekil 2.3).

Akdağ Metamorfitleri, alttan üste doğru; volkanit, kuvarsca zengin kumtaşı, kilitaşı, siltaşı ve kireçtaşına doğru değişim gösteren bir istifin ileri düzeyde metamorfizması sonucu oluşmuş bir topluluktur (Yılmaz vd., 1989). Akdağ Metamorfitlerinin yaşı Baykal ve Pamir (1943), Demirtaşlı vd. (1965), İlker (1966), Havur (1972), Erdoğan (1972) tarafından Paleozoyik; Şaroğlu ve Güner (1981), Şaroğlu ve Yılmaz (1986) tarafından ise Paleozoyik-Alt Mesozoyik olarak belirtilmiştir. Yılmaz ve Terlemez (1989), bu metamorfitler üzerinde bulunan ve stratigrafik dizilim ve metamorfizma derecesi ile Akdağ Metamorfitlerinden farklı olduğunu ileri sürdükleri Karataştepe Metamorfitlerini tanımlamışlardır. Araştırmacılar birimin, şist, metabazit, metatüf, metakumtaşı, metaşeyl ve metaçört aralanmasından oluştuğunu ve yer yer metakarbonat ara katkıları içerdiğini belirtirler. Karataştepe Metamorfitlerinin en azından bir bölümünün yaşı, fosil örneklerine bağlı olarak Triyas olarak belirtilmiştir.

Çalışma bölgesindeki Miyosen öncesi magmatik kayalar, ofiyolitik istif ve granitoidlerden oluşmaktadır. Yıldırım ve Parlak (2008) ofiyolitli karışık olarak tanımladıkları Şahvelet ofiyolitinin (Gedik, 1985), kısmen metamorfik olan volkanotortul bir hamur ve ofiyolitlerin yanı sıra, Triyas-Senomaniyen yaşlı olan bazı kireçtaşı olistolitlerini de kapsadığını belirtirler. Araştırmacılar birimin tektonitlere karşılık gelen serpantin ve harzburjitler ile kümülatlara karşılık gelen tabakalı gabro ve izotrop gabrolarla, tektonitleri ve kümalatları kesen izole diyabaz dayklarından oluştuğunu belirtirler. Ayrıca yer yer izlenen yastık yapılı ve akma dokusunun geliştiği bazaltların ofiyolitlerin volkanitlerine karşılık geldiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, ofiyolitlere karşılık gelen bu kayaç türleri arasındaki ilişkilerin tektonik olduğunu ve sadece izole diyabazların daha altta yer alan birimleri kestiğini belirtirler. Bu nedenle söz konusu bu birimlerin, düzenli bir ofiyolitik diziye karşılık gelmeyip daha çok ofiyolitik bir karmaşığa karşılık geldiğini ileri sürmektedirler. Ofiyolitlerin, yukarıda belirtilen tüm birimlerin üzerinde nap halinde bulunduğu belirtilir (Yılmaz vd., 1989; Yıldırım ve Parlak, 2008). Yılmaz vd. (1989), ofiyolitik birimin Üst Senoniyen yaşlı olduğunu belirtirken, Gedik (1985), bölgede yaptığı çalışmasında birimin Liyas yaşlı olduğunu, yerleşim yaşının ise olası Liyas sonrası Kampaniyen öncesi olduğunu söylemiştir.

Bölgede granit ile diyorit arasında değişim gösteren asidik sokulumlar Yılmaz vd., (1989) tarafından, Tozluyayla Granitoidleri olarak adlandırılmış ve Üst Kretase yaşlı olduğu kabul edilmiştir. Tozluyayla Granitoidleri, ender olarak Bozyokuştepe Karışığı içinde dayk ve siller şeklinde, metamorfikleri ve ofiyolitleri birlikte kestiği belirtilmiştir. Yılmaz vd. (1989), Tozluyayla Granitoidlerinin, Akdağ Metamorfikleri ve ofiyolitli birimler gibi Maestrihtiyen-Paleosen öncesi, olasılıkla Üst Kretase yaşlı olabileceğini belirtmişlerdir.

3.2. Sedimanter Kayaçlar

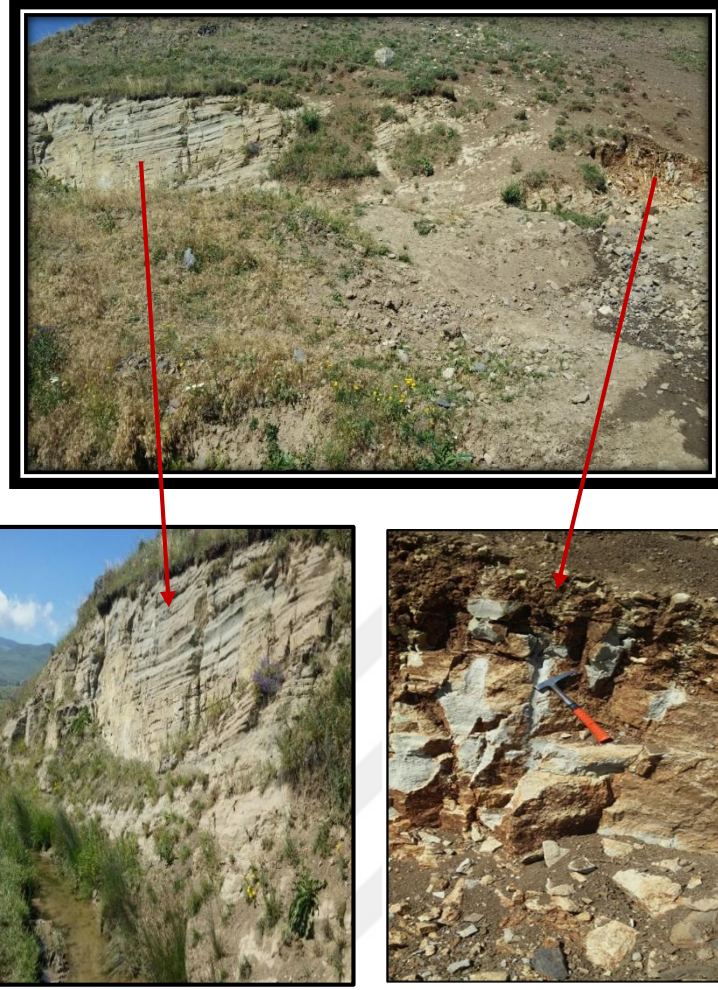
Çalışma alanı ve çevresinde yayılım gösteren sedimanter kayaçlar, Eosen yaşlı sedimanter kayaçlar ve Miyosen sonrası sedimanter kayaçlar olarak ikiye ayrılmıştır (Şekil 2.3). Ancak Eosen yaşlı sedimanter kayaçlar çalışma alanı dışında, yakın G ve GD'da bulunmaktadır. Çalışma alanında ise Miyosen sonrası sedimanter kayaçlar ve alüvyonlar geniş yayılım göstermektedir.

Miyosen sonrası sedimanter kayaçlar farklı araştırmalarda yerel adlamalarla isimlendirilmiştir. Bu grup içerisinde tanımlanan Ağcakoca Formasyonu (Aziz, 1971) Oligosen yaşlı iken, Hürübaba (Demirtaşlı vd., 1965), Haneşdüzü ve Hacıömer formasyonlarının (İlker, 1966) Miyosen yaşlı, İncesu formasyonunun (Demirtaşlı vd., 1965) ve Gelinkaya formasyonunun (Gürbüz ve Gülbaş, 1999) ise Pliyosen yaşlı olduğu belirtilmiştir.

Bahsedilen tüm bu sedimanter birimler, bölgede genel olarak boz, gri ve sarımsı renkli çakıltası, kumtaşı, silttaşı, kıltaşı, marn, ardalıması şeklinde bulunmaktadır. Özellikle Ağcakoca Formasyonu içerisinde marnlı seviyeler içinde kalın jipslerin bulunduğu belirtilmektedir.

Çalışma alanının güneyinde Palandöken Dağı güney eteklerinde, Tekman yolu üzerinde yeşilimsi gri renkli, yer yer tabakalı ve merceğimsi marnlar ve krem-beyaz renkli kireçtaşları görülmektedir (Şekil 3.1). Tekman havzasında yaklaşık 1500m. üzerinde kalınlığa çıkan (Gedik, 1985) birim, genellikle kireçtaşları seviyelerinin dışında yumuşak topoğrafya oluşturmaktadır. Daha farklı bir litoloji sunan Gelinkaya formasyonu ise volkanoklastik kayaçlardan oluşmuştur (Gürbüz ve Gülbaş, 1999).

Çalışma bölgesinde farklı formasyonlardan oluşan bu birimlerin oluşum ortamlarının da farklı oldukları belirtilmektedir. Örneğin Gelinkaya formasyonunu doğrudan atımlı faylarla sınırlanmış bir havzada yer alan ve yer yer alüvyal yelpaze ve akarsu girdilerinin de yer aldığı gölsel bir ortamda çökeldiği belirtilirken, diğer birimlerin ise yine tektonik kontrollü açık deniz ortamı ve şelf ortamında derinliği az, sıcak bir denizde çökeldiği gibi farklı ortam koşullarında çökelmiş olduğu belirtilmektedir (Gedik, 1985).



Şekil 3. 1. Erzurum-Tekman karayolu, Palandöken Dağı güney eteklerinde üstte bulunan volkanitlerin altındaki sedimanter istifte marn ve kireçtaşlarının görünümü (bakış yönü KB'ya)

3.3. Palandöken Volkanitleri

Çalışma bölgesinde, tez konusunu oluşturan volkanitler oldukça geniş yayılımlıdır. Farklı araştırmalara konu olan bu volkanitlerde, hem yaşa bağlı hem de litolojik farklılıklara bağlı olarak farklı adlamalar kullanılmıştır. Örneğin Bayraktutan (1982), Palandöken dağlarındaki geniş yayılımını dikkate alarak Palandöken volkanitleri olarak isimlendirirken, Demirtaşlı vd. (1965) Yıldırımdağ Bazaltı, daha güneyde Tekman bazaltı (Erdoğan ve Soytürk, 1974) ve kuzeyde ise Kargapazarı volkanitleri (Akkuş, 1965; Rathur, 1965; Tokel, 1965; Kamanlı, 1975; Turan, 1975; Pelin vd., 1980; İnan, 1987; Keskin, 1994; Keskin vd., 1998) olarak isimlendirilmiştir. Ancak aynı volkanik istif için genellikle lokal olarak yapılan çalışmalar sonucunda farklı adlamalar da kullanılmıştır.

Kargapazarı volkanitleri olarak isimlendirilen volkanitler, Ercan vd. (1990) tarafından Sarıkamış volkanitleri olarak isimlendirilmiştir. Bozkuş (1993) ise birimi Karakurt volkanitleri olarak yeniden adlandırmıştır. Tüm bu farklı adlamalara rağmen bu volkanitlerin, Bilgin (1984) tarafından incelenen Gavurdağı volkanitleri ve Yılmaz vd. (1988) tarafından adlandırılan Bingöl dağı volkanitleri birbirleri ile denestirilebilir nitelikteki kayalardır.

Palandöken volkaniklerinin lav (bazalt, andezitik bazalt) ve piroklastik (tüf, aglomera, ignimbirit) malzemelerden oluştuğu (Yarbaşı, 2001), birimin kalınlığının ise yaklaşık 1500-2000 m. arasında (Arpat, 1965) olduğu kabul edilmektedir. Innocenti vd., (1982) Erzurum-Kars volkanikleri üzerinde yaptıkları jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalarda, volkanik kayaların yaşlarının 8-1.3 milyon yıl arasında değiştiğini belirtmişlerdir.

Tez konusunu oluşturan volkanitler için, bu çalışmada Palandöken Volkanikleri tanımlaması kullanılmıştır. Volkanitler, bölgede birincil volkanizma ürünü olan lav akıntı ürünleri (bazaltik kayalar, andezit ve trakitik kayalar) ve piroklastik kayalarla (tüf ve piroklastik breş) temsil edilirler. Güney yamaçlarından dom şeklinde görülen Palandöken dağı (Şekil 3.2) ve çevresinde, tabanda bulunan genellikle ince katmanlı, ince ve kaba taneli tüfler ile temsil edilen piroklastik kayalar oldukça yüksek kalınlıklara sahiptir. Bu özellikleri dolayısıyla bölgede akarsu yataklarında çok derin vadiler oluşmuştur. Özellikle yol yarmalarında olmak üzere (Şekil 3.3), vadilerde de net olarak izlenen bu piroklastik kayalar, yer yer lavlarla aralanmalı olarak devam etmektedir (Şekil 3.3). Çok sert olmayan, nispeten yumuşak, yer yer tabakalı olup, az oranda da yuvarlaklaşmış piroklastlar içerirler. Bu piroklastlar bölgedeki geniş yayılımlı olan lavların piroklastları olarak bulunur.



Şekil 3. 2. Dom şeklinde görülen Palandöken dağının görünümü (bakış yönü KD'ya)



Şekil 3. 3. Erzurum-Tekman karayolunun yaklaşık 15km'sinde yol yarmasında görülen piroklastik kayaçlarla lavların dokanak ve ardalanmalı görünümü (bakış yönü K'e)

Tabanda bulunan piroklastik malzemeyeyle üstteki lav akıntıları arasındaki sınır değişkenlik göstermektedir. Bu dokanak zaman zaman çok keskin olup arada farklı bir zon olmazken bazen iki volkanik ürün arasında pişme zonuna işaret eden dokanak oluşmuştur (Şekil 3.4). Aynı istif içerisindeki iki volkanik birim arasında bu şekilde pişme zonlarının oluşması volkanizmanın oluşum sürelerinin yani alttaki piroklastik ürünlerle üstteki lavların oluşumları arasında zamansal olarak farklılık olduğuna işaret etmektedir.

Bu da lav akıntılarıyla piroklastların ardalanma göstermesiyle beraber bölgedeki volkanik aktivitenin zamansal ve mekânsal olarak değişiklik oluşturduğunu göstermektedir.

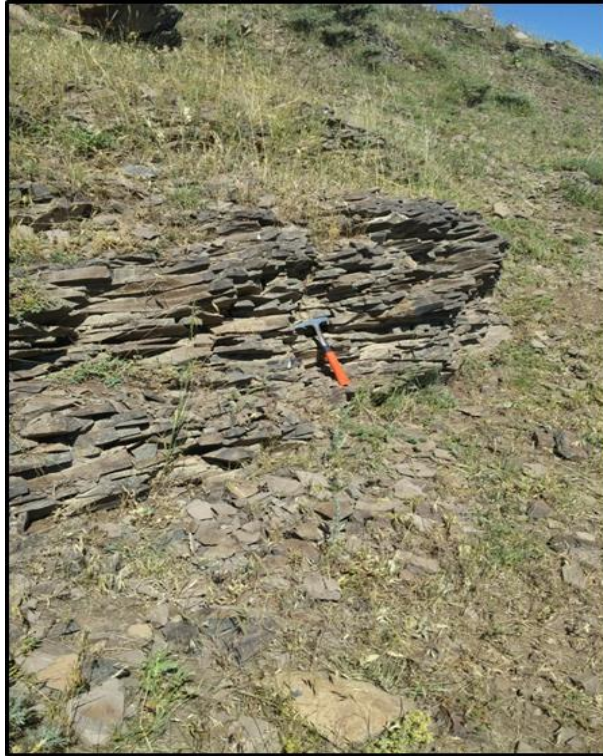
Lav akıntılarının daha yaygın olduğu üst bölgelerde lavlar, koyu siyah-grimsi renkli, yer yer soğuma çatlaklı (Şekil 3.5) ve ince tabakalanmalı (Şekil 3.6) yer yer de yumuşak topoğrafya üzerinde büyük çıkıntılar oluşturan büyük bloklar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 3.7). Bazen de bu çıkıntıları sadece tek başına büyük bir blok oluşturmaktadır (Şekil 3.8). Şekillerde de görüldüğü gibi genel olarak tüm kayaçlarda ayrışma veya alterasyon çok belirgindir. Genellikle kayaçların dış yüzeylerinde görülen yosunlaşmalar ve yüzeysel sıvıların oluşturduğu oksitlenmeler nedeni ile (Şekil 3.4) kayaç genelinde ileri derecedeki çatlaklanmanın ayrışma süreçlerini hızlandığı düşünülmektedir.



Şekil 3. 4. Erzurum-Tekman karayolu yaklaşık 25km yol yarmasında piroklastik kayaçlarla (oksitlenmeler ve buna bağlı alterasyonlanmalar) lavların dokanağında pişme zonunun görünümü (bakış yönü KD'ya)



Şekil 3. 5. Palandöken dağı yaklaşık 10km güneydoğusunda bulunan koyu kahverengi-grimsi renkli, çok yoğun soğuma çatlaklı lavların görünümü (bakış yönü KB'ya)



Şekil 3. 6. Koyu renkli, çatlaklı ve ince tabakalanmalı bazaltik lavların görünümü (bakış yönü GB'ya)



Şekil 3. 7. Toparлак köyü civarında yumuşak topoğrafya üzerinde çıkıntılar oluşturan büyük bloklar şeklinde bulunan lavların görünümü (bakış yönü D'ya)



Şekil 3. 8. Toparлак köyü civarındaki büyük blokların ve koyu renkli, çatlaklı ve ince tabakalanmalı bazaltik lavların görünümü (bakış yönü KD'ya)

Lavlarda özellikle tabana yakın kesimlerde kırıntılı sedimanter ksenolitleri ve/veya subvolkanik temelden türemiş, değişik bileşimdeki, tesadüfi (accidental) kırıntılar gözlenmektedir (Şekil 3.9). Bu parçalar fazla büyük olmamakla beraber özellikle yarmalarda belirgin şekilde görülürler ve farklı morfolojik özellik gösterirler.

Örneğin, Şekil 3.10’da sınırları çok belirgin olan yuvarlaklaşmış blok içerisinde parçalanmış bazaltik kayaçların kırıntılı sedimanlarla birlikte bulunduğu görülmektedir.

Bölgede genel bir yaygınlık göstermemesine rağmen yer yer en üstte masif bazaltik lavlar, onun altında tabakalı lavlar, daha altlarda genellikle pembemsi tüfler ve en alt kesimde de tuf ve piroklastik gereç karışımı piroklastlar şeklinde dağılım gösterirler.



Şekil 3. 9. Toparlık köyü yaklaşık 2km GB’sında bulunan lavlarda subvolkanik temelden türemiş, değişik bileşimdeki, yabancı kayaç parçaları olan kırıntıların görünümü (bakış yönü KB)



Şekil 3. 10. Palandöken dağı GB’sında yer alan yuvarlaklaşmış blok içerisinde parçalanmış bazaltik kayaçlarla birlikte bulunan yabancı kayaç parçalarının görünümü (bakış yönü KB)

4. PETROGRAFİ

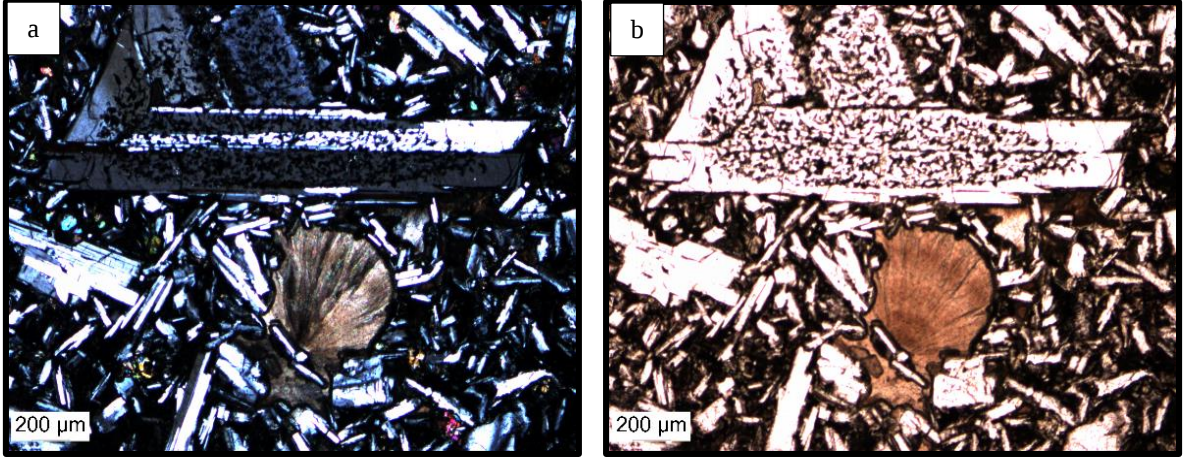
Bu bölümde çalışmanın ana konusu olan volkanik kayaçlar ele alınacaktır. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacı ile optik mikroskop incelemeleri yapılmıştır. Mikroskop incelemeleri, Pamukkale Üniv. Laboratuvarlarında yaptırılan ince kesitler üzerinde alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta yapılmıştır. Bu incelemelerle kayaçları oluşturan mineraller tanımlanmış, minerallerin birbiriyle olan ilişkileri belirlenerek dokusal özellikleri ortaya konulmuştur ve bu bilgiler sonucunda kayaçların petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Bu tanımlamaya göre lav akıntıları bazaltlar, andezitler, dasitler ve trakitik kayaçlar olarak adlandırılmıştır. Daha az sayıda yapılan piroklastik kayaç tanımlamalarında ise litik ve kristal tuf tanımı yapılmıştır.

