ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

135734

DOKTORA TEZİ

Taner EKİCİ

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Arguvan-Arapkir (Malatya) arasında Malatya fayı boyunca gözlenen Neojen volkaniklerinin petrolojisi

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2003

135734

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ARGUVAN-ARAPKİR (MALATYA) ARASINDA MALATYA FAYI BOYUNCA GÖZLENEN NEOJEN VOLKANİKLERİNİN PETROLOJİSİ

TANER EKİCİ

DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 11/07/2003 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği İle Kabul Edilmiştir.

İmza..... İmza..... İmza.....

Doç.Dr.Osman PARLAK Prof.Dr.Fikret İŞLER Prof.Dr.Abidin TEMEL
Danışman

İmza..... İmza.....

Doç.Dr.Musa ALPASLAN Doç.Dr.Ali UÇURUM

Bu tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Kod No: 760

Prof.Dr. Fikri AKDENİZ
Enstitü Müdürü

Bu çalışma Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı tarafından desteklenmiştir.
Proje No: FBE2002D96

ÖZ
DOKTORA TEZİ

ARGUVAN-ARAPKİR (MALATYA) ARASINDA MALATYA FAYI BOYUNCA GÖZLENEN NEOJEN VOLKANİKLERİNİN PETROLOJİSİ

TANER EKİCİ
ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
Danışman: Doç.Dr. Osman PARLAK
Yıl:2003, Sayfa:122
Jüri: Doç.Dr.Osman PARLAK
Prof.Dr.Fikret İŞLER
Prof.Dr.Abidin TEMEL
Doç.Dr.Musa ALPASLAN
Doç.Dr.Ali UÇURUM

Çalışma alanı Orta-Doğu Anadolu'da Malatya ilinin kuzeyinde yer almaktadır. Çalışma alanında Alt Miyosen'den Pliyo-Kuvaterner'e kadar değişen yaş aralığında oluşmuş litolojiler gözlenmektedir. Lav akıntıları ve piroklastiklerden oluşan volkanitler yaygın şekilde yüzeylemektedirler. Volkanik kayaçlar yaş ilişkilerine göre de iki farklı birime ayrılmışlardır. Birincisi piroklastikler ve lavlardan oluşan Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitleri ve ikinciside olivin toleyitler ve trakibazaltlardan oluşan Pliyosen yaşlı lavlardır. Olivin toleyitler bu çalışmada Arguvan bazaltı olarak isimlendirilmişlerdir.

Yamadağı volkanitleri lavlar, aglomeralar, lapilli ve tüflerden oluşmaktadır. Lav akıntıları bazaltik andezit'ten dasit'e kadar uzanan bir kayaç bileşimine sahiptirler. Yamadağı volkanitlerinde plajiyoklaz-piroksen ve plajiyoklaz-hornblend şeklinde gelişen iki farklı fraksiyonlanma yönelimi izlenir. Elek dokulu plajiyoklaz, zonlu dokulu plajiyoklazlar, ortopiroksenler tarafından mantolanmış klinopiroksenler, klinopiroksenler tarafından mantolanmış ortopiroksenler, resorbe olmuş fenokristal dokuları ve iğnemsi apatitler gibi magma karışımını belirten dengelenmiş mineral toplulukları içermektedir.

Lav akıntıları ve dayklar halinde gözlenen trakibazaltlar holokristalin-porfirik-intersertal doku gösterirler ve yaygın olarak da iddingsitleşmiş olivin fenokristalleri içerirler. Hamur ise plajiyoklaz, klinopiroksen ve opak mineral mikrolitlerinden oluşmuştur.

Lav akıntıları halinde gözlenen Arguvan bazaltı ise Pliyosen yaşlı sedimanter birimlerle ardalanmalı olarak gelişmiştir. Arguvan bazaltı düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltları olmak üzere iki birime ayrılmaktadır. Arguvan bazaltının tüm ürünleri geçiş karakterli olup, normatif mineralojik bileşimlerine göre olivin toleyit olarak isimlendirilmişlerdir. Düşük-Ti bazatlar yalnızca plajiyoklaz ve olivin mikrofenokristalleri, yüksek-Ti bazaltlar ise olivin fenokristalleri içermektedirler. Düşük ve yüksek Ti bazaltlar içerisindeki olivinler iddingsitleşmiş ve serpantinleşmişlerdir. Arguvan bazaltı içerisindeki boşluklar ise ikincil kalsit ve zeolit mineralleri tarafından doldurulmuşlardır.

Kalkalkalin karakterdeki Yamadağı volkanitlerinin eser element karakteristikleri bu volkanitlerin dalma-batma zonu ve/veya kıtasal kabuk tarafından kirletilmiş volkanitlere benzerlik göstermektedir. Eser element oran diyagramı bazaltik andezit ve dasit uç üyeleri arasında magma karışımının varlığını ileri sürmektedir. Yamadağı volkanitleri içerisndeki dasitler yaş ilişkisi ve petrografilerine göre ikiye ayrılmaktadır. Birincisi kondirite göre yapılan Zr/Nb oran diyagramında kabuksal kökeni işaret eden dasit, ikincisi ise bazaltik andezit'in fraksiyonlanma ürünü olan dasittir. K/Ar yaş tayinlerinde Yamadağı volkanitlerinin 12-15 Ma yaş aralığında olduğu anlaşılmıştır. Bu veriler magmanın litosferik delaminasyon sonucu olarak daha önceki yitim olayıyla metasomatizmaya uğramış litosferik mantodan türediğini göstermektedir.

Pliyosen yaşlı volkanitler ise kimyasal karakterlerine göre trakibazaltlar ve olivin toleyitler olarak ikiye ayrılmaktadır. Trakibazaltlar dayk ve lav akıntıları halinde gözlenirken, Arguvan bazaltı ise sedimanter birimlerle ara katklılı lavlar şeklindedir. Trakibazaltlar alkalin karakter sunarken, olivin toleyit bileşimli Arguvan bazaltı ise geçiş karakterlidir. Eser element karakteristikleri de trakibazaltların (hawaaite) okyanusal ada bazaltlarına benzediğini, Arguvan bazaltının ise zenginleştirilmiş MORB karakterli olduğunu göstermektedir. Bu lavlar doğrultu atımlı sağ yanal karakterli Malatya-Ovacık fay zonu ile ilişkilidir. Bu veriler Pliyosen yaşlı bazaltların üst mantoya kadar uzanan kırıklardan yüzeye çıktığını göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Yamadağı volkanitleri, Arguvan bazaltı, zenginleşmiş litosferik manto, magma mixing, Pliyo-Kuvaterner bazaltları.

ABSTRACT

PhD Thesis

THE PETROLOGICAL OF NEOJEN VOLCANICS MALATYA FAULT AHEAD BETWEEN ARGUVAN AND ARAPKIR (MALATYA)

TANER EKICI
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
UNIVERSITY ÇUKUROVA
Supervisor: Doç.Dr.Osman PARLAK
Year: 2003 Page: 122
Jury: Assoc.Prof.Dr. Osman PARLAK
Prof.Dr.Fikret İŞLER
Prof.Dr.Abidin TEMEL
Assoc.Prof.Dr. Musa ALPASLAN
Assoc.Prof.Dr. Ali UÇURUM

Study area takes place at the north of the Malatya province in the Central-Eastern Anatolia. Lithological units are outcroping in study area, ranging from Lower Miocene to Plio-Quaternary in age. Volcanic rocks which are composed of lava flows and pyroclastics, have extensively been seen. Volcanics have been divided into two distinct units based on their age relationships. First is Upper Miocene Yamadağı volcanics which are composed of lava flows and pyroclastics, and the second is Pliocene lava flows consisting of the trachybasalts (hawaites) and olivine tholeiites. In this study olivine tholeiites have been named as Arguvan basalt.

Yamadağı volcanics occur as lava flows, agglomerates, lapilli and tuffs. They consist of rock types ranging from basaltic andesites to dacites. They exhibit two different crystal fractionation trends which are the plagioclase-pyroxene and plagioclase-hornblende fractionations. They also show the disequilibrium mineral associations implying the magma mixing such as sieve-textured plagioclases, plagicolases with complex zonning patterns, clinopyroxene mantled by orthopyroxene, orthopyroxene mantled by clinopyroxene, resorption features on pchocrysts, and acicular apatites.

Trachybasalts occurs as dykes and lava flows. They have a holocrystalline-porphyritic-intersertal texture, and include the iddingsitizated olivine phenocrysts. Groundmass is composed of plagioclase, clinopyroxene and opaque mineral microlithes.

Arguvan basalt occurs as lava flows, can be distinguished four lava flows within the Plio-Quaternary sedimentary sequence. They were also divided into two separate units according to their Ti contents, such as low-Ti and high-Ti basalts. All basalts belonging to Arguvan basalt have a transitional character, and are named as olivine tholeeites in normative mineralogy. Low-Ti basalts only have plagioclase and olivine micrpohenocrysts, whereas high-Ti basalts have the olivine phenocrysts. Olivines in the low- and high-Ti basalts were iddingsitizated and serpentinizated, respectively. Vesicles in the Arguvan basalt are filled by secondary calcite and zeolite minerals.

Yamadağı volcanics have a calk-alkaline character, and trace element characteristics exhibit that the volcanics resemble to subduction zone volcanics and/or volcanics assimilated by continental crust. Trace element ratio diagrams show the presence of mixing between basaltic andesite and dacite end members. Presence of two different dacitic volcanics can be inferred in their petrographical and age relationships in the Yamadağı volcanics. First dacite have the chondritic Zr/Nb ratios resembling to crustal values, implying the crustal origin, and the second display the fractionation product of the basaltic andesite end member. K/Ar age determinations display that the Yamadağı volcanics have been formed at 12±0.5-15±0.5 Ma interval. These data indicate that the magma were originated from the subcontinental mantle, and metasomatized by former subduction event as a result of lithospheric delamination.

Pliocene lava flows can be separated into two categories in their chemical character, such as tyrachybasalts and olivine tholeiites. Trachybasalts occur as dykes and lava flows, whereas Arguvan basalt occurs as lava flows intercalating with sedimentary units. Trachybasalts exhibit the alkaline character whereas olivine tholeiites (Arguvan basalt) show transitional character. Trace element characteristics indicate that the trachybasalts (hawaaite) have a source like to ocean island basalt (OIB), whereas Arguvan basalt has an enriched MORB characteristics. These lava flows have close relationships to right hand strike-slip Malatya-Ovacık fault zone. Therefore, magmas have to ascent to the surface from fissures reaching to mantle beneath the continental crust during the Plio-Quaternary time.

Keywords: Yamadağı volcanics, Arguvan basalt, enriched subcontinental mantle, Magma Mixing, Plio-Quaternary basalts

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı Doktora Programı kapsamında, Sayın Doç.Dr. Osman PARLAK danışmanlığında hazırlanmıştır. Çalışmanın her aşamasında yardım ve desteğini esirgemeyen, yapıcı ve yönlendirici eleştirilerinden yararlandığım Sayın hocalarım Doç.Dr. Osman PARLAK ve Doç.Dr. Musa ALPASLAN'a (Mersin Üniversitesi-MERSİN) teşekkürü bir borç bilirim.

Bu doktora çalışması sırasında analizlerimin büyük bir çoğunluğu yurtdışında yapılmıştır. Bu yurtdışı analizlerin yapılmasında ve arazi çalışmalarına yaptıkları ekonomik katkılardan dolayı Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu (Adana) ile Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonuna (Sivas), tezimin yorumlanmasına çok büyük katkılar sağladığını düşündüğüm K/Ar yaş tayini analizlerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı Sayın Dr. Firenc MOLNAR(Atomki-MACARİSTAN) ve Sayın Dr. Zoltan PECKAY'a (Atomki-MACARİSTAN) ve hem bu analizlerin yapılmasına yardımcı olan hem de bana daima bilimsel katkı sağlayan Sayın Doç.Dr. Ali UÇURUM (Cumhuriyet Üniversitesi-SİVAS) ile yine her aşamada bana bilimsel ve manevi desteklerinden dolayı Sayın Yrd.Doç.Dr. Nazmi OTLU'ya (Cumhuriyet Üniversitesi-SİVAS), bazı ana element analizlerimin yapılmasındaki katkılarından dolayı Sayın hocam Prof.Dr. Abidin TEMEL'e (Hacettepe Üniversitesi-ANKARA) çok teşekkür ederim.

Bu doktora tezinin hazırlanması sırasında bana karşı esirgemedikleri yardımlarından ve desteklerinden dolayı Sayın dekanımız Prof.Dr.Ali ÖZTÜRK (Cumhuriyet Üniversitesi-SİVAS) ve Sayın rektör yardımcımız Prof.Dr. Orhan TATAR'a (Cumhuriyet Üniversitesi-SİVAS) çok teşekkür ederim.

Tezimin değişik aşamalarında yardımlarını gördüğüm Sayın Prof.Dr.Fikret İŞLER, Yrd.Doç.Dr.Sema YURTMEN'e, paleontolojik kesitlerin tanımlanmasındaki

katkılarından dolayı Yrd.Doç.Dr. Nazire ÖZGEN'e (Cumhuriyet Üniversitesi-SİVAS) ve stajyer öğrencilerime teşekkür ederim.

İnce kesitlerin yapımını gerçekleştiren, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü teknisyeni Ufuk KUŞ'a;

Çalışmalarım sırasında bana sağladıkları manevi katkılardan dolayı aileme de özellikle çok teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ **SAYFA NO**

ÖZ.....I
ABSTRACT.....II
TEŞEKKÜR.....III
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....V
ŞEKİLLER DİZİNİ.....VII
ÇİZELGELER DİZİNİ.....XII
1. GİRİŞ.....1
1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu.....1
1.2. Çalışmanın Amacı.....3
1.3. Önceki Çalışmalar.....3
2. MATERYAL VE METOT.....9
2.1. Arazi Çalışmaları.....9
2.2. Laboratuvar Çalışmaları.....9
2.2.1. Kırma-Öğütme.....10
2.2.2. Ana Element Analizleri.....10
2.2.3. İz ve Nadir Toprak Elementleri Analizleri.....11
2.2.4. K/Ar Yaş Tayini Analizleri.....11
3. ÇALIŞMA BULGULARI.....13
3.1. Stratigrafi-Jeokronoloji ve Tektonik.....13
3.1.1. Stratigrafi.....13
3.1.1.1. Daraphane Formasyonu.....17
3.1.1.2. Murolar Formasyonu.....19
3.1.1.3. Yamadağı Volkaniti.....19
3.1.1.4. Boztepe Formasyonu.....21
3.1.2. Jeokronoloji.....25
3.1.3. Tektonik.....26
3.2. Mineralojik-Petrografik İnceleme.....28
3.2.1. Yamadağı Volkanitleri (Üst Miyosen).....29
3.2.1.1. Bazaltik Andezit.....33

3.2.1.2. Andezit.....36
3.2.1.3. Dasit.....43
3.2.2. Pliyosen Volkanitleri.....53
3.2.2.1. Trakibazalt.....56
3.2.2.2. Arguvan Bazaltı.....58
3.2.2.2.(1). Düşük Titanyum Bazaltlar.....60
3.2.2.2.(2). Yüksek Titanyum Bazaltlar.....62
3.3. Jeokimyasal İnceleme.....64
3.3.1. Yamadağı Volkanitleri.....69
3.3.1.2. Ana ve İz elementler.....69
3.3.2. Pliyosen Volkanitleri.....82
3.3.2.1. Trakibazalt.....82
3.3.2.2. Arguvan Bazaltı.....84
4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....103
4.1. Petrojenetik Evrim ve Modelleme.....103
4.1.1. Yamadağı Volkanitleri.....103
4.1.2. Pliyosen Volkanitleri.....109
4.1.2.1. Trakibazalt.....109
4.1.2.2. Arguvan Bazaltı.....111
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....114
KAYNAKALAR.....116
ÖZGEÇMİŞ.....122

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

ŞEKİLLER DİZİNİ Sayfa No

Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.....2
Şekil 3.1. Çalışma alanının jeoloji haritası.....15
Şekil 3.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.....16
Şekil 3.3 a,b. Daraphane formasyonunun Yamadağı volkanitleri ile olan İlişkisi....18
Şekil 3.4a,b. Yamadağı volkanitlerinin görünümü.....19,20
Şekil 3.5. Yamadağı volkanitleri içerisindeki aglomeraların görünümü.....21
Şekil 3.6a, 3.6b, 3.6c. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerindeki bazaltik lavlarla silttaşı ve kiltaşlarının ardalanması.....22,23
Şekil 3.7a, 3.7b. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonunun alt kesimlerini oluşturan bazaltik lavlar içerisindeki soğan kabuğu yapısının görünümü.....24
Şekil 3.8. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerisindeki bazaltik lavların görünümü.....25
Şekil 3.9. Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkanitlerinin ve Pliyosen yaşlı volkanitlerin toplam alkali-silis (Le Maitre, 1989) diyagramındaki konumları.....28
Şekil 3.10. Bazaltik andezitlerin hamurunda gelişen devitrifikasyonun görünümü...33
Şekil 3.11. Olivin mikrofenokristallerinin kenar ve çatlaklarından itibaren gelişen iddingsitleşmeler.....34
Şekil 3.12. Bazaltik andezitlerdeki magma tarafından kemirilmiş olivin fenokristallerinin görünümü.....34
Şekil 3.13a,b. Bazaltik andezitlerdeki magma tarafından kemirilmiş olivin fenokristallerinin görünümü.....35,36
Şekil 3.14. Yamadağ volkanitine ait andezitler içerisindeki olivin ve piroksen minerallerinden oluşan mafik kümelenmelerin görünümü.....37
Şekil 3.15. Andezitlerdeki elek dokulu bir iç kısma ve onu çevreleyen temiz kenar zonuna sahip plajiyoklaz fenokristallerinin görünümü.....38
Şekil 3.16. Andezitlerde elek dokulu

plajiyoklaz fenokristallerinin görünümü.....39
Şekil 3.17. Andezitlerde hızlı soğuma sonucu oluşan iskeletsel dokunun görünümü.....39
Şekil 3.18 Andezitlerdeki enstatit bileşimli ortopiroksen fenokristallerinin görünümü.....40
Şekil 3.19. Andezitlerdeki klinopiroksenlerin ortopiroksenler tarafından mantolanmasının ve bileşimsel zonlanmanın görünümü.....41
Şekil 3.20. Andezitlerde magma etkisinde kalmış ortopiroksenlerin görünümü.....41
Şekil 3.21. Andezitlerdeki klinopiroksenlerdekik appinitik dokunun görünümü.....42
Şekil 3.22. Andezitlerdeki kersutit bileşimli amfibollerin görünümü.....43
Şekil 3.23a,b Dasit içerisinde kendisinden farklı doku ve mineralojiye sahip yuvarlağımsı biçimli yabancı parçaların (enklav) görünümü.....44,45
Şekil 3.24. Dasit içerisindeki magma etkileşimi sonucu olivin ksenokristallerinin ortopiroksenle mantolanması.....46
Şekil 3.25 Dasitler içerisinde magma tarafından kemirilmiş (resorbe edilmiş) ortopiroksenlerin görünümü.....47
Şekil 3.26. Dasitlerdeki klinopiroksenlerde gözlenen bileşimsel zonlanmanın görünümü.....47
Şekil 3.27. Dasitlerdeki kersutitlerin magma ile etkileşimi sonucu gelişen opasitleşmelerin görünümü.....48
Şekil 3.28. Dasitlerde magma ile etkileşim sonucu opak mineral ve piroksen mikrolitlerinin gelişiminin görünümü.....49
Şekil 3.29. Dasitlerdeki reaksiyon sonucu tamamen opasitleşmiş özşekilli amfibol fenokristallerinin görünümü.....49
Şekil 3.30. Dasitlerdeki hastingsit mineralinin görünümü.....50
Şekil 3.31a,b. Dasitlerdeki hastingsitlerde oluşan appinitik dokunun görünümü..50,51
Şekil 3.32.a,b. Dasitlerdeki apatit ksenokristallerinin görünümü.....52
Şekil 3.33. Trakibazaltlar içerisindeki kısmen iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin görünümü.....57

Şekil 3.34. Trakibazaltlar içerisindeki tamamen iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin görünümü.....58
Şekil 3.35a,b. Arguvan bazaltının sedimanter kayaçlarla olan ardalanmalı görünümü.....59
Şekil 3.36. Arguvan bazaltının alt seviyelerindeki yastık yapılı lavların görünümü.....60
Şekil 3.37. Arguvan bazaltı içerisindeki iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin görünümü.....61
Şekil 3.38. Arguvan bazaltı içerisindeki olivinlerdeki serpantinleşme ve zeolitlerle doldurulmuş boşlukların görünümü.....62
Şekil 3.39. Volkanojenik kumtaşları ve silttaşları ile ardalanma sunan Arguvan bazaltının görünümü.....63
Şekil 3.40. Arguvan bazaltı içerisindeki olivin fenokristallerinde gelişen serpantinleşmenin görünümü.....63
Şekil 3.41. Arguvan bazaltı içerisindeki titanojit minerallerinin görünümü.....64
Şekil 3.42. Yamadağı volkanitlerinin AFM üçgen diyagramındaki konumları.....69
Şekil 3.43. Yamadağı volkanitlerinin ana element içeriklerinin SiO_2' ye göre olan oran diyagramlarındaki konumları.....71
Şekil 3.44. Yamadağı volkanitinin CaO-MgO ve Rb-MgO değişim diyagramındaki konumları.....72
Şekil 3.45. Yamadağı volkanitlerinin iz element içeriklerinin SiO_2' ye göre olan oran diyagramlarındaki konumları.....73
Şekil 3.46. Yamadağı volkanitlerinin HFSE/HFSE-HFSE ve LILE/LILE-LILE element diyagramlarındaki konumları.....74
Şekil 3.47. Yamadağı volkanitindeki plajiyoklaz-amfibol ve plajiyoklaz-piroksen fraksiyonlanmasının logY-logRb diyagramındaki konumu.....75
Şekil 3.48. Yamadağı volkanitlerinin Kondirite göre normalize edilmiş iz element profilleri.....77

Şekil 3.49. Yamadağı volkanitlerinin Kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak elementi profilleri.....78
Şekil 3.50. Yamadağı volkanitlerinin LaN/YbN-YbN diyagramındaki konumları.....80
Şekil 3.51. Yamadağı volkanitlerinin Rb/Y-Nb/Y diyagramındaki konumları.....81
Şekil 3.52. Yamadağı volkanitlerinin Ba/Rb-K/Sr diyagramındaki konumları.....81
Şekil 3.53 a,b Pliyosen yaşlı Trakibazalt'ın Kondirite göre normalize edilmiş iz element ve nadir toprak elementleri dağılım profilleri.....83
Şekil 3.54. Trakibazaltların iz elementlere göre hazırlanan ayırtman diyagramlarındaki konumları.....84
Şekil 3.55. Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltının $Na_20+K_2O-SiO_2$ diyagramındaki konumları.....85
Şekil 3.56a,b Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltının arazi konumundaki görünümü.....86,87
Şekil 3.57. Farklı lav seviyelerine sahip olan Arguvan bazaltının ana element içeriklerinin karşılaştırılması.....88
Şekil 3.58. Arguvan bazaltının Ti/Zr-MgO'a göre değişim diyagramındaki konumları.....89
Şekil 3.59. Arguvan bazaltının iz element içerikleri ile topografik yükseklikleri arasındaki ilişkileri.....90
Şekil 3.60. Arguvan bazaltının İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz element profilleri.....92
Şekil 3.61a,b,c,d. Arguvan bazaltının İlksel mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak elementi (REE) profilleri.....93
Şekil 3.62. Arguvan bazaltındaki fraksiyonlanmanın normalize diyagramlardaki görünümleri.....94
Şekil 3.63. Arguvan bazaltının normatif plajiyoklaz-olivin-klinopiroksen

üçgen diyagramındaki konumu.....96
Şekil 3.64. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Ti/Nb-Eu/Nb diyagramındaki yönelimleri.....97
Şekil 3.65. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Zr/Y-Zr/Nb diyagramındaki yönelimleri.....97
Şekil 3.66. İlksel mantoya göre normalize edilmiş Arguvan bazaltının La/Yb-Zr/Y diyagramındaki konumları.....98
Şekil 3.67a,b. İlksel mantoya göre normalize edilmiş Arguvan bazaltının (La/Sm)N ve (Sm/Yb)N diyagramındaki konumları.....99
Şekil 3.68. Arguvan bazaltının iz element ayırtman diyagramındaki konumu.....101
Şekil 3.69. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Nb/Y-Zr/Y diyagramındaki konumları.....102
Şekil 3.70. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Nb/La-Ti/Y diyagramındaki konumları.....102
Şekil 4.1. Yamadağı volkanitlerinin log-log Ba/Nb-Ba/La diyagramındaki konumları.....105
Şekil 4.2. Yamadağı volkanitlerinin K/Y-Nb/Y diyagramındaki konumları.....107
Şekil 4.3 Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitlerinin oluşum mekanizmalarının görünümü.....113
Şekil 4.4 Pliyosen yaşlı volkanitlerin oluşum mekanizmalarının görünümü.....113

ÇİZELGELER DİZİNİ SAYFA NO

Çizelge 2.1. ACME laboratuarlarında nadir toprak elementleri (REE) için uygulanan standartlar.....11
Çizelge 3.1. Daraphane formasyonunun fosil toplulukları.....17
Çizelge 3.2. Yamadağ volkanitinden alınan kayaç örneklerinden yapılmış olan K/Ar yaş tayini sonuçları.....26
Çizelge 3.3. Yamadağ volkaniti kayaç örneklerinin mineralojik-petrografik özellikleri.....29
Çizelge 3.4. A-Bazaltik andezit, B-Andezit, C-Dasit örneklerinin ana element analizi sonuçları.....31
Çizelge 3.5. Pliyosen yaşlı volkanitlerin ayrıntılı mineralojik-petrografik özellikleri.....54
Çizelge 3.6. A-Trakibazalt, B-Bazalt örneklerinin ana element analizi sonuçları...55
Çizelge 3.7. İz elementlerin analiz sonuçları.....65
Çizelge 3.8. Yamadağı volkanitlerinden yapılmış olan nadir toprak elementleri (REE) analiz sonuçları.....67

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

Çalışma alanı Torid Tektonik kuşağı üzerindeki Anatolid levhasında (Ketin, 1966) yer almaktadır. Çalışma sahası Malatya ilinin kuzeyindeki Arguvan ilçesi ve civarında yer almakta olup 1/100.000 ölçekli Malatya K-40 paftasının a_2-a_3-b_1-b_4 nolu 1/25.000 ölçekli paftalarının bir kısmını kapsamaktadır (Şekil 1.1).

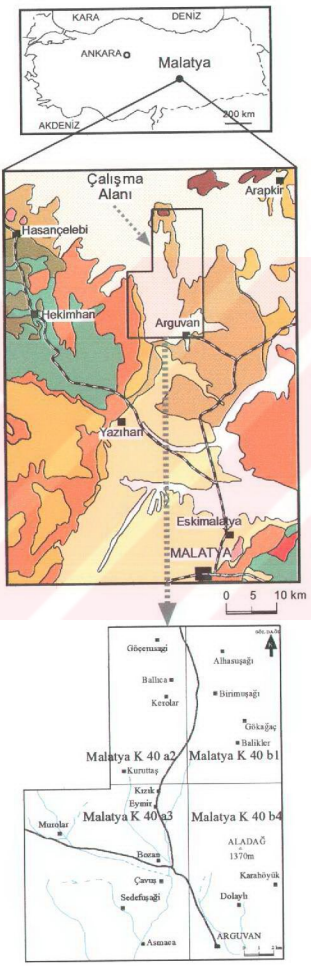
Çalışma sahası oldukça verimli topraklara sahip olup; yazın oldukça sıcak, kışın ise kar yağışlı ve karasal bir iklimi vardır. Çalışma sahası boyunca KD-GB uzanımlı olarak uzanan Malatya fayı (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Aktimur, 1979) boyunca oldukça düz ve verimli tarım alanı mevcut olup, fay alanından uzaklaştıkça sert bir topoğrafya göze çarpmaktadır.

Çalışma alanındaki başlıca yükseltiler; Düziz tepe (1441m), Aktepe (1698m), Yığma tepe (1663m), Akbel tepe (1510m), Kurtgelmez tepe (1527m), Tekkelikaya tepe (1691m), Keltepe (1498m), Soğanlıgöl tepe (1611m), Kuyugüney tepe (1691m), Karşıkoyak tepe (1672m), Göllük tepe (1722m), Şehityurdu tepe (1648m), Tilkideliği tepe (1463m), Hüyükönü tepe (1432m) bunların bir kısmını oluşturmaktadır.

Çalışma alanı devamlı akarsu bulunduran vadiler bakımından zengin olarak kabul edilebilir. Bunlardan başlıcaları Malatya fayı (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Aktimur, 1979) boyunca akan ve oldukça büyük bir akış alanına sahip olan Ulu çayı ve bunun yanı sıra daha küçük fakat çoğunlukla akar dere konumundaki Avşar dere, Sazlıçay dere, Hasar çayı, Gökağaç dere, Kızılhan dere, Söğütlü dere ve Ağabeydin dere'den oluşmaktadır.