4.1. Bazaltlar

Çalışma bölgesindeki volkanik kayaçlardan bazaltlar, mineral parajenezleri ve dokusal farklılıklar göz önüne alınarak aşağıdaki şekilde sınıflandırılmıştır.

Plajiyoklas-Olivin ve Piroksen İçeren İri Kristalli İntergranüler Dokulu Bazaltlar

İntergranüler dokulu bu bazaltlarda, özşekilli prizmatik plajiyoklas fenokristalleri yönelme göstermezler, gelişi güzel dağılımlıdır. Bazı plajiyoklas fenokristallerinde çok yoğun erime-çözünme dokusu gözlenmektedir (Şekil 4.1). Hemen tüm plajiyoklaslarda fenokristal ve mikrokristaller de dahil zonlanma karakteristik olarak çok baskındır. Kayaçtaki dokusal özelliğe bağlı olarak, plajiyoklas fenokristalleri arasında özşekilsiz olivin ve piroksenler bulunmaktadır. Mineraller arasında boşluklarda ikincil olarak gelişen karbonatlaşmalar yer yer ışınal dokulu özellik gösterirler. İntergranüler dokulu bazaltlara ait ince kesitlerde mineralojik bileşim olarak, ortalama %75-80 plajiyoklas, %10 olivin, %5 klinopiroksen, %3 opak ve %2 ikincil minerallerden oluşmaktadır.

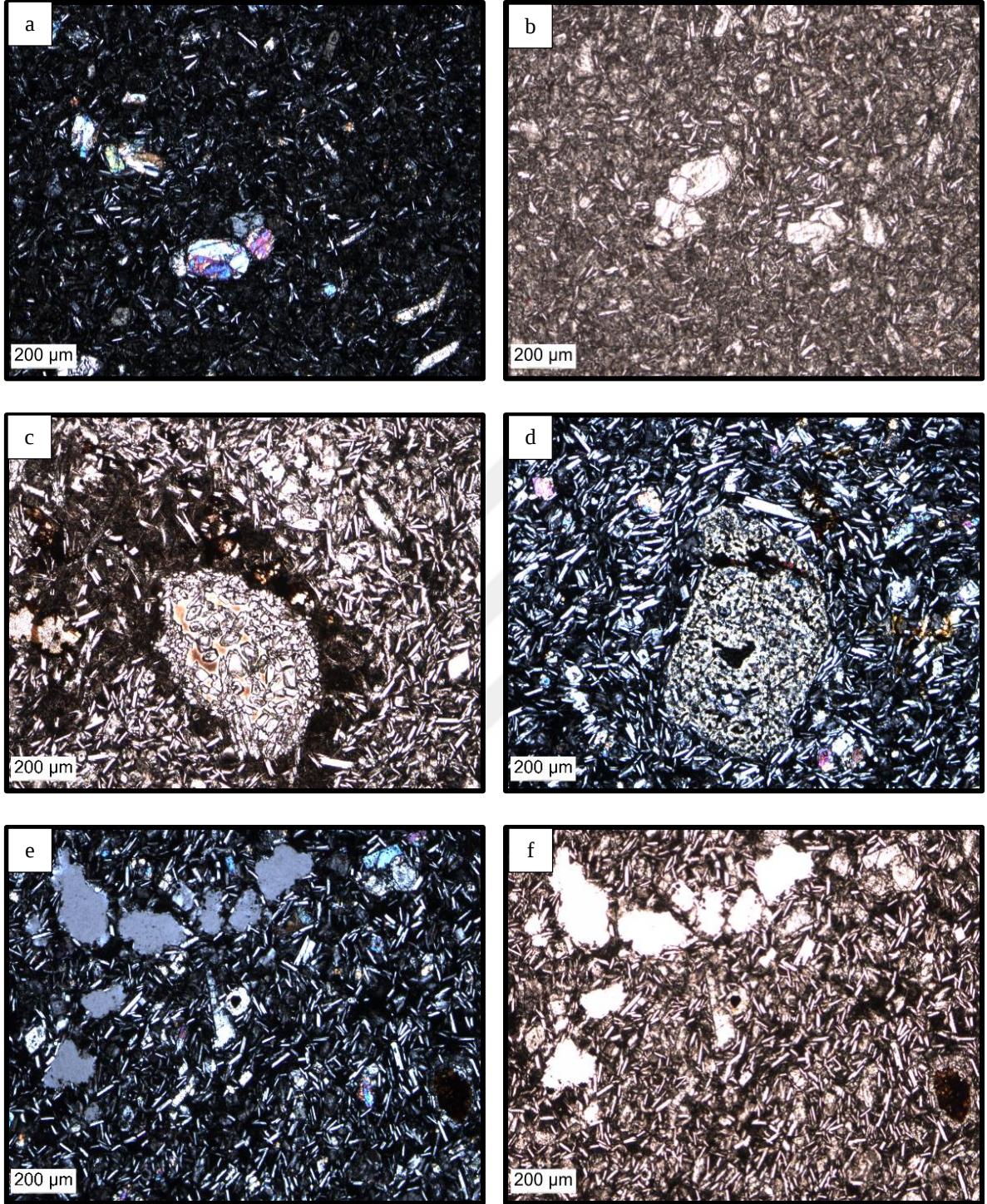


Şekil 4. 1. Bazaltlarda plajiyoklas ve piroksen mikrokristalleri ile erime-çözünme dokulu plajiyoklas fenokristalleri ve ışınsal dokulu karbonatlaşmanın analize ışık ve polarize ışık görünümü

İki Piroksenli Bazaltlar

Bu grup kayaçlarda genellikle ortopiroksenler daha baskındır. Ancak her iki piroksen mineralinin yaklaşık eşit olduğu örnekler de bulunur. Genel olarak veziküler ve hipokristalin porfirik dokunun görüldüğü bu kayaçlarda, camsı hamur içerisindeki plajiyoklas ve piroksen mikrolitleri ile piroksen, plajiyoklas ve bazen olivin fenokristallerinden oluşmuştur (Şekil 4.2). Mineralojik bileşim olarak, ortalama %50 plajiyoklas ve yaklaşık eşit oranlarda (%20) ortopiroksen ve klinopiroksen ile eser oranda olivin, opak mineral ve ikincil kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Fenokristal faz içerisinde bulunan ortopiroksenler, mikro fenokristaller şeklinde olup, plajiyoklas ve klinopiroksenlere göre nisbi olarak daha fazladır. Kirli sarı renklerde polarizasyona sahip ortopiroksenler, prizmatik latalar şeklinde mikro-fenokristaller oluştururken, klinopiroksenler genellikle yuvarlağımsı, canlı polarizasyonlu, kuvvetli optik engebelidirler.

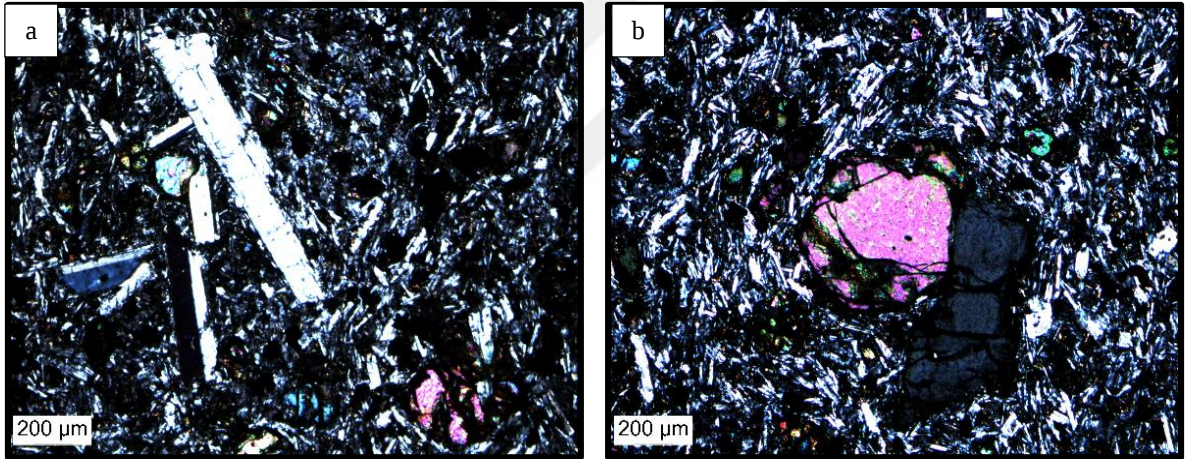
Yer yer etrafi okside olmuş magma ile sarılmış ve ortada hamur içerisinde piroksen mikrolitleri bulunmaktadır (Şekil 4.2). Bazen bu oluşumların içerisinde kuvars kristali de bulunmaktadır. Plajiyoklaslar, genellikle prizmatik daha az ise levhamsı özşekilli kristaller oluşturur. Çoğu fenokristallerde serizitleşme ve erime-çözünme dokuları bulunur. Plajiyoklaslar kayaçta daha çok hamurda mikrolitik olarak bulunur. Bazen bu mikrolitik plajiyoklas lataları fenokristallerin etrafında hafif yönelme gösterir.



Şekil 4. 2. Bazaltların mineralojik bileşimi ve farklı dokusal özelliklerin görünümü (a,b) hipokristalin porfirik dokuya sahip bazaltta piroksen fenokristalleri ile plajiyoklas mikrolitlerinin analize ve polarize ışıktaki görünümü (c) opaklaşmış hamur malzemesi ile kuşatılmış piroksen mikrolitleri ve (d) erime-çözünme dokusu gösteren piroksen fenokristali (e,f) veziküler doku gösteren bazaltik kayacın analize ve polarize ışık görünümü

Olivin İçeren Mikro/Camsı Porfirik Dokulu Bazaltlar

Bu kayaçların mineral bileşimi plajiyoklas (%75) ve olivin (%25) fenokristalleri ile hamurda bunlara eşlik eden piroksen mikrolitleri ve opak minerallerden oluşmuştur. Fenokristal İndeks oranı (F.I. = İnce kesitte fenokristalin toplam alanda kapladığı alan) <%20'nin altında olan bu kayaçlarda, plajiyoklas fenokristalleri çok uzun latalar halinde, tipik albit ikizlenmeli ve zonludur (şekil 4.3). Plajiyoklas fenokristalleri, hamur ile genellikle belirgin ancak bazen kemirilmiş, girintili kenar ilişkileri gösterirler. Olivinler genellikle yuvarlaklaşmış, çatlaklı ve yer yer kenarlarınca opaklaşmış yarı öz şekillidirler (şekil 4.3). Canlı polarizasyon renklerine sahip olivinlerde iskeletimsi doku da görölmektedir. Hamur, plajiyoklas mikrolitleri ve onlara eşlik eden yığışım halinde bulunan piroksen mikrolitlerinden oluşmuştur. Kayaç genelinde özellikle piroksenlerde olmak üzere opaklaşma ve Fe-oksit mineralleri yaygındır.



şekil 4. 3. Bazaltlarda canlı polarizasyon renkli (b) olivin fenokristal ve mikrokristalleri ile (a) plajiyoklasların görünümü

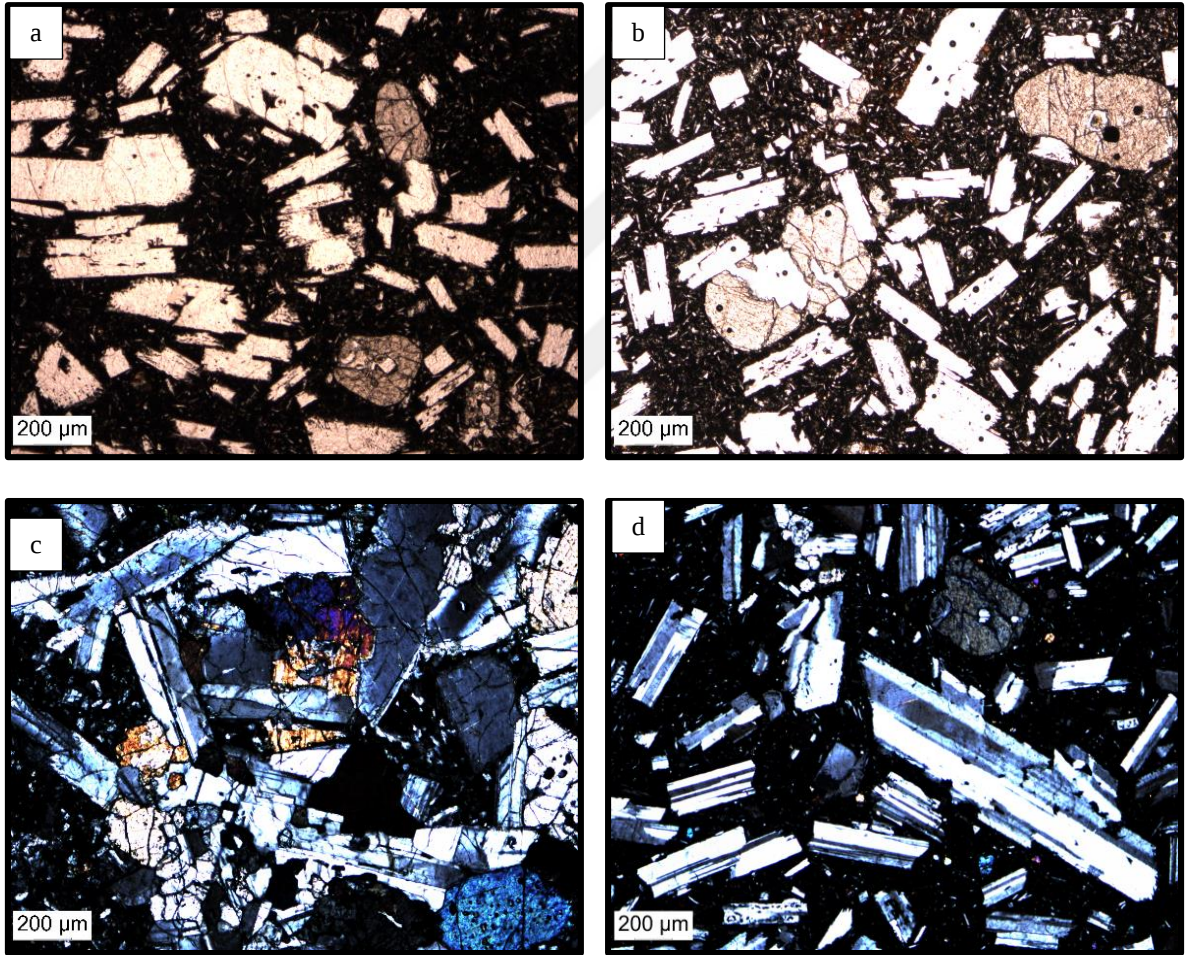
Hyaloporfirik Dokulu Bazaltlar

Hyaloporfirik ve veziküler dokulu bu bazaltların Fenokristal İndeks oranı yaklaşık %50 olup, ana fenokristal fazını yaklaşık %75-80 oranda plajiyoklas ve %15 oranda da klinopiroksenler oluşturmaktadır. Ancak kayaçlarda, klinopiroksene oranla çok daha az oranda ortopiroksen de bulunmaktadır.

Plajiyoklas fenokristalleri özşekilli ve genellikle prizmatiktir. Tüm plajiyoklaslar ikizlenmelidir ve alterasyon göstermezler (Şekil 4.4). Plajiyoklasların kenarları yer yer düzgün olmayıp, kemirilmiş şekilde ve bazen de kırlangıç kuyruğu dokusu gösterirler.

Genellikle kahverengimsi polarizasyonlu klinopiroksen fenokristalleri, farklı boyut ve şekillerde bulunurlar. Ancak yuvarlaklaşma ve yenilme-kemirilmenin yaygın olduğu bu fenokristlerde çatlaklanma da yaygındır.

Yer yer subofitik dokunun gözleendiği bu kayaçlarda, plajiyoklas fenokristalleri içerisinde piroksen ya da tersi durum görülmektedir. Bu kayaçlarda, camsı hamur malzemesi içerisinde mikrolitik plajiyoklas ve mafik mineraller bulunmaktadır.



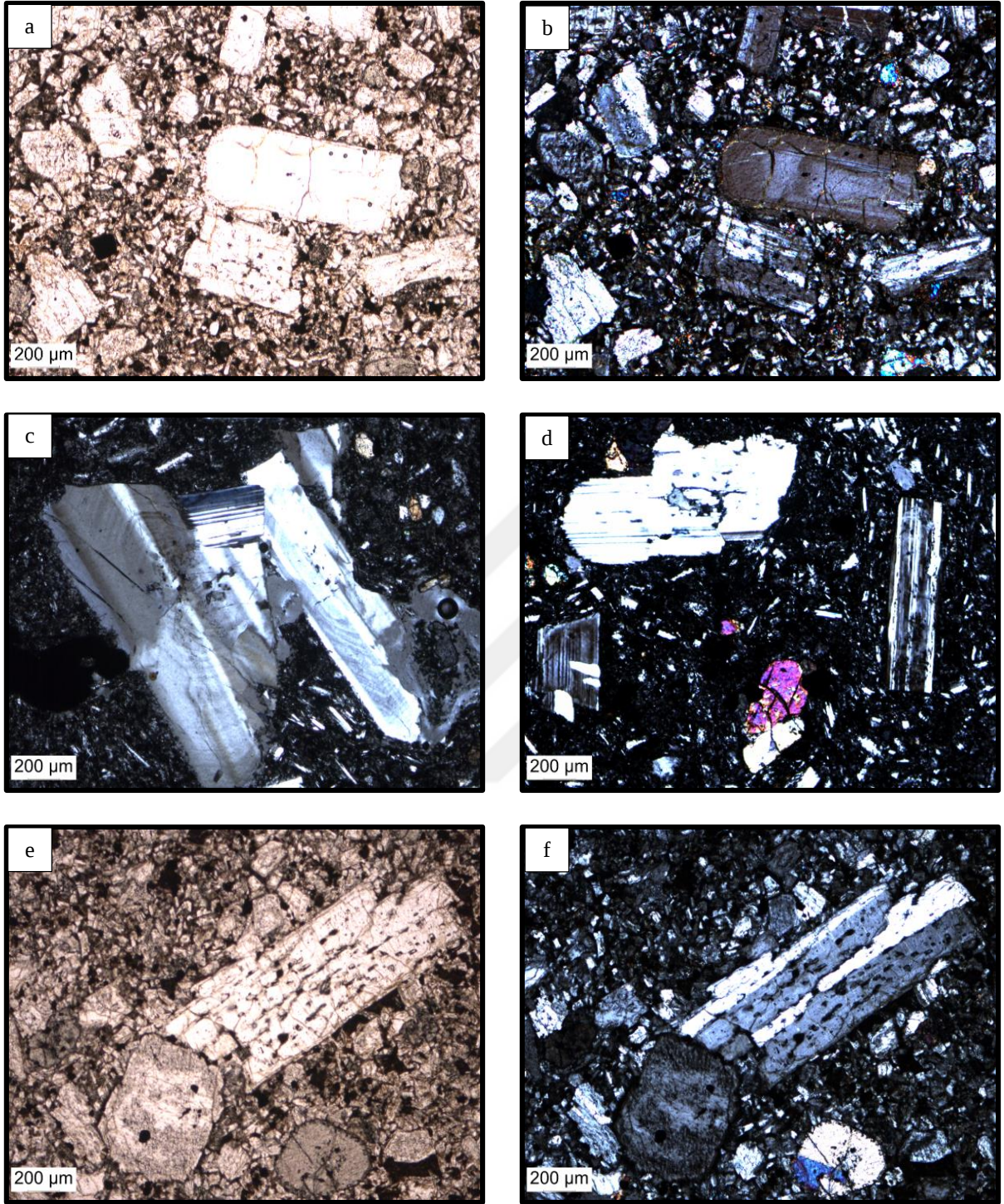
Şekil 4. 4. Bazaltlarda dokusal farklılıklara bağlı olarak mineral değişimleri (a, b) hyaloporfirik dokulu bazaltlarda özşekilli piroksen ve plajiyoklas minerallerinin polarize ışık görünümü (c) subofitik dokulu bazalt ve (d) hyaloporfirik dokulu bazaltın analize ışık görünümü

4.2. Andezitler

Porfirik (mikrolitik + hyalomikrolitik) ve seri doku gibi değişik porfiritik doku özelliği gösteren bu kayaçlar, sahip oldukları dokuların karakteristik özelliklerini iyi yansıtır. Mikro-porfirik dokulu örneklerde hamur malzemesi tamamen kristalli olmasına karşın Fenokristal İndeks oranı $>50\%$ 'dir. Hem fenokristaller hem de hamuru oluşturan mineraller dokusal özelliklere bağlı olarak farklılık göstermektedir (Şekil 4.5).