Çalışma sahası içinde bulunan başlıca yerleşim merkezleri ise Arguvan ilçesi (Malatya) ve onun köyleri konumundaki Çoğumkavak, Asmaca, Gürcüoğlu, Türkmenoğlu, Arslanoğlu, Çöllüuşağı, Dalhançer, Sedefuşağı, Güler, Fitne, Çavuş, Bozan, Kuşu, Murolar, Akören, Eymir, Kızık, Kuruttaş, Güngören, Harabe,

Kömürlük, Kerolar, Ballıca, Göçeruşağı, Düzova, Gökağaç, Alhasuşağı ve Birimuşağı köylerinden oluşmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın başlıca amacı bölgede oldukça geniş bir yayılıma sahip olan Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkaniti ve Pliyosen yaşlı daha bazaltik lavların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristiklerinin belirlenerek bu volkanitlerin petrojenezlerinin ortaya çıkarılması ve volkanizmanın bölgenin jeodinamik evrimi içerisindeki konumunun belirlenmesi ve bu volkanitlerin bölgede KD-GB yönelimli olarak uzanan Malatya fayı (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Aktimur, 1979) ile olan ilişkilerinin ortaya çıkarılmasıdır.

Bu amaçlar doğrultusunda yaklaşık 400 km^2'lik bir alandan alınan örneklerin mineralojik-petrografik incelemeleri sonucu seçilen 114 adet kayaç örneğinden bozunmaya uğramamış olan 90 tanesinden X-ışınları flüoresans spektometresi (XRF) yöntemiyle tümkayaç kimyasal analizleri ve 39 adet kayaç örneğinin de nadir toprak elementleri analizleri (REE) yapılmıştır. Ayrıca bölgede geniş yayılımlara sahip olan Yamadağı volkanitinden volkanizmanın yaşının belirlenmesi amacı ile 5 adet kayaç örneğinden tümkayaç K/Ar yaş tayinleri yapılmıştır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Lebkuchner (1963) çalışmasında bölgedeki kayaçların iri taneli kumtaşı, konglomeratik kumtaşı, ince ve iri taneli konglomera ve volkanik tüf tortullarından ibaret olduğunu belirtmiş ve bu serinin Üst Miyosen-Pliyosen yaş aralığında, volkanik kayaçların ise Alt Miyosen yaşlı andezitik ve dasitik kayaçlar olduğunu belirtmiştir.

Altınlı (1966), bölgede Üst Miyosende gölsel fasiyesin hakim olduğunu bazalt akıntılarının ve piroklastiklerinin Üst Miyosen ile girift bir şekilde bulunduğunu, Miyo-Pliyosende andezitik ve bazaltik, Pliyosende ise bazaltik akıntıların bulunduğunu belirtmiştir.

Akkuş (1971) yapmış olduğu çalışmasında bölgede geniş bir yayılım gösteren Yamadağ volkanitlerini Pre-Lütesiyen yaşlı volkanitler olarak tanımlamıştır.

Yoldaş (1972) yapmış olduğu çalışmasında, Malatya kuzeyinin jeolojisini ve petrol olanaklarını araştırarak bölgede Paleozoyik, Mesozoyik, Senozoyik yaşlı çökellerle magmatik ve volkanik kayaçların bulunduğunu belirtmiş ve bu volkanik kayaçların yaşlıdan gence doğru trakiandezit, Haydaroğlu bazaltları, Andezit ve Göldağı bazaltları şeklinde ayırtlamıştır.

İlhan (1976) Yamadağı ve civarının andezit ve tüflerden oluştuğunu, tüflerin Malatya havzasının kuzey kesiminde Neojen ile ardalandığını, bölgedeki küçük bazalt akıntılarının gölsel Neojen ile denizel Alt ve Orta Miyoseni örttüğünü belirtmiştir.

İzdar ve Ünlü (1977) Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak bölgesindeki jeolojik incelemelerinde bölgede klastik tortullar, kireçtaşları, evaporitler ve bunun yanı sıra çeşitli kimyasal bileşimlerde denizaltı ve karasal volkanik kayaçların olduğunu belirtmişlerdir.

Aktimur (1979)'un Malatya bölgesinde 185x185 km^2'lik bir alanda uydu görüntüsü üzerinde yapmış olduğu çalışmasında, Malatya'nın güneybatısından Kemaliye'ye kadar devamlılık gösteren çizgisellik üzerinde 1/35.000 ölçekli hava fotoğrafı üzerindeki çizgiselliğin diri bir faya karşılık geldiğini gözlemlemiş ve fay'a da Malatya Fayı adını vermiştir.

Bozkaya (1991) Hekimhan ve civarında Üst Kretase yaşlı Kuzukulağı volkanitleri ile Kösehasan formasyonundaki piroklastik kayaçların ilk volkanik evreyi oluşturduğunu, tüf, aglomera ve breş'den oluşan Miyosen yaşlı Hüyük formasyonunun ise ikinci volkanik evreye karşılık geldiğini; bazalt ve andezit bileşimindeki Üst Miyosen yaşlı Karataştepe volkaniklerinin ise bölgedeki son volkanik evreyi oluşturduğunu belirtmiştir.

Uçurum (1992) Hasançelebi kuzeyinde (KB Malatya) yapmış olduğu çalışmada, temeli Hekimhan ofiyolitli karışığının oluşturduğunu, altere bazalt ve bazaltik andezit içeren Kızıltepe volkanitinin (Üst Kretase) bir ada yayı volkaniti

olduğunu ve bu birimin üzerine çörtlü ve oldukça fazla demir içerikli Akçaltepe formasyonunun (Üst Kretase) geldiğini ve bu birimleride Paleosen yaşlı Çatalkoyak siyenitinin kestiğini belirtmiştir. Bunların üzerine de Eosen yaşlı Yoncalıkoyak formasyonu ve Oligosen yaşlı Ulugüney formasyonunun geldiğini belirtmiştir. Bölgedeki volkanitlerin ise Obuz riyoliti, Kale volkaniti, Başkınık piroklastikleri ve Susuzdağ volkanitinden oluşan Yamadağ volkaniti (Miyo-Pliyosen) olduğunu ve Yamadağ volkanitinin Üst Miyosen'de Arap-Anadolu levhalarının çarpışması ile gelişen K-G yönlü sıkışma ve D-B yönlü genişleme rejimine bağlı olarak açılma çatlakları boyunca üst manto malzemesinin alt kıtasal kabuk malzemesi tarafından kirletilmesi sonucu geliştiğini belirtmiştir.

Maden Tetkik ve Arama (MTA) tarafından (1993) gerçekleştirilen bir araştırma projesinde de Üst Miyosen-Pliyosen serileri Yamadağ formasyonu olarak adlandırılmış ve volkanik seviyelerde andezitik-bazaltik aglomera, andezit ve bazalt olarak ayırtlanmıştır

Yılmaz ve diğerleri (1993) tarafından Malatya'nın kuzeyinde ve batısında yaklaşık 80 km^2'lik bir alanda Üst Kretase'den Tersiyer'e kadar dağılım sunan magmatik kayaçların bulunduğu belirtilmiş ve bunların Maastrihtiyen yaşlı Bahçedam volkanikleri, Paleosen yaşlı Hasançelebi plütonu ve Neojen yaşlı Yamadağ volkanitleri oldukları belirtilmiştir. Neojen yaşlı Yamadağ volkanitleri de kendi içerisinde alttan üste doğru Karadağ volkanitleri, Leylekdağ volkanitleri ve Koçasar volkanitleri olarak ayırmışlardır. Bahçedam volkanitlerinin tefritik basanit, bazalt, trakibazalt ve bazaltik trakiandezit bileşimli ve alkalin karakterli kayaçlar oldukları belirtilmiştir. Diğer eser element diyagramlarında ise yay ve plaka içi kökenli karakter sundukları belirtilmiş, okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) göre normalize edilmiş diyagramlarda K, Rb, Ba, Th ve Nb gibi uyumsuz elementlerde zenginleşme, Zr'da çok hafif zenginleşme ve Sr, P ve Ti elementlerinde ise tüketilme gözlenmiştir. Karadağ volkanitlerinin ise yaygın olarak alkalin karakterli trakiandezitler, Leylekdağ ve Koçasar volkanitlerinin ise yaygın olarak

kalkalkalin karakterli andezitik kayaçlar olduğu belirlenmiştir. Ayrıca Leylekdağ ve Koçasar volkanitlerinin çarpışmayla ilişkili ürünler olduğu ileri sürülmüştür.

Notsu ve diğerleri (1995) Orta ve Doğu Anadolu'da Neojen'den Kuvaternere'e kadar yaş aralığındaki volkanizmanın kıtasal çarpışmayla ilişkili olduğunu, ana ve eser element analizleri, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve K-Ar yaş tayinleri ile de bunu saptamışlardır.

Alpaslan ve Terzioğlu (1996) Arguvan yöresindeki Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkanitlerin jeokimyasal incelenmeleri sonucunda ana element verilerinde Üst Miyosen yaşlı volkaniklerin geçiş ve subalkalin karakterde, Pliyosen yaşlı volkaniklerin ise geçiş ve alkalin karakterde olduklarını belirtmiş; iz element verilerinde ise Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin geçiş karakterinde, Pliyosen yaşlı volkanitlerin ise alkalin karakterde olduklarını belirtmişlerdir. Büyük iyon yarıçaplı (LIL) (Ba, Rb, Sr, K, Th) ve kalıcılığı yüksek (HFS) elementlerde (Nb, Zr, Ti) gözlenen zenginleşme volkanitlerin oluşumunda bu elementlerce zenginleşmiş bir manto kökenini veya kabuksal bulaşmaya işaret ettiği, K/Rb-Rb ve Y-Rb değişim diyagramlarının Üst Miyosen volkanitlerinin evriminde kabuksal bulaşma-fraksiyonel kristalleşme (AFC) sürecinin, Pliyosen volkanitlerinde ise fraksiyonel kristalleşme sürecinin varlığını gösterdiği belirtilmiştir.

Ana ve iz element jeokimyası ile Doğu Anadolu'nun çarpışması sonrası tektonik evrim birlikte değerlendirilmiş ve Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin manto kökenli eriyiğin kalınlaşan kıtasal kabuk tarafından kontaminasyona uğratıldığı, Pliyosen volkaniklerin ise kabuksal bulaşmaya az veya hiç uğramadan yüzeye çıktığı ileri sürülmüştür.

Keskin ve diğerlerinin (1998) çalışmasında, Doğu Anadolu bölgesinde Orta Miyosen'den Pliyosen'e kadar olan volkanizmanın çarpışmayla ilişkili olduğu belirtilmiş ve yapılmış birçok K/Ar yaş tayini sonuçları ile de bu desteklenmiştir. Erzurum-Kars platosundaki volkanik ürünlerin bazalttan riyolite kadar uzanan bir bileşim sunduğu belirlenmiş ve bölgedeki volkanik aktivitenin de üç aşamada oluştuğu öne sürülmüştür. İlk faz 11 milyon yıldan 6 milyon yıla kadar uzanan

aralığı karakterize eden mafik'den ortaç'a kadar uzanan lavlar ve asidik piroklastik kayaçlar, orta faz ise 6-5 milyon yıl yaş aralığındaki andezitik-dasitik kayaçlar, en son faz ise 5-2.7 milyon yıl yaşına sahip palto bazaltları, bazaltik andezitler ve felsik domlardan oluşan lavlar olarak belirtilmiştir.

Doğu Anadolu'nun şekillenmesinde önemli bir çok plaka içi fay sistemi bulunduğu Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından belirtilmiştir. Bunların Tuz gölü fay zonu (Lake Salt Fault Zone, LSFZ), Salanda fayı (SF), Orta Anadolu fay zonu (Central Anatolian Fault Zone, CAFZ), Göksu-Yazyurdu fay zonu (GYFZ) ve Malatya-Ovacık fay zonu (MOFZ) olduğu belirtilmiştir. Ayrıca bunların Anadolu plakasını sınırlayan faylardan daha genç ve daha az hareketli oldukları belirtilmiştir.

Yalçın ve diğerleri (1998) Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkaniklerinin bazaltik trakiandezit, trakiandezit, andezit ve dasitten oluştuğunu belirtmektedirler. Bu lavların ana ve eser element jeokimyasal çalışmalarında baskın olarak kalkalkalin ve daha az oranda ise alkalin karakter sunduğunu, ortaçtan asidik bileşime doğru bir bileşim sunduğunu belirtmişlerdir. Volkanik kayaçların nadir toprak elementleri (REE) ve eser element dağılım diyagramlarında tipik olarak kıta içi magmatiklerine benzerlik sunduğu belirlenmiş ve bu volkanik kayaçların düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranları ile çoğunlukla manto kökenli oldukları izotop dağılım diyagramlarında belirlenmiştir. Bu çizgisel korelasyonlarla $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$, SiO_2-$^{87}Sr/^{86}Sr$ ve SiO_2-$^{143}Nd/^{144}Nd$ izotop oranları ile fraksiyonel kristalleşme belirlenmiş ve az miktarda kirlenme ile bu volkanitlerin önemli bir çarpışma zonu ürünü oldukları saptanmıştır.

Bölgede yapılmış olan en son çalışmada Westaway ve Arger (2001) bölgede bazaltik ve andezitik karakter sunan Geç Kretase yaşlı Bahçedam volkanitleri ile Orta Miyosen yaşlı Yamadağ volkanitlerinin bulunduğunu, bunlardan Bahçedam volkaniklerinin 76-65 milyon yıl yaşlı olduğunu, Yamadağ volkanitlerinin ise 18.7±0.5, 16.8±0.5 ve 14.1±0.4 milyon yıl yaşlı olduklarını saptamışlardır. Ayrıca, Westaway ve Arger Malatya-Ovacık fay zonunda yapmış oldukları gözlemlerde

Malatya fayı'nın son 3-5 milyon yıl öncesine kadar aktif bir fay iken, günümüzde bu fayın aktif bir fay olmadığını ileri sürmektedir.

2. MATERYAL VE METOT

Arguvan-Arapkir (Malatya) arasında Malatya Fayı (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Aktimur, 1979) boyunca gözlenen Neojen yaşlı volkanitlerin petrolojisinin incelenmesinin amaçlandığı bu doktora tez çalışması kapsamında arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki ayrı çalışma yürütülmüştür.

2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları ile Malatya K-40 (1/100.000 ölçekli) paftasına ait olan a_2-a_3-b_1-b_4 nolu (1/25.000 ölçekli) paftaları içerisinde kalan alanda saha jeolojisi çalışması yapılmıştır. Bu çalışma sırasında bölgede yüzeylenen litolojilerin birbirleriyle ilişkisi tanımlanmış ve volkanitlerden sistematik olarak örnekler alınmıştır. Volkanik litolojilerin adlandırılmasında Norman ve diğ. (1986) tarafından önerilen litodem birimleri adlandırma kuralları gereğince yapılmıştır.

2.2. Labaratuvar Çalışmaları

Araziden toplanan 114 adet kayaç örneğinin 110 tanesinin petrografik, 4 tanesinin paleontolojik ince kesitleri yapılmıştır. İnce kesitlerin mineralojik-petrografik incelenmeleri, alttan aydınlatmalı Nikon Labophot-Pol tipi binoküler araştırma mikroskobunda Moorhouse (1969), Erkan (1972, 1994a), MacKenzie ve Guilford (1980), Yardley ve diğ., (1990) tarafından tanımlanan ölçütlere göre gerçekleştirilmiştir. Yapılan bu mikroskobik incelemeler sonucunda temiz olan örneklerden 79 tanesinin tümkayaç ana ve eser element analizleri İsviçre'nin Zürih kentinde 11 adet örneğin ana element analizleri ise Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm laboratuarlarında yapılmıştır. Ayrıca 39 adet (11 tanesi İsviçre'de, 28 tanesi de Kanada'da) kayaç örneğinin de nadir toprak elementleri (REE) analizleri yaptırılmıştır. Bu kayaç örneklerinden alterasyona uğramamış

olanlarından seçilen 5 tanesinin tümkayaç K/Ar yaş tayinleride (ATOMKI) Macaristan'da yaptırılmıştır. Böylece bölgenin stratigrafisi, petrolojisi, ve jeodinamik evriminin açıklanması daha kolaylıkla gerçekleşmiştir.

2.2.1. Kırma-Öğütme

Jeokimyasal yöntemlerle incelenecek olan kayaç örnekleri, öncelikle, kırma-öğütme-eleme laboratuarında Fritisch marka çeneli kırıcı ile 0.5 cm'den daha küçük tane boyuna getirilmiştir. Daha sonra silikon-karbid havanlı titreşimli değirmen (vibrating mill) ile 200 mesh elek altına geçebilecek tane boyu (pudra) elde edilinceye kadar öğütülmüştür.

2.2.2. Ana Element Analizleri

Ana element analizlerinin 79 tanesi İsviçre'nin Zürih kentindeki Lausanne Üniversitesinde 1150°C'de altın platinium eritme kabında toz örnek üzerine 1/5 oranında $Li_2B_4O_7$ eklenip bir %95Pt ve %5 Au dan yapılmış platin krozede eritilen örnekler XRF spektrometresi ile analiz edilmiştir.

11 adet kayaç örneğinin ana element analizleri ise Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü X-ışınları Floresans laboratuarlarında PHILIPS PW1480 model X-ışınları Floresans spektrometresinde gerçekleştirilmiştir. Major element analizleri, öğütülmüş ve bir gece de 110°C'de etüvlenmiş 0.75 g örneğin, 4.5 g Lityum tetra borat ($Li_2B_4O_7$) karıştırılıp, 1050 °C'de eritilmesiyle elde edilen inci tabletler üzerinden saptanmıştır.

2.2.3. İz ve Nadir Toprak Elementleri Analizleri

Bu çalışmada kullanılan kayaç örneklerinin iz element analizleri, yaklaşık 9 g öğütülmüş örneğin alüminyum bir kapsül içerisinde 20 tonluk yük altında preslenmesiyle elde edilen pastiller üzerinden gerçekleştirilmiştir. İsviçre'de Lausanne Üniversitesinde 1150°C'de altın platinium eritme kabında toz örnek üzerine 1/5 oranında $Li_2B_4O_7$ eklenip bir %95Pt ve %5 Au dan yapılmış platin krozede eritilen örnekler XRF spektrometresi ile analiz edilmiştir.

Bazı örneklerin iz ve nadir toprak elementi analizleri ise fusion-ICP-MS yöntemiyle Acme Lab (Kanada)'da belirlenmiştir. Bu örneklerin REE içerikleri ise hazırlanan çözeltilerden ICP'de saptanmıştır.

ACME laboratuarlarında yaptırılan 28 adet (Tablo'daki ilk 28 örnek) örneğe ait standartlarda çizelge 2.1'de verilmiştir.

Örnek	La	Y	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm	ppm
DS4	15.9	7.72	28.9	3.65	12.65	2.51	0.53	2.20	0.30	1.66	0.28	0.80	0.12	0.74	0.10

Çizelge 2.1 ACME laboratuarlarında nadir toprak elementleri (REE) için uygulanan standartlar.

2.2.4. K/Ar Yaş Tayini Analizleri

K/Ar yaş tayini ölçümleri Debrecen'deki (Macaristan) Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences (ATOMKI)'de yapılmıştır. İlk önce örnekler 0.3-0.1 mm aralığında kırılmıştır. Yıkanmış örnekler K ve Ar determinasyonlarında kullanılmak üzere ikiye ayrılmıştır.

K determinasyonu için ayrılan örnek tamamen toz haline getirilmiş, kullanılan 50 gr örneğe HF asidi eklenmiş ve birkaç damlada H_2SO_4, HNO_3 ve $HClO_4$ eklenmiştir. Sonuçta örnek 3n HCl içinde eritilmiş, 50 ml 0.1n HCl içinde de kurutularak buharlaştırılmıştır. Daha sonra uygun oranda sulandırılan örnekte, bilinmeyen K konsantrasyonu için, Na tampon ve içsel Li standardı kullanılarak ateş

fotogometrisi ile potasyum belirlenmiştir. Ar ölçümleri için kullanılan Ar çıkarma çizgisi ve kütle spektometresinin her ikisi de ATOMKI'de yapılmış ve dizayn edilmiştir. Kayaç yüksek ısılı indüksiyon altında diğer gazlardan arındırılmış ve Ar gazını aktarmak ve temizlemek içinde yaygın olarak kullanılan materyaller (titanium sünger, SAES St707 tipi haplar ve soğuk kapanlar) kullanılmıştır. Diğer zararlı gazların atılması yapılmadan önce borudaki gazdan ^{38}Ar spike'ları tanımlanmıştır. Kütle spektometresi 150 mm yarıçapında 90°'lik manyetik sektör tipinde ve statik mode'da çalıştırılmıştır. Ar spektromunun değerlendirilmesi ve kayıt işlemleri bir mikro bilgisayar ile kontrol edilmiştir.

Analizlerin kalibrasyonu ve kontrolu için atmosferik Ar standartları olarak Asia 1/65, HD-B1, LP-6 ve GL-O kullanılmıştır (Odin et.al., 1982; Balogh, 1985). K/Ar yaş hesaplamalarında ise Steiger ve Jager (1977) hesaplamaları dikkate alınmıştır.

3. ÇALIŞMA BULGULARI

3.1. Stratigrafi-Jeokronoloji ve Tektonik

Çalışma sahası içerisinde gözlenen birimler alttan üste doğru Alt Miyosen yaşlı Daraphane formasyonu, Üst Miyosen yaşlı Murolar formasyonu, Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkaniti, Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu ve onu da üzerleyen Kuvaterner alüvyon ile son bulmaktadır. Çalışma sahası içerisinde KD-GB yönelimli olarak da Malatya Fayı uzanmaktadır(Şekil 3.1).

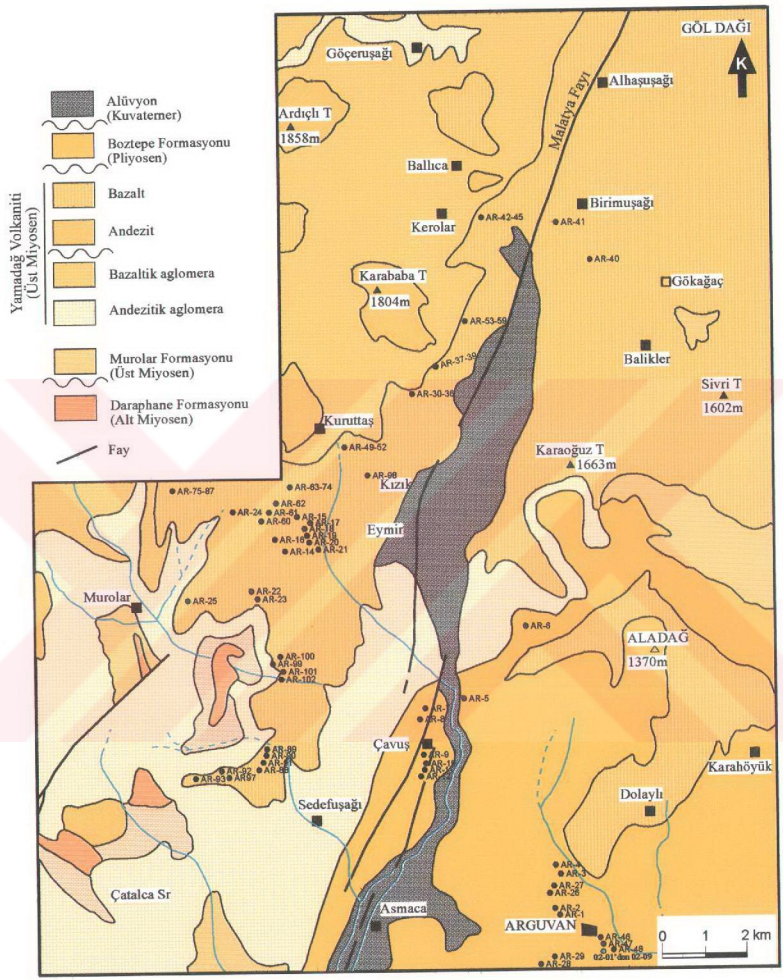
3.1.1. Stratigrafi

Neojen yaşlı volkanitlerin yaygın olarak bulunduğu çalışma sahasında gözlenen istif Alt Miyosen yaşlı Daraphane formasyonu ile başlamakta, üzerine de Üst Miyosen yaşlı Murolar formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Murolar formasyonu üzerine de yine Üst Miyosen yaşlı (12±0.5-15±0.5 Ma) yamadağ volkaniti gelmektedir. Yamadağ volkaniti de kendi içerisinde andezitik ve bazaltik aglomera seviyeleri ile başlamakta ve yine onları da uyumsuz olarak Yamadağı volkanitine ait andezitik ve bazaltik lav seviyeleri ile sonlanmaktadır. Yamadağı volkanitinin üzerine de uyumsuz olarak Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu gelmektedir (Şekil 3.2). Onu da uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı alüvyonlar örtmektedir.

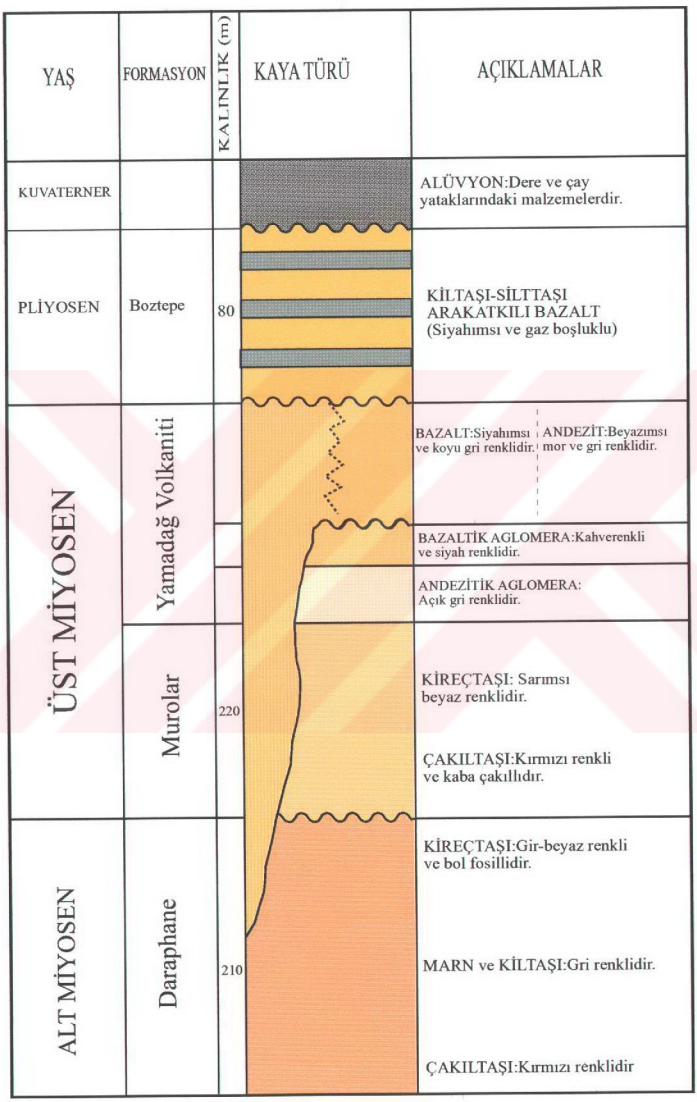
Alt Miyosen yaşlı Daraphane formasyonu alttan üste doğru kırmızı renkli çakıltaşı, gri renkli fosilli marn-kiltaşı ardalanması ile devam etmekte ve daha sonra da yanal geçişli olarak kireçtaşları gelmektedir. Üst Miyosen yaşlı Murolar formasyonu ise kırmızı renkli kaba çakıltaşları ile başlayıp sarımsı beyaz renkli kireçtaşları ile son bulmaktadır. Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkaniti açık gri renkli andezitik ve kahverengi ve siyah renkli bazaltik bir aglomera seviyesi ile başlayıp üzerine de bu tezde ayrıntılı olarak incelenen bazaltik andezit, andezit ve dasit

gelmektedir. Kiltaşı ve silttaşlarından oluşan Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerisinde de iki farklı lav seviyesi gözlenmiş olup, bunlar sırası ile trakibazaltlar ve Arguvan bazaltıdır. Boztepe formasyonu içerisinde kiltaşı ve silttaşları ile lav seviyeleri ardalanmalı olarak gözlenmektedir (Şekil 3.2)

Çalışma sahasındaki tüm birimler 1/100.000 ölçekli jeoloi haritasında gösterilmektedir (Şekil 3.1). Maden Tetkik ve Arama tarafından yapılmış bu jeoloji haritası yapılan yeniden düzeltmelerle kullanılmıştır (Cengiz, 1993).



Şekil 3.1 Çalışma alanının jeoloji haritası (Rıza Cengiz-MTA, 1993^den düzeltilerek).