Plajiyoklas ve klinopiroksenler hem fenokristal olarak hem de hamurda mikrolitik olarak bulunurlar. Andezitlerin mineralojik bileşiminde yaklaşık 70% oranında bulunan plajiyoklaslar ana fenokristal fazı oluştururken, yaklaşık eşit oranda bulunan amfibol ve klinopiroksen ile opak mineral bulunmaktadır. Plajiyoklas fenokristalleri, farklı boyutlarda ve öz ve yarıöz şekillidirler. Genelde çatlaklanmanın yaygın olduğu plajiyoklas mineralinde, ikizlenme ve zonlanma ile erime-çözünme dokusu görülür (Şekil 4.5c-f). Çok taze plajiyoklas minerallerinin yanında serizitleşmelerin görüldüğü plajiyoklaslar da bulunur. Taze plajiyoklas örneklerinde saptanan sönme açısı değerlerine göre, An_{18-32} olarak saptanmıştır. Plajiyoklas fenokristalleri, yaygın olarak iri ve orta büyüklükte, özşekilsiz piroksen kapanımlarıyla beraber yer yer de mikrolitik piroksen kapanımları içerirler. Bu kayaçlarda plajiyoklasların kenar zonlarında oluşmuş zarflar, magma karışımı sonucu, magmanın ani soğumasıyla ilgili olarak ince taneli hamurumsu bir zon oluşmuştur (Şekil 4.5e,f).

Amfiboller, genellikle yarı özşekilli, farklı boyutlu ve opaklaşmış olarak bulunurken, klinopiroksenlerin fenokristal oranı hamurdaki mikrolitlere göre daha yoğundur. İri ve orta tane boyutlarında, özşekilsiz ve ikizlenmelidirler. Düşük açıda eğik sönme gösterirler (20° - 30° 'lik sönme açısı). Bazı klinopiroksen fenokristallerin etrafında opaklaşma (dengesizlik dokuları, magma karışımını gösterir) görülmektedir. Bu kayaçlarda genellikle özşekilsiz, küçük kristalli opak mineral yaygındır.



Şekil 4. 5. Andezitik karakterdeki kayaçların mineral ve dokusal özellikleri (a, b) porfirik dokulu, plajiyoklas fenokristalli kayacın polarize ve analize ışık görünümü (c) İkizlenmeli ve zonlanmalı plajiyoklas fenokristali ile (d) klinopiroksen mikrofenokristalinin camsı hamur malzemeli porfirik dokuda görünümü (e, f) Mikrolitik porfirik dokuda özşekilli, ikizlenmeli ve erime-çözünme dokulu plajiyoklaslar ve kenar zonlarındaki magma karışımını gösterir dokusal özellikleri

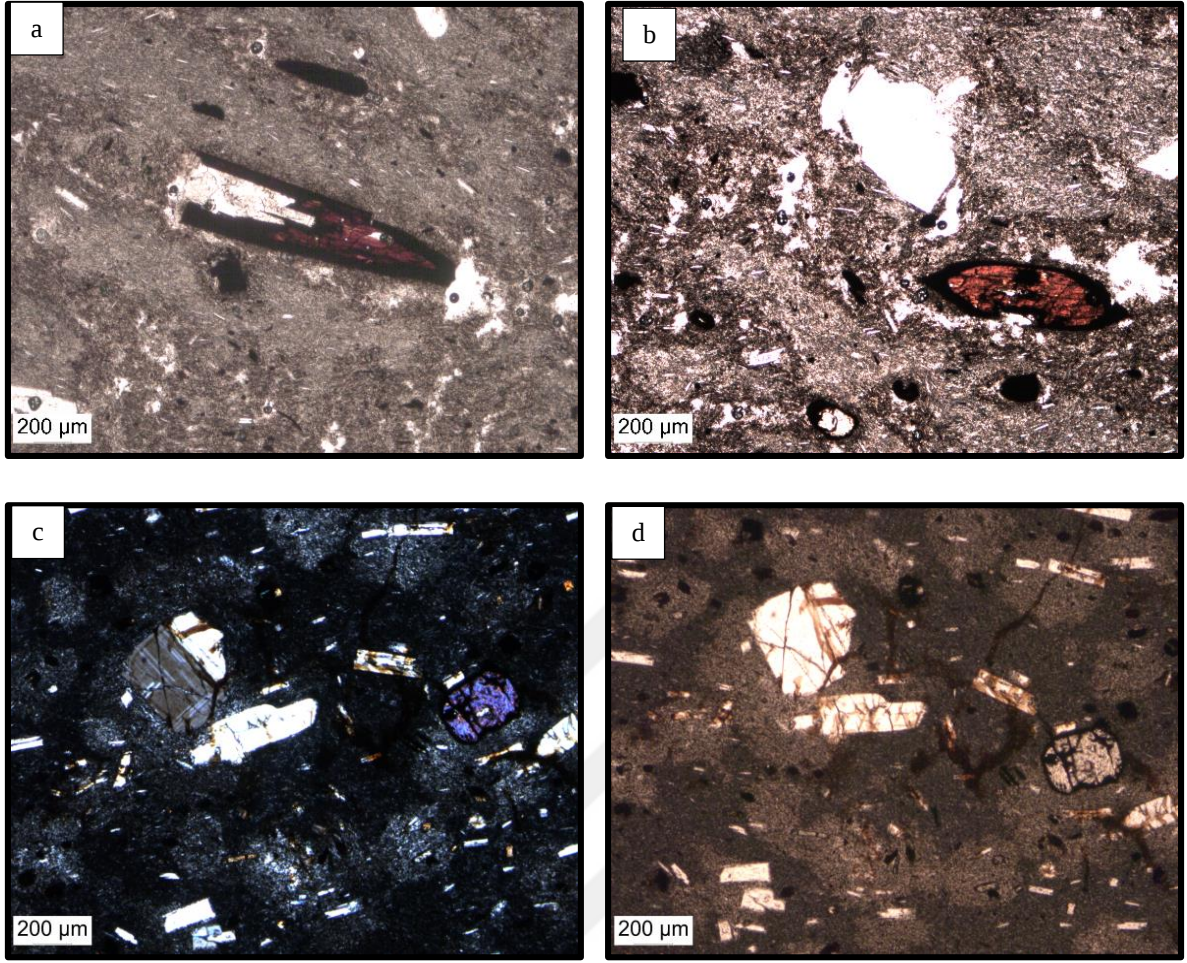
4.3. Dasitler

Bu kayalarda fenokristal olarak plajiyoklas, amfibol, kuvars, sanidin ve biyotit baskın mineralleri oluştururken kayaç genelinde aksesuar oranda da piroksen bulunmaktadır. Hamur malzemesi iğnemi, mikrolitik plajiyoklas ile diğer mineral mikrolit ve kristalitlerden oluşmuştur. Porfirik ve veziküler doku özelliği gösterirler. Bazen tüm fenokristal ve mikrolitlerde yönelme gözlenirken fenokristallerde bu özellik belirgin değildir.

Fenokristal İndeks oranı $<10\%$ olan bu kayalarda, plajiyoklas fenokristalleri genellikle özşekilli, prizmatiktir. İkizlenmeli olan plajiyoklaslar zonlanma gösterirler. Erime yapıları ile birlikte kemirilmiş kenarlar ve hamur ile yer yer düzgün olmayan sınır ilişkileri gözlenmektedir. Amfiboller kayada fenokristal ve mikrokristalin olarak bulunur. Öz ve yarı özşekilli olan bu mineraller, kenarları boyunca veya tamamen opaklaşmış psödomorf olarak bulunmaktadır. Çok kuvvetli kırmızımsı kahverengi pleokroizma gösterirler (Şekil 4.6a-b). Ortopiroksenler yarı öz şekilli, tek yönde dilinimli ve genelde tüm minerallerde olduğu gibi kenarları boyunca opaklaşma gözlenmektedir (Şekil 4.6c). Ortopiroksenler tipik düz sönme göstermektedir.

Kayada nisbi olarak daha az oranda bulunan biyotitler çoğun uzun prizmatik şekilli ancak tamamen opaklaşmış iken yer yer de tabuler, iyi dilinimli kuvvetli pleokroizmalı, kenarları ve yer yer dilinimler boyunca opaklaşmış olarak bulunmaktadır (Şekil 4.6a).

Kuvarslar, farklı boyutlu, yuvarlaklaşmış ve bazen kemirilmiş şekilde bulunmaktadır (Şekil 4.6b). Sanidin ise özşekilli prizmatik/çubuğumsu şekilli ve düzgün kenarlı şekilde bulunmakta ve tipik olarak düşük sönme açısı (8° - 10° 'lik eğik sönme) göstermektedir.



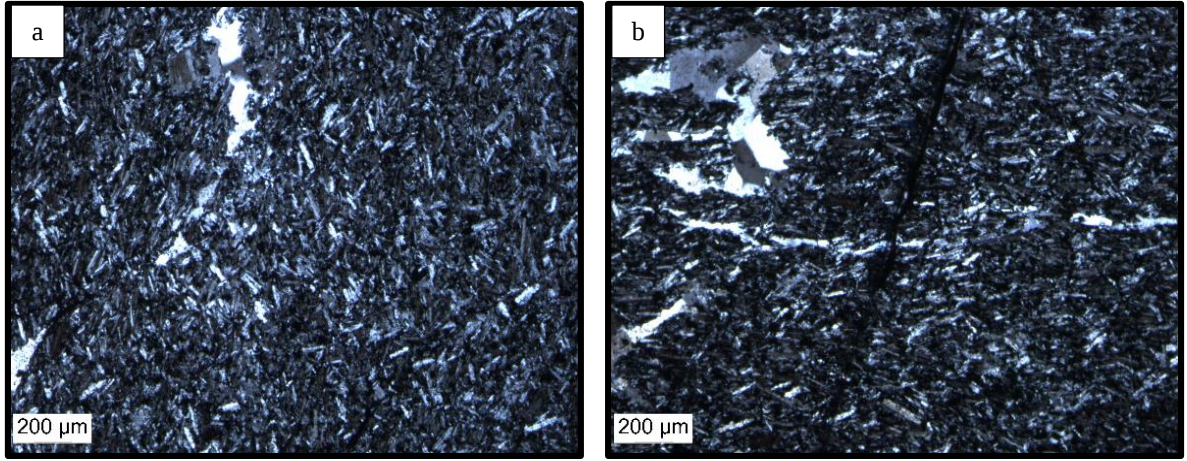
Şekil 4. 6. Dasik örneklerin mineral ve dokusal özelliklerini gösterir mikrofotolar, (a) kenar zonlarında okside olmuş biyotit ile (b) amfibol mineralleri ve özşekilsiz kuvars mineralinin polarize ışıktaki görünümü. (c, d) mikroporfirik dokulu kayadaki plajiyoklas ve ortopiroksen minerallerinin analize ve polarize ışıktaki görünümü

4.4. Trakitik Kayaçlar

Trakitik kayaçların en önemli karakteristiği özellikle hamur malzemesi olmak üzere tüm minerallerde yönlenmenin olmasıdır. Çalışma bölgesinde yayılım gösteren trakitik özellikteki kayaçlar, içerdiği mineraller, mineral oranları ve dokusal farklılıklar dikkate alınarak aşağıdaki şekilde sınıflandırılmıştır.

Trakitler

Kayaç esas olarak feldispat mikrolitlerinden oluşmuştur. Ancak çatlaklarda gelişmiş kuvars ve kalsit mineralleri de bulunur (Şekil 4.7). Yönlenmenin belirgin olduğu bu kayaçlarda dendritik dokulu olup ikincil olarak silis mineralleri oluşmuştur. Çok küçük kristalli opak mineraller bulunur.



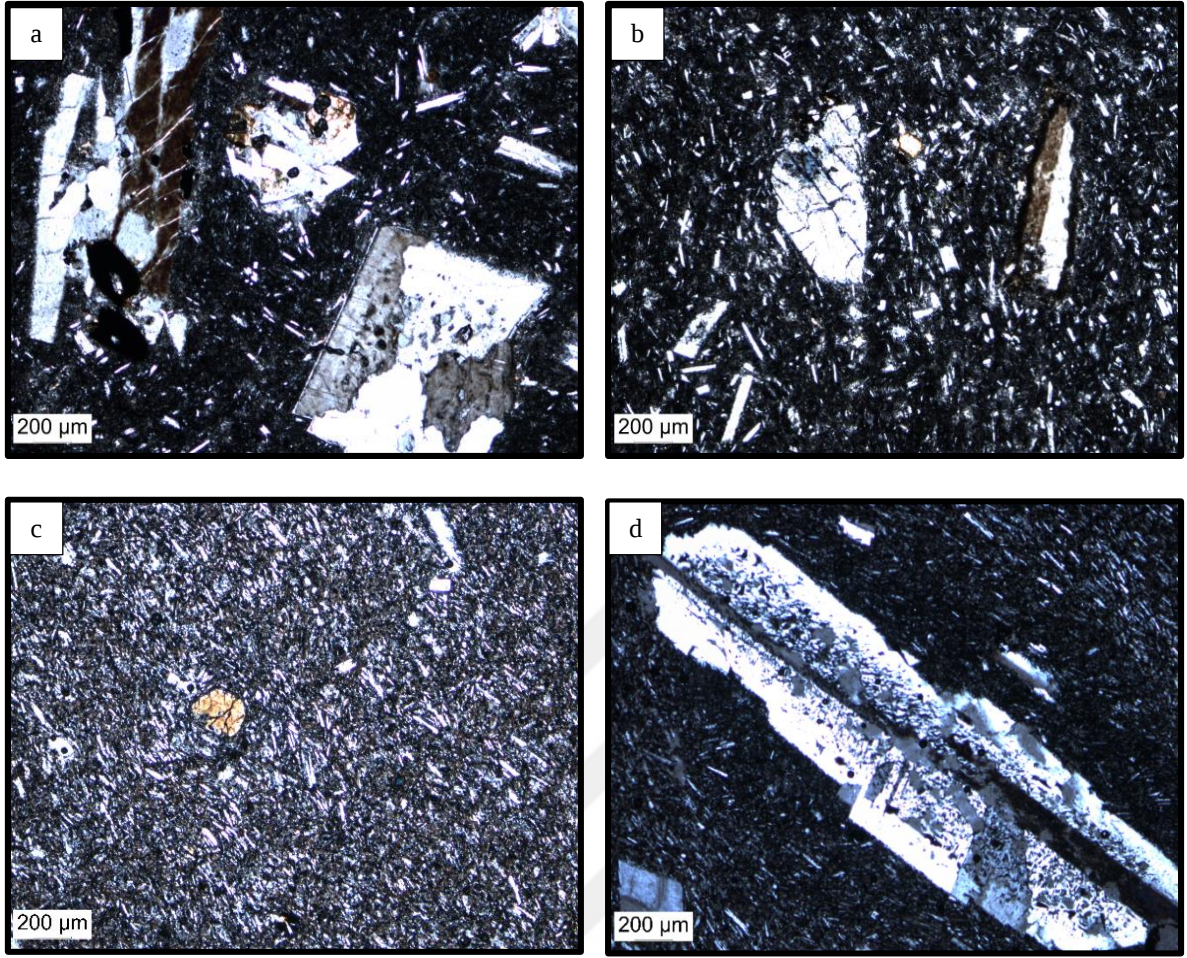
Şekil 4. 7. Trakititlerde yönlenmiş plajiyoklas mikrolitleri ile ikincil olarak oluşmuş silis minerallerinin analize ışıktaki görünümü

Trakiandezitler

Fenokristal oranı çok düşük ($<10\%$) olan bu kayalarda plajiyoklas, sanidin ve klinopiroksenler ana fenokristal fazı oluşturur. Bu kayalar da mineralojik bileşim olarak 70% plajiyoklas, 15% sanidin, 5% klinopiroksen ve opak mineraller içermektedir.

Kayaç, porfirik ve yönlenmeli dokuludur. Kayacın tüm mineralleri bu dokusal özelliği gösterir (Şekil 4.8). Bu kayalardaki feldispat fenokristalleri genellikle mikrofeno-kristal boyutlu olmakla beraber çok daha büyük sanidin fenokristalleri de bulunur. Sanidin minerali düşük sönme açısı (6° - 8° 'lik eğik sönme) gösterirler. Plajiyoklaslarda erime-çözünme dokusu yaygın görülür (Şekil 4.8). Ayrıca plajiyoklas minerallerinin kenar zonlarında düzgün olmayan bir ikizlenme ve yenmiş-kemirilmiş doku özelliği görülür.

Kayacın mafik mineral fazını oluşturan ve az oranda bulunan klinopiroksen minerali, mikrokristal boyutunda olup (Şekil 4.8c), nisbi olarak daha az oranda bulunan olivinler hamurda ve iddingsitleşmiş özşekilsiz mineraller olarak bulunurlar.



Şekil 4. 8. Trakiandezitleri oluşturan mineral ve dokusal özelliklerin analize ışık görünümü (a) plajiyoklas, (b) sanidin ve plajiyoklas, (c) klinopiroksen, (d) sanidin fenokristali

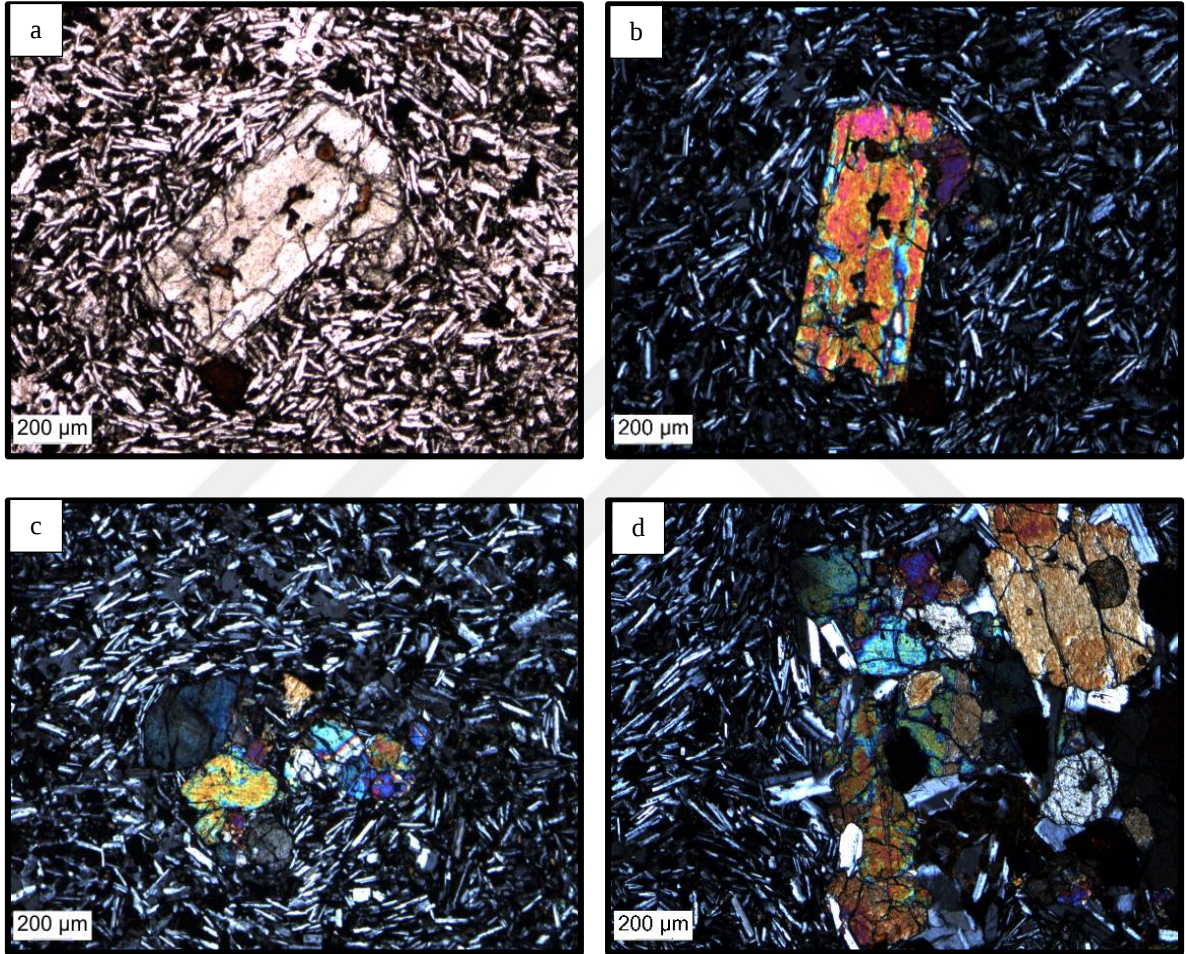
Trakibazaltlar

Kayaç trakitik, porfirik ve glomeroporfirik dokuludur. Hamur malzemesi, prizmatik mikrolitik plajiyoklas, sanidin ve piroksenlerden oluşmuştur. Hamurda ayrıca oksit mineralleri yaygındır. Fenokristal indeks oranı düşük ($<15\%$) olan bu kayaçlarda, fenokristal fazını plajiyokas ve klinopiroksenler yaklaşık eşit oranda oluşturmaktadır.