Şekil 3.2 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti

3.1.1.1. Daraphane Formasyonu

Daraphane formasyonu K-40 b1-a3 paftalarında yüzeylenmektedir. Daha önceki çalışmalarda; çakıltaşı, marn, kiltaşı ve kireçtaşlarından oluştuğu öne sürülen Daraphane formasyonuna ait olarak çalışma sahasında daha çok kireçtaşı, marn ve kiltaşı yüzlekleri gözlenmektedir(Şekil 3.3a; 3.3b). Daraphane formasyonu üzerine Murolar formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Çalışma sahasında gözlenen kiltaşı-marn düzeyi ile kireçtaşı düzeyi dereceli geçişli ve yer yer ardalanmalıdır. Marn-kireçtaşları gri, sarımsı, orta ve kalın katmanlı olarak gözlenmektedir.

Kireçtaşları ise açık gri, koyu gri, beyazımsı, sarımsı bol fosilli ve tabakalıdır. Bu kireçtaşlarından alınan örnekler sonucunda aşağıdaki fosiller ve yaşlar tespit edilmiştir.

Çizelge 3.1 Daraphane formasyonunun fosil toplulukları

AR-13 Triloculina sp
Archias sp
Miogypsinoides sp
Alg

AR-22 Amphiotegina sp
Miogypsinoides sp
Miliolidae sp
Bol Alg

AR-23 Amphistegina sp
Miogypsinoides sp
Miliolidae sp
Bol Alg

Bu fosil topluluklarına baktığımız zaman da Daraphane formasyonuna Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşını verebiliriz.



(a) (Doğudan batıya Yığma Tepe'ye doğru bakış, Kuşu köyünün 2 km güneybatısı)



(b)

Şekil 3.3a,b Daraphane formasyonunun Yamadağı volkanitleri ile olan ilişkisi (Doğudan batıya Yığma Tepe'ye doğru bakış, Kuşu köyünün 2 km güneybatısı)

3.1.1.2 Murolar Formasyonu

Çalışma sahası içerisinde çok fazla yüzlek vermeyen Murolar formasyonu Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Daraphane formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Murolar formasyonu tabanda kırmızı renkli kaba çakıllar ile başlayıp üzerine de sarımsı beyaz renkli ve yer yer jips ara katkılı kireçtaşları ile devam etmektedir. Murolar formasyonu üzerine de uyumlu olarak Yamadağı volkanitinin ürünleri olan andezitik ve bazaltik aglomeralar ile andezitik ve bazaltik lavlar gelmektedir.

3.1.1.3 Yamadağı Volkaniti

Üst Miyosen'den Pliyosen'e kadar uzanan Yamadağı volkaniti çalışma sahasında en altta andezitik ve bazaltik aglomera seviyesi ile başlayıp üzerine de bazaltik andezit, andezit ve dasit'ten oluşan lav seviyeleri gelmektedir (Şekil 3.4a; Şekil 3.4b).



Şekil 3.4a Yamadağı volkanitlerinin görünümü (Murolar-Ballıkaya köyleri arası, KB'ya bakış)



Şekil 3.4b Yamadağı volkanitlerinin görünümü (Murolar-Ballıkaya köyleri arası, KB'ya bakış)

Andezitik aglomera beyaz ve mor renkli, bazaltik aglomera seviyeleri ise siyah ve mor renklidir (Şekil 3.5). Andezitik ve bazaltik aglomeralar dereceli geçişli olup bunların üzerine bir lav akıntısı şeklinde gelen bazaltik andezit, andezit ve dasitlerin geldikleri gözlenmiş olup yapılan K/Ar yaş tayinleri sonucunda bu lavların 12-15 Ma yaşlarında oldukları saptanmıştır. El örneği düzeyinde bazaltik andezitler grimsi beyaz, grimsi mor renkli ve orta tane boyutlu olup kristaller gözle ayırt edilebilecek durumdadır. Andezitler grimsi siyah ve grimsi mor renklerde ve ince tane boyutludur. Dasitler ise grimsi beyaz, grimsi siyah renkli ve oldukça ince tane boyutuna sahiptir. Çubuğumsu prizmatik ve beyaz gri renkli 0.3-0.5 mm boyutlarında plajiyoklaz fenokristalleri ile siyahımsı renkli ve iri taneli prizmatik biçimli amfibol ve piroksen mineralleri de gözle ayırt edilebilmektedir.

Andezitik ve bazaltik aglomera seviyeleri içerisinde yer yer tüf ve tüfit seviyeleri de gözlenmiştir.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



Şekil 3.5 Yamadağı volkaniti içerisindeki aglomeraların görünümü

3.1.1.4. Boztepe Formasyonu

Boztepe formasyonu kırmızımsı, açık yeşil, beyaz, sarımsı beyaz kiltaşı, kumtaşı ve silttaşından oluşmaktadır. Bu birim bazaltlarla ardalanmalı bir istif sunmaktadır (Şekil 3.6a, 3.6b, 3.6c) Boztepe formasyonu içerisinde ardalanmalı olarak gözlenen bazaltik lav seviyeleri genellikle grimsi siyah renkli, ince taneli ve soğan kabuğu şeklinde ayrımlanmalar sunan bir dış yapıya sahip olup tipik bir göl

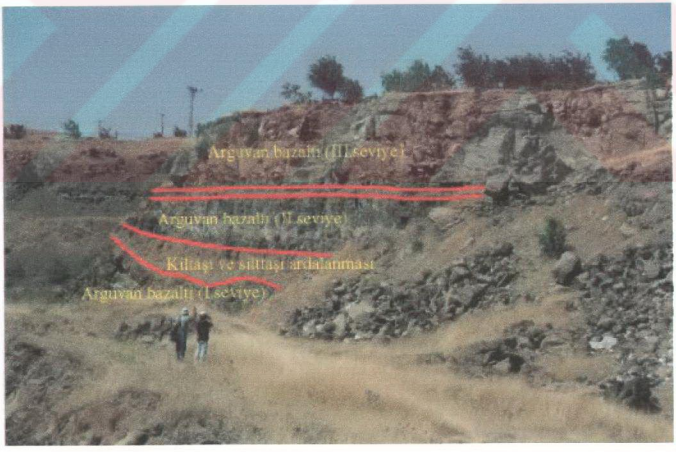
ortamını karakterize etmektedir (Şekil 3.7a, 3.7b). Bu lav seviyelerinin en üst seviyelerinde ise bu yastık lav görüntüsü kaybolmaktadır. Bu veri ortamın sığ bir göl ortamı olabileceğini ve su seviyesinin üzerinde kalan kısmın da bir karasal ortam olabileceği görüşümüzü desteklemektedir. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerisinde bazaltik bileşimli lav akıntıları sedimanter birimlerle ardalanmalı olarak gözlenmektedir.



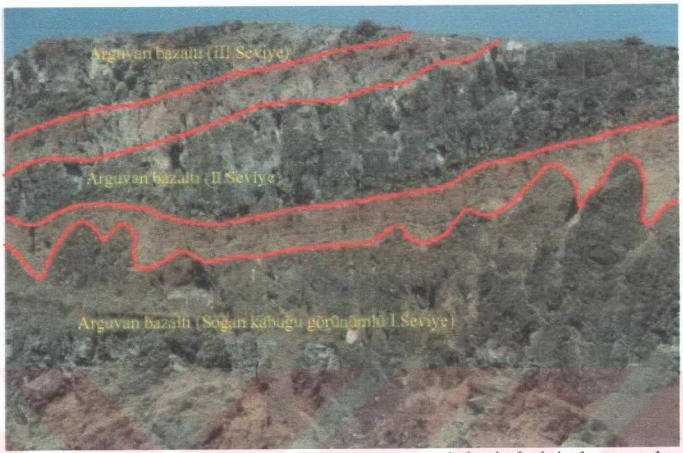
Şekil 3.6a. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerindeki bazaltik lavlarla silttaşı ve kiltaşlarının ardalanması (Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış)



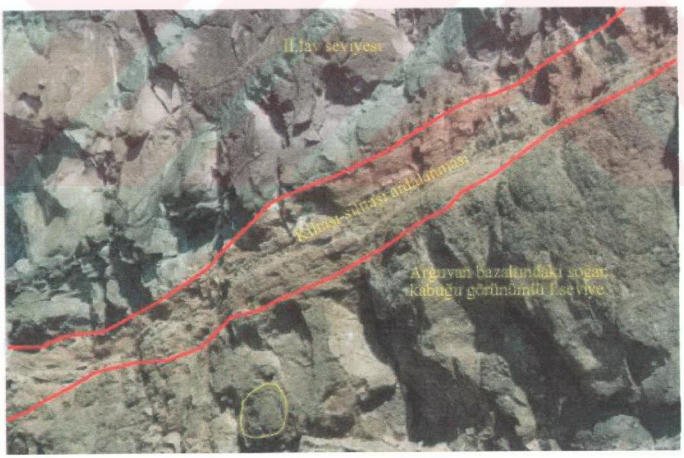
Şekil 3.6b. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerindeki bazaltik lavlarla silttaşı ve kiltaşlarının ardalanması (Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış).



Şekil 3.6c. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerindeki bazaltik lavlarla silttaşı ve kiltaşlarının ardalanması (Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış).



Şekil 3.7a. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonunun alt kesimlerini oluşturan bazaltik lavlar içerisindeki soğan kabuğu yapısının görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış).



Şekil 3.7b. Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonunun alt kesimlerini oluşturan bazaltik lavlar içerisindeki soğan kabuğu yapısının görünümü(Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış).



Şekil 3.8 Pliyosen yaşlı Boztepe formasyonu içerisindeki bazaltik lavların görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış).

3.1.2. Jeokronoloji

Çalışma sahası içerisinde büyük yüzlekler sunan Yamadağı volkanitlerinin jeokronolojik yaşlarının saptanması amacı ile Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences'da (ATOMKI-Debrecen/Macaristan) 5 adet K/Ar yaş tayini yaptırılmıştır.

Jeokimyasal isimlendirme diyagramlarında bazaltik andezit, andezit ve dasit şeklinde isimlendirilen Yamadağı volkanitlerinden yapılan K/Ar yaş tayinlerinin 4 tanesi dasit örneğinden yapılırken, bir tanesi de andezit örneğinden yapılmıştır. Dasit örneklerinden alınan yaş sonuçlarına bakıldığında bu kayaçların 11.99±0.49-14.82±0.57 milyon yıl (çizelge 3.2) yaşında oldukları ve bunların aynı zamanda bölgedeki sedimanter birimlerlede de uyumluluk gösterdikleri gözlenmiştir. Aynı zamanda aynı kayaç bileşimde bulunan farklı yaş tayinleri de bize bölgedeki volkanik aktivitenin geniş bir zaman aralığında ve farklı zamanlarda devam eden bir aktivite şeklinde geliştiği yönünde fikir vermektedir.

Andezit'den de yaptırılan bir adet K/Ar yaş tayini AR-78 nolu örnekten yaptırılmış olup 13.91±0.59 milyon yıl yaşı saptanmıştır. Yamadağı volkanitlerinden yapılan bu yaş tayinleri de bize göstermektedir ki bölgedeki aynı bileşime sahip olan lav seviyeleri birbirine yakın fakat farklı yaş aralıklarına sahip olmaktadır. Yamadağı volkanitlerinin altında bulunan Daraphane formasyonundan alınan kayaçlardan yaptırılan ince kesitlerde de Alt Miyosen-Oligosen yaş aralığı bulunduğuna göre, bu veriler K/Ar yaş tayini verileri ile de bir uyumluluk göstermektedir ve bölgedeki Yamadağ volkanitlerinin Orta-Üst Miyosen yaşlı volkanikler olduğunu göstermektedir.

ATOMKI'de (Budapeşte-MACARİSTAN) yaptırılan yaş tayinleri ile ilgili sonuçlar Çizelge 3.2'de verilmiştir.

Çizelge 3.2 Yamadağ volkanitinden alınan kayaç örneklerinden yapılmış olan K/Ar yaş tayini sonuçları

Kayaç No	Kayaç Adı	Tane Boyu	40Ar yarıçapı (ccSTP/g)	40Ar yarıçapı (%)	K (%)	K-Ar yaşı (Milyon yıl)
AR-38	Dasit	90-250μ	$1.171x10^{-6}$	55.5	2.503	11.99±0.49
AR-40	Dasit	250-400μ	$7.560x10^{-7}$	66.3	1.424	13.61±0.53
AR-78	Andezit	<90μ	$5.827x10^{-7}$	48.1	1.073	13.91±0.59
AR-100	Dasit	90-250μ	$8.198x10^{-7}$	53.1	1.461	14.37±0.59
AR-68	Dasit	250-400μ	$8.731x10^{-7}$	72.2	1.509	14.82±0.57

3.1.3. Tektonik

Çalışma sahası Torid Tektonik kuşağı içerisinde Anadolu levhası üzerinde yer almaktadır.

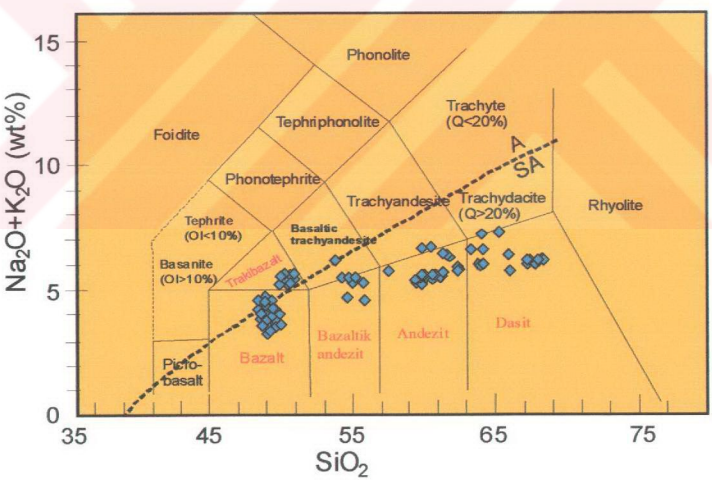
Çalışma sahası içerisindeki en önemli fay Aktimur'un 1979 yılında uzay görüntülerinden ve hava fotoğraflarından yararlanarak isimlendirdiği Malatya Fayıdır (Şekil 3.2). Çalışma sahasında yaklaşık K30° D doğrultulu olarak uzanan Malatya

Fayının Pliyosen'den genç bir fay olduğu belirtilmekte (Aktimur, 1979; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Westaway, 2001) olup, fayın diri ya da pasif bir fay olduğu yönünde farklı görüşler ortaya atılmaktadır. Bu konuda Aktimur (1979) ile Koçyiğit ve Beyhan (1998), Malatya Fayının halen aktif bir fay olduğu yönünde fikir öne sürerlerken; Westaway ve Arger (2001) ise onlara tam zıt bir fikir öne sürüp Malatya fayının diri fay olmadığını ve bu fayın 3-5 milyon yıl önce aktif bir fay olduğunu belirtmişlerdir. Doğrultu atımlı sol yanal bir fay olarak uzanan Malatya Fayı (Arpat ve Şaroğlu; Aktimur,1979) Doğanşehir ilçesinin yaklaşık 5 km güneybatısından başlamakta ve çalışma sahamız içerisinde de uzanımına devam ederek kuzeyde Arapkir ilçesinin 10 km batısında çatallandığı ve birinci çatalın kuzeye doğru Ilıç'ın 15 km güneybatısına kadar uzandığını ve diğer çatalın kuzeydoğuya doğru yaklaşık 25 km uzanmakta olduğu Şaroğlu ve diğerleri (1987) tarafından da ileri sürülmektedir. Malatya ili civarında olan deprem kayıtlarına bakıldığında da Malatya Fayına ve bölgedeki diğer küçük ölçekli faylara bağlı olarak gelişmiş olan küçük ölçekli deprem kayıtları bulunmaktadır. Bu verilere de dayanarak Malatya Fayının aktif bir fay olabileceği fikri öne çıkmaktadır.

3.2. Mineralojik-Petografik İnceleme

Çalışma alanında Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkanitlerden alınan kayaç örneklerinin ince kesitleri yapılarak alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta incelenmiştir (MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990; Erkan, 1994). Volkanik kayaçların adlandırılmalarında bu kayaçların tamamen kristalin fazlardan oluşmaması nedeniyle tümkayaç kimyası verilerine dayalı adlandırma yöntemleri (Le Maitre ve diğ., 1989) kullanılmıştır.

Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitleri toplam alkali-silis (Le Maitre ve diğ., 1989) adlandırma diyagramında (Şekil 3.9) bazaltik andezit, andezit ve dasit olarak adlandırılırken; Pliyosen yaşlı volkanitlerde trakibazalt ve bazalt olarak isimlendirilmişlerdir (Şekil 3.9)



Şekil 3.9. Üst miyosen yaşlı Yamadağı volkanitlerinin ve Pliyosen yaşlı volkanitlerin toplam alkali-silis (Le Maitre, 1989) diyagramındaki konumları.

3.2.1. Yamadağı Volkanitleri (Üst Miyosen)

Yamadağı volkanitleri toplam alkali-silis (Le Maitre ve diğ., 1989) adlandırma diyagramında (Şekil 3.9) bazaltik andezit, andezit ve dasit olarak adlandırılmışlardır. Yamadağı volkanitlerinin mineralojik-petrografik özellikleri çizelge 3.3' de ayrıntılı olarak verilmiş olup, çizelge 3.4'de de Yamadağ volkanitine ait örneklerin ana element jeokimyasal analiz sonuçları verilmiştir.

Çizelge 3.3 Yamadağ volkaniti kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik özellikleri (plj, plajiyoklaz; ens, enstatit; hbl, hornblend; kers, kersutit; olv, olivin; ap, apatit)

Örnek No	Doku	Fenokristal	Kayaç Adı
AR-25	Hipokristalin porfirik	Plj, ojit, ens	Bazaltik Andezit
AR-37	Hipohiyalin porfirik, glomeroporfirik doku	Plj, ojit ±olv	Bazaltik Andezit
AR-51	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl	Bazaltik Andezit
AR-54	Hipohiyalin porfirik	Plj, hbl	Bazaltik Andezit
AR-58	Hipohiyalin porfirik	Plj, ojit ±hbl	Bazaltik Andezit
AR-59	Hipokristalin porfirik	Plj	Bazaltik Andezit
AR-64	Hipokristalin porfirik	Plj,olv	Bazaltik Andezit
AR-74	Hipokristalin porfirik	Plj, enst mikrofenokristal.	Bazaltik Andezit
AR-16	Hipokristalin porfirik	Plj mikrofenokristali ve olv fenokristali	Andezit
AR-17	Hipokristalin porfirik	Plj,olv mikrofenokristal	Andezit
AR-41	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl, kers, ojit ve ±olv mikrofenokristali	Andezit
AR-44	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, ojit	Andezit
AR-45	Hipokristalin porfirik	Plj, ens ve kers,±ojit mikrofenokristali	Andezit
AR-50	Hipokristalin porfirik	Plj,ens,ojit,±olv mikrofenokristali	Andezit

Örnek No	Doku	Fenokristal	Kayaç Adı
AR-52	Hipokristalin porfirik	Plj,ens mikrofenokristal	Andezit
AR-53	Hipohiyalin porfirik	Plj,ens, ojit, ±olv	Andezit
AR-55	Hipohiyalin porfirik	Plj,ens, ojit	Andezit
AR-60	Hipohiyalin porfirik	Plj,ojit mikrofenokristal	Andezit
AR-63	Hipokristalin porfirik	Ojit,ens, plj mikrolitleri	Andezit
AR-67	Hipokristalin porfirik	Plj,ojit, enstatit	Andezit
AR-77	Hipohiyalin porfirik	Plj,ens, ojit	Andezit
AR-78	Hipokristalin porfirik	Plj,ens, ojit	Andezit
AR-79	Hipokristalin porfirik	Plj,ens, ojit	Andezit
AR-80	Hipokristalin porfirik	Plj,ens, ojit	Andezit
AR-81	Hipokristalin porfirik	Plj,ens, ojit	Andezit
AR-82	Hipohiyalin porfirik	Plj,ens, ojit ve ±olivin mik.	Andezit
AR-83	Hipokristalin porfirik	Plj,ens,ojit,±olv mikrolitleri	Andezit
AR-88	Hipohiyalin porfirik	Plj, hbl	Andezit
AR-89	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl	Andezit
AR-90	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl	Andezit
AR-99	Hipohiyalin porfirik	Plj	Andezit
AR-101	Hipokristalin porfirik	Plj,ens,ojit mikrofenokristali	Andezit
AR-102	Hipokristalin porfirik	Plj	Andezit
AR-103	Hipokristalin porfirik	Plj, ojit	Andezit
AR-18	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens,ojit	Dasit
AR-19	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, hbl	Dasit
AR-34	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl, ±ojit	Dasit
AR-36	Hipokristalin porfirik	Plj fenokristali ve ens, ojit mikrofenokristali	Dasit
AR-38	Hiyalin porfirik	Plj, ojit, ens, ±olv, ±ap	Dasit
AR-40	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl	Dasit
AR-42	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, ±ojit	Dasit
AR-49	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl, kers, ojit, ±ap	Dasit
AR-57	Hipohiyalin porfirik	Plj, hbl, ojit	Dasit

Örnek No	Doku	Fenokristal	Kayaç Adı
AR-68	Hipokristalin porfirik	Plj, ens	Dasit
AR-75	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, ojit	Dasit
AR-76	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, ojit	Dasit
AR-84	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, çok az ojit	Dasit
AR-85	Hipokristalin porfirik	Plj, hbl, kers, ojit, ens	Dasit
AR-86	Hipohiyalin porfirik	Plj, ojit, ens, kers, ±hbl	Dasit
AR-87	Hipohiyalin porfirik	Plj, ens, hbl, ±ojit	Dasit
AR-100	Hipohiyalin porfirik	Plj, ojit, hbl	Dasit

Çizelge 3.4. A-Bazaltik andezit, B-Andezit ve C-Dasit örneklerinin ana element analizi sonuçları (Fe2O3: toplam demiri, oksitler % ağırlık, A.K: Ateşte kayıp).

Örnek No	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	A.K	Toplam
A-Bazaltik Andezit												
AR-25	55.78	0.87	19.36	7.81	0.16	3.02	7.84	3.68	0.93	0.17	0.38	99.99
AR-37	54.60	1.25	17.85	7.60	0.12	4.47	8.21	3.61	1.12	0.24	0.71	99.77
AR-51	54.95	1.18	17.18	8.28	0.12	5.34	6.91	4.14	1.12	0.08	0.21	99.51
AR-54	54.17	1.31	17.37	8.62	0.14	4.95	7.25	4.20	1.31	0.33	0.20	99.86
AR-58	55.65	1.15	17.62	8.50	0.13	5.47	5.37	4.15	1.16	0.21	0.50	99.90
AR-59	53.66	1.89	18.51	10.22	0.13	1.99	6.12	4.89	1.30	0.36	0.91	99.97
AR-64	54.66	1.39	18.22	8.28	0.12	3.81	7.48	4.39	1.12	0.29	0.33	100.09
AR-74	55.12	1.43	17.64	8.83	0.11	3.58	6.86	4.26	1.25	0.23	0.58	99.89
B-Andezit												
AR-16	60.82	1.08	18.13	5.63	0.09	2.29	5.67	4.41	1.23	0.22	0.72	100.28
AR-17	57.55	1.26	18.38	6.91	0.08	2.62	6.40	4.36	1.39	0.26	0.88	100.09
AR-41	60.48	0.99	17.47	5.83	0.08	1.80	5.37	4.74	2.02	0.33	0.69	99.80
AR-44	59.43	0.89	16.56	5.95	0.10	4.59	6.50	3.58	1.70	0.18	0.38	99.86
AR-45	59.87	1.03	17.27	6.06	0.09	2.56	5.41	4.65	2.01	0.34	0.41	99.71
AR-50	60.08	1.11	17.72	6.07	0.06	2.66	5.66	4.28	1.19	0.20	0.68	99.71
AR-52	60.51	1.11	17.86	5.41	0.06	2.46	5.50	3.78	1.64	0.20	1.28	99.81
AR-53	62.23	0.81	16.31	5.39	0.09	3.16	5.13	3.81	2.09	0.18	0.64	99.84
AR-55	59.79	0.85	16.05	6.24	0.09	5.02	5.96	3.85	1.38	0.20	0.45	99.88
AR-60	61.17	0.93	17.17	5.29	0.08	2.76	5.92	4.37	1.19	0.17	0.80	99.85
AR-63	62.39	0.79	16.73	5.09	0.09	2.31	5.60	4.11	1.70	0.29	0.81	99.91

Örnek No	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	A.K	Toplam
AR-67	62.34	0.76	16.66	4.99	0.08	2.45	5.82	4.13	1.66	0.28	0.81	99.98
AR-77	61.04	0.81	17.12	5.23	0.08	3.39	5.99	3.65	1.86	0.18	0.58	99.93
AR-78	59.76	0.99	17.07	6.14	0.08	3.42	6.14	4.16	1.43	0.20	0.62	100.01
AR-79	59.67	0.98	17.06	5.73	0.10	4.05	6.38	3.89	1.61	0.19	0.35	100.01
AR-80	59.31	0.99	17.08	5.69	0.09	3.94	6.39	3.88	1.52	0.19	0.42	99.49
AR-81	59.85	0.99	17.12	6.12	0.09	3.55	6.16	4.18	1.44	0.20	0.42	100.11
AR-82	59.97	0.99	17.07	6.10	0.09	3.63	6.17	4.22	1.44	0.20	0.27	100.13
AR-83	59.84	0.99	17.02	6.12	0.09	3.61	6.17	4.22	1.43	0.20	0.30	99.97
AR-88	61.36	1.05	18.28	5.49	0.09	1.48	5.49	4.51	1.16	0.21	0.94	100.06
AR-89	60.64	1.04	18.39	5.57	0.09	2.20	5.76	4.53	1.13	0.23	0.44	100.01
AR-90	60.56	1.05	18.54	5.60	0.09	2.19	5.63	4.54	1.08	0.23	0.40	99.91
AR-99	61.82	0.97	17.64	5.39	0.05	1.56	5.16	4.64	1.70	0.25	0.68	99.88
AR-101	61.50	0.97	17.66	5.30	0.08	2.23	5.12	4.10	2.33	0.25	0.45	99.99
AR-102	61.51	0.97	17.68	5.33	0.09	2.23	5.16	4.18	2.25	0.25	0.39	100.05
AR-103	61.25	0.97	17.57	5.24	0.08	2.22	5.22	4.36	2.12	0.25	0.33	99.62
C-Dasit												
AR-18	67.22	0.59	16.10	3.69	0.04	1.24	4.10	4.69	1.35	0.13	0.83	99.98
AR-19	68.14	0.50	16.35	3.23	0.03	1.05	3.85	4.61	1.68	0.14	0.66	100.24
AR-34	63.74	0.72	17.01	4.69	0.08	1.32	5.14	4.32	1.76	0.47	0.76	100.00
AR-36	63.88	0.75	16.70	4.50	0.07	2.25	4.86	3.42	2.56	0.16	1.24	100.39
AR-38	63.25	0.86	16.53	4.81	0.08	2.13	4.67	3.66	2.94	0.22	1.04	100.19
AR-40	66.02	0.61	16.87	3.59	0.05	1.24	4.56	4.08	1.67	0.16	1.12	99.98
AR-42	64.13	0.79	16.78	4.16	0.07	1.87	4.33	4.08	2.55	0.22	0.62	99.60
AR-49	63.98	0.58	17.60	4.56	0.08	0.83	3.58	4.85	2.37	0.25	0.97	99.66
AR-57	65.24	0.54	17.78	4.52	0.07	0.29	2.46	4.73	2.58	0.23	1.26	99.70
AR-68	64.09	0.75	16.88	4.55	0.06	1.56	4.73	4.25	1.77	0.20	1.23	100.08
AR-75	65.84	0.67	16.08	3.68	0.06	2.01	4.03	3.66	2.76	0.17	0.00	99.75
AR-76	67.88	0.54	16.04	3.40	0.05	1.51	4.00	4.73	1.36	0.12	0.55	100.18
AR-84	67.37	0.49	16.04	3.13	0.06	1.63	3.76	3.76	2.43	0.13	1.22	99.99
AR-85	67.20	0.48	16.09	3.04	0.05	1.48	3.79	3.68	2.52	0.13	1.29	99.74
AR-86	67.64	0.46	15.98	2.96	0.05	1.46	3.71	3.54	2.51	0.12	1.62	100.04
AR-87	68.25	0.41	15.89	2.87	0.05	1.41	3.57	3.64	2.58	0.12	1.34	100.12
AR-100	67.99	0.49	16.30	3.07	0.05	1.51	4.02	4.46	1.74	0.13	0.49	100.25

3.2.1.1. Bazaltik Andezit

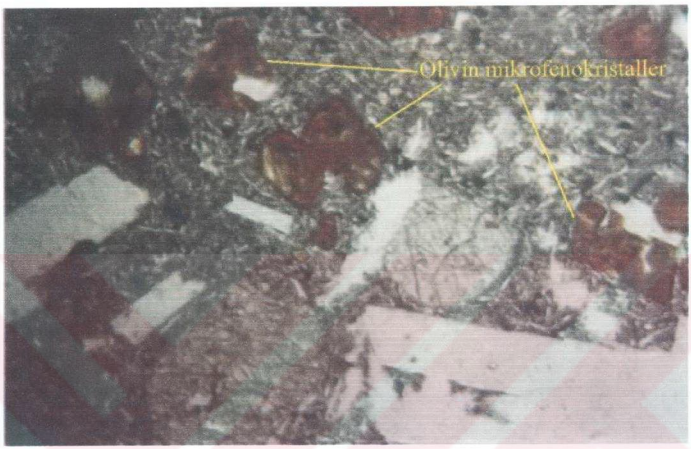
Bazaltik andezitler el örneğinde kolaylıkla tanınabilen beyazımsı ışığı yansıtan ve prizmatik yüzeyler sunan plajiyoklaz minerallerinin varlığı ile karakteristiktir. Açık grimsi beyazdan grimsi mor tonlara kadar uzanan bir renk aralığı sunan bazaltik andezitlerde gözle kolayca tanınamayan mafik mineraller ve hamur olduğu tahmin edilen koyu renkli bir kısım da bulunmaktadır.