Klinopiroksenler genellikle öz-yarı özşekilli, prizmatik, ikizlenmeli, canlı polarizasyon renkli, yoğun çatlaklı, yer yer altereli ve yenmiş-kemirilmiş özellikli yer yer de erime-çözünme dokuludur (Şekil 4.9). Plajiyoklaslar özşekilli, ikizlenmeli, altereli, erime-çözünme dokulu ve yer yer kenarları boyunca düzgün olmayan kemirilmiş özelliklidir. Bazı fenokristaller mikrolitik piroksen kapanımları içerir.

Büyüklikleri farklı olan prizmatik plajiyoklas fenokristalleri genellikle yönlenmiş hamur ile uyumlu bir özellik gösterir. Bu kayalarda az oranda bulunan ve tamamen iddingsitleşmiş, yarı öz ve özşekilsiz mikrofeno-kristaller olasılıkla olivinlerdir.

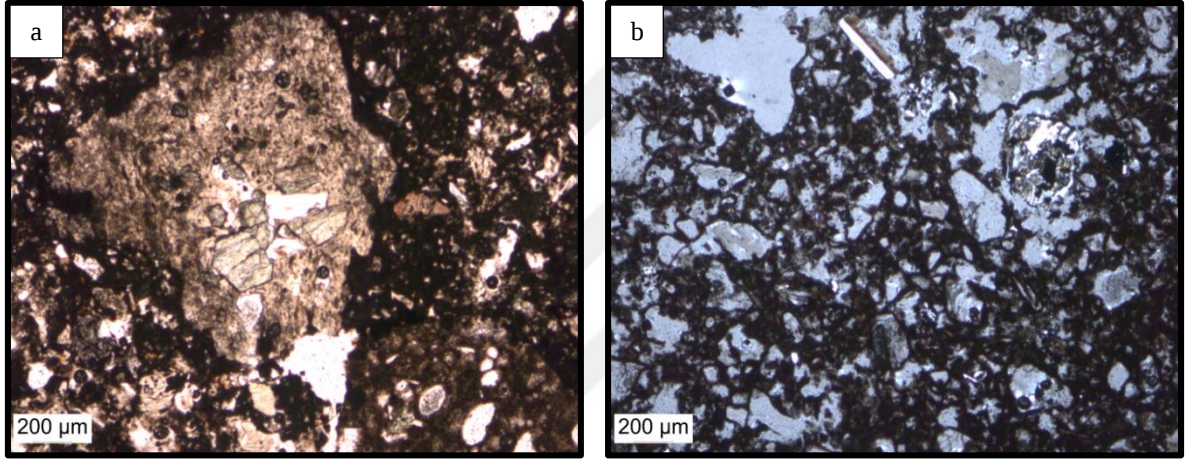
Hamur malzemesi, yönlenmiş, prizmatik/iğnemsî feldispat (plajiyoklas+sanidin) mikrolitleri ile genellikle çok daha küçük piroksen mikrolitlerine eşlik eden opak oksit mikrolitlerinden oluşmuştur.



Şekil 4. 9. Trakibazaltlarda yönlenmiş plajiyoklas mikrolitleriyle beraber klinopiroksen fenokristallerinin polarize ışık (a) ve analize ışıktaki görünüşleri (b-d)

4.5. Tüfler

Bu kayaçlar plajiyoklas, piroksen mineralleri ile volkanik kayaç parçalarından oluşmuştur. Mineraller farklı boyut ve şekillidirler. Kayaç parçaları farklı büyüklükte ancak genellikle belirgin bir yuvarlaklaşma görülür. Bu kayaçlarda bazik bileşimli kayaç parçaları daha baskın olmasına karşın porfirik dokulu andezit (?) ve akıntı dokulu olasılıkla trakitik kayaç parçası da bulunmaktadır. Hemen tüm örneklerde hamur malzemesi okside olmuştur (Şekil 4.10). Bu mineralojik özelliklerine göre kayaç parçası (litik parça) ve mineral (kristal) içermesinden dolayı litik-kristal tuf tanımı yapılmıştır.



Şekil 4. 10. Çalışma bölgesinde bulunan kristal ve litik tufün görünümü

5. JEOKİMYA

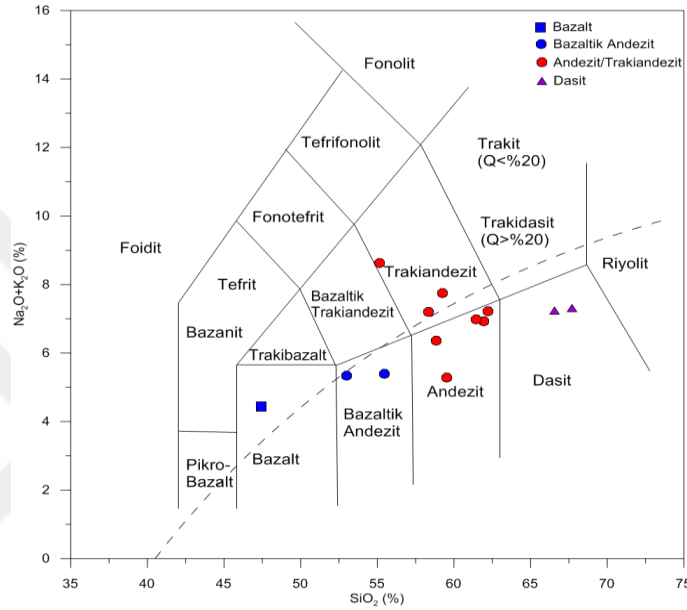
Çalışma konusunu oluşturan volkanitlerin jeokimyasal özelliklerinin (kimyasal olarak sınıflandırmak, oluşum ortamı, kristalleşme süreçleri ile magma kaynağı ve özelliklerinin) belirlenmesi için petrografik çalışmalar sonucunda alterasyondan en az etkilenmiş örneklerden seçilen 13 örneğin kimyasal analizi yaptırılmıştır. Yurt dışında ACME Analiz Laboratuvarında (Kanada) yaptırılan analizlerden ana oksitler ICP (Inductively coupled plasma), iz elementler ve nadir toprak elementleri ise ICP-MS (Inductively coupled plasma-mass spectrometer =İndüktif birleşik plazma-kütle spektrometre) aleti kullanılarak yaptırılmıştır. Analizleri yapılan örneklerin ana oksit element analizleri ile CIPW parametreleri Tablo 5.1’de, iz ve nadir toprak element analizleri Tablo 5.2’de verilmiştir.

5.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

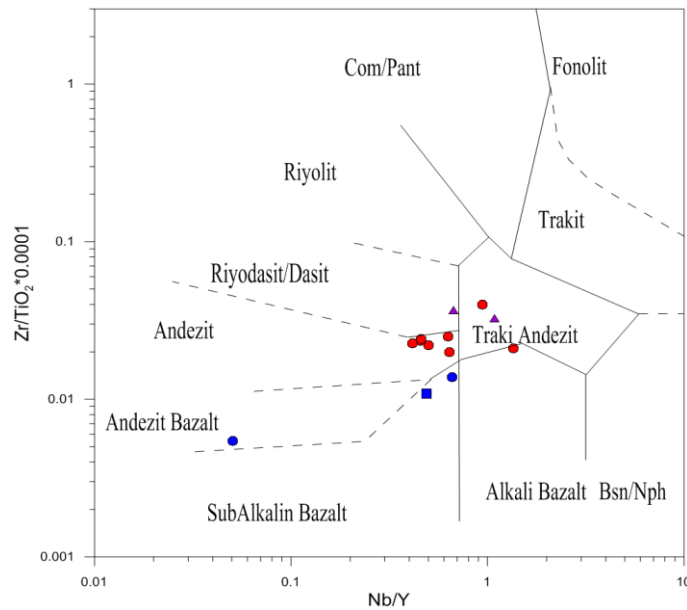
Petrografik olarak bazalt, andezit, trakit ve dasit bileşiminde olduğu belirlenen örneklerin genel olarak kuvars, ortoklas, albit, anortit, diopsit, hipersten ve olivin ile oksitlerden magnetit, ilmenit normatif mineralleri içerdiği görülür (Tablo 5.1). Bu normatif bileşim sonuçlarının petrografik verilerle yaklaşık aynı bileşime sahip olduğu belirlenmiştir. Andezit ve trakiandezitler (N1, N3, N7, N9, N10, N22, N23) ile bazaltik andezit (N19, N21) örnekleri, kuvars, ortoklas, albit, anortit, diopsit, hipersten, magnetit, ilmenit, apatit mineralleri içerirken, bazalt bu örneklerden farklı olarak (N12) kuvars içermeyip olivin içermektedir. Dasitler ise (N2, N16) yüksek kuvars içeriğiyle diğer örneklerden ayrılmaktadır. Tüm örneklerin normatif mineral içerikleri petrografik verilerle uyumluluk göstermektedir. Örneklerin SiO₂ değerleri, bir bazalt örneği (N12-%47.44) hariç, %52.98-67.68 arasında değişim göstermektedir. MgO ve CaO değerleri birbiriyle uyumlu olarak bazalt bileşiminde en yüksek (%7.77 ve 8.21) değerde iken, en yüksek SiO₂ değerine sahip N2 örneğinde ise en düşük (%0.83 ve 2.98) değerleri gösterirler.

Çalışma konusu volkanik kayalar toplam alkali-silis diyagramında (Le Bas vd., 1986) petrografik adlamalarla uyumlu olarak bazalttan dasite kadar değişim gösterir (Şekil 5.1). Ağırlıklı olarak andezit-trakiandezit bileşimi veren örneklerden 1 örneğin bazalt, 2 örneğin bazaltik andezit ve 2 örneğin de dasit bileşiminde olduğu görülür. Diyagramda alkali ve subalkali kayaç serilerinin ayırım çizgisine göre (Miyashiro, 1978) 3 trakiandezit örneğinin alkali bileşimli olduğu görülür.

Ateşte kayıp oranlarının (LOI=loss on ignition) %0.6-2.6 arasında ve düşük olduğu (Tablo 5.1), tüm örnekler yine de alterasyona karşı daha duraylı olan Nb, Y, Zr ve Ti elementlerinden yararlanılarak elde edilen $Nb/Y-Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ diyagramında da (Winchester ve Floyd, 1976) değerlendirilmiştir (Şekil 5.2). Bu diyagramda da 3 örneğin bazalt, 8 örneğin andezit/trakiandezit ve 2 örneğin dasit bileşiminde olmasıyla, genel olarak toplam alkali-silis diyagramıyla uyumlu olduğu görülmektedir.



Şekil 5. 1. Çalışma bölgesine ait örneklerin toplam Alkali-SiO₂ diyagramı (Le Bas vd., 1986).



Şekil 5. 2. Çalışma bölgesine ait örneklerin $Nb/Y-Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ diyagramında dağılımı (Winchester ve Floyd, 1976).

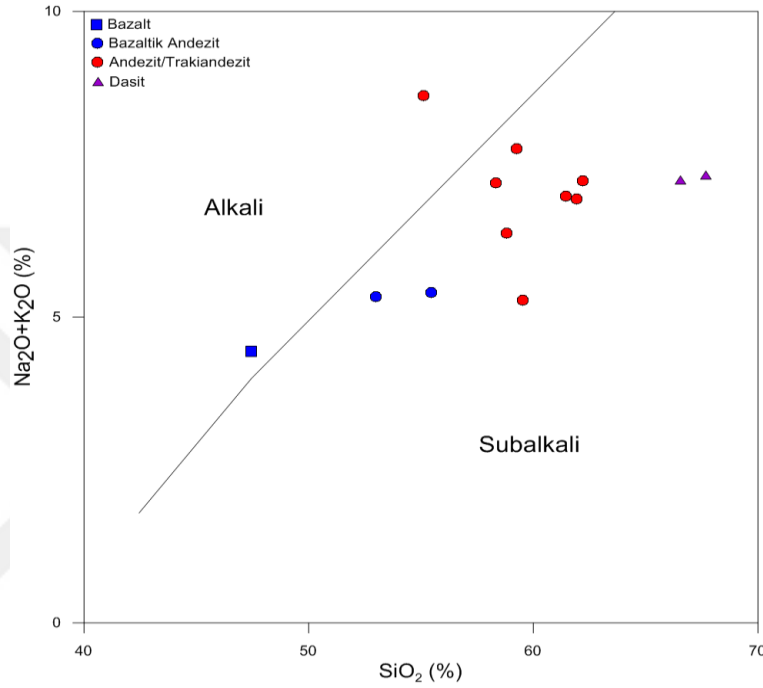
Tablo 5. 1. Çalışma bölgesine ait volkanik kayaların ana oksit (%) ve normatif mineral değerleri

Örnek	N1	N2	N3	N7	N9	N10	N12	N15	N16	N19	N21	N22	N23
SiO ₂	58,32	67,68	59,25	61,93	62,22	61,44	47,44	55,13	66,55	52,98	55,46	58,83	59,54
Al ₂ O ₃	15,89	15,99	17,07	15,45	15,31	15,35	16,19	15,72	16,06	14,44	17,31	17,22	16,96
Fe ₂ O ₃	7,34	3,05	6,45	5,49	5,46	5,87	10,90	14,38	3,82	12,81	7,70	6,33	5,55
MgO	2,22	0,83	1,38	3,18	2,96	3,36	7,77	1,16	1,26	3,63	3,73	2,60	3,64
CaO	5,21	2,98	4,56	4,65	4,42	4,84	8,21	1,08	3,54	7,87	7,39	5,57	6,11
Na ₂ O	4,19	3,93	5,07	3,81	3,66	3,61	3,29	8,57	4,35	5,01	4,15	4,39	3,81
K ₂ O	3,01	3,39	2,69	3,12	3,57	3,37	1,15	0,05	2,89	0,33	1,25	1,98	1,47
TiO ₂	1,30	0,47	1,12	0,81	0,79	0,82	1,61	1,79	0,56	1,50	1,31	1,22	0,75
P ₂ O ₅	0,29	0,17	0,29	0,14	0,15	0,14	0,35	0,68	0,16	0,12	0,36	0,40	0,27
MnO	0,10	0,05	0,07	0,09	0,10	0,10	0,16	0,10	0,08	0,19	0,10	0,11	0,06
LOI	1,9	1,3	1,9	1,1	1,2	0,9	2,6	1,1	0,6	0,9	1,0	1,1	1,6
Toplam	99,84	99,90	99,86	99,86	99,86	99,86	99,72	99,77	99,89	99,82	99,81	99,83	99,82
Norm.min.													
Kuvars	8,69	23,87	7,86	13,35	13,59	12,47	-	-	20,25	1,61	6,19	10,25	13,22
Ortoklas	17,79	20,03	15,90	18,44	21,10	19,92	6,80	0,30	17,08	1,95	7,39	11,70	8,69
Albit	35,45	33,25	42,90	32,24	30,97	30,55	27,84	72,52	36,81	42,39	35,12	37,15	32,24
Anortit	15,66	13,67	15,87	15,84	14,80	15,73	26,01	0,92	15,76	15,94	24,91	21,43	24,83
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopsit	6,80	-	4,03	5,10	4,97	5,96	9,99	-	0,62	18,45	7,61	2,91	2,99
Hipersten	6,30	3,90	5,05	8,83	8,37	9,18	4,75	7,16	5,21	8,40	10,00	8,49	11,09
Olivin	-	-	-	-	-	-	11,85	3,66	-	-	-	-	-
Magnetit	10,64	4,42	9,35	7,96	7,92	8,51	15,80	20,85	5,54	18,57	11,16	9,18	8,05
İlmenit	2,47	0,89	2,13	1,54	1,50	1,56	3,06	3,40	1,06	2,85	2,49	2,32	1,42
Apatit	0,67	0,39	0,67	0,32	0,35	0,32	0,81	1,58	0,37	0,28	0,83	0,93	0,63
Mg#	32,40	30,13	25,32	47,86	46,21	47,56	53,04	11,33	34,33	30,99	43,43	39,43	50,96

Tablo 5. 2. Çalışma bölgesine ait iz ve nadir toprak (ppm) element analizleri

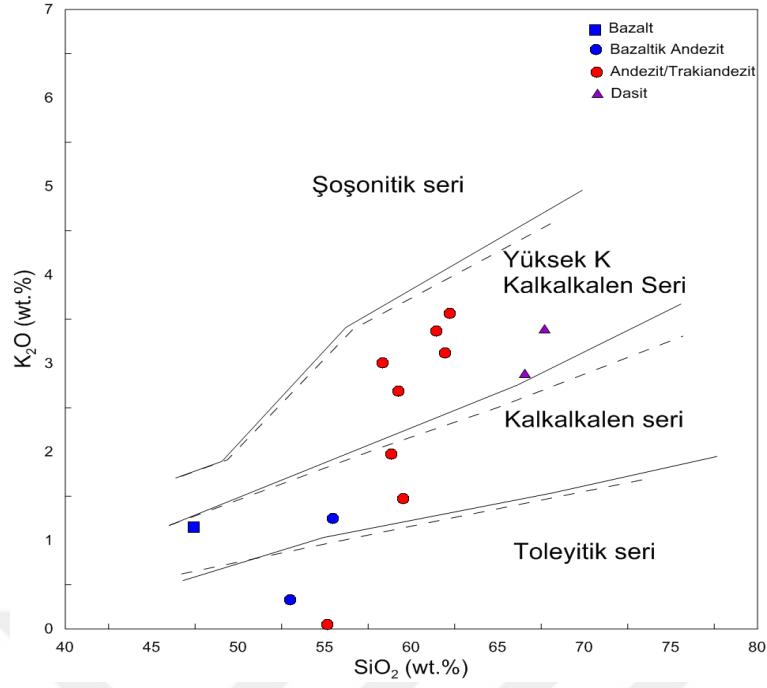
Örnek	N1	N2	N3	N7	N9	N10	N12	N15	N16	N19	N21	N22	N23
Ni	<20	<20	<20	44	39	56	143	<20	<20	<20	33	<20	93
Sc	11	5	13	12	12	13	19	17	7	33	14	11	13
Ba	320	569	374	352	339	325	133	48	514	55	266	353	363
Co	18,2	5,9	13,1	17,8	18,4	19,9	40,1	16,4	8,4	30,6	22	15,5	18,9
Cs	4	4,5	2,5	1,7	1,7	1,9	0,3	<0.1	2,7	<0.1	0,7	1,8	1
Ga	17,5	16,6	17,1	14,9	14,6	14,9	14,9	35,3	16,8	16,3	16,7	17,9	16,5
Hf	6,4	4,1	6,2	4,8	4,8	4,5	3,8	17,3	5,3	2,4	4,4	5,4	4
Nb	14,2	14,3	13,9	8,8	8,9	8,1	11,4	73,8	11,9	1,7	14	16,3	16,1
Rb	89,2	95	61,7	61,9	64,6	62,7	27,8	1,1	80,5	4,7	21,3	48,2	37,8
Sr	315,8	331	322,5	226,6	225,5	223,8	599,2	63,8	294,7	229,4	490,1	435,4	452,8
Ta	1,1	1,1	1	0,7	0,6	0,6	0,9	4,3	0,8	0,1	0,8	1,1	1,1
Th	13	12,2	8,8	16,2	16,5	15,7	1,7	8,5	10,6	0,5	6	8,3	8,5
U	4	4,2	2,7	2,9	3,2	3,1	0,6	1,6	2,9	0,1	1	2,1	1,9
V	96	48	97	86	85	90	140	31	70	330	120	93	107
W	1,7	1,2	1,1	0,7	0,7	0,7	1,3	2,7	2,2	0,9	0,9	1,6	1,5
Zr	286,6	153,8	280,4	190,2	191,3	186,5	176,1	715,1	205,1	81,3	180,8	243,6	157,8
Y	28,4	13,2	22,1	19,3	19,3	19,5	23,2	78,1	17,7	33,6	21,2	25,5	11,9
La	28,5	30	27,4	33,2	31,1	31,1	14,6	63,7	27,3	4,3	25,6	31	27,4
Ce	56,2	49,4	47,3	54,2	54,8	52,3	30,9	138,5	46,4	11	48,6	57,7	46
Pr	6,64	5,47	5,88	6,14	6,01	5,88	4,26	18,66	5,56	1,84	5,88	7,16	5,09
Nd	25,4	18,5	21,9	21,8	20,8	19,9	17,9	77,2	19,7	9,8	23,1	27,1	17,6
Sm	4,98	3,09	4,41	4	3,7	3,73	4,01	17,88	3,59	3,33	4,5	5,57	3,32
Eu	1,31	0,74	1,33	1	0,93	1,01	1,48	5,13	0,95	1,12	1,49	1,68	1,08
Gd	5,39	2,79	4,48	3,79	3,57	3,74	4,78	18,47	3,71	4,9	4,61	5,52	3,01
Tb	0,84	0,4	0,71	0,6	0,58	0,6	0,73	2,89	0,55	0,88	0,69	0,83	0,44
Dy	5,1	2,35	4,53	3,6	3,2	3,5	4,38	16,45	3,29	5,95	4,11	4,92	2,42
Ho	1,02	0,46	0,89	0,74	0,7	0,78	0,92	3,24	0,66	1,29	0,8	0,94	0,47
Er	3,08	1,44	2,59	2,24	2,06	2,25	2,57	8,92	2,01	4	2,21	2,91	1,22
Tm	0,45	0,2	0,38	0,32	0,31	0,32	0,38	1,22	0,29	0,59	0,3	0,38	0,18
Yb	2,95	1,35	2,46	2,13	1,97	2,11	2,34	7,37	1,86	3,71	2,06	2,45	1,19
Lu	0,49	0,18	0,37	0,33	0,32	0,34	0,37	1,14	0,31	0,58	0,28	0,4	0,16

Toplam alkali-silis ve $Nb/Y-Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ isimlendirme diyagramlarına bakıldığında, her iki diyagramda da örneklerin genellikle subalkali özellikte olduğu görülmektedir. Buna göre Irvine ve Baragar (1971) alkali silis diyagramında da benzer şekilde, bazalt (N12) ve trakiandezit (N15) örnekleri alkali özellik gösterirken diğer örnekler subalkali özellik gösterirler (Şekil 5.3).