Hipokristalin porfirik-pilotaksitik doku göstermektedirler. Fenokristal olarak plajiyoklaz, olivin, piroksen ve yer yer de hornblend mineralleri izlenmektedir. Hamur ise plajiyoklaz mikrolitleri, piroksen mikrolitleri, opak mineral mikrolitleri ve yer yer palagonitleşmiş volkanik camdan oluşmaktadır. Bazı bazaltik andezit örnekleri ise tamamen opasitleşmiş hornblend mineralleri, plajiyoklaz ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Bu örneklerin hamurunda volkanik camın devitrifiye olduğu da izlenmektedir (Şekil 3.10).

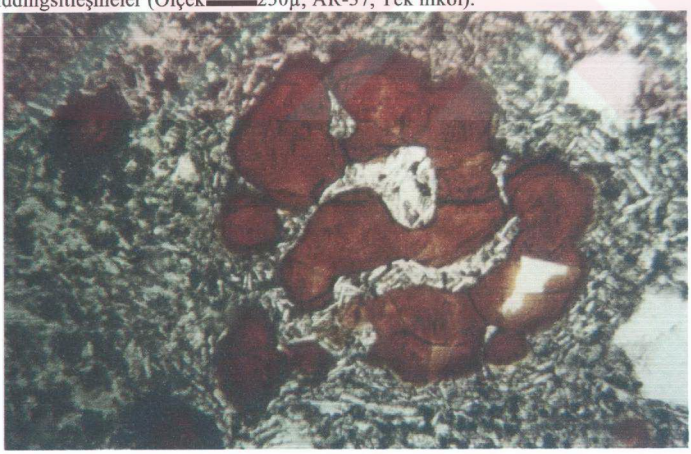


Şekil 3.10. Bazaltik andezitlerin hamurunda gelişen devitrifikasyonun (volkan camının zamanla yeniden kristalleşmesi) görünümü. (Ölçek——250μ, AR-58, Çift nikol)

Olivinler iri fenokristaller (0.5-1 mm) ve mikrofenokristaller (0.2-0.5 mm) halinde olup, kenar ve çatlaklarından itibaren iddingsitleşmişlerdir (Şekil 3.11). Bazı olivin fenokristalleri magma tarafından kemirilmiş durumdadır (Şekil 3.12).



Şekil.3.11. Olivin mikrofenokristallerinin kenar ve çatlaklarından itibaren gelişen iddingsitleşmeler (Ölçek——250μ, AR-37, Tek nikol).

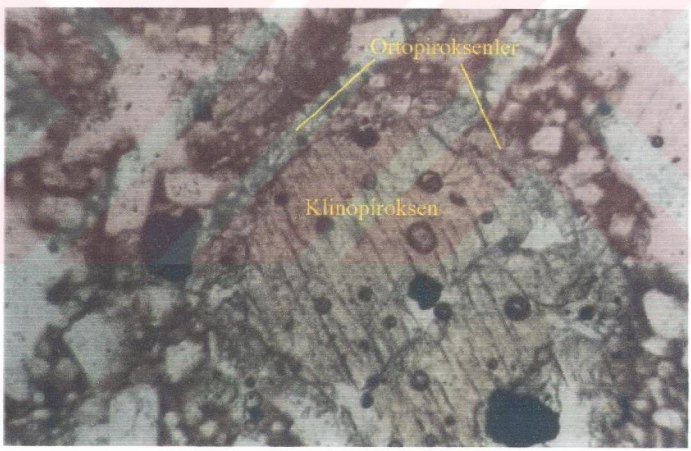


Şekil 3.12. Bazaltik andezitlerde magma tarafından kemirilmiş olivin fenokristallerinin görünümü. (Ölçek——250μ, AR-64, Çift nikol)

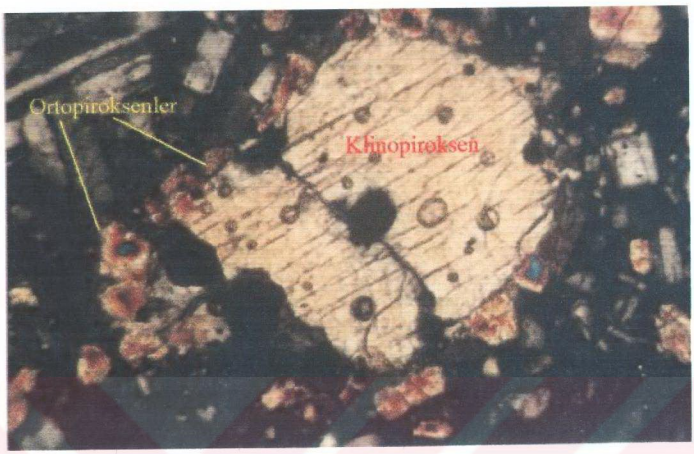
T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Plajiyoklazlar iri fenokristaller, mikrofenokristaller ve mikrolitler halinde izlenmektedir. Plajiyoklazlarda polisentetik ikizlenme ve zonlanma özellikleri yaygın olarak gözlenmektedir.

Piroksen mineralleri klinopiroksen ve ortopiroksen (Moorhouse, 1969; Erkan, 1972, 1994a; MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990) olmak üzere iki ayrı bileşimde gözlenmektedir. Ortopiroksenler renksiz ve paralel sönmeli olup enstatit bileşimlidirler. Klinopiroksenler ise renksiz olup pleokroyizma göstermemektedirler. (010) yüzeyine göre yapılan sönme açılarına göre 38°-43° arasında değişen bir eğik sönme göstermektedirler. Bu özelliklerine göre ojit bileşimlidirler. Bazı örneklerde klinopiroksen minerallerinin magma ile etkileşimi sonucu ortopiroksen tarafından çevrelendikleri gözlenmektedir (Şekil 3.13a,b).



Şekil 3.13a. Bazaltik andezitlerde magma ile etkileşim sonucu oluşan mantolanmış klinopiroksenlerin görünümü. (Ölçek——100μ, AR-25, Tek nikol)



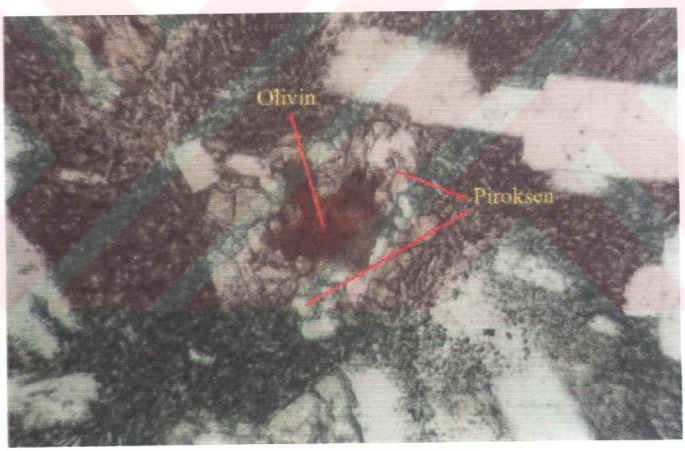
Şekil 3.13b. Bazaltik andezitlerde magma ile etkileşim sonucu oluşan mantolanmış klinopiroksenlerin görünümü. (Ölçek——100μ, AR-25, Çift nikol)

Hornblendler kayaç içerisinde yaygın olarak izlenmemektedir. Ancak bazı kesitlerde az sayıda ve fenokristal olarak gözlenmektedir. Kahverengimsi kırmızımsı-sarımsı kahverengi bir renge sahip olup, kuvvetli pleokroizma gösteren bu mineraller optik mineralojik özelliklerine göre kersutit bileşimlidirler. Hornblendler kenarlarından itibaren opasitleşmiş olarak gözlenmektedir.

3.2.1.2. Andezit

Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkanitlerinden olan andezitler el örneğinde grimsi siyah grimsi mor renkli ve ince taneli olarak gözlenmekte olup, kayaç içerisinde grimsi beyaz renkli, prizmatik biçimli ve ışığı yansıtan düzgün yüzeyler sunar şekilde plajiyoklaz fenokristalleri tanınabilmektedir. Hamur konumundaki koyu renkli kısımlar ise kolaylıkla tanınamamakla beraber volkan camı ve ince taneli mafik minerallerden oluştuğu düşünülmektedir.

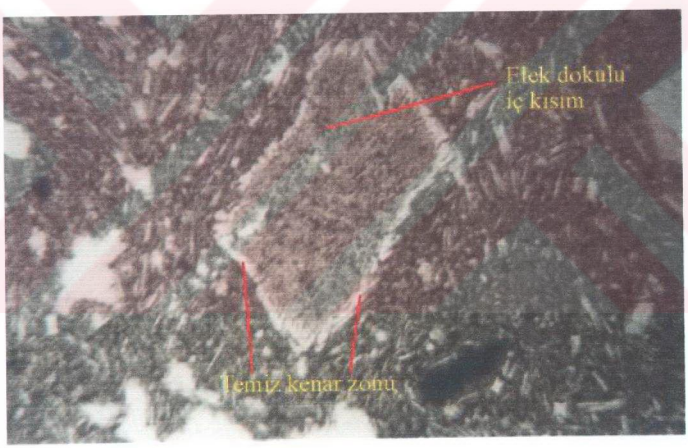
Hipokristalin porfirik-pilotaksitik doku göstermektedirler. Fenokristal olarak plajiyoklaz, klinopiroksen, ortopiroksen, hornblend mineralleri içermektedir. Kayaç içerisinde ayrıca apatit ve opak mineral mikrofenokristalleri de izlenmektedir. Hamur ise plajiyoklaz mikrolitleri, piroksen mikrolitleri, opak mineral mikrolitleri ve palagonitleşmiş volkanik camdan oluşmaktadır. Bazı örneklerde olivin, piroksen ve plajiyoklaz minerallerinden oluşan mafik kümelenmeler gözlenmektedir (Şekil 3.14). Mafik kümelenmelerin hamurla olan keskin dokanağı ve kümelenmelerin mineralojik bileşiminin andezitlerde gözlenen fenokristal içeriklerinden oldukça farklı olması gibi özellikler nedeniyle bunların glomerofirik yığışımlar olmadığını, olasılıkla daha bazik eriyikten gelen eriyik damlacıkları olduğunu düşündürmektedir.



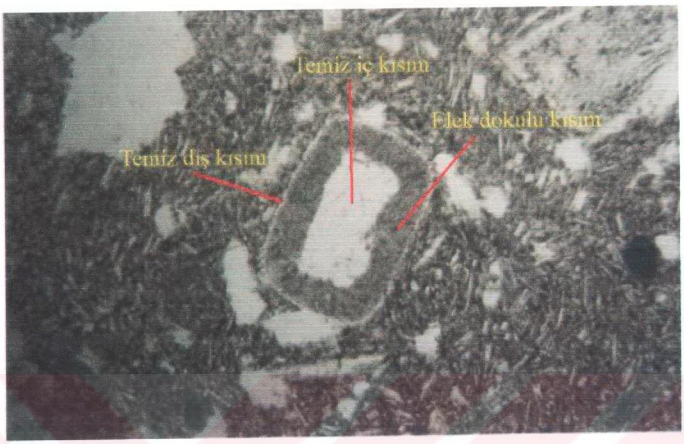
Şekil 3.14 Yamadağ volkanitine ait andezitler içerisindeki, olivin ve piroksen minerallerinden oluşan mafik kümelenmelerin görünümü (Ölçek——100μ, AR-82, Tek nikol).

Plajiyoklazlar iri fenokristaller, mikrofenokristaller ve mikrolitler halinde izlenmekte olup polisentetik ikizlenme ve zonlu doku yaygın şekilde gözlenmektedir. Plajiyoklaz fenokristallerinde elek dokusu da yaygın olarak izlenmektedir. Bazı plajiyoklaz fenokristalleri tamamen elek dokulu bir iç kısma ve onu çevreleyen temiz

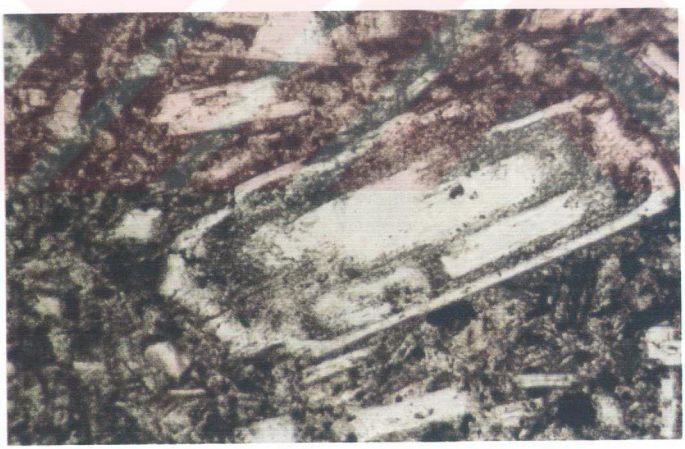
kenar zonuna sahip olarak izlenirken (Şekil 3.15), bazı fenokristalleri ise temiz bir iç kısım, onu çevreleyen elek dokulu kısım ve en dışta da temiz bir kısmın varlığı ile karakterize edilen bir görünümde izlenmektedir (Şekil 3.16). Bazı fenokristallerin ise hızlı soğuma sonucu iskeletsel büyüme gösterdikleri gözlenmektedir (Şekil 3.17). Plajiyoklaz fenokristallerinde gözlenen bu morfolojik özellikler okyanusal bazaltlar (Dunghan ve Rhodes, 1978; Rhodes ve diğ., 1979, Kuo ve Kirckpatrick, 1982) ve kalkalkalin volkanitlerde (Eichelberger, 1975, 1978; Luhr ve Carmichael, 1980) gözlenen karmaşık morfolojik özelliklere benzerlik göstermektedir. Diğer yandan birbirinde uzaklaşan atom düzlemlerinin gözlendiği plajiyoklaz fenokristalleri ise hızlı soğumanın kanıtını oluşturmaktadırlar (Hibbard, 1991, 1995).



Şekil 3.15. Andezitlerdeki elek dokulu iç kısma ve onu çevreleyen temiz kenar zonuna sahip plajiyoklaz fenokristallerinin görünümü. (Ölçek——250μ, AR-91, Çift nikol)

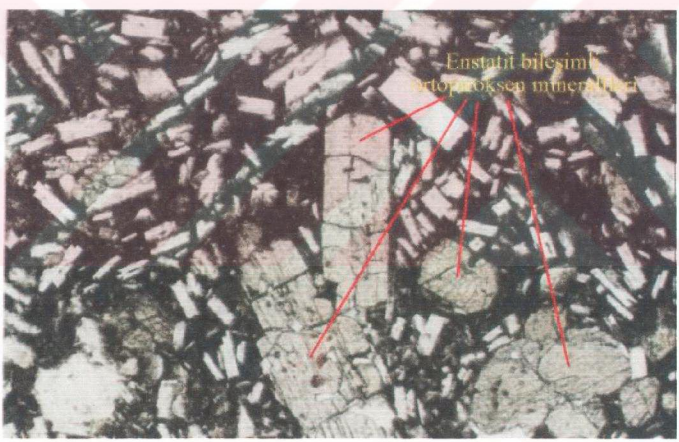


Şekil 3.16. Andezitlerde temiz bir iç kısım, onu çevreleyen elek dokulu kısım ve en dışta da temiz bir kenarın varlığı ile karakterize edilen bir plajiyoklaz fenokristalinin görünümü. (Ölçek——250μ, AR-91, Çift nikol)



Şekil 3.17. Plajiyoklaz minerallerindeki hızlı soğuma sonucu oluşan iskeletsel dokunun görünümü. (Ölçek——100μ, AR-41, Çift nikol)

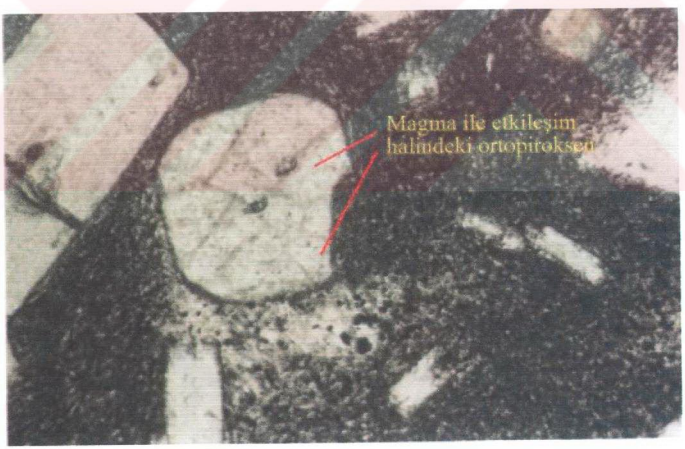
Piroksen mineralleri ortopiroksen ve klinopiroksen (Moorhouse, 1969; Erkan, 1972, 1994a; MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990) olmak üzere iki farklı tipte izlenmektedirler. Ortopiroksenler renksiz olup pleokroizma göstermemektedirler. Bu özellikleriyle enstatit bileşimli ortopiroksenlere benzerlik göstermektedirler (Şekil 3.18). Klinopiroksenler ise renksiz olup optik mineralojik özelliklerine göre ojitik bileşimlidirler (yaklaşık 40° sönme açılı). Bazı örneklerde klinopiroksenlerin ortopiroksen tarafından kuşatıldıkları izlenmektedir (Şekil 3.19). Ortopiroksenlerin magma tarafından kemirildiği ve kenarlarının yuvarlatıldığı da izlenmektedir (Şekil 3.20). Klinopiroksenlerin bazı örneklerinin ise iç kısmında hamur kapanımıyla belirginleşen appinitik dokuya sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 3.21).



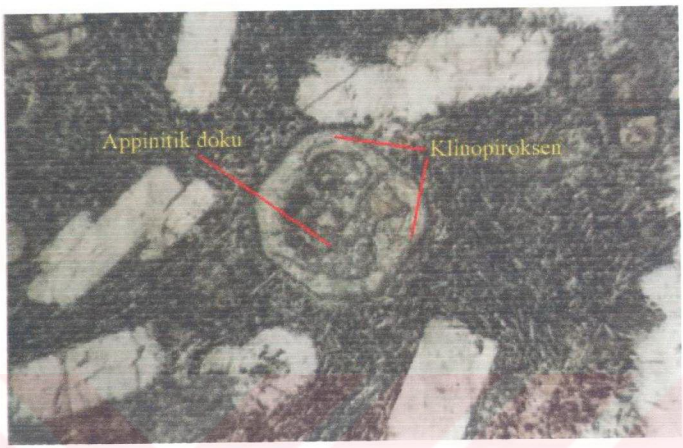
Şekil 3.18. Andezitlerdeki enstatit bileşimli ortopiroksen fenokristallerinin görünümü (Ölçek——250μ, AR-53, Tek nikol).



Şekil 3.19. Andezitlerdeki klinopiroksenlerin ortopiroksenler tarafından mantolanmasının ve bileşimsel zonlanmanın görünümü (Ölçek▬100μ, AR-44, Çift nikol).



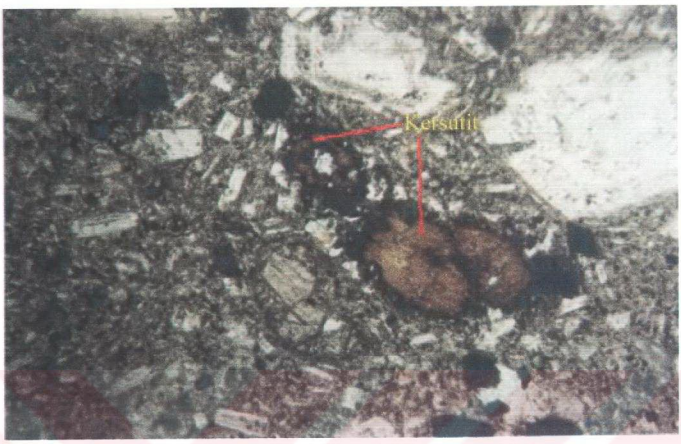
Şekil 3.20 Andezitlerde magma etkisinde kalmış ortopiroksenlerin görünümü. (Ölçek▬100μ, AR-81, Tek nikol)



Şekil 3.21 Andezitlerdeki klinopiroksenlerde gelişen appinitik dokunun görünümü. (Ölçek——100μ, AR-81, Tek nikol)

Hornblendler yarı-özşekilli fenokristaller halinde gözlenmektedir. Kahverengimsi kırmızımsı-sarımsı kahverengi bir renk ve kuvvetli pleokroizma özellikleriyle kersutitik bileşimli hornblendlere benzerlik sunmaktadırlar (Şekil 3.22).

Apatitler iğnemsi prizmatik biçimli kristaller halinde ve eşboyutlu mikrofenokristaller halinde gözlenmektedir. Bazı örneklerde plajiyoklaz fenokristallerinin içerisinde iğnemsi mikrolitler halinde kapanım olarak da izlenmektedir.



Şekil 3.22. Andezitlerdeki kersutit bileşimli amfibollerin görünümü (Ölçek——250μ, AR-41, Tek nikol).

3.2.1.3. Dasit

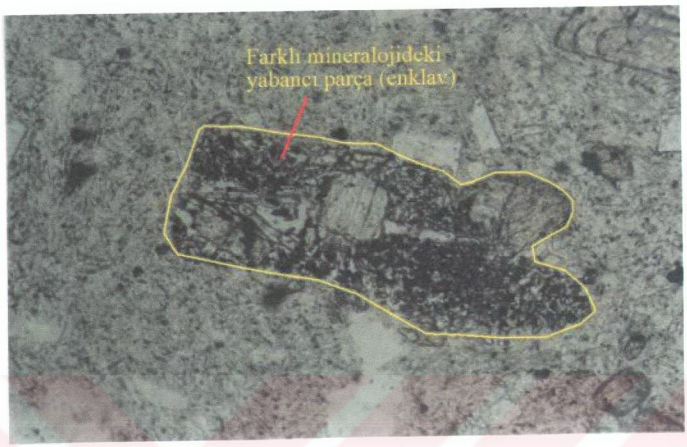
Makroskopik olarak açık grimsi renklerden koyu grimsi renklere kadar geniş bir renk aralığında ve genellikle de oldukça ince taneli olarak gözlenmektedir. Koyu renkli mafik mineral ve hamur topluluğu içerisinde lupla bakıldığında ince taneli grimsi beyaz renkli kısa prizmatik biçimli plajiyoklaz minerallerinin varlığı gözlenmektedir.

Dasitlerde hipokristalin-porfirik ve vitrofirik porfirik doku göstermekte olup; mineral bileşenleri olarak plajiyoklaz, ortopiroksen, klinopiroksen, hornblend, apatit ve opak mineral içermektedir. Genel mineral bileşenleri yukarıda verildiği gibi olmakla birlikte dasitlerde birbirinden farklı iki mineral topluluğunun varlığı izlenmektedir. Bunlardan birincisi plajiyoklaz, piroksen ve kersutitik hornblendle karakterize edilirken diğer grup dasitlerde plajiyoklaz, hastingsitik hornblend ve az miktarda da piroksen minerallerinden oluşan toplulukla belirginleşmektedir. Kayaç içerisinde ayrıca kendisinden farklı dokuya ve mineralojiye sahip yuvarlağımsı

biçimli yabancı parçalar (enklav) da gözlenmektedir (Şekil 3.23a, Şekil 3.23b). Enklavların ana kayaca göre daha mikrolitik karakterde olması bu enklavları oluşturan magmanın daha sıcak olduğunu ve daha soğuk olan dasitik eriyik içerisine geldiğinde ani soğumaya uğradığına işaret etmektedir. Hamur ise plajiyoklaz mikrolitleri, piroksen mikrolitleri, opak mineral mikrolitleri ve volkanik camdan oluşmaktadır.



Şekil 3.23a. Dasit içerisinde kendisinden farklı doku ve mineralojiye sahip yuvarlağımsı biçimli yabancı parçaların (enklav) görünümü. (Ölçek——100μ, AR-100, Tek nikol)

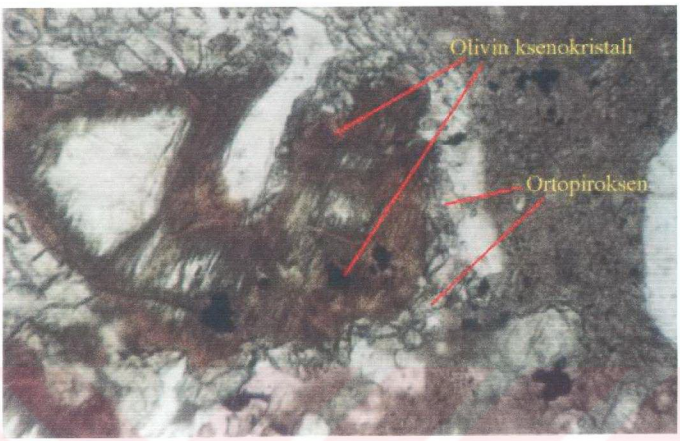


Şekil 3.23b. Dasit içerisinde kendisinden farklı doku ve mineralojiye sahip yuvarlağımsı biçimli yabancı parçaların (enklav) görünümü (Ölçek——100μ, AR-84, Tek nikol).

Olivinler genellikle özşekilli ve iddingsitleşmiş olarak izlenmektedir. Olivin minerallerinin kenar kısımlarından itibaren magma ile olan ilişkisinden dolayı ortopiroksenle çevrelendiği gözlenmektedir (Şekil 3.24). Bu özellikleri olivin mineralinin ksenokristal özellliğinde olduğunu belirtmektedir.

Plajiyoklaz mineralleri yarı özşekilli çubuğumsu prizmatik ve kısa prizmatik biçimli olup tipik olarak polisentetik ikizlenme ve zonlu doku göstermektedir. Plajiyoklaz mineralleri fenokristal ve mikrolitler halinde gözlenmektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm arasında değişen boyutlarda izlenirler. İçerisinde yer yer ortopiroksenleri kapanımları da izlenmektedir.

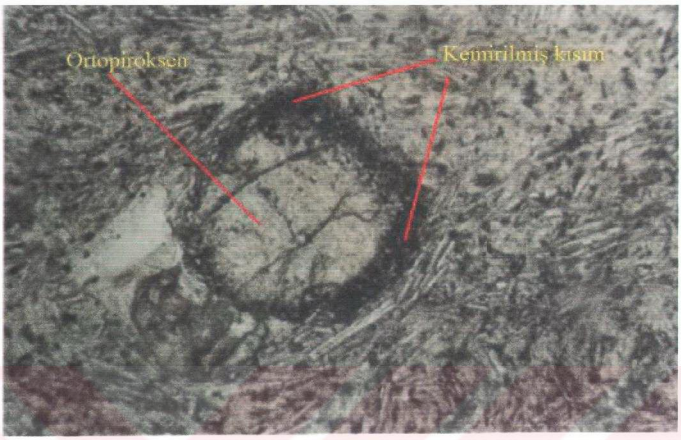
Ortopiroksenler yarı-özşekilli, prizmatik-çubuğumsu prizmatik biçimli ve renksizdir. Bu özelliklerine göre enstatit bileşimlidir (Moorhouse, 1969; Erkan, 1972, 1994a; MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990). Yer yer plajiyoklazlar içerisinde kapanımlar halinde de izlenmektedir.



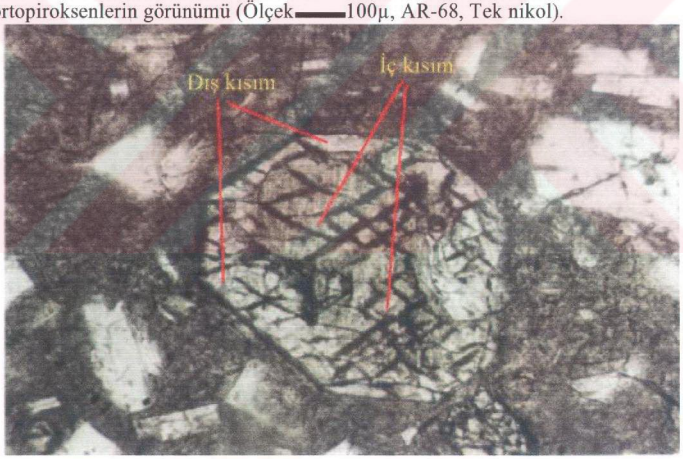
Şekil 3.24. Dasit içerisindeki magma etkileşimi sonucu olivin ksenokristallerinin ortopiroksenle mantolanması (Ölçek——100μ, AR-38, Çift nikol).

Bazı örneklerde olivin mineralinin etrafını kuşatan bir reaksiyon kuşağı şeklinde de izlenmektedir. Bu durum önceden kristallenen olivin mineralinin magma ile ilişkisinden kaynaklanan bir dengelenme (denge kristallenmesi) sonucu oluşmaktadır. Ayrıca dasitler içerisinde ortopiroksenlerin magma tarafından resorpsiyonu da izlenmektedir (Şekil 3.25).

Klinopiroksenler yarı özşekilli, prizmatik biçimli ve renksizdir. (010) yüzeyine göre olan dilinimlere göre yapılan sönme açısı ölçümlerine göre klinopiroksenler yaklaşık 40° lik bir eğik sönme açısına sahiptirler. Bu özellikleriyle ojit bileşimli klinopiroksenler (Moorhouse, 1969; Erkan, 1972, 1994a; MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990) olarak tanımlanmışlardır. Klinopiroksenlerde bileşimsel zonlanma da yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 3.26).



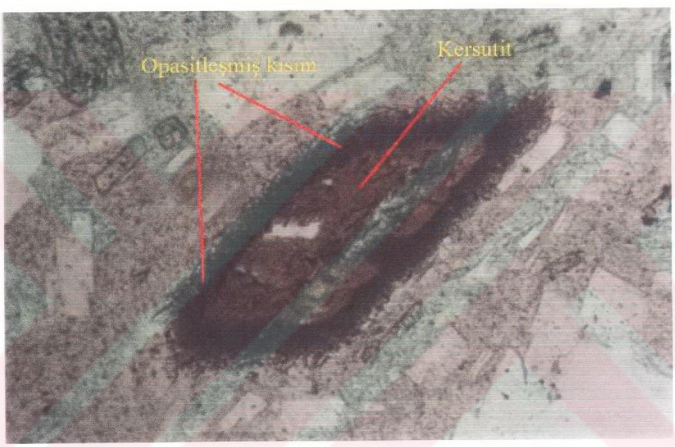
Şekil 3.25 Dasitler içerisinde magma tarafından kemirilmiş (resorbe edilmiş) ortopiroksenlerin görünümü (Ölçek▬100μ, AR-68, Tek nikol).



Şekil 3.26. Dasitlerdeki klinopiroksenlerde gözlenen bileşimsel zonlanmanın görünümü (Ölçek▬100μ, AR-100, Tek nikol).

Hornblendler genellikle yarı-özşekilli ve özşekilli fenokristaller olarak izlenmektedir. Optik mineralojik özelliklerine göre (MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990; Erkan, 1994a) hornblendler hastingsitik ve kersutitik olmak

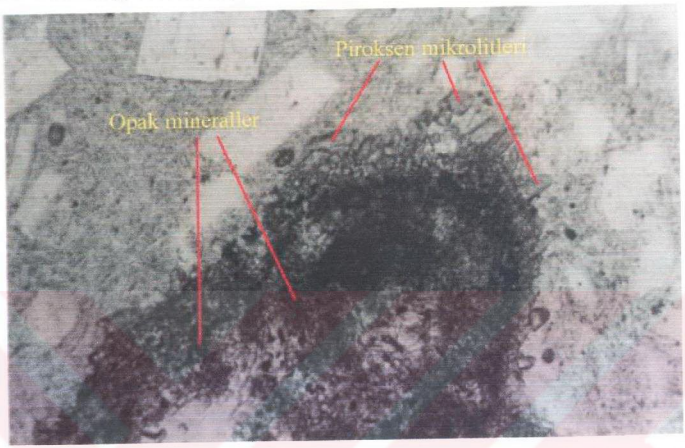
üzere iki farklı bileşimde izlenmektedirler. Kersutitler kahverengimsi kırmızıdan sarımsı kahverengiye kadar değişen bir renk ve pleokroizmaya sahiptirler. Genellikle kenarlarından itibaren magma ile reaksiyon sonucu opasitleşmiştlerdir (Şekil 3.27). Magma ile reaksiyonun geliştiği bu durumlarda opak mineral mikrolitlerinin yanı sıra piroksen mikrolitlerinin geliştiği de izlenmektedir (Şekil 3.28). Bazı kesitlerde reaksiyon zonunun genişlediği, kersutit mineralinin tamamen opasitleştiği ve hornblend psödomorflarına dönüştüğü gözlenmektedir (Şekil 3.29).



Şekil 3.27. Dasitlerde kersutitlerin magma ile etkileşimi sonucu gelişen opasitleşmelerin görünümü (Ölçek▬▬100μ, AR-85, Tek nikol).

Diğer hornblend minerali olan hastingsit ise yeşil renkli olup kuvvetli pleokroizma göstermektedir. Hastingsitler magma ile reaksiyona girmemiş olarak ve ayrıca kenarlarından itibaren opasitleşmiş olarak izlenmektedir. Kersutitlerle karşılaştırıldığında opasitleşen kenar kısımların hastingsitlerde daha ince olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.30). Opasitleşen kısımlarda opak mineralden başka diğer minerallerin gözlenmemesi magma ile reaksiyondan ziyade boşluklanmadan kaynaklanabilmektedir (Rutherford and Hill, 1993; Mazzone ve diğ., 1987). Bazı

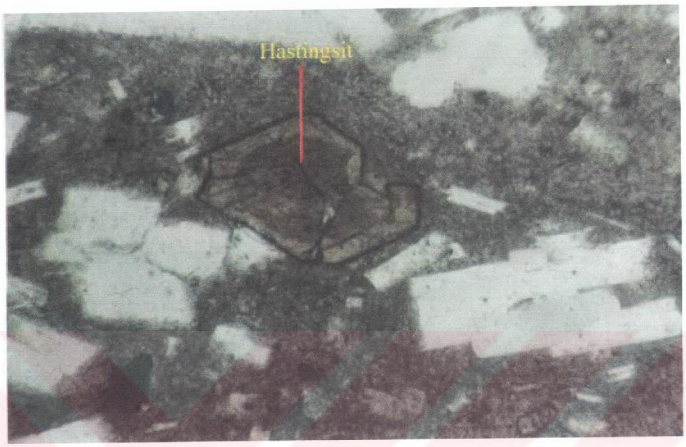
hastingsitlerin magma tarafından kemirildikleri ve appinitik doku gösterdikleri de izlenmektedir (Şekil 3.31a,b).



Şekil 3.28 Dasitlerde magma ile etkileşim sonucu opak mineral ve piroksen mikrolitlerinin gelişiminin görünümü. (Ölçek——100μ, AR-87, Tek nikol)



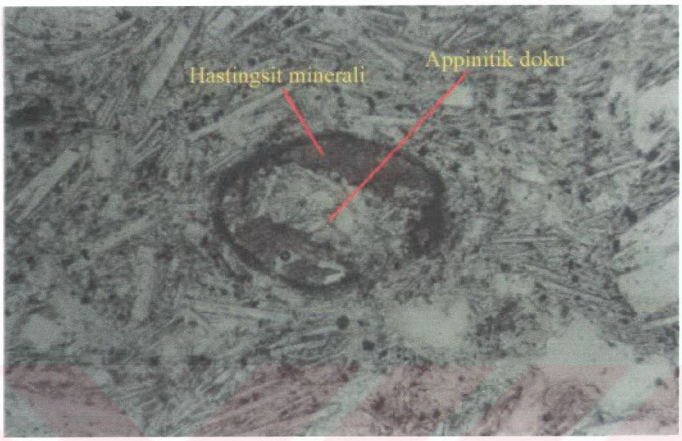
Şekil 3.29. Dasitlerdeki reaksiyon sonucu tamamen opasitleşmiş özşekilli amfibol mineralinin görünümü. (Ölçek——250μ, AR-19, Tek nikol)



Şekil 3.30. Dasitlerdeki hastingsit mineralinin görünümü (Ölçek▬100μ, AR-100, Tek nikol).



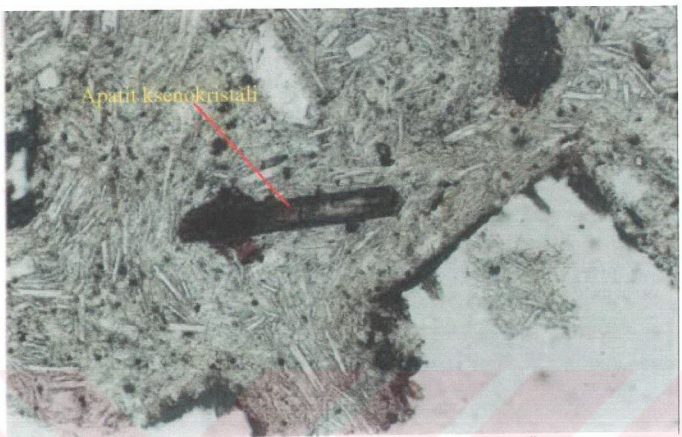
Şekil 3.31a. Dasitlerdeki hastingsitlerde oluşan appinitik dokunun görünümü (Ölçek▬100μ, AR-40, Tek nikol).



Şekil 3.31b. Dasitlerdeki hastingsitlerde oluşan appinitik dokunun görünümü (Ölçek——100μ, AR-40, Tek nikol).

Hornblend mineralleri yer yer piroksen ve plajiyoklaz mineralleri ile biraraya gelerek glomerofirik yığışımlar halinde de izlenmektedir.

Apatit mineralleri iğnemsi prizmatik biçimli kristaller ve mikrofenokristaller halinde izlenmektedir. Yer yer plajiyoklaz, piroksen ve hornblend fenokristallerinin içerisinde kapanımlar halinde de izlenmektedir. Apatitlerin iğnemsi karakteri ani soğuma sonucu bir gelişimi göstermektedir (Wyllie ve diğ., 1962). Mikrofenokristaller halinde gözlenen apatitler ise kahverengimsi gri renkte izlenmektedirler. Bu özellikteki apatitler magmadan itibaren gelişmiş apatitler olarak değil ksenokristaller olarak yorumlanmışlardır (Şekil 3.32a,b).



Şekil 3.32a. Dasitlerde apatit ksenokristallerinin görünümü (Ölçek——100μ, AR-49, Tek nikol).



Şekil 3.32b. Dasitlerde apatit ksenokristallerinin görünümü (Ölçek——100μ, AR-49, Tek nikol).

3.2.2. Pliyosen Yaşlı Volkanitler

Arazi çalışmaları sırasında Yamadağı volkanitlerini kesen dayklar halinde gözlenen trakibazaltlar ve Malatya Fayı civarındaki Pliyosen yaşlı sedimanter litolojilerle ardalanmalı olarak gözlenen bazaltik lav akıntıları halinde gözlenen iki farklı birime ayırtlanmıştır. Yamadağı volkanitleri içerisinde gözlenen ve tamamen dayklar halinde izlenen volkanitler Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitlerini kesmiş olduğundan bunların yaşı Miyosen'den daha genç ve büyük olasılıkla da Pliyosen oldukları kabul edilmiştir. Ancak arazi çalışmaları sırasında ise Pliyosen yaşlı bazaltlar ile trakibazaltların birbirleriyle göreli ilişkileri gözlenmemiştir. Lav akıntıları halinde gözlenen bazaltik akıntılar ise önceki araştırıcılar tarafından da belirtildiği ve Pliyosen yaşlı sedimanter birimlerle ara katkılı olarak gözlendiği için Pliyosen olarak belirlenmiştir. Ancak jeokimyasal verilerin yorumlanmasında, yaygın lav akıntıları ile kökensel ilişkisinden dolayı Arguvan bazaltının ilk evresinin dayklar halinde gözlenen volkanitlerle temsil edildiği düşünülmüştür. Bu nedenle de aşağıda verilen tanımlamalarda da bu sıra izlenecektir.

Pliyosen yaşlı volkanitler, toplam alkali-silis adlandırma diyagramına aktarıldığında daykların trakibazalt (hawaiit), yaygın lav akıntılarının ise bazalt alanında konumlandıkları gözlenmektedir (Şekil 3.9).

Pliyosen yaşlı volkanitlere ait kayaçları ayrıntılı petrografileri çizelge 3.5'de ve ana element jeokimyasal analiz sonuçları da çizelge 3.6'de verilmiştir.

Çizelge 3.5 Pliyosen yaşlı volkanitlerin ayrıntılı mineralojik-petrografik özellikleri (plj, plajiyoklaz; olv, olivin; ens, enstatit; ap, apatit)

Örnek No	Doku	Fenokristal	Kayaç Adı
AR-30	Hipokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-31	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-33	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-35	Hipokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-65	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-66	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-70	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-71	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-72	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-98	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Trakibazalt
AR-2	Holokristalin porfirik	Plj, olv, ojit, ±en	Bazalt
AR-3	Holokristalin porfirik	Olv, ±plj	Bazalt
AR-4	Holokristalin porfirik	Plj, olv, ojit, titanojit, ap	Bazalt
AR-5	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
AR-6	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
AR-7	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
AR-8	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
AR-9	Holokristalin porfirik	Olv, ±plj	Bazalt
AR-10	Holokristalin porfirik	Olv, ±plj	Bazalt
AR-11	Holokristalin porfirik	Olv, ±plj	Bazalt
AR-12	Holokristalin porfirik	Plj, olv, ens	Bazalt
AR-26	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
AR-27	Holokristalin porfirik	Plj, olv, opak min	Bazalt
AR-28	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
AR-29	Holokristalin porfirik	Olv, ±plj, ±ojit	Bazalt
AR-46	Holokristalin porfirik	Plj, olv, ojit	Bazalt
AR-47	Holokristalin porfirik	Olv, ojit, ±plj	Bazalt

Örnek No	Doku	Fenokristal	Kayaç Adı
AR-48	Holokristalin porfirik	Olv, plj, titanojit	Bazalt
02-01	Holokristalin porfirik	Plj, ojit, ±olv	Bazalt
02-02	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
02-03	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
02-04	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
02-05	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
02-06	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt
02-07	Holokristalin porfirik	Plj, ojit, olv	Bazalt
02-08	Holokristalin porfirik	Plj, ojit, olv	Bazalt
02-09	Holokristalin porfirik	Plj, ojit, olv	Bazalt
02-10	Holokristalin porfirik	Plj, ojit, olv	Bazalt
02-11	Holokristalin porfirik	Plj, olv	Bazalt

Çizelge 3.6. A-Trakibazalt, B-Bazalt örneklerinin ana element analizi sonuçları (Fe2O3: toplam demiri, oksitler % ağırlık, A.K: Ateşte kayıp).

A-Trakibazalt

Örnek No	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	A.K	Toplam
AR-30	49.15	1.54	16.38	9.46	0.15	7.76	8.12	3.51	1.52	0.44	1.47	99.70
AR-31	50.03	1.57	16.76	9.63	0.15	7.03	8.43	3.80	1.36	0.45	0.62	99.83
AR-33	50.63	1.45	16.66	9.41	0.13	6.69	8.70	3.52	1.44	0.46	0.74	99.84
AR-35	50.03	1.74	17.12	10.15	0.15	6.25	7.74	4.03	1.71	0.40	0.47	99.79
AR-65	49.82	1.86	17.31	9.79	0.15	5.40	7.68	4.13	2.05	0.47	0.95	99.60
AR-66	49.79	1.86	17.32	9.85	0.15	5.42	7.64	4.31	2.08	0.47	0.74	99.63
AR-70	49.41	1.86	17.25	10.00	0.14	5.83	7.25	4.44	1.96	0.45	0.24	99.83
AR-71	49.97	1.76	17.18	9.49	0.14	5.98	7.51	4.19	2.13	0.50	0.56	99.41
AR-72	49.62	1.79	17.00	9.51	0.15	6.07	7.48	4.19	2.06	0.47	1.29	99.63
AR-98	50.53	1.47	16.66	9.38	0.14	7.00	8.63	3.66	1.49	0.46	0.29	99.72
B-Arguvan Bazaltı												
AR-2	47.21	1.43	14.72	11.38	0.15	8.99	7.24	4.11	0.50	0.19	4.50	100.41
AR-3	47.91	1.72	14.89	11.54	0.17	8.60	8.79	2.80	0.85	0.25	2.69	100.21
AR-4	47.44	1.58	14.87	11.60	0.15	8.79	8.72	3.10	0.78	0.25	2.70	99.97
AR-5	47.59	1.86	13.86	11.98	0.17	9.89	8.70	2.74	0.80	0.27	1.92	99.78

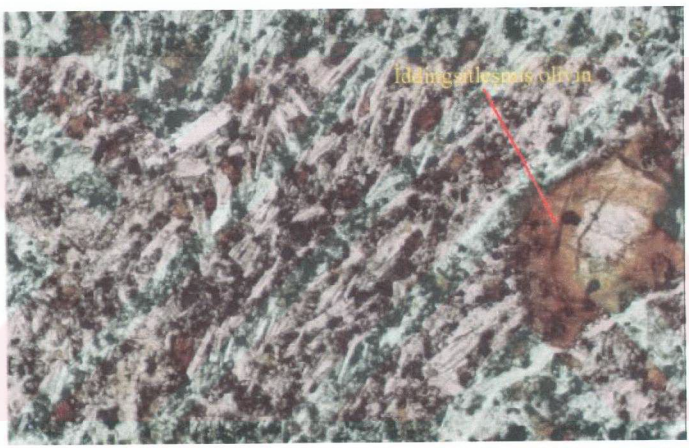
Örnek No	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	A.K	Toplam
AR-6	46.68	1.55	14.80	10.99	0.15	8.64	9.12	2.03	0.91	0.24	4.60	99.71
AR-7	47.44	1.68	14.85	11.23	0.15	8.18	9.41	2.77	0.78	0.25	3.22	99.96
AR-8	47.54	1.83	13.86	12.12	0.17	9.94	8.92	2.70	0.89	0.27	1.70	99.92
AR-9	47.31	1.83	13.62	12.10	0.17	10.11	9.00	2.53	0.80	0.27	1.90	99.62
AR-10	47.63	1.80	13.67	12.15	0.17	10.29	8.94	2.63	0.76	0.26	1.73	100.03
AR-11	48.08	1.81	13.76	12.29	0.17	10.14	8.64	2.96	0.77	0.26	1.33	100.20
AR-12	47.80	1.81	13.79	12.21	0.17	10.16	8.58	2.97	0.80	0.26	1.30	99.84
AR-26	48.07	1.73	14.95	11.51	0.16	8.48	8.92	3.05	1.06	0.25	1.61	99.81
AR-27	48.37	1.72	15.04	11.45	0.16	8.36	8.82	3.38	0.86	0.25	1.70	100.10
AR-28	48.22	1.75	15.06	11.42	0.16	8.39	8.52	3.67	0.88	0.27	1.47	99.80
AR-29	48.06	1.69	14.88	11.52	0.16	8.98	8.55	2.97	0.82	0.25	2.00	99.86
AR-46	47.54	1.69	14.87	11.26	0.15	8.17	8.95	3.03	0.76	0.25	2.73	99.40
AR-47	47.75	1.69	14.91	11.34	0.15	8.30	8.71	3.32	0.76	0.25	2.36	99.56
AR-48	47.78	1.67	14.85	11.20	0.15	8.54	8.31	2.53	1.00	0.26	3.73	99.72
02-01	46.49	1.62	14.15	11.66	0.14	8.12	8.86	2.42	0.63	0.22	3.65	97.96
02-02	46.77	1.55	14.46	11.63	0.14	8.42	8.02	2.62	0.64	0.22	3.64	98.11
02-03	45.98	1.52	14.30	11.57	0.15	9.03	7.15	2.77	0.50	0.20	4.97	98.14
02-04	47.13	1.71	14.40	11.42	0.15	8.60	8.49	2.48	0.84	0.26	2.50	97.98
02-05	46.93	1.73	14.46	11.37	0.15	8.19	8.34	2.58	0.86	0.27	3.21	98.09
02-06	46.60	1.71	14.49	11.33	0.15	8.01	8.46	2.55	0.86	0.28	3.38	97.82
02-07	47.20	1.74	14.63	11.55	0.15	7.91	8.55	2.69	0.85	0.25	2.28	97.80
02-08	47.14	1.77	14.56	11.61	0.15	7.77	8.84	2.79	0.82	0.26	2.13	97.84
02-09	47.13	1.72	14.66	11.41	0.15	7.69	8.86	2.79	0.84	0.25	2.80	98.30
02-10	46.78	1.72	14.47	11.39	0.16	7.79	8.79	2.63	0.76	0.25	3.29	98.30
02-11	47.42	1.76	14.52	11.59	0.16	7.99	9.07	2.80	0.78	0.27	0.81	97.17

3.2.2.1. Trakibazalt

Holokristalin porfirik-intersertal doku göstermektedirler. Fenokristal olarak sadece olivin mineralleri izlenmektedir. Hamur ise plajiyoklaz mikrolitleri ve onların arasını doldurur durumda gelişmiş klinopiroksen mikrolitleri ile opak mineral mikrolitlerinden oluşmaktadır. Bazı örneklerde hamurda çok az da olsa volkanik camın izlendiği görülmektedir. Kayaç içerisindeki olivin mineralleri kenarlarından

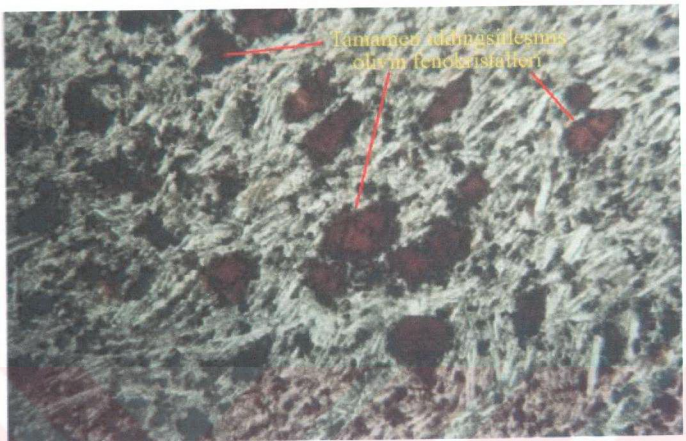
itibaren iddingsitleşmişlerdir (Şekil 3.33). Bazı örneklerde ise olivin minerallerinin tamamen iddingsitleştikleri de izlenmektedir (Şekil 3.34).

Mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda trakibazaltlar içerisindeki olivin minerallerinin boyutları (0.2-0.5 mm), Arguvan bazaltındaki olivin minerallerine (0.6-2 mm) oranla daha küçüktür. Ayrıca trakibazaltlar içerisindeki olivinlerde yaygın iddingsitleşme gözlenirken, Arguvan bazaltındaki olivinlerde ise yaygın serpantinleşme gözlenmektedir.



Şekil 3.33. Trakibazaltlar içerisindeki iddingsitleşmiş olivin fenokristalleri (Ölçek——100μ,AR-31,TekNikol).

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



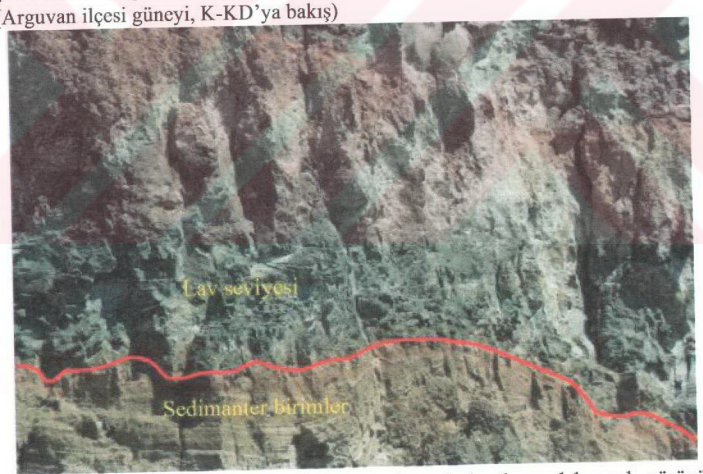
Şekil 3.34 Trakibazaltlar içerisindeki tamamen iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin görünümü (Ölçek——250μ, AR-65, Çift nikol).

3.2.2.2. Arguvan Bazaltı

Yapılan arazi çalışmaları esnasında Arguvan yöresinde yapılan örneklemede bu birimin dört farklı akıntı halinde yüzeyledikleri belirlenmiştir. Her bir lav akıntısının alt, orta ve üst düzeylerinde örnekler alınarak bu örneklerin petrografik özellikleri birbiriyle karşılaştırılarak incelenmiştir. (Şekil 3.35a ve b). Bu örneklerin petrografik özelliklerine bakıldığında ortaya ilk faz olarak düşünülen lav seviyesinde hakim fenokristal fazının plajiyoklaz olduğu, bunu izleyen evrelerde ise olivin ve ojit fenokristallerinin varlığı gözlenmiştir.



Şekil 3.35a. Arguvan bazaltının sedimanter kayaçlarla olan ardalanmalı görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K-KD'ya bakış)

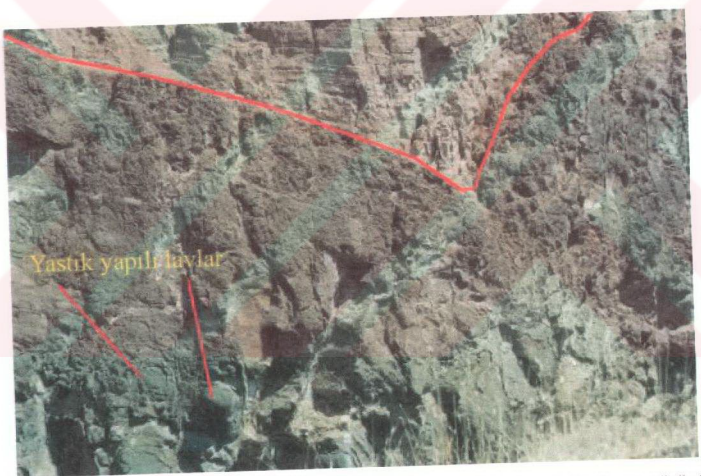


Şekil 3.35b. Arguvan bazaltının sedimanter kayaçlarla olan ardalanmalı görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K'e bakış

Makroskobik olarak da yeşilimsi siyah renkli gözlenen Arguvan bazaltının alt ve orta seviyeleri bir yastık lav şeklinde ve dış kısmıda soğan kabuğu şeklindedir

(Şekil 3.36). Mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda Arguvan bazaltındaki olivin minerallerinin boyutları 0.6-2 mm arasında ve çoğunlukla çatlaklarında da serpantinleşme yaygın iken, trakibazalta ait olan olivin minerallerinin boyutları ise 0.2-0.5 mm boyutlarında ve neredeyse tamamının da iddingsitleşmeye uğradığı gözlenmiş ve bu da bir ayırtman kriter olarak kullanılmıştır.

Ana element içeriklerine göre Arguvan bazaltı olarak adlandırılan yaygın lav akıntıları düşük Ti ve yüksek Ti bazaltlar olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. En alttaki akıntının düşük Ti içerikli üstteki akıntıların ise yüksek Ti içerikli oldukları gözlenmektedir.

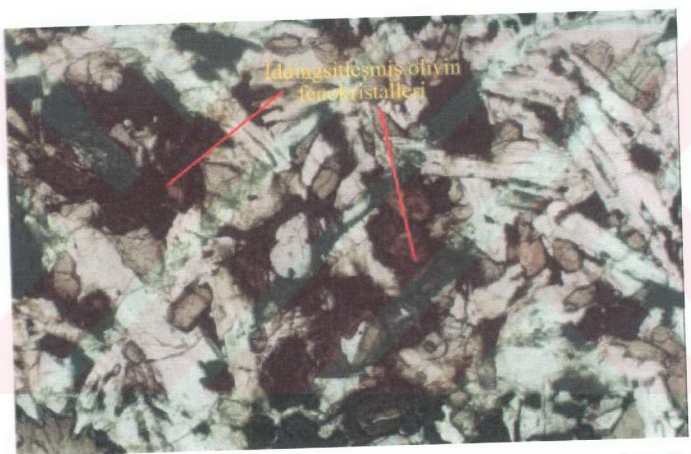


Şekil 3.36 Arguvan bazaltının alt seviyelerindeki yastık yapılı lavların görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K'e bakış).

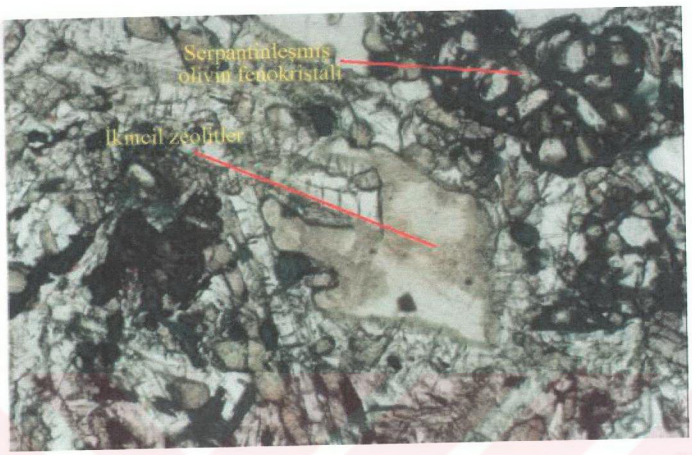
3.2.2.2.(1). Düşük Titanyum (Ti) bazaltlar

Holokristalin porfirik doku göstermekte olup mineral bileşenleri olarak olivin mikrofenokristalleri, iri plajiyoklaz mikrolitleri ve plajiyoklaz mikrolitlerinin arasını doldurur şekilde gelişmiş klinopiroksenler gözlenmektedir. Olivinler lav akıntısının

alt düzeylerinde iddingsitleşmiş olarak gözlenirken (Şekil 3.37) akıntının orta seviyesinden itibaren serpantinleşmiş olarak izlenmektedir (Şekil 3.38). Kayaç içerisindeki boşluklar zeolitle doldurulmuş olarak gözlenmektedir (Şekil 3.38). Klinopiroksenler kahverengimsi sarı-leylak şeklinde bir renk ve pleokroizma göstermektedirler. (010) yüzeylerine göre yapılan sönme açısı ölçümleri 32-45°lik bir eğik sönmeye sahip olduklarını göstermektedir. Bu özellikleriyle titanojit bileşimli oldukları belirlenmiştir (Moorhouse, 1969; Erkan, 1972, 1994a; MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990).