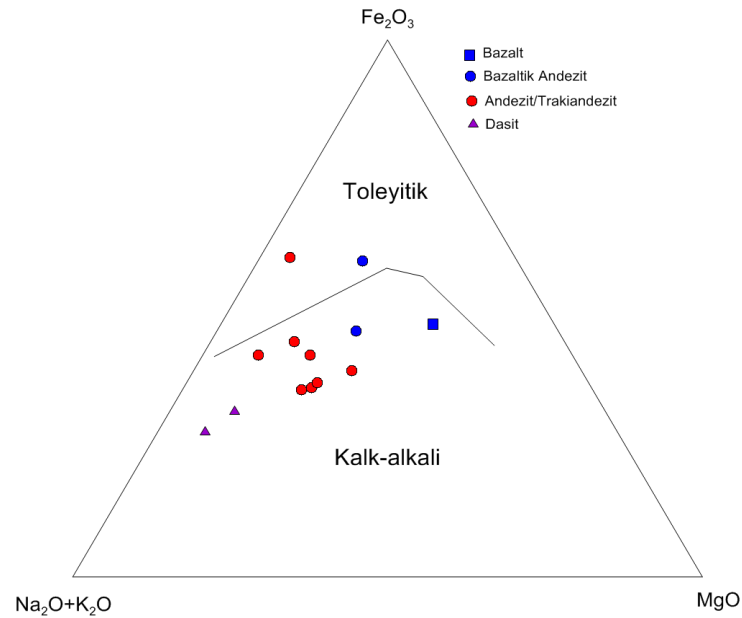
Şekil 5. 3. Toplam Alkali-Silis diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Subalkali karakterdeki örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) $K_2O - SiO_2$ diyagramındaki dağılımları (Şekil 5.4) genelde kalkalkalen özellikli olduğunu gösterir. Diyagramda toleyitik seri özelliğindeki N15 ve N19 örneklerinin dışında diğer örneklerin büyük kısmının yüksek-K'lu olmak üzere kalkalkalin özellikli olduğu görülmektedir.



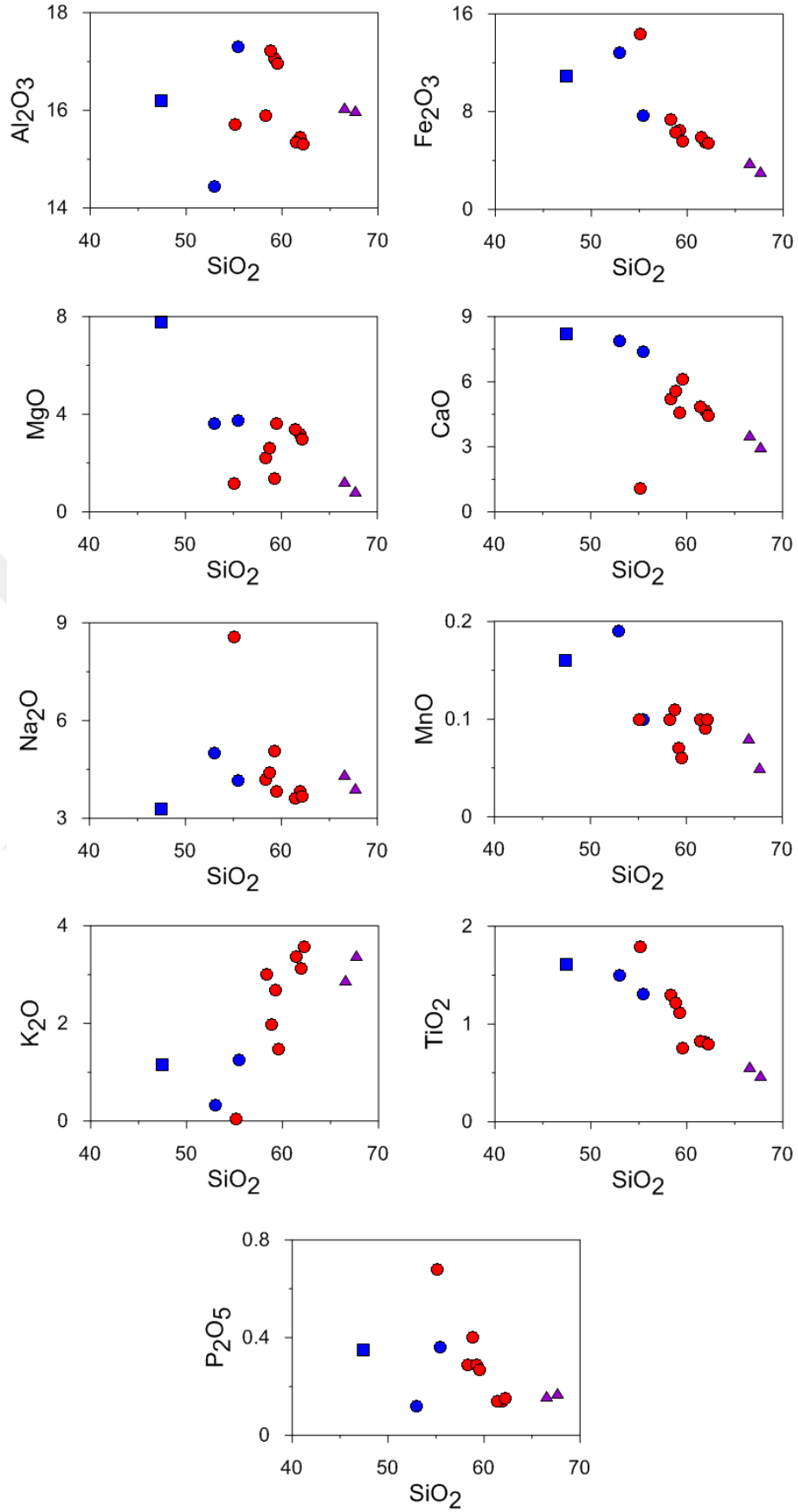
Şekil 5. 4. Çalışma bölgesine ait örneklerin SiO₂-K₂O diyagramındaki dağılımları (Peccherillo ve Taylor, 1976).

Aynı şekilde benzer örneklerin AFM (Na₂O + K₂O-Fe₂O₃-MgO) üçgen diyagramında da (Irvine ve Baragar, 1971) yine kalkalkalin alana düştükleri saptanmıştır (Şekil 5.5).



Şekil 5. 5. Çalışma bölgesine ait örneklerin AFM üçgen diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971).

Çalışma konusu volkanitlerin SiO_2 'e karşı ana ve iz element değişim diyagramları hazırlanmıştır. SiO_2 - ana element değişim diyagramlarında (Şekil 5.6), Fe_2O_3^* , CaO , MnO , TiO_2 ve P_2O_5 'de negatif bir ilişki gözlenirken, K_2O pozitif yönseme ve Al_2O_3 , Na_2O ve MgO ise düzensiz bir dağılım gösterirler. Ancak elementlerin dağılımları genel anlamda çoğunlukla iyi korelasyonlar vermektedir. SiO_2 artışıyla beraber Fe_2O_3^* ve CaO azalması önemli ölçüde plajiyoklas ve piroksen fraksiyonlaşmasını yansıtırken yine Fe_2O_3^* ve TiO_2 azalması magnetit fraksiyonlaşmasını ifade etmektedir. Ayrıca K_2O 'deki pozitif yönsemeler ve diğer elementlerdeki düzensiz dağılımlar, fraksiyonel kristalleşme süreçleriyle açıklanabilmektedir. Kristalleşmenin ilk safhalarında oluşan olivin, piroksen ve Ca-plajiyoklas ile manyetit/ilmenit gibi oksit minerallerin oluşmasıyla geriye kalan artık eriyikte CaO , MgO , Fe_2O_3 ve TiO_2 bakımından fakirleşme beklenir. Kristalleşmenin ilerleyen evrelerinde, amfibol oluşumuyla diğer elementlere ilave olarak MnO ve P_2O_5 element miktarlarının da azalması beklenir. Fraksiyonel kristalleşmenin son safhalarında oluşan Na-plajiyoklaz, mika mineralleri ve alkali feldispat minerallerine bağlı olarak Na ve K elementlerinde artış gözlenecektir. Dolayısıyla SiO_2 'nin artışıyla beraber Na_2O ve K_2O miktarlarında artışlar olağandır. Bu ana oksit elementlerinin genel dağılımları çalışma konusu volkanik kayaların oluşumunda fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin rol oynadığını desteklemektedir.

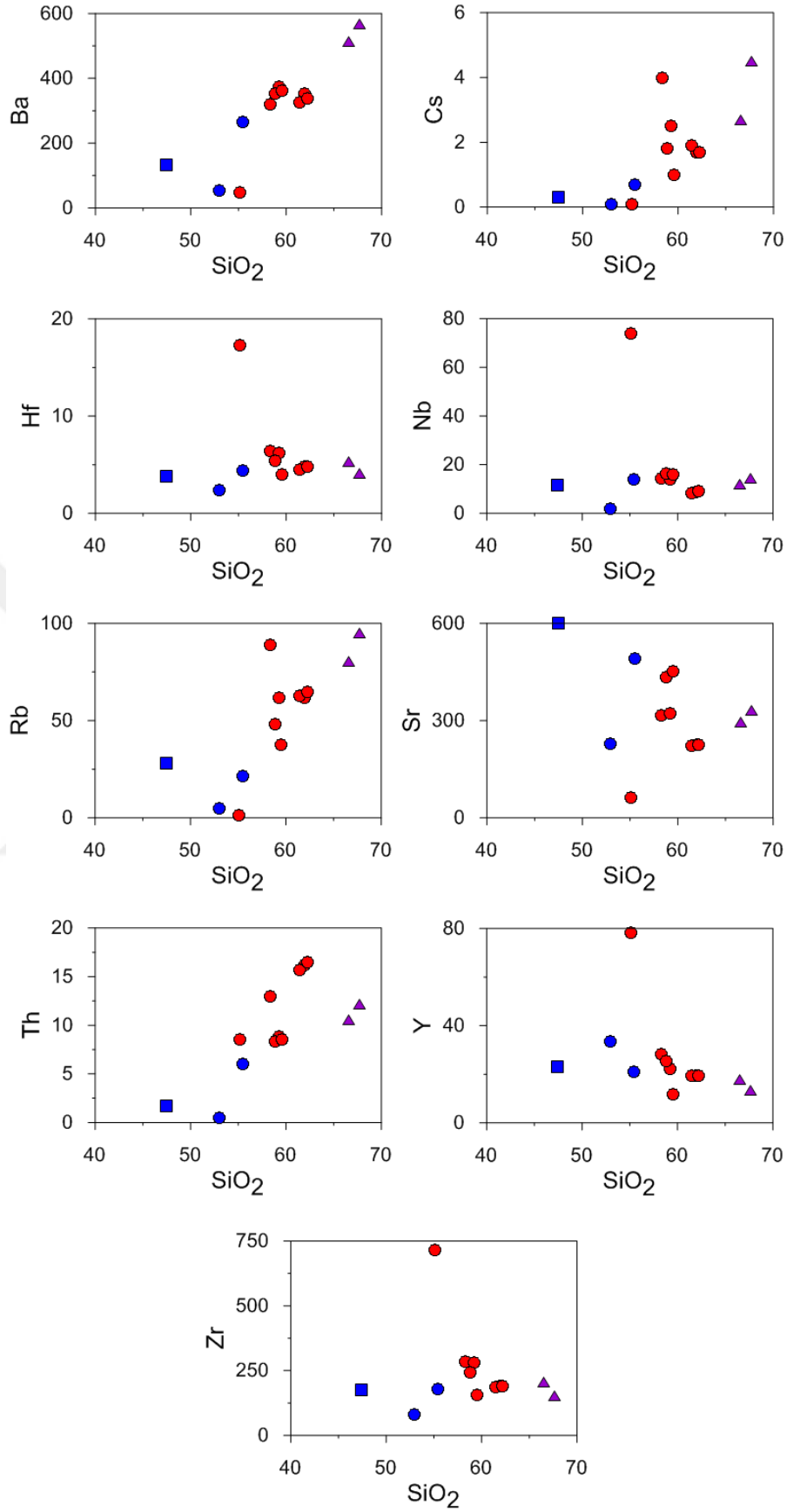


Şekil 5. 6. Ana oksitlerin SiO₂’ e göre değişimini gösteren Harker diyagramları (Harker, 1909).

SiO₂'ye karşı hazırlanan iz element değişim diyagramlarında (Şekil 5.7) Ba, Cs ve Rb gibi LIL elementler ve Th, artan Silis ile pozitif, Y negatif, Zr ve Sr ise düzensiz yönseme göstermektedir. Bilindiği gibi LIL elementlerden Rb ve Ba başlıca K elementi ile birliktelik oluşturduğundan normal kristalleşme süreci içerisinde burada gözlendiği gibi, Silis artışı ile uyumlu olması beklenir. Aynı element grubu içerisinde bulunan Cs'da iyonik yarıçapının Rb'a yakın olması nedeniyle benzer davranış sergilemesi normaldir. HFS elementlerden Th, asidik kayalarda ve ana minerallerden daha çok aksesuar minerallerde bulunurlar. Dolayısıyla örneklerimizde olduğu gibi bazik kayalarda daha az asidik olanlarda ise daha fazla olması diğer elementlerle uyumludur. Kayalardaki Th element dağılımına baktığımızda, diğer pozitif yönelim gösteren elementlerden farklı olarak, en fazla andezitik bileşimli kayalarda bulunmaktadır. Bu da aksesuar minerallerin andezitik bileşimli kayalarda daha yoğun olduğunu göstermektedir.

Artan silis miktarına bağlı olarak azalan Sr ve Y elementleri de yine normal fraksiyonlaşma süreci içerisinde beklenen davranışı gösterirler. Çünkü Sr, Ca elementi ile birliktelik oluşturduğundan, Ca'ca zengin yani bazik plajiyoklaslarda bulunduğu bazik kayalarda yoğunlaşmaları normal fraksiyonlaşmayı işaret etmektedir. Bu nedenle Sr'un negatif yönelimi beklenen sonucu vermektedir. HFS elementlerden Y ise farklı olarak NTE'ler gibi davranarak ana mineral bileşenlerinden granat ve amfibol nadiren de piroksen minerallerinin bünyesinde bulunmaktadır. Dolayısıyla Y'un daha bazik kayalardan asidik kayalara doğru azalması yukarıda verilen elementlerin davranışıyla uyumlu olarak kristalleşmenin normal sürecini işaret etmektedir.

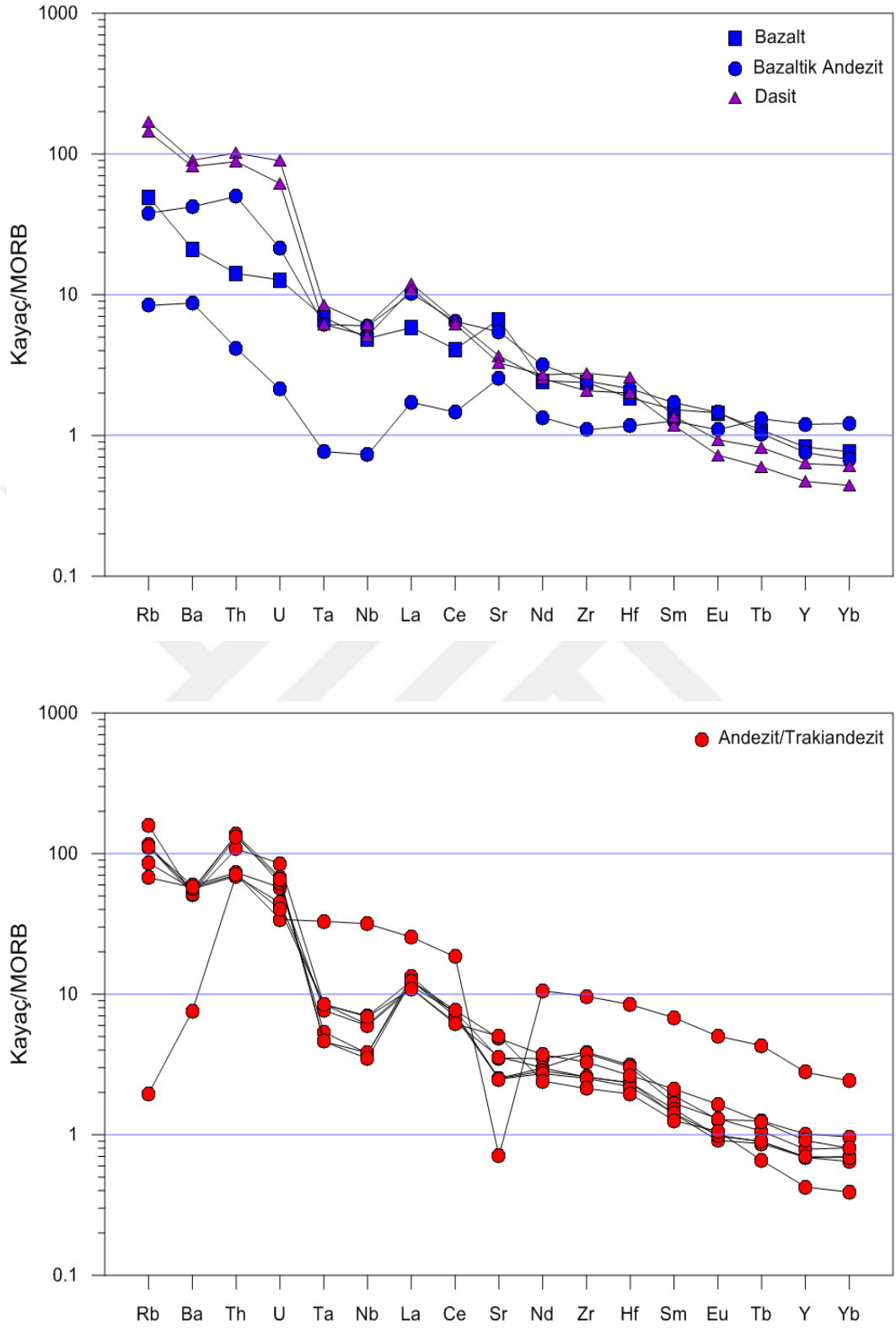
Elementlerden düzensiz dağılım gösteren Hf ve Nb benzer dağılım gösterirler. Bu elementler de diğer HFS elementleri gibi geç evrelerde zenginleşen eriyik içerisinde belirli doygunluğa ulaşmalarından sonra aksesuar minerallerini oluştururlar. İz elementlerin diyagramlardaki dağılımlarına genel olarak bakıldığında, andezit-trakiandezit bileşimli bir örneğin (N15) özellikle Y, Hf ve Nb bakımından diğer örneklerden farklı olarak yüksek değerlere sahip olduğu görülür (Şekil 5.7).



Şekil 5. 7. İz elementlerin SiO_2 ' e göre değişimini gösteren Harker diyagramları (Harker, 1909).