Şekil 3.37. Arguvan bazaltı içerisindeki iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin görünümü (Ölçek——250μ, 02-01, Tek nikol).



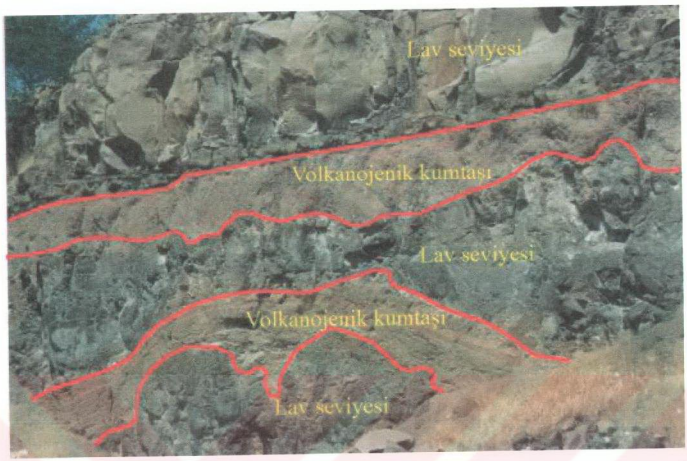
Şekil 3.38 Arguvan bazaltı içerisindeki olivinlerdeki serpantinleşme ve zeolitlerle doldurulmuş boşlukların görünümü (Ölçek——250μ, 02-02, Tek nikol).

3.2.2.2.(2).Yüksek Titanyum (Ti) bazaltlar

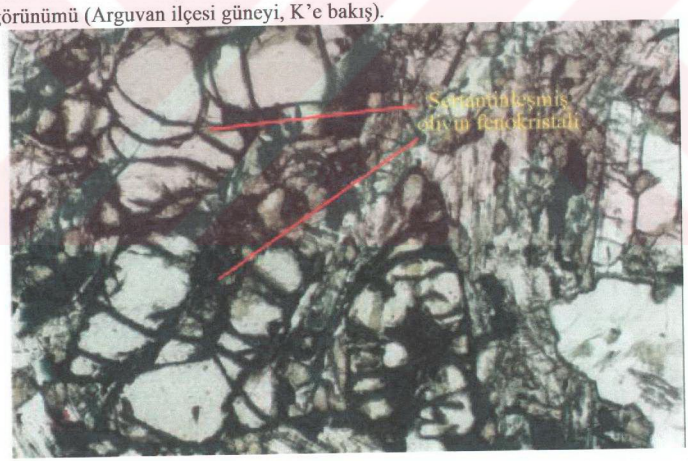
En alttaki lav akıntısının üzerinde yer alan volkanojenik kumtaşının üzerine gelen (Şekil 3.39) ikinci düzey akıntıdan itibaren başlayan ve en üst seviyeye kadar gelen akıntılar yüksek Ti içeriklerinden dolayı yüksek Ti bazaltlar olarak adlandırılmıştır.

Mikroskopik olarak holokristalin porfirik-ofitik doku göstermektedirler. Fenokristal olarak olivin fenokistalleri izlenmekte, hamur ise plajiyoklaz mikrolitleri ile plajiyoklaz mikrolitlerinin arasını doldurur durumda gelişmiş klinopiroksen mikrolitleri ve opak mineralden oluşmaktadır. Kayaç içerisindeki boşluklar zeolit ve yer yer de kalsit mineralleri tarafından doldurulmuş olarak gözlenmektedir.

Olivin mineralleri 0.6-2 mm arasında boyutlara sahip olup kayaç içerisinde de tipik ve yaygın olarak serpantinleşme türü bozunmaları ile tanınabilmektedir (Şekil 3.40).

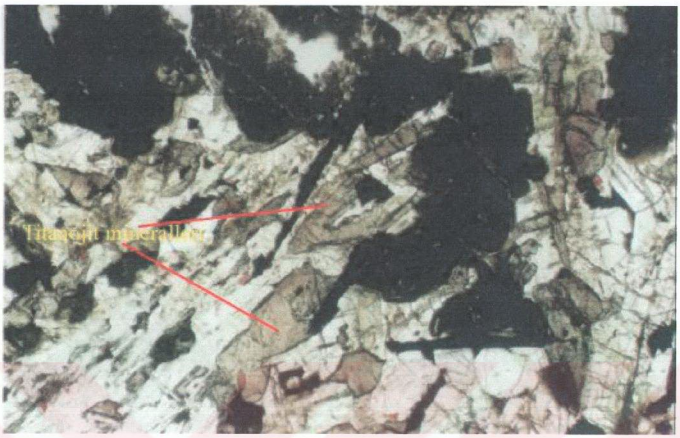


Şekil 3.39 Volkanojenik kumtaşları ile ardalanma sunan Arguvan bazaltının görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K'e bakış).



Şekil 3.40. Arguvan bazaltı içerisindeki olivin fenokristallerinde gelişen serpantinleşmenin görünümü (Ölçek——250μ, 02-02, Tek nikol).

Titanojit mineralleri (Şekil 3.41) kahverengimsi'den soluk kahverengiye kadar uzanan bir renk aralığında olup 35-45° arasında da eğik sönmeli ve kısa prizmatik biçimlidirler.



Şekil 3.41. Arguvan bazaltı içerisindeki titanojit minerallerinin görünümü (Ölçek——250μ, 02-01, Tek nikol).

Yarı özşekilli mikrolitler ve mikrofenokristaller (0.1-2 mm) halinde gözlenen plajiyoklaz mineralleri, çubuğumsu prizmatik ve kısa prizmatik biçimli olup polisentetik ikizlenme gösterirler.

3.3. Jeokimyasal İnceleme

Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkanizmasının ve Pliyosen volkanileri içerisindeki lav seviyelerinin gelişimini ile kökenlerini açıklayabilmek için jeokimyasal veriler oldukça önemli olup, bunlar petrografi ile birlikte yorumlandığında önemli ve daha güvenilir sonuçlara gidilecektir.

Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkaniti ile Pliyosen yaşlı volkanitlerden yaptırılan eser element jeokimyasal analiz sonuçları alttan üste doğru sırasıyla çizelge 3.7'de verilirken, çizelge 3.8'de de nadir toprak elementleri analiz sonuçları verilmiştir.

Çizelge 3.7 İz elementlerin analiz sonuçları. A-Bazaltik andezit, B-Andezit, C-Dasit, D-Trakibazalt, E-Arguvan bazaltı.

Örnek No	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Th	Zn	Co	Cr	V	Ce	Nd	Ba	La
A-Bazaltik andezit														
AR-25	4	113	26	355	32	4	75	39	13	135	17	13	204	10
AR-37	6	160	23	427	33	4	66	49	164	158	20	10	156	11
AR-51	9	143	25	321	34	6	64	41	162	127	31	17	154	15
AR-54	14	187	27	442	33	7	72	41	155	155	37	19	224	22
AR-58	9	139	26	295	33	5	69	45	141	144	24	10	157	11
AR-59	15	228	27	455	18	5	85	32	13	133	28	13	195	13
AR-64	11	199	29	416	23	4	77	38	66	151	27	16	176	13
AR-74	10	170	26	335	34	5	75	41	17	169	21	10	241	9
B-Andezit														
AR-16	9	158	23	394	31	5	61	33	12	76	23	12	291	10
AR-17	11	182	22	435	39	7	74	28	22	138	37	18	229	12
AR-41	21	221	18	553	50	12	53	16	40	89	46	18	329	35
AR-44	8	156	22	315	43	7	64	34	122	129	34	15	223	20
AR-45	22	231	21	558	50	8	60	25	38	74	46	22	304	27
AR-50	10	183	25	358	31	5	78	27	53	135	28	15	169	13
AR-52	10	190	28	364	39	6	72	33	51	130	35	20	166	20
AR-53	8	174	22	303	53	9	59	31	69	96	30	15	238	19
AR-55	10	152	21	353	45	7	62	41	158	110	24	11	306	16
AR-60	6	156	20	378	34	5	53	37	31	105	26	14	321	13
AR-63	13	184	21	456	54	7	58	27	44	92	29	15	404	16
AR-67	16	186	22	439	53	10	59	25	55	92	32	14	415	24
AR-77	8	155	18	380	53	5	54	39	38	110	28	15	215	17
AR-78	10	161	19	358	42	5	62	31	62	111	17	9	205	10
AR-79	10	165	21	335	46	9	60	31	95	137	34	20	224	20
AR-80	9	163	20	347	47	6	60	39	80	132	30	13	221	17
AR-81	10	166	21	341	42	7	64	29	86	126	34	17	209	20
AR-82	9	165	21	344	43	7	63	31	83	129	33	16	217	19
AR-83	9	165	21	348	43	6	65	31	79	127	26	12	218	14
AR-88	10	171	23	389	30	5	66	20	14	78	30	14	402	16
AR-89	10	173	22	386	27	6	59	28	14	84	39	17	353	20
AR-90	10	175	25	402	27	5	60	31	13	71	28	13	357	16
AR-99	11	179	19	421	52	7	62	22	13	112	30	14	303	15

Örnek No	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Th	Zn	Co	Cr	V	Ce	Nd	Ba	La
AR-101	12	184	21	406	58	8	59	30	16	116	40	17	296	27
AR-102	11	182	21	406	58	8	61	32	26	118	35	15	270	23
AR-103	12	183	20	407	59	9	60	26	20	116	41	20	290	21
C-Dasit														
AR-18	6	139	16	329	45	5	45	26	31	62	20	9	228	9
AR-19	5	148	19	323	60	5	42	23	19	52	19	10	258	9
AR-34	29	232	19	577	47	10	62	21	23	64	43	18	541	27
AR-36	6	167	19	311	70	7	52	35	27	85	35	17	241	20
AR-38	12	194	21	385	78	8	50	30	25	80	33	17	288	25
AR-40	7	171	18	330	59	6	46	24	17	65	22	11	334	13
AR-42	13	199	21	382	80	8	51	30	36	74	36	18	265	25
AR-49	18	259	22	370	65	9	57	21	9	26	40	19	340	22
AR-57	18	264	21	293	75	9	54	12	5	15	38	15	350	20
AR-68	11	187	20	322	57	7	53	27	21	71	26	13	388	16
AR-75	9	166	14	325	89	8	46	27	32	62	33	17	221	19
AR-76	6	133	13	309	45	5	41	23	38	110	19	9	222	9
AR-84	6	150	15	287	61	6	45	35	25	54	29	14	218	15
AR-85	6	151	15	300	63	7	43	37	30	57	30	15	239	17
AR-86	6	146	14	307	63	6	42	28	22	55	29	14	244	15
AR-87	6	145	14	303	71	7	41	31	24	46	27	13	264	16
AR-100	6	146	14	296	64	8	43	21	26	54	25	9	249	20
D-Trakibazalt														
Örnek No	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Th	Zn	Co	Cr	V	Ce	Nd	Ba	La
AR-2	9	84	17	569	9	2	91	51	342	172	20	10	182	11
AR-3	13	117	19	367	13	3	99	53	299	195	27	13	152	10
AR-4	12	110	18	445	14	3	90	58	264	171	26	14	87	10
AR-5	17	127	21	378	12	3	106	62	269	191	32	17	104	11
AR-6	12	110	18	575	11	2	86	47	315	165	28	14	115	14
AR-7	16	127	20	409	15	3	103	60	268	188	26	13	109	10
AR-8	15	127	21	426	12	3	101	58	291	196	29	16	100	13
AR-9	15	124	21	500	11	3	96	50	342	183	25	15	94	16
AR-10	15	121	19	414	11	2	100	57	303	191	20	10	97	10
AR-11	15	123	21	399	12	3	107	63	281	194	22	10	92	8
AR-12	15	121	20	413	11	4	101	51	328	199	31	15	104	13
AR-26	14	120	20	434	16	3	91	52	306	187	22	12	102	10

Örnek No	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Th	Zn	Co	Cr	V	Ce	Nd	Ba	La
AR-27	13	120	20	591	13	2	89	49	342	195	28	15	113	15
AR-28	14	126	19	659	14	2	92	56	279	200	26	14	118	10
AR-29	13	109	19	832	12	2	93	47	330	177	35	16	134	10
AR-46	12	118	18	1804	8	2	92	48	333	185	27	14	97	13
AR-47	13	112	20	1019	11	2	89	45	351	193	28	14	105	14
AR-48	15	112	19	570	14	2	95	55	297	171	34	17	345	9
02-01	10.3	91	19	329	7	0.6	65	56		189	21	12	89	10
02-02	10	88	18	877	7	1.8	67	64		173	20	10	1576	10
02-03	9.4	85	17	1472	7	1.3	69	54		176	19	11	774	9
02-04	13.2	113	18	372	10	2.5	66	52		189	26	14	104	13
02-05	12.4	109	18	901	10	0.9	64	52		180	25	14	188	13
02-06	12.1	107	18	1616	10	2.1	65	51		179	25	15	283	12
02-07	11.8	108	19	467	10	1.8	68	52		190	26	16	155	13
02-08	10.8	105	18	713	10	0.9	58	49		182	24	13	98	11
02-09	11.3	108	19	700	11	2	64	52		182	26	13	134	12
02-10	12	104	18	547	9	1.6	62	48		183	25	13	104	12
02-11	12.3	114	19	1016	10	0.5	74	55		195	29	15	110	13
E-Arguvan bazaltı														
AR-30	23	167	25	606	71	6	78	48	196	178	48	25	317	20
AR-31	23	169	24	594	48	6	76	51	339	180	42	22	310	19
AR-33	23	169	26	529	42	6	83	52	194	186	40	18	344	27
AR-35	24	166	25	479	39	5	79	47	172	161	39	20	373	27
AR-65	30	194	26	623	47	6	72	45	139	162	41	18	1374	27
AR-66	30	195	26	566	48	6	72	49	150	156	47	22	544	28
AR-70	30	189	27	527	45	6	76	41	130	153	46	22	355	19
AR-71	30	201	26	564	54	9	74	41	155	162	44	20	413	29
AR-72	30	198	26	574	50	8	73	42	164	167	51	25	403	25
AR-98	23	168	24	542	42	7	75	45	200	168	47	23	329	23

Çizelge 3.8 Yamadağı volkanitlerinden yapılmış olan nadir toprak elementi analiz sonuçları

Örnek No	La ppm	Y Ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm Ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb Ppm	Lu ppm
02-01	10.1	18.5	20.8	2.55	12.2	3.1	1.18	3.51	0.46	3.57	0.62	1.85	0.22	1.79	0.23
02-02	9.6	17.5	19.9	2.46	10.3	3	0.86	3.56	0.54	2.96	0.69	1.56	0.21	1.80	0.23

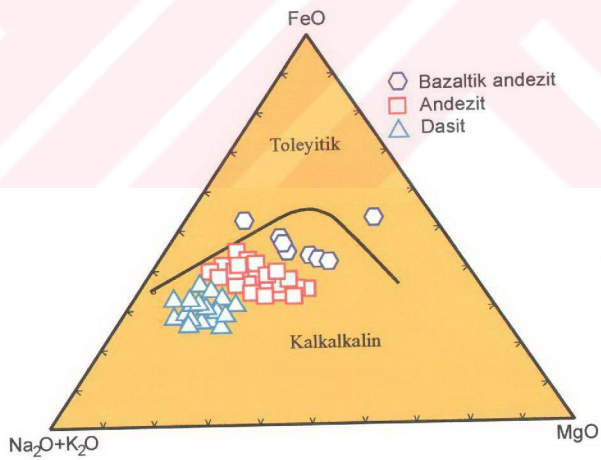
Örnek No	La ppm	Y Ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm Ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb Ppm	Lu ppm
02-03	9.3	17	19.1	2.39	11.3	3.1	0.75	3.3	0.59	3.03	0.68	1.71	0.24	1.89	0.26
02-04	13.2	18.4	26.4	3.31	13.6	3.4	1.39	3.95	0.6	3.9	0.60	1.59	0.20	1.66	0.19
02-05	12.6	17.5	25.1	3.22	13.9	3.1	1.34	3.74	0.56	3.6	0.69	1.48	0.16	1.65	0.17
02-06	12.3	18	25.1	3.18	14.6	3.3	1.16	4.21	0.63	4.2	0.77	1.55	0.20	1.65	0.20
02-07	13.2	19.2	26.3	3.27	15.6	3.6	1.31	3.78	0.67	3.84	0.64	1.42	0.27	1.60	0.27
02-08	11.4	17.5	24	3.03	13	3	1.27	3.9	0.67	3.44	0.74	1.50	0.35	1.49	0.31
02-09	11.8	19	26.2	3.12	13.2	4	1.32	4	0.52	3.7	0.74	1.93	0.22	1.48	0.22
02-10	11.7	17.9	24.5	3.04	12.8	3.5	1.35	4.32	0.65	3.3	0.60	1.84	0.26	1.37	0.18
02-11	13.1	18.6	28.5	3.6	14.7	3.6	1.37	3.67	0.7	3.85	0.68	1.77	0.28	1.54	0.27
AR-19	9.4	10.69	15.7	2.48	9.69	2.11	0.19	2.52	0.35	2.09	0.39	1.07	0.18	1.09	0.15
AR-25	5.6	7.87	10.8	1.56	6.27	1.41	0.37	1.71	0.24	1.51	0.29	0.85	0.12	0.75	0.11
AR-31	20.7	11.96	34.9	4.20	14.71	2.70	0.51	2.67	0.38	2.27	0.41	1.18	0.19	1.05	0.15
AR-35	15.9	12.55	27.6	3.53	12.68	2.52	0.50	2.72	0.40	2.39	0.44	1.23	018	1.08	0.15
AR-37	8.8	9.34	16.5	2.28	8.87	1.94	0.33	2.32	0.32	1.86	0.35	0.95	0.14	0.77	0.10
AR-38	6.4	5.20	11.2	1.59	5.92	1.20	0.20	1.39	0.18	1.07	0.18	0.47	0.07	0.38	0.05
AR-44	6.5	5.50	11.2	1.48	5.18	1.11	0.19	1.25	0.18	1.07	0.20	0.54	0.08	0.51	0.07
AR-53	6.3	5.08	11.0	1.40	5.10	1.09	0.17	1.14	0.17	1.02	0.19	0.53	0.08	0.51	0.07
AR-54	17.8	12.68	28.8	3.91	14.20	2.75	0.74	3.04	0.42	2.49	0.46	1.32	020	1.17	0.16
AR-64	15.4	17.32	26.0	3.88	14.83	3.35	0.50	3.83	0.55	3.49	0.68	1.86	0.29	1.68	0.23
AR-66	18.7	11.81	32.0	3.93	14.53	2.80	0.49	2.83	0.41	2.39	0.43	1.16	0.17	0.99	0.13
AR-70	18.1	12.43	31.3	3.82	13.82	2.87	0.51	2.97	0.41	2.30	0.43	1.19	0.17	0.99	0.13
AR-78	12.4	9.58	20.8	2.90	10.75	2.33	0.18	2.60	0.36	1.99	0.34	0.97	0.15	0.86	0.11
AR-87	2.2	1.94	4.0	0.62	2.39	0.52	0.12	0.59	0.08	0.43	0.07	0.20	0.14	0.17	0.02
AR-89	12.2	9.89	21.8	3.15	11.90	2.53	0.20	2.71	0.36	2.03	0.38	0.95	0.03	0.76	0.10
AR-94	10.6	5.26	18.6	2.35	8.14	1.49	0.16	1.43	0.19	1.00	0.17	0.44	0.13	0.37	0.05
AR-98	21.9	10.53	37.5	4.41	14.88	2.68	0.50	2.73	0.36	1.99	0.37	0.99	0.06	0.88	0.13
AR-2	8.97	11	20.78	2.85	12.41	3.34	1.16	3.30	0.51	3.19	0.60	1.66	0.18	1.39	0.15
AR-7	12.44	10	28.25	3.79	15.79	4.08	1.32	3.74	0.59	3.55	0.66	1.81	0.21	1.49	0.16
AR-47	12.30	14	27.89	3.75	15.63	4.02	1.31	3.85	0.59	3.54	0.67	1.84	0.21	1.50	0.16
AR-51	13.42	15	26.80	3.71	14.29	3.48	1.02	3.24	0.53	3.43	0.72	2.17	0.32	2.12	0.32
AR-52	18.42	20	36.79	5.16	20.19	4.81	1.27	4.50	0.72	4.20	0.86	2.42	0.36	2.32	0.35
AR-60	14.28	13	29.28	3.77	14.56	3.29	0.96	2.98	0.45	2.90	0.58	1.72	0.20	1.60	0.21
AR-68	23.48	16	46.47	5.78	20.60	4.25	1.08	3.59	0.52	3.16	0.62	1.77	0.22	1.68	0.21
AR-75	17.81	19	35.12	4.20	14.92	3.10	0.83	2.49	0.31	2.10	0.39	1.13	0.10	1.09	0.10
AR-95	17.71	15	34.56	4.15	14.74	3.03	0.76	2.49	0.33	2.21	0.42	1.24	0.12	1.22	0.13
AR100	14.97	20	31.00	3.77	13.56	2.81	0.72	2.32	0.30	2.13	0.38	1.16	0.10	1.16	0.11
AR101	22.46	27	45.26	5.46	19.75	4.16	1.16	3.49	0.51	3.10	0.61	1.76	0.20	1.66	0.21

3.3.1. Yamadağı Volkanitleri

Yamadağı volkaniti olarak adlandırılan ve bazaltik andezitten dasite kadar değişen bileşimde oluşan volkanitlerin ana element ve iz element sonuçları Çizelge 3.6 ve Çizelge 3.7'de verilmektedir.

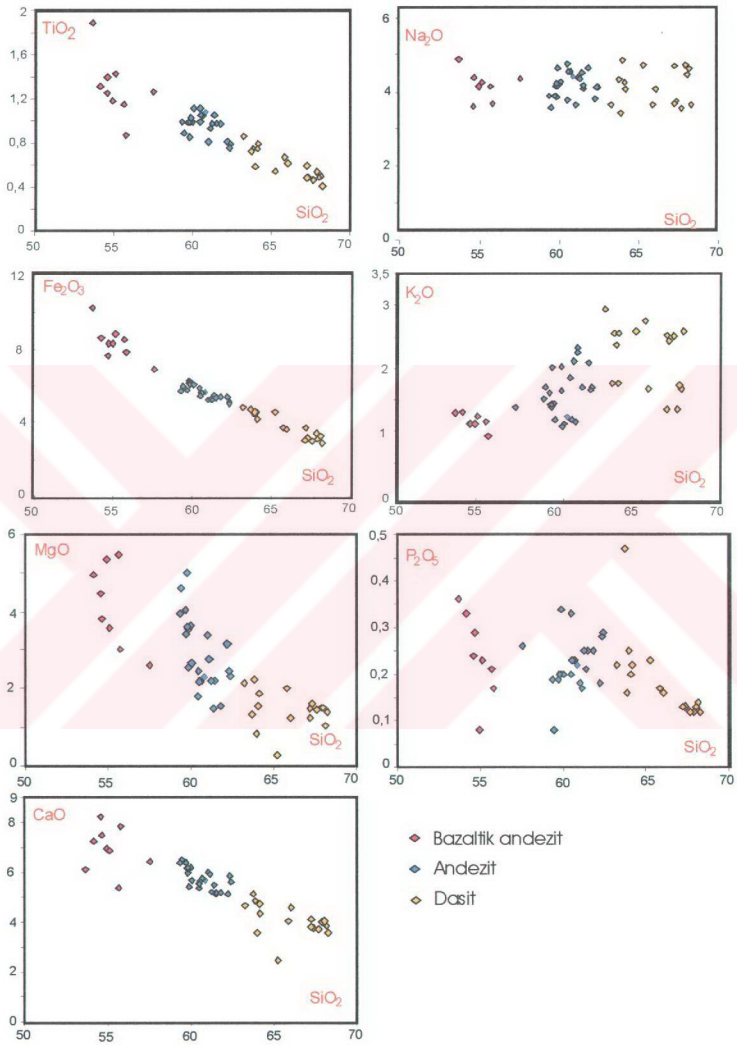
3.3.1.2 Ana ve İz Elementler

Yamadağı volkanitlerinin magmatik kayaçların jeokimyasal karakterini belirlemeye yönelik olarak hazırlanan toplam alkali-silis değişim diyagramında subalkalen alanda yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 3.9). Subalkali kayaçların toleyitik-kalkalkalin alt gruplarını belirlemeye yönelik AFM diyagramında ise kalkalkalin karakter (Irvine and Barager, 1971) gösterdikleri izlenmektedir (Şekil 3.42).

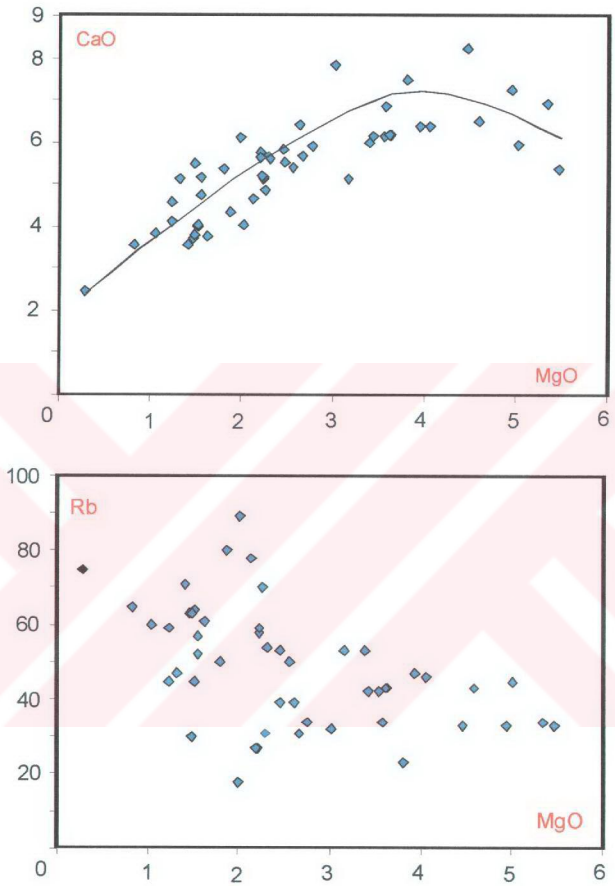


Şekil 3.42. Yamadağ volkanitlerinin AFM üçgen diyagramındaki konumları (Irvine and Barager, 1971).