5.2. Çoklu Element Diyagramları

Çalışma bölgesindeki volkanik kayalar farklı tektonik ortam volkanitleriyle karşılaştırmak amacıyla MORB (Şekil 5.8) ve Kondrite (Şekil 5.9) göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları hazırlanmıştır. Buna göre örneklerin büyük çoğunluğunun MORB'a göre uyumsuz elementlerce zenginleşmiş durumda olduğu görülür. Örnekler genel olarak kendi kayaç grubu içinde uyumlu davranış göstermektedir. Ancak andezitik bileşimli N15 nolu örnek (Şekil 5.8b), tüm örneklerin element dağılımlarından farklı bir anomali göstermektedir. Örneğin çok daha düşük Rb, Ba ve negatif Sr anomalisine karşın diğer tüm elementlerce çok daha zenginleşme ile farklılık sunmaktadır. Bunun dışında hemen bütün kayaların Rb, Ba, Th ve U'ca zengin olduğu görülür. Volkanik kayalarda, LIL elementlerin yüksek olması kabuk kontaminasyonu ve magma karışımına işaret edebileceği gibi tipik aktif kıta kenarı magmatizmasının göstergesi olarak da kabul edilir (Wilson, 1989). Bilindiği gibi aktif kıta kenarlarında, dalan okyanus kabuğu, üzerinde bulunan sediman örtüsü okyanus suyuyla beraber üst mantoya girişim yapmakta ve böylece manto kamasını metamorfize etmektedir. Metamorfizmanın ilerlemesi ile dehidrasyon meydana gelmekte, bunun sonucunda da uçucu bileşen ve sıvı akışkanlar yiten dilimin üzerindeki manto kaması içine geçmektedir (Wilson, 1989). Yine hemen bütün örneklerin Nb ve Ta elementlerinde negatif anomaliler gözlenmektedir. Bu elementlerin tüketilmesi, dalma–batma zonları ve dolayısıyla kalıntı fazdaki artık minerallerdeki (ilmenit, rutil ve sfen) bulunmaları ile ilgili olduğu kabul edilmektedir (Gill, 1981; Thompson vd., 1983; Tatsumi vd., 1986; Fitton vd., 1988). Bu tür artık fazlar yani ilmenit, rutil ve sfen gibi mineralleri oluşturan kalıntı faz ile dengede bulunan eriyiklerin, yay magmatizmasının karakteristik özellikleri arasında bulunan düşük Nb, Ta ve Ti içeriklerine sahip olduğu kabul edilir (Fitton vd., 1988). Bu durum yitim zonlarında dalan levhadan gelen sulu akışkanların büyük uyumsuz elementler olan LIL (Rb, Ba, K, Sr gibi) elementleri, üstte bulunan mantoya taşınması dolayısıyla üstteki mantonun bu elementlerce zengin olması sonucu oluşur. Böylece dalma–batma olayı sırasında, litosferik manto Nb, Ta ve Ti elementleri hariç diğer bütün LIL elementler bakımından zenginleşme gösterir (Thompson vd., 1983).



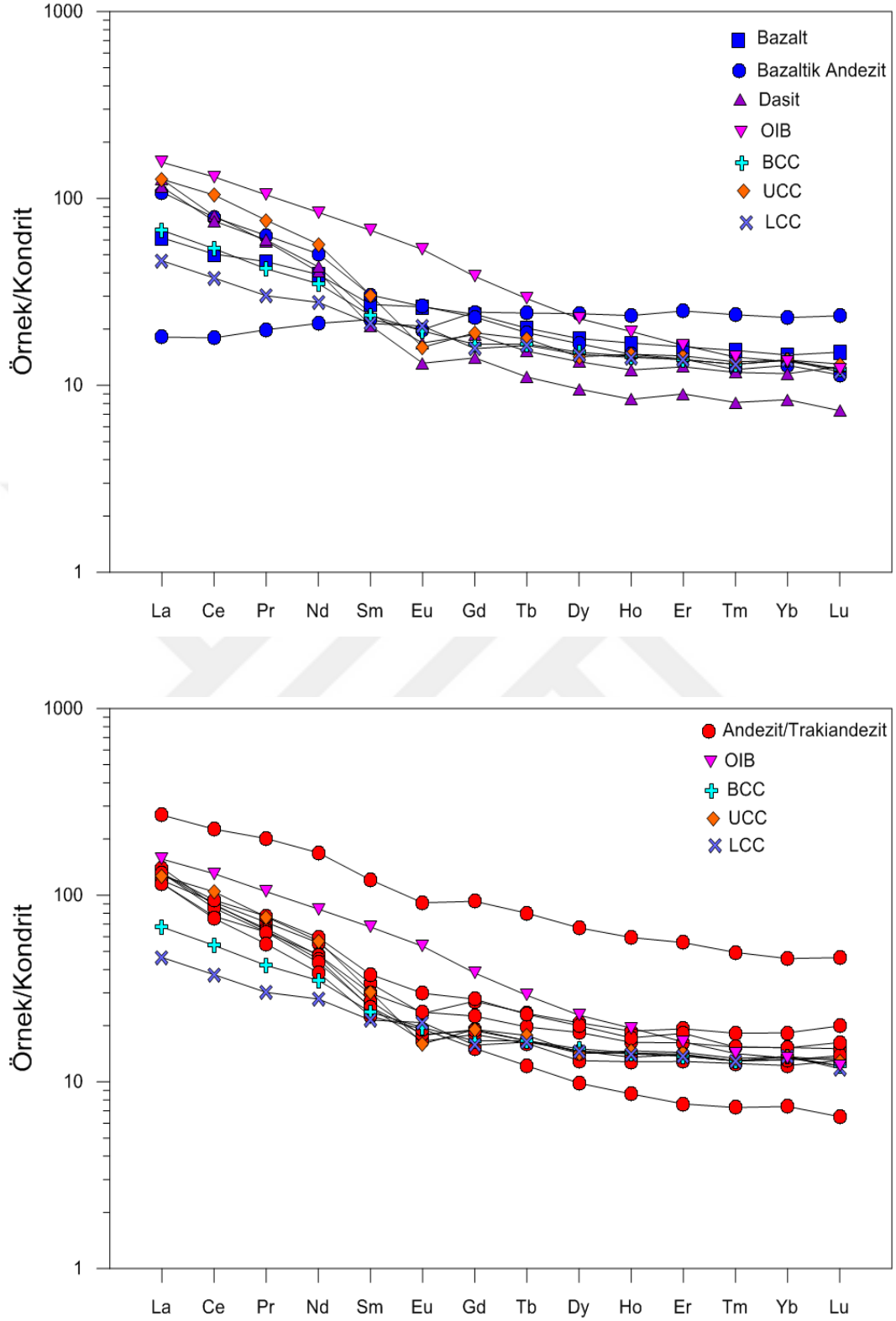
Şekil 5. 8. Çalışma konusu kayaç örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).

Kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında genel olarak tüm kayalarda benzer dağılımlar izlenmektedir (Şekil 5.9). Bilindiği gibi, NTE'lerden oluşturulan diyagramda soldan sağa doğru gidildikçe elementlerin uyumsuzluk derecesi azalmaktadır. Buna göre oluşturulan diyagramda bazaltik andezitlerden 1 örnek (N19) hariç diğer tüm örneklerde hafif nadir toprak element (HNTE) değerlerinin, ağır nadir toprak element (ANTE) değerlerine göre zenginleşmiş oldukları görülmektedir. Bu element dağılımlarına göre, magmatik farklılaşma süreçleri veya kısmi ergime sürecinin olduğunu söyleyebiliriz. Daha uyumsuz olan HNTE'lerin sıvı fazı tercih ettiği, dolayısıyla HNTE/ANTE oranlarının yüksek olmasını sağlamaktadır. Bu durum aynı zamanda magmanın zenginleşmiş bir manto kaynağından veya düşük dereceli ergimelerden oluşmuş eriyiklerden oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Diyagramlarda, N15 kodlu trakiandezit örneği ile N19 kodlu bazaltik andezit örneği farklı bir element dağılımı gösterir. N15 kodlu örnekteki farklılık sadece tüm elementlerde diğer kayaç değerlerine göre 10-80 kat arasında değişen zenginleşme şeklindedir. Diğer farklı davranış gösteren örnek olan, bazaltik andezit (N19) kayaç örneği ise farklı olarak, HNTE La'dan başlayıp Sm' a kadar gittikçe zenginleşme (diğer örneklerde tersi olmakta), daha sonra ise diğer örneklerle benzer şekilde diğerlerinden daha yüksek değerlerde ve yatay bir dağılım göstermektedir. Farklılık gösteren bu örneklerin tek olması nedeniyle bunlarla ilgili yorum yapılmasını zorlaştırmaktadır. Ancak yine de bazaltik andezit örneği için geç evre kristalleşme örneği denebilir. Bu element dağılımlarının dışında, hemen tüm kayalarda gözlenen hafif ve orta derecedeki negatif Eu anomalileri, bu kayaçları oluşturan magmanın oluşumu esnasında gelişen plajiyoklaz kristalizasyonu veya plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonlaştığı kıtasal kabuk malzemesi ile kirlenmesi olarak açıklanabilir.

Çalışma konusu volkanik kayaçların kondridite normalize değerlerinin farklı kıtasal kabuk ve OIB değerleri ile karşılaştırılmalarında (Şekil 5.9), genel olarak kabuksal değerler ile daha uyumlu olduğu görülmektedir.

Genel anlamda örneklerin çoğunun benzer desenler göstermesi bu kayaçların kökenlerinin aynı olduğunu düşündürmektedir. Ancak kayaç farklılıklarına da bağlı olarak gözlenen değişiklikler, yitimin etkisi, kaynak kayaç ve kısmi ergime derecesindeki değişikliklere, asimilasyon–fraksiyonel kristalleşme oranına, magma karışımı ve kabuksal kirlenmeye bağlı olarak gerçekleştiği düşünülebilir.



Şekil 5. 9. Çalışma konusu kayâş örneklerinin kondritte göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramı (Sun ve McDonough, 1989). OIB: Okyanus Ada Bazaltları (Sun ve McDonough, 1989), BCC: Ortalama Kıtasal Kabuk, UCC: Üst Kıtasal Kabuk, LCC: Alt Kıtasal Kabuk. Kıtasal kabuk değerleri Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır.

6. PETROJENEZ

Çalışma konusu volkanik kayaçların petrojenetik özelliklerini belirlemek için, örneklerin tüm kayaç kimyasal verileri, araştırmacılar tarafından oluşturulan petrojenetik modellemelerden yararlanarak değerlendirilmiştir. Buna göre, bu başlık altında, çalışma bölgesindeki volkanik kayaçların kökenlerini ve bu kayaçların oluşumunda hangi magmatik süreç ve/veya süreçlerin etkili olduğu belirlenmeye çalışılmıştır.

6.1. Kısmi Ergime ve Kristalleşme

Kısmi ergime modellemesi ile bir volkanik sisteme ait ürünlerin hangi tür manto kaynağından ve nasıl bir kısmi ergime türü ve derecesi ile türediği saptanabilir. Ayrıca jeokimyasal anlamda benzer ve farklı ürünler arasındaki ilişkiler ortaya konulur. Fraksiyonel kristalleşme ise magmatik kayaçların, belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediği, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı boyunca geliştiği ve meydana gelen mineral çeşitlerinin ve kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalması ile devamlı olarak değiştiği şeklinde kabul edilmektedir (Bowen, 1928). Volkanik kayaçlarda ayrışma ve kısmi ergime gibi magmatik süreçlerin etkilerini birbirinden ayırt etmek oldukça zordur. Bunun için genellikle uyumlu–uyumsuz element çiftlerinden oluşturulan diyagramlar ve ana ve iz element Harker diyagramlarındaki elementlerin davranışlarından yararlanılır. Örneğin, fraksiyonel kristalizasyonunun etkisi ile bazikten asidik bileşime kadar değişen volkanik sistem içerisinde, olivin ve klinopiroksen gibi ferromagnezyen minerallerin negatif trendleri ve bu minerallerle uyumlu olarak, sıvı içerisindeki uyumlu elementlerin (Ni, Cr vs.) bolluk oranının azalması ve uyumsuz elementlerin (Th, La ve Nd vs.) bolluk oranının artması bu fraksiyonlaşmaya işaret etmektedir.

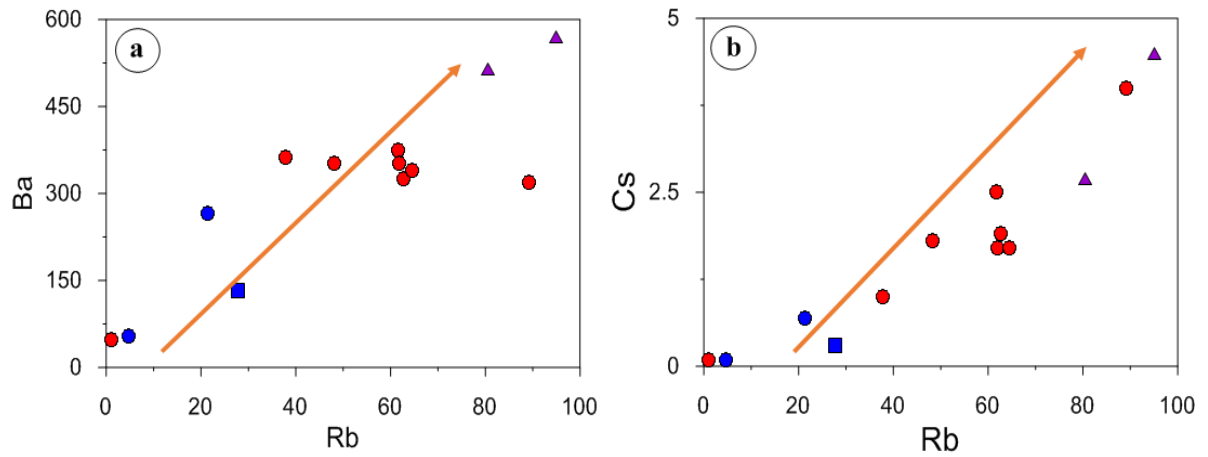
Jeokimyasal verilerde elementlerin özellikle çoklu element diyagramlarındaki dağılımları da bölgedeki volkanik sistemin petrolojisiyle ilgili veriler sunmaktadır. Örneğin LILE ve HNTe’lerdeki zenginleşmeler, dalma-batma sürecinin etkisi, kabuksal kirlenme veya kaynak bölgesindeki düşük dereceli kısmi ergimelerle açıklanabilir (Pearce vd., 1990).

Ayrıca bu diyagramlarda element konsantrasyonlarındaki değişiklikler, belirli işlemlerin sonucunda ortaya çıkan değişimlerin yönünü ve miktarını göstermesi açısından önemlidir. Örneğin Rb ve Th gibi uyumsuz elementler fraksiyonel kristalleşme modellemesinde fraksiyonlaşma indeksi olarak kullanılmıştır.

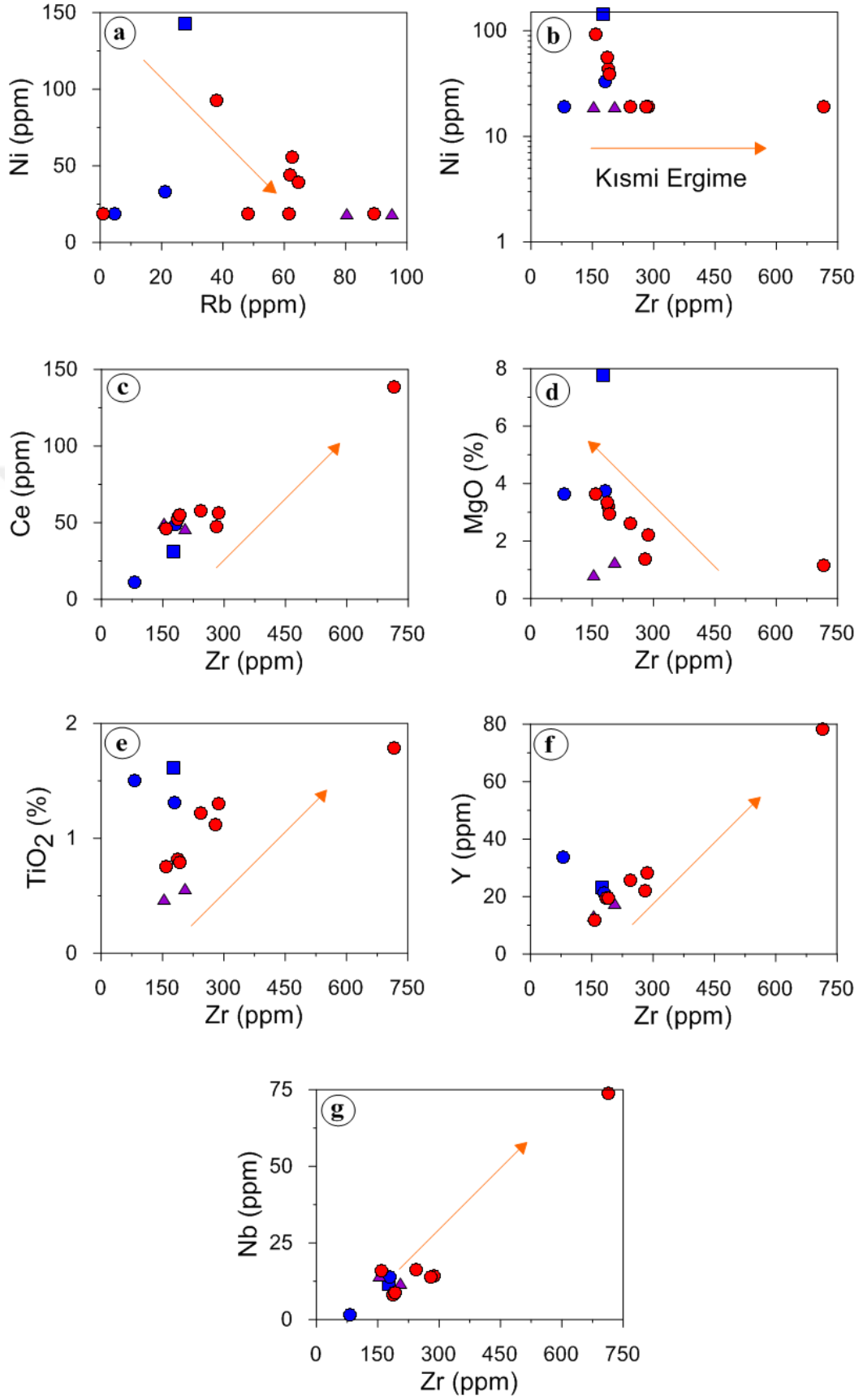
Yine örneklerde gözlemlendiği gibi yüksek LILE ve daha düşük HFSE değerleri ile HNTL zenginleşmeleri, yitim süreci ve/veya magmanın yükselimi sırasında meydana gelen kabuksal bir kirlenmeye işaret etmektedir.

Volkanik kayaların gelişiminde etken olan kısmi ergime, ayrışma, magma karışımı gibi magmatik olayların belirlenmesinde bazı ana ve iz elementlerin birlikte değişimleri sıklıkla kullanılmaktadır. Bu amaçla örneklerin ikili değişim diyagramları çizilmiştir (Şekil 6.1).

Bu diyagramlardan Rb'un Ba ve Cs'a karşı (Şekil 6.1) pozitif ve doğrusal dağılımları fraksiyonlaşmayı işaret etmektedir. Şekilde görüldüğü gibi diyagramlarda örneklerin genellikle doğrusal dağılımları fraksiyonlaşmanın asimilasyondan daha etkili olduğunu göstermektedir. Ayrıca Zr'a karşı çizilen Ni, Ce, MgO, TiO₂, Y, ve Nb diyagramlarında (Şekil 6.2) özellikle olivin olmak üzere mafik minerallerde etken olan mineral fraksiyonlaşmaları ve kısmi ergime etkisi görülmektedir.