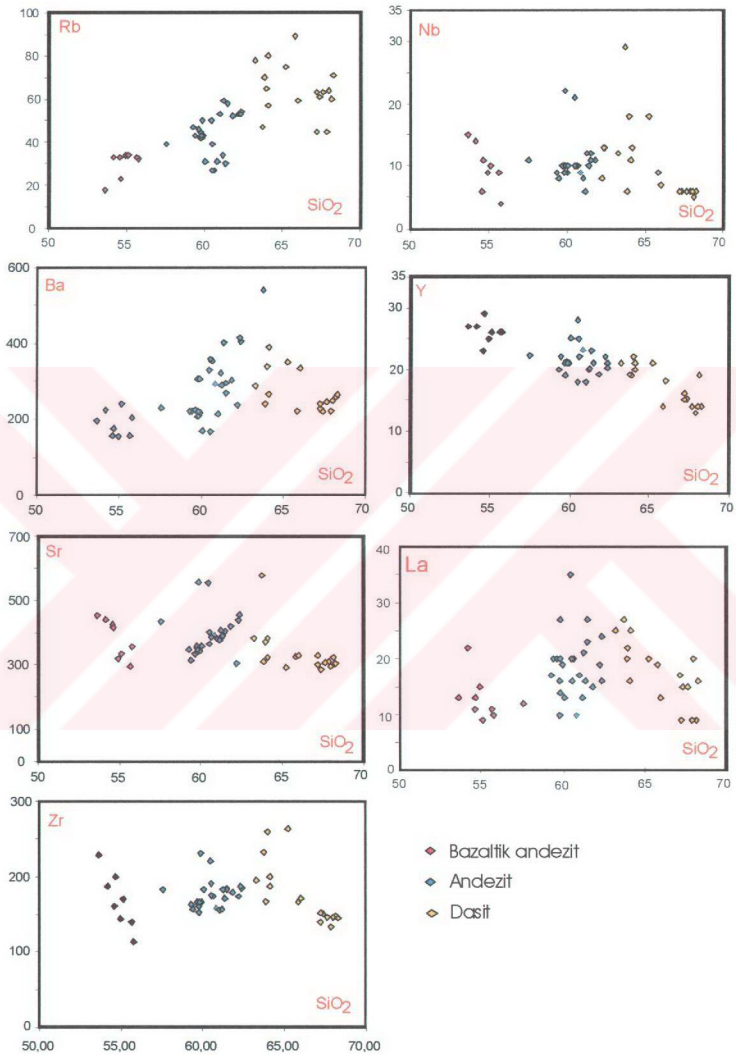
Yamadağı volkanitlerinin ana element içerikleri ayrımlaşma indisi olarak alınan SiO_2' ye göre değişimi diyagramları fraksiyonlanma ile uyumlu yönelim göstermektedirler (Şekil 3.43). Ancak diyagramlarda da görülebileceği gibi bazaltik andezitlerle andezit ve dasit bileşimli volkanitler arasında bileşimsel bir boşluk gözlenmektedir (Şekil 3.43). Bu özellik mineraloji-petrografi bölümünde de belirtilen dokusal özelliklerin gösterdiği gibi Yamadağı volkanitlerinin evriminda magma karışımı ve asimilasyonu da içeren karmaşık süreçlerin birarada etkin olduğunu gösterebilmektedir. SiO_2-K_2O değişim diyagramında andezitten dasitlere doğru gidildikçe K_2O içeriği açısından iki yönelimin gözlenmesi de Yamadağı volkanitlerinin evriminde birden daha fazla sürecin etkili olduğunu belirten durum olarak karşımıza çıkmaktadır. Diğer yandan MgO-CaO değişim diyagramında fraksiyonel kristallenmenin yaklaşık % 4 MgO değerinde etikili olmaya başladığı da gözlenebilmektedir (Şekil 3.44). İz elementlerin SiO_2' ye göre değişimi diyagramında da ana elementlerde görüldüğü gibi fraksiyonlanma yönelimleri ile uyumlu yönelimler gözlenmektedir (Şekil 3.45). Fraksiyonel kristallenme yönelimleri HFSE/HFSE-HFSE ve LILE/LILE-LILE diyagramlarında da belirgin olarak izlenmektedir (Şekil 3.46).



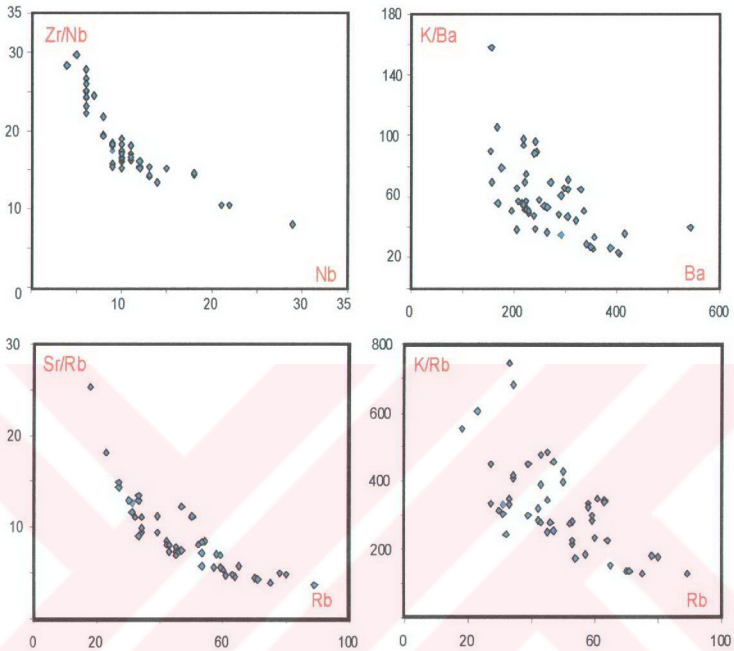
Şekil 3.43. Yamadağı volkanitlerinin ana element içeriklerinin SiO_2' ye göre olan oran diyagramlarındaki konumları.



Şekil 3.44. Yamadağı volkanitinin CaO-MgO ve Rb-MgO değişim diyagramındaki konumları.

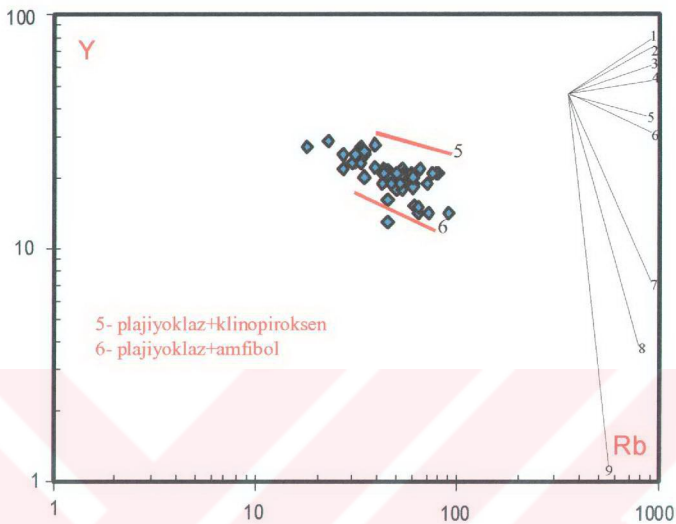


Şekil 3.45. Yamadağı volkanitlerinin iz element içeriklerinin SiO_2' ye göre olan oran diyagramlarındaki konumları.



Şekil 3.46. Yamadağı volkanitlerinin HFSE/HFSE-HFSE ve LILE/LILE-LILE element diyagramlarındaki konumları.

Fraksiyonel kristallenme yönelimleri fraksiyonlanan topluluklar açısından değerlendirildiğinde Yamadağı volkanitlerinde iki fraksiyonlanma topluluğu ayırt edilebilmektedir. Bunlardan birincisi plajiyoklaz-amfibol fraksiyonlanması, diğeri ise plajiyoklaz-piroksen fraksiyonlanmasıdır. Bu özellik logY-logRb diyagramında da (Şekil 3.47) 5 ve 6 numaralı fraksiyonlanma yönelimleriyle gösterilmekte ve Yamadağı volkanitleri örneklerinin dağılımıyla uyumluluk sergilemektedir.

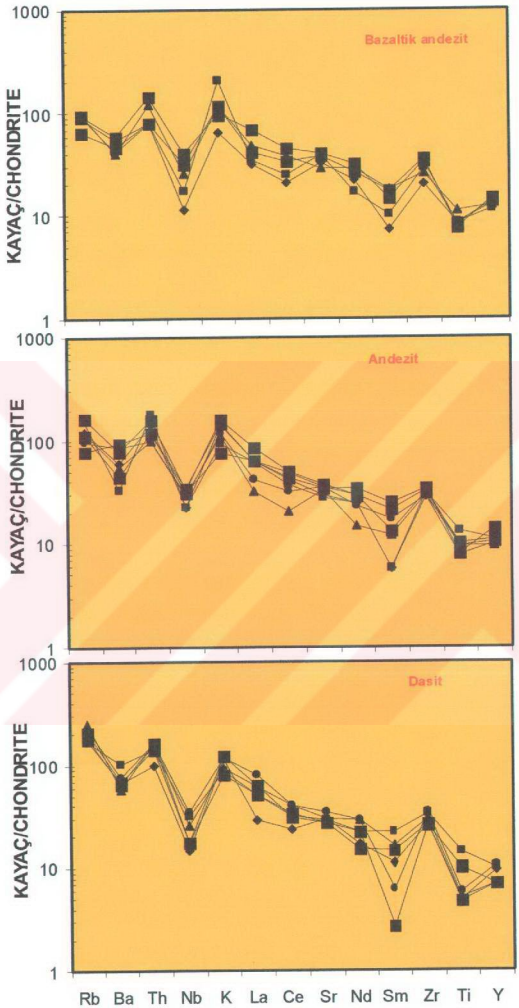


Şekil 3.47. Yamadağı volkanitindeki plajiyoklaz-amfibol ve plajiyoklaz-piroksen fraksiyonlanmasının logY-logRb diyagramındaki konumu.

Kondrite göre normalize edilmiş iz element profilleri (Sun and McDunough, 1989) Yamadağı volkanitlerinde gözlenen bazı karakterisitk özellikleri ortaya çıkarmaktadır. Her bir kayaç grubu için hazırlanan iz element profillerine bakıldığında bazaltik andezitten dasite kadar tüm kayaç gruplarının benzer dağılım desenleri oluşturduğu izlenebilmektedir. Bu dağılım desenlerinde gözlenen kalıcılığı yüksek elementlerdeki negatif anomali yitim zonu volkanitlerinde ve/veya kabuksal etkileşimin bulunduğu kıtasal plaka içi volkanitlerinde gözlenen negatif anomalilere benzerlik göstermektedir. Bu özellik bölümsel ergime süreçleri sırasında Nb ve Ti gibi elementleri bünyesinde barındıran fazların ergimeye katılmadığını da belirtebilmektedir (Wilson, 1989; Pearce, 1983). Diğer yandan özellikle dasit örneklerinde Y elementinin birbirinden farklı değerler sunan iki noktada gruplaştıkları da gözlenmektedir (Şekil 3.48).

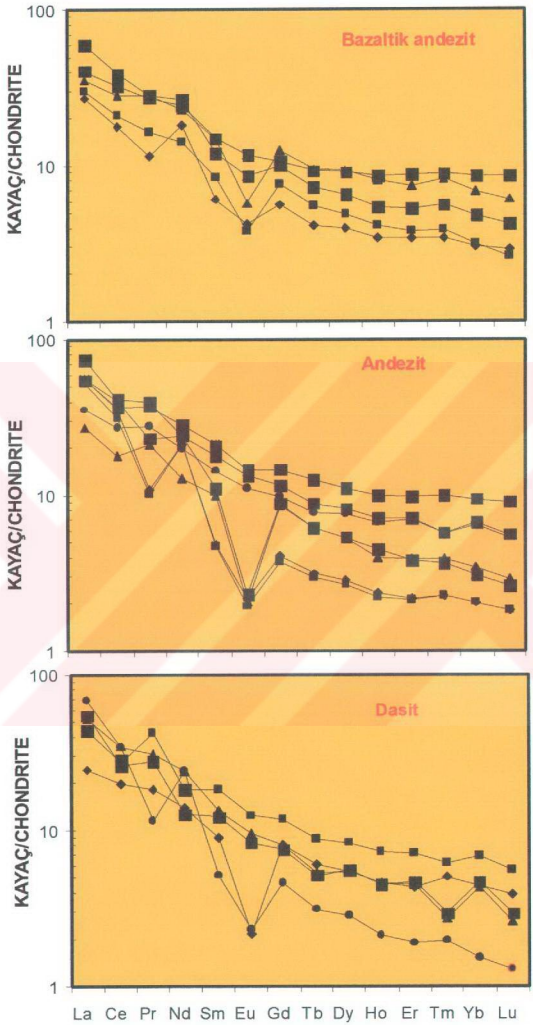
Yamadağı volkanitlerinin evrimleşmiş üyelerinde gerek K_2O ve gerekse de Y elementi açısından farklı yönelimlerin oluşması Yamadağı volkanitlerinin evrimi için önemli ipuçlarını da barındırmaktadır. Dasitlerin petrografik özellikleri anımsanacak olursa biribirinden farklı mineral topluluklarına sahip iki farklı dasitin bulunduğu gözlenecektir. Y içerikleri açısından iki farklı grupta toplanabilmesi Doğu Anadolu' da Innocenti ve diğ. (1982) ve Keskin ve diğ. (1998) tarafından da vurgulanan düşük-Y ve yüksek-Y serilerinin Yamadağı volkanitlerinde de gözlendiği söylenebilmektedir. Diğer yandan iki farklı mineral topluluğuna sahip olan dasitlerin varlığı bu dasitlerin tümünün aynı evrimleşme dizgesi sonucu oluşmadığını, oluşumlarında ve/veya köken bölgelerinde önemli farklılıklar olduğunu göstermektedir. Nitekim Yamadağı volkanitlerinde gözlenen enklavlar ve birbiriyle dengede olmayan mineral toplulukları da Yamadağı volkanitlerinin evriminde en azından magma karışımı sürecinin önemli ipuçlarını oluşturmaktadır.

Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (Sun and McDunough, 1989) dağılım desenleri (Şekil 3.49) Yamadağı volkanitlerinin hafif nadir topraklardan (LREE) orta nadir topraklara (MREE) doğru negatif eğime sahip bir yönelimi gösterirken orta nadir topraklardan (MREE) ağır nadir topraklara (HREE) doğru ise yaklaşık düz bir yönelimi göstermektedir. Hafif nadir toprak elementlerde gözlenen bu zenginleşme LaN/YbN-YbN diyagramında da (Şekil 3.50) belirgin olarak gözlenmektedir. Kondrite göre normalize edilmiş MREE/HREE-HREE diyagramında ise değişimin dar bir aralıkta olması bu elementlerin oranlarının Yamadağı volkanitlerinde önemli ölçüde değişmediğini belirtmektedir (Şekil 3.49). Nadir toprak elementleri dağılım desenlerinde Yamadağı volkanitlerinin tüm üyelerinde bazı örneklerde negatif Eu anomalisi ile belirginleşen plajiyoklaz fraksiyonlanmasının varlığını göstermektedir. Bu durum fraksiyonlanan topluluklar açısında da uyumluluk sergilemektedir.



Şekil 3.48. Yamadağı volkanitlerinin Kondirite göre normalize edilmiş iz element profilleri (Sun and McDunough, 1989).

YÜKSEKÖĞRETİM KURULU DOKÜMANTASYON

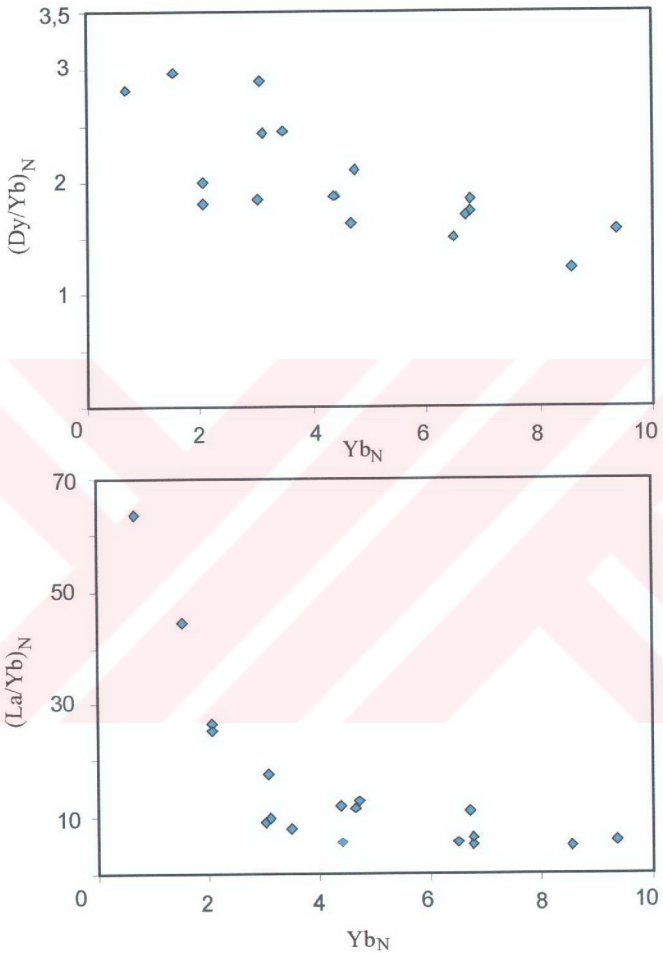


Şekil 3.49 Yamadağı volkanitlerinin Kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak elementi profilleri (Sun and McDunough, 1989).

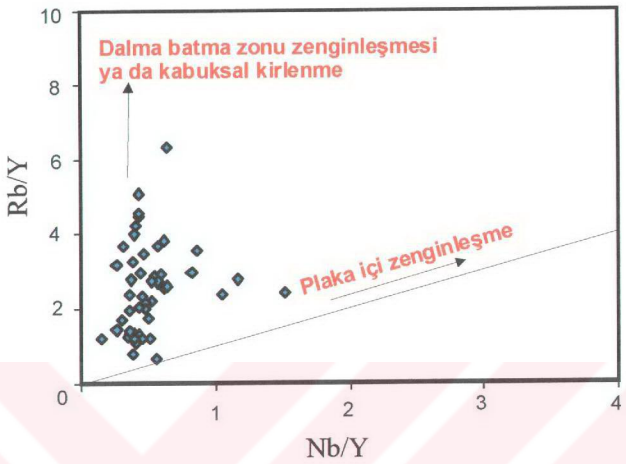
REE dağılım desenlerinde gözlenen önemli bir özellik ise dasitlerde negatif Ce anomalilerinin varlığıdır. Bilindiği gibi negatif Ce anomalileri bu elementi bünyesinde yaygın olarak bulunduran apatit fazının fraksiyonlanması veya hidrotermal alterasyon süreçleriyle ilişkili olarak ortaya çıkmaktadır (Wilson, 1989; White, 2001). Yamadağı volkanitlerinde alterasyon özelliklerinin gözlenmemesi, negatif Ce anomalilerinin apatit fraksiyonlanması ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Nitekim petrografik incelemelerde de verildiği gibi dasit örneklerinde yaygın olarak apatit fazının gözlenmesi dağılım desenlerinde ortaya çıkan Ce anomalisini açıklamaktadır.

Rb/Y-Nb/Y diyagramı Yamadağı volkanitlerinin evriminde yitim zonu zenginleşmesinin ve/veya kabuksal bulaşmanın varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 3.51). Ancak Yamadağı volkanitlerinin yitimle ilişkisiz bir bölgede bulunması bunların evriminde kabuksal bulaşma sürecinin varlığını belirginleştirmektedir.

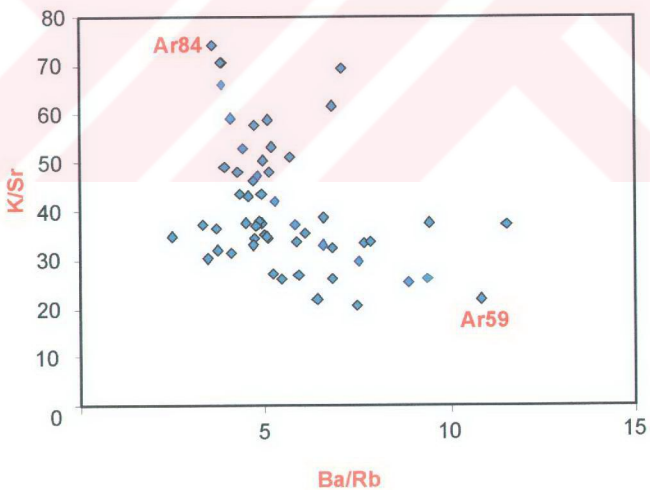
Yamadağı volkanitlerinin mineralojik-petrografik özellikleri ile jeokimyasal özellikleri birlikte değerlendirildiğinde Yamadağı volkanitlerinin evriminde magma karışımı ve kabuksal bulaşma süreçlerinin birlikte etkili olduğu belirtilebilir. İz element oranlarından gidilerek hazırlanan Ba/Rb-K/Sr diyagramı da (Şekil 3.52) bu volkanitlerin evriminde petrografik karakteristikleri tarafından gösterildiği gibi magma karışımı sürecinin kanıtını oluşturmaktadır.



Şekil 3.50. Yamadağı volkanitlerinin La_N/Yb_N-Yb_N diyagramındaki konumları.



Şekil 3.51. Yamadağı volkanitlerinin Rb/Y-Nb/Y diyagramındaki konumları.



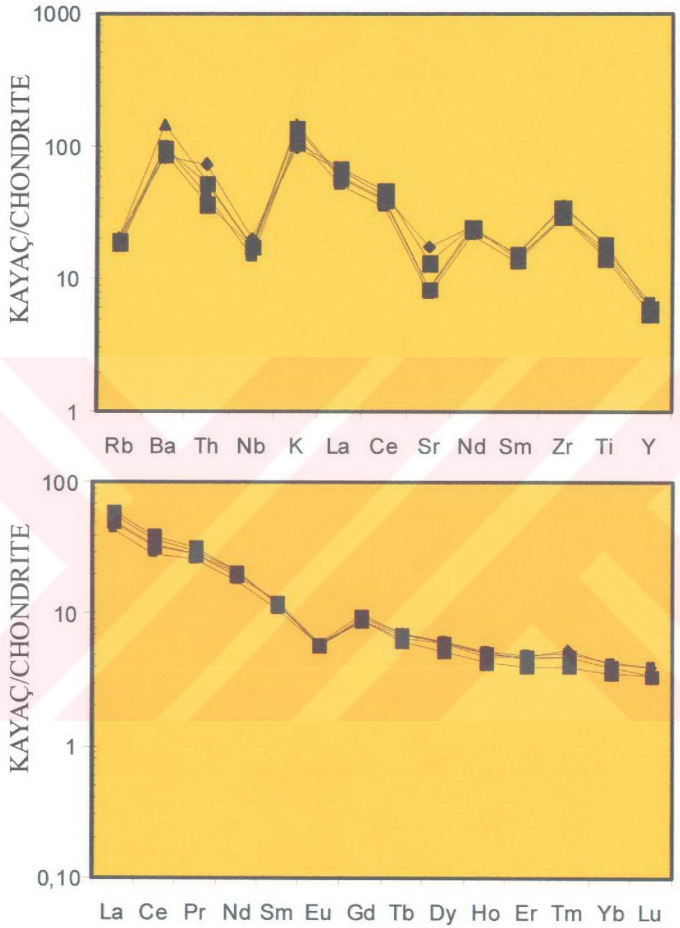
Şekil 3.52. Yamadağı volkanitlerinin Ba/Rb-K/Sr diyagramındaki konumları.

3.3.2. Pliyosen Volkanitleri

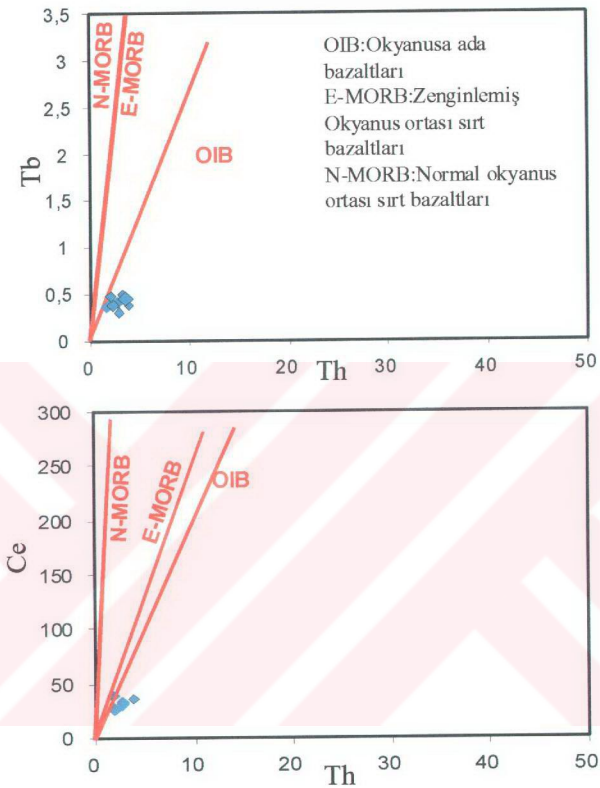
3.3.2.1. Trakibazalt

Trakibazalt olarak adlandırılan bazaltik bileşimli dayklar toplam alkali-silis değişim diyagramında alkali alanda konumlanmaktadır (Şekil 3.9).

Kondrite göre normalize edilmiş (Sun and McDunough, 1989) iz element profillerinde Nb ve Sr elementlerinde negatif bir anomalinin varlığı gözlenmektedir (Şekil 3.53a). Negatif Nb anomalisinin kıtasal kabukla etkileşimi göstermesi gelişen volkanitlerde trakibazaltların kıtasal plaka içinde gelişmiş olduğu gözönüne alınırsa bir uyumluluğun olduğunu belirtebilmektedir. Ancak Negatif Nb anomalisine eşlik eden Ti gibi elementlerde negatif anomali gözlenmemesi ise yukarıda belirtilen durumla uyumluluk göstermemektedir. Bu özellik Nb elementini bünyesinde barındıran fazların bölümsel ergime süreci sırasında ergimeye uğramadığını da belirtmektedir. Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementi dağılım deseni trakibazaltlarda hafif nadir toprakların ağır nadir topraklara göre önemli ölçüde zenginleştiğini göstermektedir (Şekil 3.53b). Diğer yandan negatif Eu anomalisinin gözlenmesi bu volkanitlerin evriminde plajiyoklaz fraksiyonlanmasının etkili olduğunu göstermektedir. İz elementlere göre hazırlanan ayırtman diyagramlarda ise trakibazaltlar okyanusal ada bazaltı alanında yer almaktadır (Şekil 3.54). Bu özellikleriyle trakibazaltların plaka içi ortamda gelişmiş alkali karakterli volkanitler olduğu söylenebilmektedir.



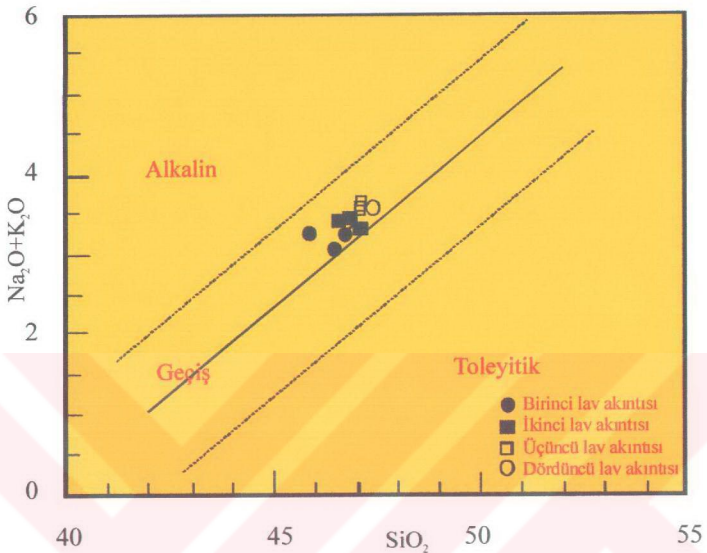
Şekil 3.53. a,b Pliyosen yaşlı Trakibazalt'ın Kondirite göre normalize edilmiş iz element ve nadir toprak elementleri dağılım profilleri (sun and Mc Dunough, 1989).



Şekil 3.54. Trakibazaltların iz elementlere göre hazırlanan ayırtman diyagramlardaki konumları.

3.3.2.2. Arguvan Bazaltı

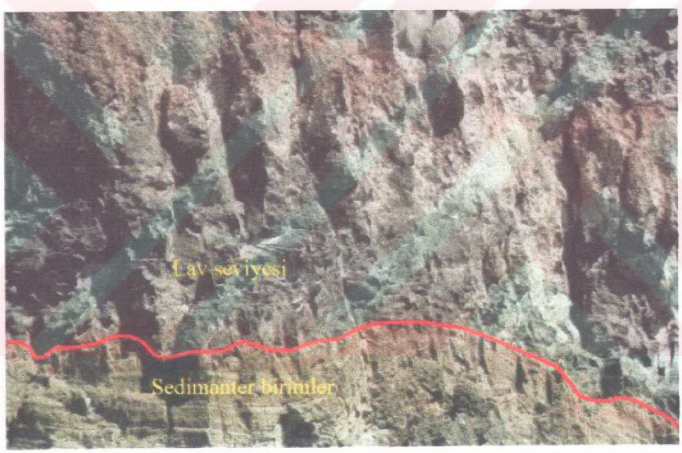
Toplam alkali-silis diyagramında tüm örnekler MacDonald ve Katsura (1964) tarafından belirlenen toleyitik-alkali ayırım çizgisinin üzerinde alkali alanında yer alırken Piccirilo ve diğ. (1979) tarafından belirlenen geçiş karakterli bazaltlar alanına düşmektedir (Şekil 3.55).



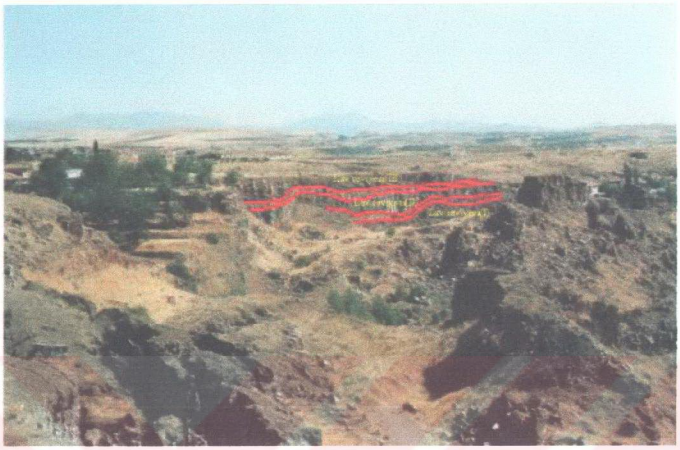
Şekil 3.55. Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltının Na_20+K_2O-SiO_2 diyagramındaki konumları (Piccirilo ve diğ., 1979).