Şekil 6. 1. Örneklerin Rb-Ba ve Rb-Cs değişim diyagramlarında dağılımları



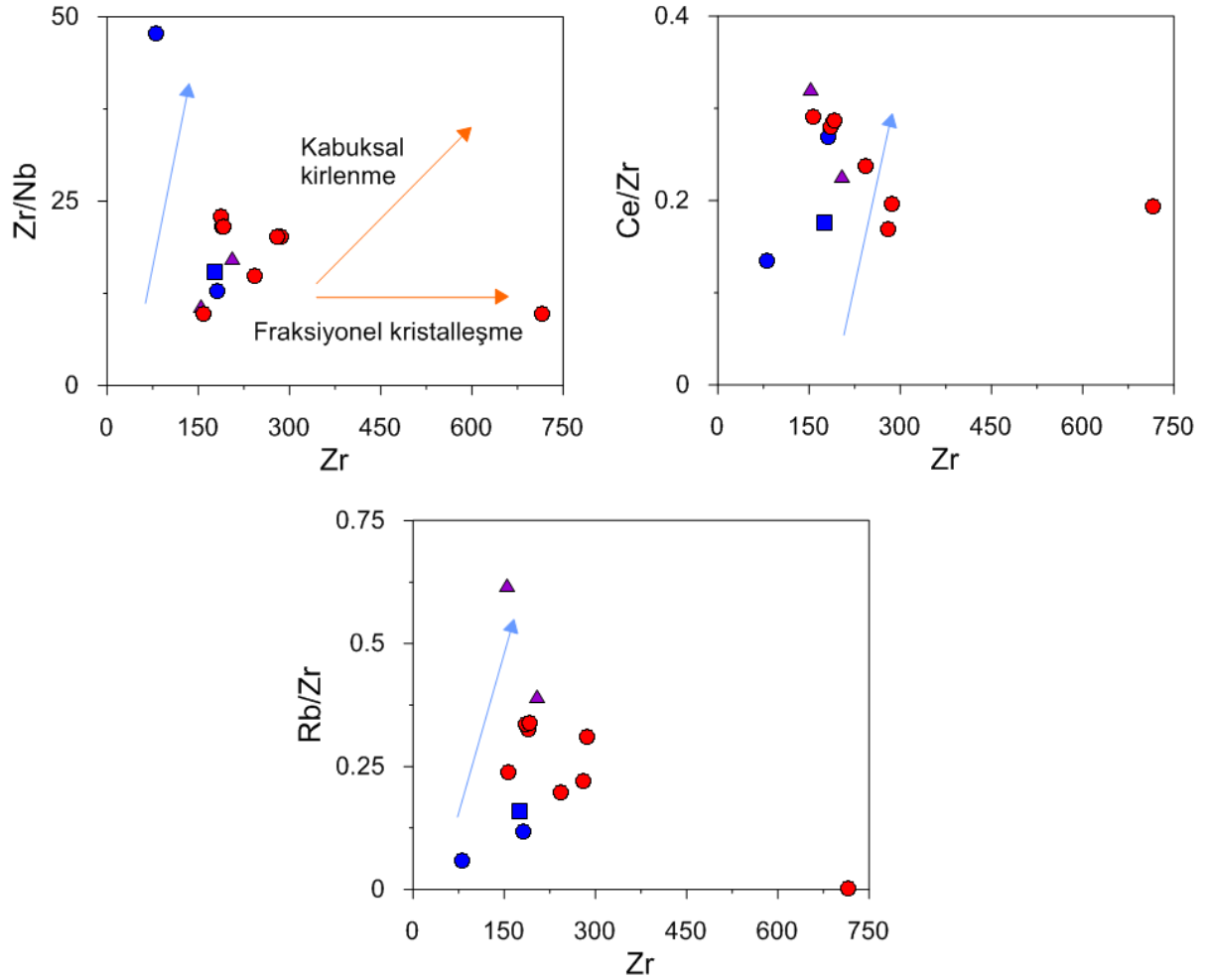
Şekil 6. 2. Çalışma konusu volkanitlerin bazı ana oksit ve iz element değişim diyagramları

6.2. Kaynak Kayaç ve Zenginleşmeler

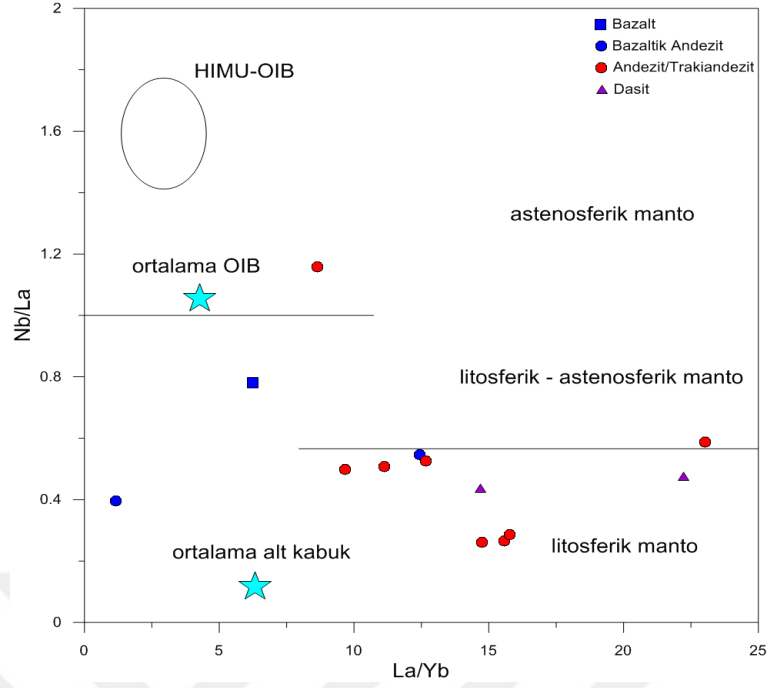
Bilindiği gibi aktif kıta kenarlarında oluşacak eriyik, ya dalan okyanus kabuğundan, ya kıtasal litosfer üzerinde bulunan kıta kabuğundan ya da manto kamasından oluşacaktır. Çalışılan volkanik kayaçların çoklu element diyagramlarının birbirine benzer özellikler sunması, bu kayaçların benzer bir kaynaktan oluştuklarını göstermektedir. Yüksek LIL element ve bunlara nazaran düşük HFS element içeriği, HNT elementlerce zenginleşme, dalma-batma süreci ve/veya yükselme sırasındaki kabuksal kirlenmeye de işaret etmektedir.

Volkanik kayaçların bu farklılaşma süreçlerinin belirlenmesinde çeşitli element oranları da kullanılmaktadır. Örneğin Zr'a karşın Zr/Nb, Ce/Zr ve Rb/Zr (Wilson, 1989) gibi iz element değişim diyagramlarında (Şekil 6.3), bu elementler arasındaki pozitif yönsemeler çalışma konusu kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristalleşme (Şekil 6.2) ile birlikte kabuksal kirlenmenin de etken olduğunu göstermektedir. Ayrıca Zr/Ba oranları litosferik kaynaklı kayaçların ayırt edilmesinde önemli rol oynamaktadır (Tablo 6.1). Düşük Zr/Ba oranı, dalma-batma ile zenginleşmiş Ba'ca zengin litosferik kaynağı temsil etmektedir (Menzies vd., 1991). Dalma-batma sürecinde Nb, Ta ve Ti elementlerinin fakirleşmesi ve kuvvetli uyumsuz element olan Ba'un eriyik içine geçmesiyle gerçekleşen zenginleşmeye bağlı olarak Zr/Ba oranı düşük değerler oluşturmaktadır. Yine tipik yay magmatizmasında Ba/Nb oranının 28'den büyük olduğu (Fitton vd., 1988), Ba/Ta oranının ise 450'den büyük olduğu kabul edilmektedir (Gill, 1981). Tablo 6.2'de Gill (1981) ve Fitton vd. (1988)'nin yay magmatizması için önerdikleri değerler görülür. Buna göre tez kapsamında çalışılan asidik kayaçların element oranları araştırmacıların önerdikleri değerler ile uyumlu olmasına karşın daha bazik örneklerin ise özellikle Ba/Ta açısından düşük değerler içerdiği görülmektedir. Şöyle ki örneklerden andezit ve trakiandezitlerin Ba/Nb oranları 21,66-40,12 arasında değişmekle birlikte, ortalama 30,27 ve dasitlerin Ba/Nb oranları ise ortalama 41,49 ile 28'den büyük olduğu, dolayısıyla yay magmatizması ile uyumlu olduğu görülür. Benzer şekilde, Huang vd. (2000), La/Nb oranının düşük olmasının kıta içi zenginleşme, yüksek olmasının dalma-batma zenginleşmesi ile oluştuğunu ileri sürerken, De Paolo ve Daley (2000), bu oranın ~%0,7 değerinde olmasının astenosferik bir kaynağı, yüksek olmasının ise litosferik bir kaynağı gösterdiğini ileri sürmüşlerdir.

Buna göre örneklerdeki La/Nb oranının, bazaltik andezitlerde ortalama 2,18, andezit ve trakiandezitlerde ortalama 2,44 ve dasitlerde ortalama 2,2 ile 0,7' den büyük olması litosferik kaynağa işaret ettiği söylenebilir (Tablo 6.1). Bu durum La/Yb-Nb/La diyagramında da (Şekil 6.4) görülmektedir. Diyagramda hemen hemen örneklerin tamamı (2 örnek hariç) düşük Nb/La element oranlarına bağlı olarak litosferik manto özelliği vermektedir.



Şekil 6. 3. Çalışma konusu volkanik kayaların Zr/Nb, Ce/Zr ve Rb/Zr iz element değişimleri (Wilson, 1989).



Şekil 6. 4. Çalışma bölgesine ait örneklerin Nb/La - La/Yb diyagramındaki dağılımı (Kaygusuz vd., 2011).
HIMU: Yüksek μ değerine (yüksek U/Pb oranına) sahip manto, OIB: Okyanus ada bazaltları

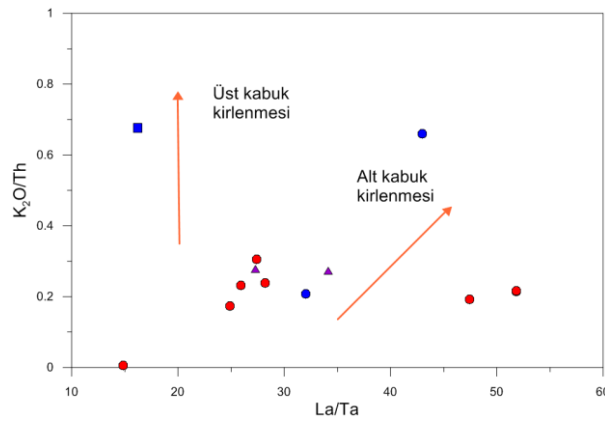
Tablo 6. 1. Çalışma bölgesine ait bazı element oranları

Örnek	N1	N2	N3	N7	N9	N10	N12	N15	N16	N19	N21	N22	N23
Zr/TiO₂	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
Nb/Y	0,50	1,08	0,63	0,46	0,46	0,42	0,49	0,94	0,67	0,05	0,66	0,64	1,35
Ba/Ta	290,9	517,3	374,0	502,9	565,0	541,7	147,8	11,2	642,5	550,0	332,5	320,9	330,0
Ba/Nb	22,54	39,79	26,91	40,00	38,09	40,12	11,67	0,65	43,19	32,35	19,00	21,66	22,55
Sm/Yb	1,69	2,29	1,79	1,88	1,88	1,77	1,71	2,43	1,93	0,90	2,18	2,27	2,79
La/Sm	5,72	9,71	6,21	8,30	8,41	8,34	3,64	3,56	7,60	1,29	5,69	5,57	8,25
Zr/Nb	20,18	10,76	20,17	21,61	21,49	23,02	15,45	9,69	17,24	47,82	12,91	14,94	9,80
Ce/Zr	0,20	0,32	0,17	0,28	0,29	0,28	0,18	0,19	0,23	0,14	0,27	0,24	0,29
Rb/Zr	0,31	0,62	0,22	0,33	0,34	0,34	0,16	0,00	0,39	0,06	0,12	0,20	0,24
Nb/La	0,50	0,48	0,51	0,27	0,29	0,26	0,78	1,16	0,44	0,40	0,55	0,53	0,59
La/Yb	9,66	22,22	11,14	15,59	15,79	14,74	6,24	8,64	14,68	1,16	12,43	12,65	23,03
K₂O/Th	0,23	0,28	0,31	0,19	0,22	0,21	0,68	0,01	0,27	0,66	0,21	0,24	0,17
La/Ta	25,91	27,27	27,40	47,43	51,83	51,83	16,22	14,81	34,13	43,00	32,00	28,18	24,91
Th/Y	0,46	0,92	0,40	0,84	0,85	0,81	0,07	0,11	0,60	0,01	0,28	0,33	0,71
Zr/Y	10,09	11,65	12,69	9,85	9,91	9,56	7,59	9,16	11,59	2,42	8,53	9,55	13,26

Tablo 6. 2. Çalışma konusu volkanik kayalarındaki Ba/Ta ve Ba/Nb oranları. Element oranları Gill, (1981) ve Fitton vd., (1988)’den alınmıştır.

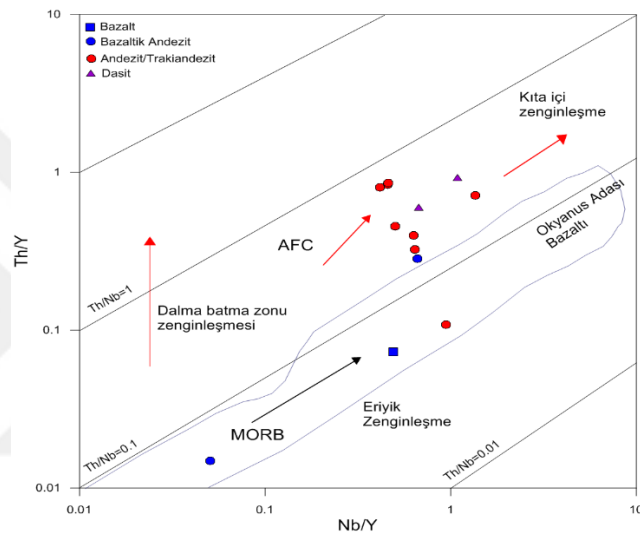
	Ba/Ta	Ba/Nb
Yay Magmatizması	>450	>28
Bazalt	147,78	11,67
Bazaltik andezitler	332,50-550,00	19,00-32,35
Andezit- Trakiandezitler	11,16-565,00	21,66-40,12
Dasitler	517,27-642,50	39,79-43,19

Magmanın kaynak kayaktan ayrı olarak bileşimini değiştiren süreçlerden birisi de magma karışması ve/veya asimilasyon süreçleridir. Magma karışması, eş yaşlı mafik - felsik magmaların homojen (magma mixing) veya heterojen karışmaları (magma mingling) şeklinde oluşmaktadır (Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Magmanın yerleşimi sırasında fiziko-kimyasal koşullara bağlı olarak yan kayalarla arasında gelişen etkileşim sonucunda oluşan değişim ise asimilasyon olarak tanımlanmaktadır. Magma karışması ve asimilasyon süreçlerinin belirlenmesinde, iz element değişim diyagramlarında hiperbolik eğilim, karakteristik özellik olarak kabul edilmektedir (Cox ve Okaes., 1984; Wilson, 1989). Wiaver ve Tarney (1981), K, Th, La ve Ta elementlerinin, kıtasal kabuğun ayırt edilmesindeki önemini vurgulayarak, K, Th ve La’nın üst kıtasal kabukta, Ta’nın ise alt kıtasal kabukta daha fazla olduğunu belirtmektedir. Bu nedenle, magmanın yukarı çıkışı sırasında meydana gelebilecek yan kayaç kirlenmesini belirlemek ve magmanın kaynağını yorumlamak amacıyla K_2O/Th ’a karşı La/Ta diyagramı çizilmiştir (Şekil 6.5). Buna göre, düşük K_2O/Th ve La/Ta oranına sahip olan örneklerin kabuksal kirlenmeden çok fazla etkilenmemiş olmasına karşı, alt kıtasal kabuğun etkisinin daha baskın olduğu görülmektedir.



Şekil 6. 5. Örneklerin K_2O/Th - La/Ta diyagramında dağılımları (Wiaver ve Tarney, 1981).

Kıtasal zenginleşmeyi göstermesi açısından Th ve Nb elementi sıklıkla kullanılmaktadır. Kıtasal kabukta Th, Nb elementine göre çok daha zengindir. Bu nedenle Th ve Nb arasındaki pozitif trend kıta içi zenginleşmeyi gösterirken, düşey trend ise dalma-batma zonu zenginleşmesini işaret etmektedir (Görmüş, 2009). Bu amaçla çalışma konusu volkanik kayaların bu elementlerin kullanıldığı diyagramda dağılımları incelenmiştir (Şekil 6.6). Diyagramda örneklerin hemen tamamının (3 örnek hariç) kıtasal zenginleşmeyi işaret ettiği görülür. Bu diyagramda farklı tektonik ortamları belirleyen Th/Nb ayırım çizgilerine göre de örneklerin kıtasal bölgede bulunduğu görülür.



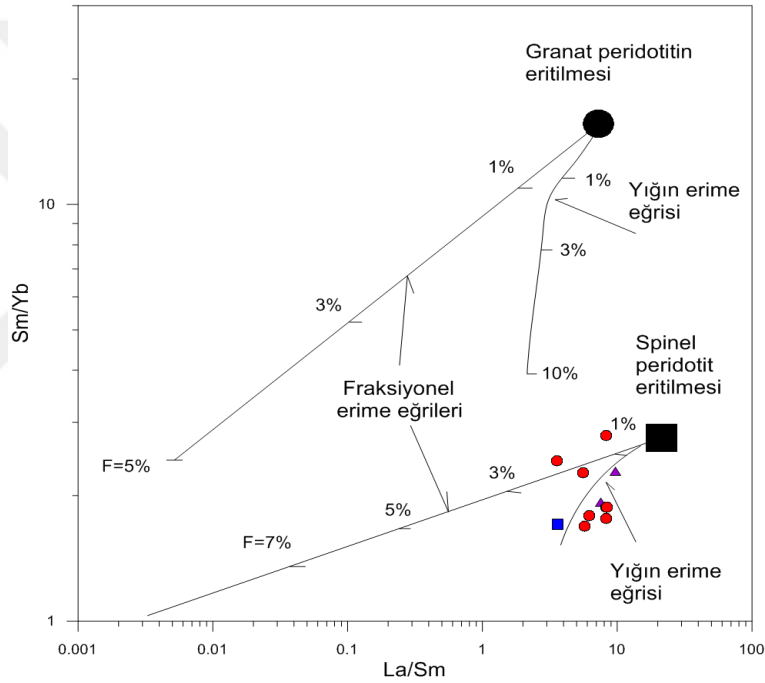
Şekil 6. 6. Örneklerin Nb/Y-Th/Y ikili değişim diyagramındaki dağılımları (Görmüş, 2009). MORB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı, AFC: Özümlenme + Ayrımlaşma (assimilation-fractional crystallization)

Y elementi, volkanik kayaların oluşumu sırasında özellikle granatın fraksiyonlaşma etkisini, Sm ise yine bu süreçte susuz ve sulu kristalizasyon topluluklarını belirlemek için kullanılmaktadır. Bu amaçla, Shaw (1970) tarafından kaynağın ve ergime modelinin belirlenmesi için oluşturulan ergime denklemlerini kullanan Keskin (2002), Erzurum-Kars bölgesindeki özellikle bazik volkanitler ($\text{SiO}_2 < 57$) için modelleme geliştirmiştir. NTE'lerden La, Sm ve Yb'nin kullanıldığı bu diyagramda örneklerin dağılımları gözlenmiştir (Şekil 6.7).

Bu diyagramlarda özellikle bazik bileşimli kayaların kullanılması, mafik özellikteki manto peridotiti ve mafik alt kabuk ortamının su içeriğinin farklı olmasıyla, farklı kısmi ergime derecelerinde, sadece bazik ve andezitik özellikte eriyikler oluşabilmesinden kaynaklanır (Wilson, 1989).

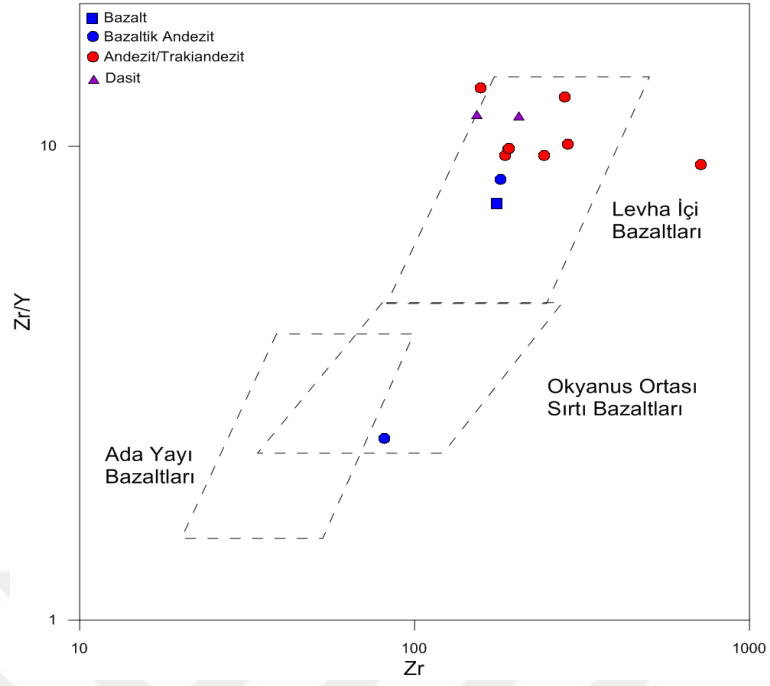
Bütün bu sonuçlar ve fraksiyonel ve yığın ergime denklemlerini gösterir diyagramda, çalışma konusu volkanitlerin, spinel-peridotit kaynak kökenli olduğu görülmektedir. Aynı zamanda çoklu element diyagramlarındaki Yb, Y gibi elementlerde negatif anomali gözlenmemesi, düşük dereceli kısmi ergimelerde bu elementleri bünyesinde tutan granat kalıntı fazının olmadığına işaret eder ve bu da örneklerin granat peridotitin kısmi ergimesiyle oluşmadığını destekler.

Bütün bu bilgiler ışığında, çalışma bölgesindeki volkanizmanın sığ derinlikteki litosferik bir kaynak olan spinel peridotitin (McDonough,1990) düşük derecelerde gerçekleşen kısmi ergimesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 6. 7. Sm/Yb - La/Sm element oranları kullanılarak geliştirilen teorik ergime eğrilerini gösterir değişim diyagramı. Keskin (2002) tarafından Shaw (1970) ergime denklemleri kullanılarak oluşturulmuştur.

Elde edilen jeokimyasal verilerin ve diyagramlardaki dağılımların yanında, magmanın tektonik ortamının belirlenmesinde, tektonik ayırım diyagramları da kullanılmıştır. Buna göre örnekleri Zr-Zr/Y (Pearce ve Norry, 1979) tektonik diyagramında değerlendirdiğimizde, örneklerin hemen tamamının (1 örnek hariç) levha içi bazalt alanında konumlandıkları görülmektedir (Şekil 6.8).



Şekil 6. 8. Örneklerin Zr-Zr/Y tektonik diyagramı (Pearce ve Norry, 1979).

7. SONUÇLAR

Doğu Anadolu bölgesinde, Erzurum ilinin G'inde, Çat ve Tekman ilçeleri arasında yüzeyleyen Palandöken Volkanitleri'nin petrografik ve jeokimyasal özelliklerini konu alan bu çalışmada, Erzurum I45 b₂-b₃-c₂ paftaları içerisinde bulunan Palandöken volkanitlerinden alınan örneklerden petrografik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla ince kesitler ve jeokimyasal analizler yaptırılmıştır. Bu çalışmalar neticesinde elde edilen önemli sonuçlar aşağıda verilmiştir.

-İnceleme alanında temel kayaları oluşturan Ü. Paleozoyik metamorfik kayalarla, Üst Kretase yaşlı plütonik ve ofiyolitik kayalar, Eosen ve Miyosen sonrası sedimanter kayalar ve Miyosen sonrası volkanik kayalar bulunmaktadır.

-Çalışma konusunu oluşturan Palandöken Volkanitleri lavlarının petrografik tanımlamalarında, bazaltlar, andezitler, trakitik kayalar ve dasit bileşiminde, tüflerin ise kristal-litik tuf bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

-Bazaltlar, mineral parajenezleri ve dokusal farklılıklar göz önüne alınarak, plajiyoklas-olivin ve piroksen içeren iri kristalli intergranüler dokulu bazaltlar, iki piroksenli bazaltlar, olivin içeren mikro/camsı porfirik dokulu bazaltlar ve hyaloporfirik dokulu bazaltlar olmak üzere 4 sınıfa ayrılmıştır.

-Andezitler, porfirik (mikrolitik + hyalomikrolitik), mikro-porfirik ve seri doku gibi değişik dokusal özellikler gösterirler. Fenokristal indeks oranı >%50 olan bu kayalarda plajiyoklas ve klinopiroksenler kayacın hem ana fenokristal fazını hem de hamur malzemesini oluşturmaktadır. Opak minerallerin yaygın olduğu bu kayaların bazı fenokristallerinde dengesizlik dokuları ve magma karışımını gösterir özellikler görülmektedir.

-Dasitlerde, fenokristal olarak plajiyoklas, amfiboller, klinopiroksen, ortopiroksen, biyotit, kuvars ve sanidin bulunmaktadır. Çok kuvvetli kırmızımsı kahverengi pleokroizma gösteren amfiboller kenarları boyunca veya tamamen opaklaşmış psödomorf olarak bulunmaktadır.

-Çalışma bölgesinde yayılım gösteren trakitik özellikteki kayalar, içerdiği mineraller, mineral oranları ve dokusal farklılıklar dikkate alınarak trakitler, trakiandezitler ve trakibazaltlar olmak üzere 3 sınıfa ayrılıp incelenmiştir. Trakitlerin en önemli karakteristiği, özellikle hamur malzemesini oluşturan mikrolitler olmak üzere tüm minerallerde yönelmenin olmasıdır.

- Jeokimyasal analiz verilerine bağı olarak belirlenen normatif mineral bileşimine göre örneklerin kuvars, ortoklas, albit, anortit, nefelin, diopsit, hipersten, olivin, magnetit, ilmenit ve apatit minerallerini içermektedir. Bu veriler tüm örneklerin petrografik sonuçlarıyla uyumluluk göstermektedir.
- Toplam alkali-silis adlandırma diyagramında bazalttan dasite kadar değişim gösteren volkanik kayaların petrografik sonuçlarla uyumlu olduğu belirlenmiştir.
- Jeokimyasal veriler örneklerin büyük kısmının yüksek-K'lu olmak üzere kalkalkalen özellikli olduğunu gösterir.
- SiO₂'e karşı ana ve iz element değişim diyagramlarında gözlenen çoğunlukla iyi korelasyonlar, volkanik kayaların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu göstermektedir.
- Zr'a karşı çizilen Zr/Nb, Ce/Zr ve Rb/Zr iz element değişim diyagramlarında görülen pozitif yönsemeler yukarıdaki sonuçlara benzer şekilde çalışma konusu volkanitlerin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme ile birlikte kabuksal kirlenmenin de etken olduğunu göstermektedir.
- Çalışma konusu volkanik kayaların kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında, genel olarak kıtasal kabuk değerleri ile daha uyumlu olduğu belirlenmiştir.
- Yine örneklerde gözleendiği gibi yüksek LILE ve daha düşük HFSE değerleri ile HNTE zenginleşmeleri, yitim süreci ve/veya magmanın yükselimi sırasında meydana gelen kabuksal bir kirlenmeye işaret etmektedir.
- Çalışma konusu örneklerin genel olarak Ba/Nb oranlarının 28'den büyük olması, Nb/La oranının ise 1.0'den küçük olması bu volkanitleri oluşturan magmatizmanın litosferik kaynaklı olduğunu göstermektedir.
- Çalışma konusu volkanik kayaların genellikle yüksek Ba/Ta ve Ba/Nb oranlarına sahip olduğu belirlenmiştir. Bu durum bu volkanitlerdeki yitim magmatizması etkisini göstermektedir.
- Benzer şekilde K₂O/Th'a karşı La/Ta diyagramında, yitim etkisiyle beraber, örneklerin kabuksal kirlenme veya kıtasal zenginleşmeden de etkilendiğini özellikle de alt kıtasal kabuğun etkisinin daha baskın olduğu görülmektedir.
- Çalışma konusu volkanik kayaların genel olarak aynı köken özellikleri gösterdiği ve bu volkanitlerin litosferik manto kaynaklı ve spinel lerzolitik bileşimli bir kayaktan oluştuğu belirlenmiştir.

-D.Anadolu sıkışma bölgesi/yığışım karmaşığı içerisinde tanımlanan volkanizma olan Palandöken volkanitlerinin, jeotektonik konum olarak levha içi bazalt özelliğinde olduğu dolayısıyla içerisinde bulunduğu volkanizma ile uyumlu olduğu görülmektedir.



KAYNAKLAR

- Acar, A., 1975.** Tortum ve Çevresinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Üzerine Bir Araştırma: Atatürk Üniversitesi, Doçentlik Tezi, Erzurum (yayınlanmamış).
- Akalın, N., 1989.** Horasan-Pasinler (Erzurum) civarındaki pomza ve diyatomit prospeksiyon çalışmaları. MTA Rap., 29.
- Akkuş, M. F., 1965.** Pasinler (Hasankale) havzasının 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü raporu. MTA Rap. No: 4037 (yayınlanmamış).
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. ve Mitchell, J.G., 2000.** Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Voicanology and Geothermal Research. 102, 67-95.
- Al-Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R., and Barazangi, M., 2003.** “Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions”, Geophysical Research Letters, this section.
- Altınlı, İ.E., 1963.** 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası-Erzurum paftası. MTA. Yay., 131.
- Arpat, E., 1965.** Ilıca-Aşkale (Erzurum) Arasındaki Sahanın ve Kuzeyinin Genel Jeolojisi-Petrol İmkânları. MTA, Rap. No. 4040, Ankara.
- Atalay, İ., 1978.** Erzurum Ovası ve Çevresinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi, Ankara.
- Aziz, A., 1971.** Erzurum I-46 b4 ve I-46 c1 paftalarının detay jeolojisi ve petrol olanakları: MTA Rap., 5222 (yayınlanmamış), Ankara.
- Baykal, F., Pamir, H.N., 1943.** Bingöl mıntıkasının jeolojik yapısı. İst. Üniv. Müh. Fak., Mec. Seri B, 8 /14, 311.
- Bayraktutan, S., 1982.** Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki sedimantolojik evrimi: Atatürk Üniv. Fen-Ed. Fak. Doktora Tezi, 282s.
- Bigazzi, G., Yeğingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. Ve Özdoğan, M., 1997.** Doğu Anadolu'daki obsidiyen içeren volkaniklerin “Fizyon Track” yöntemiyle yaş tayini. Türkiye Jeol. Bült., 40, 2, 57-72.
- Bilgin, A., 1984a.** Serçeme (Erzurum) deresi ve dolayındaki volkanitlerin jeokimyası. Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni, 5, 41-50.
- Bilgin, A., 1984b.** Serçeme (Erzurum) deresi ultramafitlerinin mineraloji ve petrografisi. Jeoloji Müh., 19, 81-87.

- Bozkuş, C., 1993.** Pasinler-Horasan (Erzurum) havzası doğusunun stratigrafisi. MTA Dergisi, 115, 43-51.
- Cox, D. R., Oakes, D., 1984.** Analysis of Survival Data. Chapman and Hall, London.
- Demirtaşlı, E., Tütüncü, K., Gedik, A., 1965.** Tekman havzasının 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası: MTA Enerji Hammadde Etüt ve Araştırma Dairesi Arşivi.
- De Paolo, D.J., Daley, E.E., 2000.** Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chem. Geol. 169, 157-185.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F., Şengör, A. M. C. (1986).** Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia: a young collision zone: In: Coward, M. P.& Ries, A.C. (eds) Collision Tectonics. Geological Society London Special Publications, 19, 3-36.
- Elmas, A., Yiğitbaş, E., 2001.** Pontid Bölgesi ve kuzeybatı Anadolu'da Sakarya Zonu, Türkiye arasındaki doğrultu atımlı tektoniği ile Ofiyolit yerleşme . Yer Bilimleri, 90, 257-269.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J.L, Notsu, K., Tokel, S. ve Di, T., 1990.** Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. MTA Derg., 110, 143-164.
- Erdoğan, T., 1972.** Erzurum-Karayazı bölgesi ve petrol imkanları (Erzurum-147c2, c3, I48d1 , d4 .):MTA Rap., 4845 (yayınlanmamış), Ankara.
- Erdoğan, T., ve Soytürk, N., 1974.** Tekman baseni jeolojisi ve hidrokarbon imkânları raporu. TPAO, Arama Grubu Başkanlığı Rap., 870, 20.
- Erentöz, C., 1949.** Hınıs 65/2 paftasının raporu: MTA, Derleme rapor no.2159 (yayınlanmamış).
- Erentöz, C., 1954.** Oltu 31/4, Kars 32/3 ve Hasankale 42/2, 1/100 000 ölçekli jeolojik paftaları. MTA Rap., 2159 (yayınlanmamış).
- Erinç, S., 1953.** Doğu Anadolu Coğrafyası, İstanbul.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. ve Leeman, W.P., 1988.** The role of lithospheric mantle in the generation of Late-Cenozoic basic magmas in the Western United States, Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue, 331-349.
- Gattinger, T. E. 1955.** Kuzeydoğu Türkiye'de Çoruh ile Erzurum Arasındaki Bölgede Yapılan Jeolojik Harita Çalışmaları Hakkında Rapor: M. T. A. Rap. No: 2955, Ankara. (yayınlanmamış).

- Gedik, A., 1985.** Tekman (Erzurum) havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, MTA Dergisi, 103/104, 1-24. Ankara.
- Gill, J.B., 1981.** Orogenic Andesites and Plate Tectonics, Springer, Berlin, 390p.
- Gök, R., Turkelli, N., Sandvol, Seber, D., and Barazangi, M., 2003.** “Sn Attenuation in the Anatolian and Iranian Plateaus and Surrounding Regions”, Geophysical Research Letters, this section.
- Görmüş, N.Y., 2009.** Boyabat yöresi (Sinop) volkanik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilim. Enst., Doktora Tezi, 236s.
- Gürbüz, K., ve Gülbaş, E., 1999.** Tortum (Erzurum) güneybatısının jeolojisi ve pliyosen yaşlı Gelinkaya formasyonunun sedimantalojisi, Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yer Bilimleri, C.16, S.1, s.39-46.
- Harker, A., 1909.** The Natural History of Igneous Rocks. Macmillan, New York.
- Havur, E., 1972.** Erzurum I-47 c1 , c2 , d2 , d3 paftalarının jeolojisi ve petrol imkanları: MTA, Derleme rapor no.4851(yayınlanmamış).
- Huang, Y., Hawkesworth, C., Smith, I., Calsteren, P., Black, P., 2000.** Geochemistry of late Cenozoic basaltic volcanism in Northland and Coromandel, New Zealand: implications for mantle enrichment processes. Chem. Geol. 164, 219-238.
- İlker, S., 1966.** Erzurum bölgesinde Erzurum I-47 c1, c4, d2, d3 paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor: MTA, Derleme rapor no.4236(yayınlanmamış).
- İnan, S., 1987.** Erzurum-Tortum arasında Dumlu fay kuşağının sistematik ve yapısal özellikleri. Cum. Üniv. Müh. Fak., Derg., Seri A, Yerbilimleri-4, 3-11.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F. and Villari, L., 1976.** Evolution of the volcanism in the area of interaction between the arabian, anatolian and iranian plates (Lake van, Eastern Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1, 103-112.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. and Villari, L., 1982.** Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey), Geochronological data and geodynamic evolution. Journal of Volcanology and Geoth. Res., 13, 223-240.
- Irvine, T. N. and Barager, W. R. A., 1971.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. Jour. Earth Scien., 8, 523-548.
- Kamanlı, A., 1975.** Sarıkamış-Pasinler civarında perlit imkânları hakkında rapor. MTA Rap., 5369 (yayınlanmamış).

- Kaygusuz, A., Aslan, Z., Siebel, W., Şen, C., 2011.** Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of post-collisional calc-alkaline volcanics in the eastern Pontides (NE Turkey). *Turkish J. Earth Sci.* 20, 137-159.
- Keskin, M., 1994.** Genesis of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey. Ph. D. Thesis, University of Durham, U.K. 82, 419-438.
- Keskin, M., 1998.** Erzurum-Kars platosunun çarpışma kökenli volkanizmasının volkanostratigrafisi ve yeni K/Ar yaş bulguları ışığında evrimi. *Kuzeydoğu Anadolu MTA Derg.* 120, 135-157.
- Keskin, M., 2002.** FC-modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers & Geosciences*, 28, 919–928.
- Keskin, M., 2003.** Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30, 8046.
- Keskin M., Genç Ş.C., Tüysüz O., 2008.** Petrology and geochemistry of postcollisional Middle Eocene Oligocene volcanic units in North Central Turkey: evidence for magma. *LITHOS*, 104, .267-305.
- Ketin, İ., 1948.** Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rund.* 36:77-83.
- Ketin, İ., 1966.** Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Derg.*, 66, 20-34.
- Kılıç, O., 2006.** Pasinler (Erzurum) Kuzeyindeki Volkanik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Koçak, A., 1988.** Jeotermal enerji. *MTA Enerji Dairesi Rap.*, 31-32.
- Koçyiğit, A., 1983.** Doğu Anadolu Bölgesinin depremselliği ve gerekli çalışmalar. *Yeryuvarı ve İnsan*, 8 (3), 25-29, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1985.** Muratbağı-Balabantaş (Horasan) arasında Çobandede fay kuşağının jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları. *C. Ü. Müh. Fak. Dergisi*, 2 (1), 17-34, Sivas.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., and Kuloshvili, S., 2001.** Neotectonic of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.

- Lahn, E., 1939.** Karasu-Çoruh arasındaki mıntıkada yapılan jeolojik araştırma: M.T.A. Rap. No: 838, Ankara.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. And Zanettin, B., 1986.** A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali – Silica Diagram, Journal of Petrology, 27, 745-750.
- McDonough, W. F., 1990.** Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle, Earth and Planetary Science Letters, 101, 1-18.
- Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M., Ingram, G., 1991.** Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. J. Geophys. Res. 96/B8, 13645e13671.
- Mercier, J., 1948.** Hınıs 65/2 paftasının raporu: MTA, Derleme rapor no. 2258 (yayınlanmamış).
- Miyashiro, A., 1978.** Nature of alkalic rock series, Contribution to Mineralogy and Petrology, 66, 91-104.
- MTA, 2002.** Türkiye'nin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O., 1999.** Tethyan sutures of northern Turkey. In The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen (In B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Seranne eds), Geological Society of London, Special Publitation, 156, 475-515.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P J., Güney, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.G., 1990.** Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, In: P.LeFort, J.A. Pearce and A. Pecher (eds); Collision Magmatism, J. Volcanol. Geotherm. Res., 44, 184 - 229.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976.** Geochemistry of Eocene Calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contribution Mineralogy Petrology, 58, 63-81.
- Pelin, S., Özsayar, T., Gedik, I. ve Tokel, S., 1980,** Pasinler (Erzurum) havzasının petrol olanakları yönünden jeolojik incelenmesi. MTA rapor no: 6748,.

- Rathur, A.Q., 1965.** Pasinler-Horasan (Erzurum) sahasına ait genel jeolojik rapor(H47-c3, c4; H48-c4, d3, d4; İ47-b1, d2, b3,b4; 148-a1, a2, b1) MTA Rap.,4168 (yayınlanmamış).
- Shaw, D.M.,1970.** Trace element fractionation during anatexis, Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237-243.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989.** Chemical isotopic systematic of oceanicbasalts: Implications for mantle compositions and processes. In: A.D. Saundersand M.J. Norry (eds) Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society ofLondon Special Publication, 42, 313-345.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981.** Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler; jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24/2, 39-50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986.** Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri: MTA Derg., 107,73-94, Ankara.
- Şengör. A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979.** Post-Colisional tectonic of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet: Tectonophysics, 55, 361-367.
- Şengör, A. M. C. 1980.** Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeol. Kur. Konferans Serisi, 40 s, Ankara.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey; A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. 1983.** Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri Özel Dizisi No: 1, Ankara.
- Şengör, A.M.C. Özeren, S., Zor, E., ve Genç, T. 2003.** “Doğu Anadolu litosfer mekaniğine yeni bir yaklaşım”. İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Kuvaterner Çalıştayı IV, 101-110.
- Tarhan, N., (1989).** Hınıs-Varto (Erzurum-Muş) Dolaylarının Jeolojisi ve Petrolojisi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Basılmamış s.92, İstanbul.
- Tarhan, N., (1991).** Hınıs-Varto-Karlıova (Erzurum-Muş-Bingöl) Dolaylarındaki Neojen Volkanitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi, MTA Derg., S:113, Ankara.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985.** The Continental Crust, Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312p.

- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986.** Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 29, 293-230.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P. and Hendry, G.L. 1983.** Continental flood basalts. arachnids rule. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds) *Continental Basalts and Mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, 158-185.
- Tokel, S., 1965.** Erzurum I16-b2 ve Tortum H46-c3 paftalarına ait jeolojik rapor. MTA Rap., 4118 (yayınlanmamış).
- Tokel, S., 1979.** Erzurum-Kars yöresinde Neojen çöküntüsüyle ilgili volkanizmanın incelenmesi. Doçentlik tezi, KTÜ, 106s (yayınlanmamış).
- Turan, Ş., 1975.** Pasinler civarındaki perlit yatakları ve 1/5000'lik detay etüdü: MTA Rap., 1-24.
- Yarbaşı, N. 2001.** Erzurum Şehir Merkezi Batı Kesiminin Geoteknik Haritalaması. Atatürk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Erzurum, Türkiye.
- Yıldırım, N., 2008.** Tekman-Pasinler (Erzurum) arasında yüzeyleyen ofiyolitik birimlerin jeolojisi ve petrografik özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Yıldırım, N. ve Parlak, O., 2008.** Tekman-Pasinler (Erzurum) arasında yüzeyleyen ofiyolitik birimlerin jeolojisi ve petrografik özellikleri. Ç.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü 18-2.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1994.** Granitoid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı. *Jeoloji Mühendisliği*, 44-45, 1-20.
- Yılmaz, Y., 1984.** Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi: Türkiye Jeol. Kur. Ketin Sempozyumu bildirileri, 63-81.
- Yılmaz, A., Terlemez, İ. ve Uysal, Ş., 1988.** Hınıs (Erzurum) dolaylarının bazı stratigrafik ve tektonik özellikleri. *MTA Derg.*, 108, 38-56.
- Yılmaz, A., Terlemez, I., (1989).** Erzurum (Güneydoğu) Sakaltutan dağı yöresinin jeolojisi MTA Rap., No:2897, Ankara.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998.** Geology of the Quaternary volcanic centres of the East Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85,173-210.
- Wiaver, B.L., Tarney, J., 1981.** Lewisian gneiss geochemistry and Archacan crustal development models. *Eart Planet. Sci. Lett.*, 51:171-180.

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis, Unwin Hyman, 466pp.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol. 20, 325-343.



ÖZGEÇMİŞ

1988 yılı Kırklareli doğumluyum. İlk, orta ve lise öğrenimimi Erzurum’da tamamladım. 2008 yılında kazandığım Atatürk Üniversitesi Oltu Meslek Yüksek Okulu İnşaat Teknikerliği Bölümünden 2010 yılında mezun oldum. Aynı yıl başladığım Atatürk Üniversitesi Oltu Yer Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü 2014 yılında bölüm ikincisi olarak tamamladım. 2015 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ana bilim dalında yüksek lisans eğitimine başladım.