Arguvan bazaltı kayaç örneklerinin alındığı lokasyonda (Şekil 3.56a,b), lav akıntılarının kimyasal bileşimleri ile akıntıların stratigrafik düzeyleri arasındaki ilişkiler araştırıldığında lav akıntılarının element içerikleri lokasyonda düşük-Ti (%TiO_2=1.52-1.62, birinci lav seviyesi) ve yüksek-Ti (%TiO_2= 1.71-1.76) içerikli bazaltlar olmak üzere birbirinden farklı bileşimde iki magma tipinin (bazaltlar) varlığı belirlenmiştir (Şekil 3.57). Düşük-Ti bazaltlar düşük P_2O_5 (0.20-0.22) ve düşük K_2O (0.50-0.64) içeriğine sahipken yüksek-Ti bazaltlar daha yüksek oranda P_2O_5 (0.25-0.28) ve K_2O (0.76-0.86) içeriğine sahiptir (Çizelge 3.6 ve Şekil 3.57). Lav akıntılarının bileşimleri ile topoğrafik düzeyleri arasında yukarıda belirtilen ilişkiler magmatizmanın zaman içerisinde de bir bileşimsel değişime uğradığını vurgulamaktadır. Diğer yandan her bir lav akıntısının alt, orta ve üst düzeylerinden alınan örneklerin bileşimleri incelendiğinde lav akıntılarının alttan üste doğru da

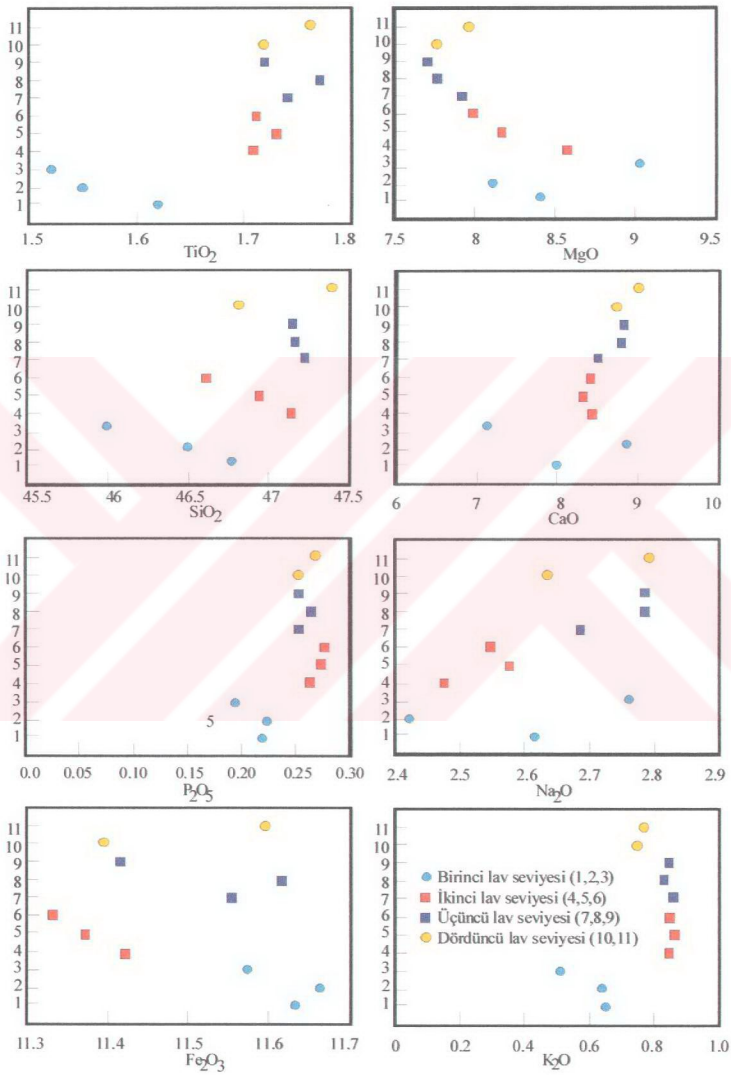
bileşimsel olarak farklılaştıkları gözlenebilmektedir. Bu lav akıntılarının SiO_2 içeriği her bir akıntının alt düzeyinden üst düzeyine doğru gittikçe azalmaktadır (Şekil 3.57). Bu durum magmanın her bir akıntısının alt düzeyini oluşturan lavın çıkışı sırasında kabukla etkileşimin üst düzeylerine göre daha fazla olduğunu belirtebilmektedir. Nitekim Şekil 3.58 MgO-Ti/Zr değişim diyagramında her bir lav akıntısının alt düzeylerinden alınan örneklerin Ti/Zr oranının üst düzeylere göre daha düşük olduğu gözlenmektedir. Bir seri içerisindeki düşük Ti/Zr oranı da o lavı oluşturan magmanın kıtasal kabukla etkileşime girdiğinin bir belirteci olarak da kullanılabilmektedir.



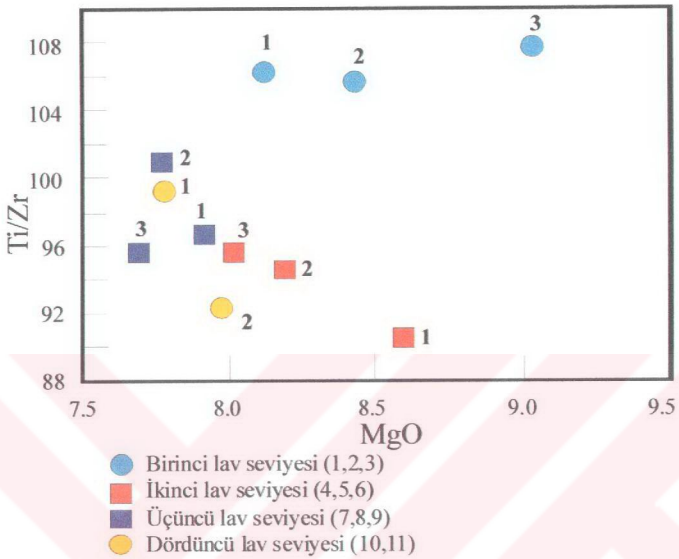
Şekil 3.56a. Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltının arazi konumundaki görünümü. (Arguvan ilçesi güneyi, K'e bakış).



Şekil 3.56b. Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltının arazi konumundaki görünümü (Arguvan ilçesi güneyi, K'e bakış).

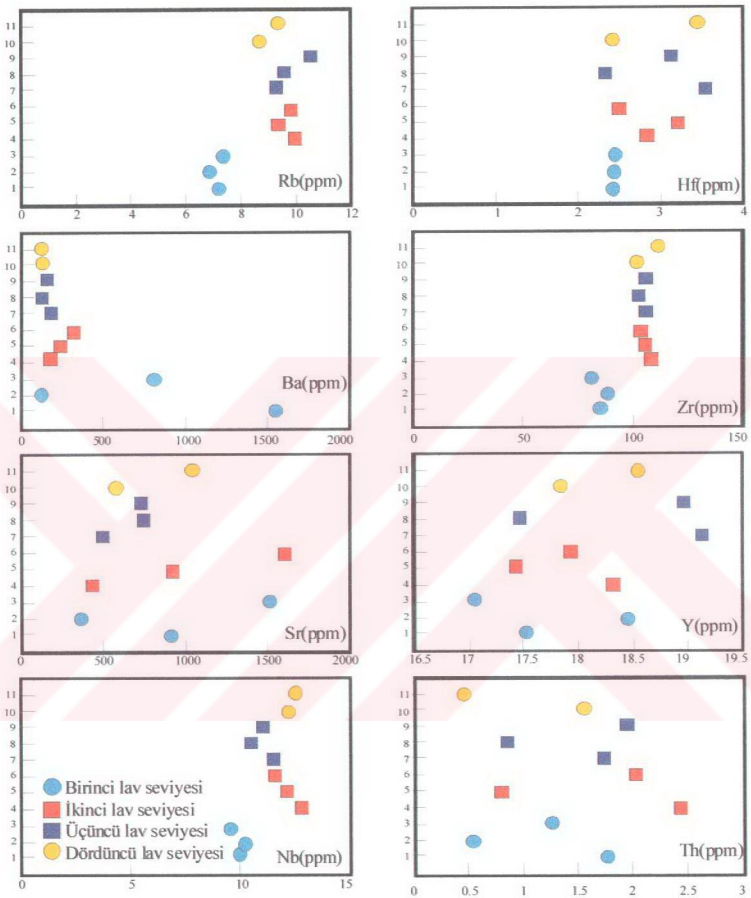


Şekil 3.57. Farklı lav seviyelerine sahip olan Arguvan bazaltının ana element içeriklerinin karşılaştırılması (Oksitler % ağırlık cinsinden verilmiştir).



Şekil 3.58. Arguvan bazaltının Ti/Zr-MgO'a göre değişim diyagramındaki konumu. MORB oranı Ti/Zr için 103-116 (Sun and McDonough, 1989).

Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltlar arasında major elementlere göre yapılan ayırım, iz element içerikleri ile topografik yükseklikleri arasındaki ilişki ile de desteklenmektedir (Şekil 3.59). Düşük-Ti bazaltlar daha düşük Rb (6.7-7.2 ppm), Zr (84.5-91.4ppm), Nb (9.4-10.3ppm), La (9.3-10.1ppm), Nd (10.3-12.2ppm), Gd (3.3-3.56ppm) ve Dy (2.96-3.57ppm) içeriğine sahipken Yb açısından yüksek-Ti bazaltlara göre daha yüksek değerler (1.79-1.89ppm) sunmaktadır.

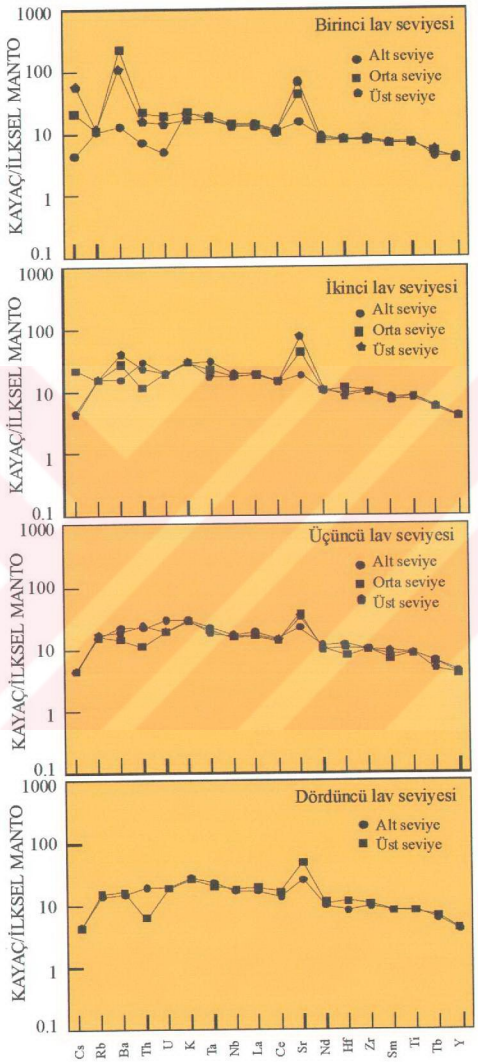


Şekil 3.59. Arguvan bazaltının iz element içerikleri ile topografik yükseklikleri arasındaki ilşkileri (ppm: milyon'da).

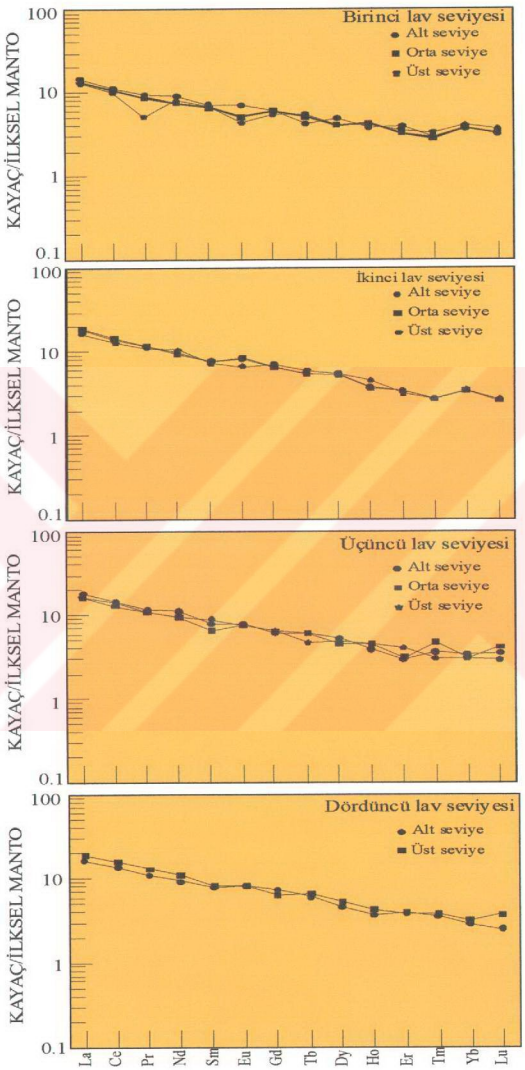
İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz element profilleri düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltlar arasında daha üst topografik düzeylere doğru gidildikçe bileşimsel farklılıkların varlığını belirtmektedir (Şekil 3.60). Düşük-Ti bazaltlar

yüksek-Ti bazaltlara göre büyük iyon yarıçaplı (LILE) elementlerde daha büyük bir bileşimsel değişim gösterirken (özellikle daha büyük Ba ve Sr anomalileri), yüksek Ti bazaltlar daha dar bir aralık sunmaktadır (Şekil 3.60). Birinci lav akıntısında (düşük-Ti bazalt) daha büyük bir pozitif Sr anomalisi gözlenirken topografik olarak üzt düzeylere doğru gidildikçe pozitif Sr anomalisinin küçüldüğü izlenmektedir (Şekil 3.60). Diğer yandan kıtasal plaka içi bazaltlarda tipik olarak gözlenen negatif Nb-Ta anomalilerinin Arguvan bazaltının tüm lav akıntılarında gözlenmediği de izlenebilmektedir. Ancak tüm lav akıntılarında çok küçük de olsa negatif Nb anomalisinin varlığından da söz edilebilmektedir.

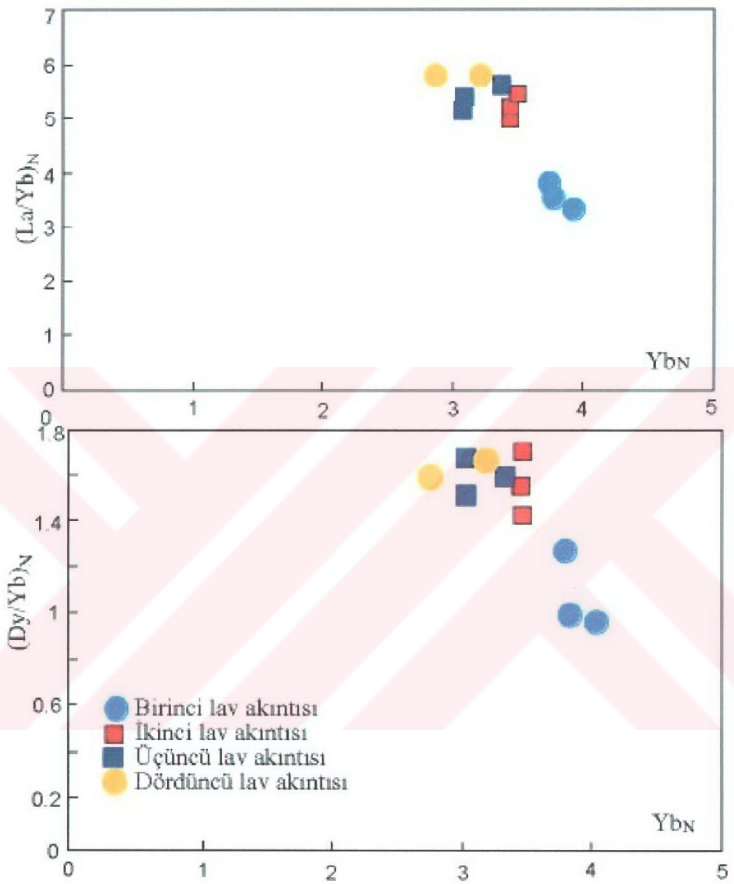
İlksel mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak elementi (REE) profilleri düşük-Ti bazaltlar ve yüksek-Ti bazaltlar arasındaki REE fraksiyonlanması açısından da önemli farklılıkların varlığını işaret etmektedir (Şekil 3.61). Düşük-Ti bazaltlar daha düşük bir eğimle yarı-paralel bir yönelim sunarken (Şekil 3.61a), yüksek-Ti bazaltlar daha yüksek eğimli bir yönelim sunmaktadır (Şekil 3.61b,c,d). Bu durum hafif nadir toprak elementlerin (LREE) yüksek-Ti bazaltlarda daha yüksek oranda fraksiyonlandığını belirtebilmektedir. Her iki farklı bazalt arasında hafif nadir toprak elementi fraksiyonlanması ve ağır nadir toprak elementi fraksiyonlanması arasındaki farklılıklar Şekil 3.62' de daha belirgin olarak izlenmektedir.



Şekil 3.60. Arguvan bazaltının ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element profilleri (Sun and McDonough, 1989).



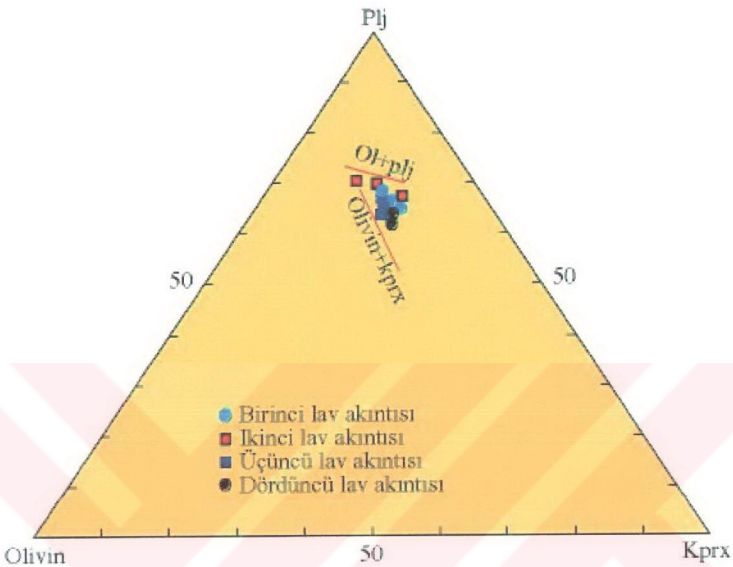
Şekil 3.61a,b,c,d. Arguvan bazaltının ilksel mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak elementi (REE) profilleri.



Şekil 3.62. Arguvan bazaltındaki fraksiyonlanmasının normalize diyagramlardaki görünümleri.

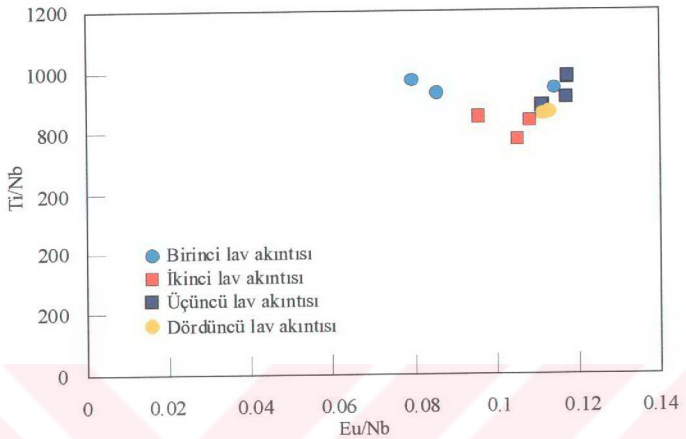
Arguvan bazaltının petrografik karakteristikleri ile ana ve iz element içerikleri volkanik ürünlerin birbirinden farklı iki magmadan kaynaklandığını göstermektedir. Petrografik veriler en altta yer alan ve düşük-Ti bazalt olarak adlandırılan lav

akıntısında holokristalin-intersertal dokuda, fenokristal olarak ise yaygın olarak plajiyoklazın, çok az miktarda da olivin fenokristalinin varlığını göstermektedir. Bu düzeyde olivinler daha çok mikrofenokristaller halinde izlenmektedir. Bu akıntının üzerine gelen diğer üç akıntıda ise yaygın fenokristal olarak olivin gözlenirken nadir olarak da klinopiroksen mikrofenokristalleri görülmektedir. Bu bulgular her iki magma tipindeki fraksiyonlanmanın birbirinden çok net bir biçimde ayrıldığının ifadesidir. Düşük-Ti bazaltlarda plajiyoklaz ve olivin fraksiyonlanması gözlenirken yüksek-Ti bazaltlarda olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanması izlenmektedir. Ana element verilerine göre iki farklı magma olarak birbirinden ayrılabilen bu lav akıntıları fraksiyonlanma süreçleri açısından da birbirinden farklılaşmaktadır. Şekil 3.63' da normatif mineralojik bileşimden gidilerek hazırlanan plajiyoklaz-olivin-klinopiroksen üçgen diyagramında da bu iki magmanın farklılaşmasında oluşan fraksiyonlanma süreçlerinin birbirinden net bir şekilde farklı olduğu görülmektedir. Düşük-Ti bazaltlarda gözlenen plajiyoklaz+değişik miktarlarda olivin ve klinopiroksen minerallerinin varlığı ile belirginleşen kristalizasyon yönelimi bazaltik bileşimlerde düşük basınçlarda deneysel olarak gözlenen fraksiyonlanma topluluğu ve faz oranları (Cox ve Bell, 1980) ile de uyumluluk göstermektedir. Bu nedenle düşük-Ti bazaltların sığ kabuksal düzeylerde kristalizasyona uğradığı söylenebilmektedir. Diğer yandan yüksek-Ti bazaltik lav akıntılarında gözlenen olivin-klinopiroksen fraksiyonlanması, lav akıntılarının kabuğun daha derin düzeylerinde veya kabuk-manto sınırında fraksiyonlanmaya uğradığına işaret etmektedir.

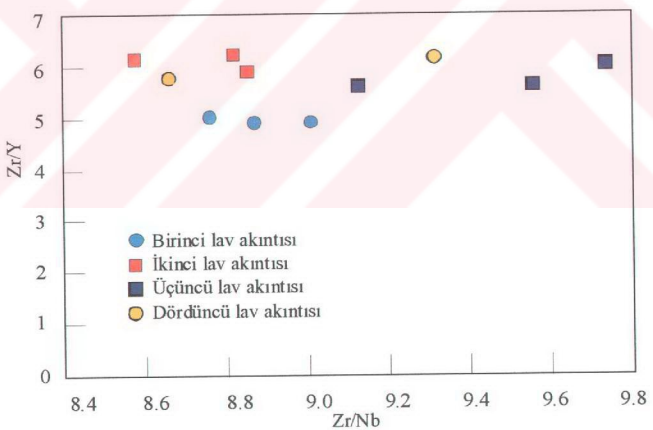


Şekil 3.63. Arguvan bazaltının normatif plajiyoklaz-olivin-klinopiroksen üçgen diyagramındaki konumu.

Ana ve iz element verileri, normatif mineraloji ve petrografik tanımlamalarla birbirinden ayrılan düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Ti/Nb-Eu/Nb diyagramında da farklı yönelimler oluşturmaktadır (Şekil 3.64). Bu diyagramda gözlenen farklı yönelimler bu magmaların aynı kaynak bölgeden türemediğini göstermektedir. Zr/Nb-Zr/Y diyagramında (Şekil 3.65), düşük-Ti bazaltlarında Zr/Nb' de gözlenen dar aralık ve Zr/Y da gözlenen yaklaşık tek bir değer bu magmanın kaynaklandığı manto bölgesinin homojen bileşimde olduğunu ve bölümsel ergime oranının da sabit olduğunu vurgulamaktadır. Ancak yüksek-Ti bazaltların Zr/Nb içeriğindeki değişim aralığı bu magmanın kaynaklandığı bölgede bileşimsel bir heterojenite varlığından söz etmenin mümkün olduğunu göstermektedir (Şekil 3.65).



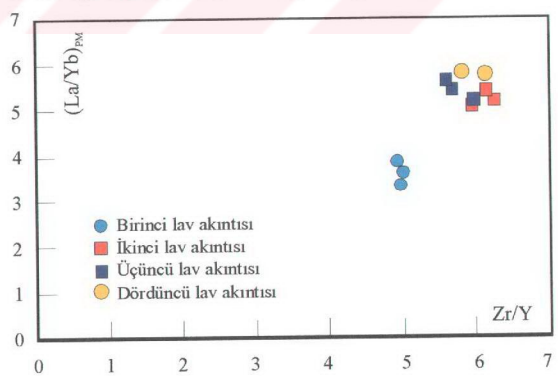
Şekil 3.64. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Ti/Nb-Eu/Nb diyagramındaki yönelimleri.



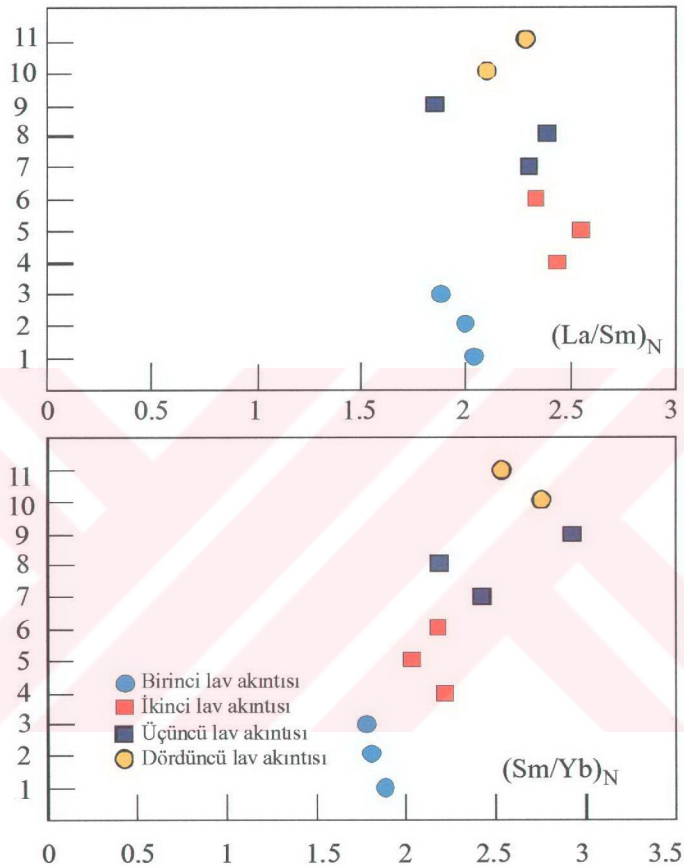
Şekil 3.65. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Zr/Y-Zr/Nb diyagramındaki yönelimleri.

Yüksek-Ti bazaltların Zr/Y oranındaki değişim aralığının dar olması ise bölümsel ergime oranında büyük bir farklılığın olmadığını belirtmektedir (Şekil 3.65). Şekil 3.64 ve Şekil 3.65' de tanımlanan farklılıklar ilksel mantoya göre

normalize edilmiş La/Yb oranının Zr/Y' a oranında daha da belirginleşmektedir (Şekil 3.66). Lav akıntılarının La/Sm ve Sm/Yb oranlarına göre hazırlanan diyagramları ise bu lav akıntılarını oluşturan magmanın köken bölgesi hakkında önemli ipuçları sunmaktadır. Düşük-Ti bazaltlarda La/Sm oranı high-Ti bazaltlara göre daha düşük değerler göstermektedir (Şekil 3.67a). Sm/Yb oranı ise düşük-Ti bazaltlarda düşük değerlerde gözlenirken, yüksek-Ti bazaltlarda üst seviyelere doğru sistematik bir artış sunmaktadır (Şekil 3.67b). Sm/Yb oranında düşük-Ti bazaltlarda gözlenen düşük değerler kaynak bölgede Yb elementini bünyesinde barındıran artık fazların (granat) bulunmadığını ve dolayısı ile bu magmanın granat-peridotit bileşimdeki bir kökenden türemediğini işaret etmektedir. Yüksek-Ti bazaltlarda üst seviyelere doğru gözlenen artış ise bu lav akıntılarını oluşturan magmanın köken bölgesinin granat-peridotit bileşimindeki kaynak bölgelere kadar inebileceğinin belirtecidir. Arguvan bazaltı kayaç örneklerinin iz elementlerinden gidilerek hazırlanan ayırtman diyagramlarda bu volkanitlerin zenginleşmiş MORB (E-MORB) kaynağından türediğini göstermektedir (Şekil 3.68). Arguvan bazaltının Malatya fayı ile olan ilişkisi ve kıtasal plaka altındaki manto kaynağından geldiği gözönüne alınırsa bu volkanitlerin kaynaklandığı köken bölgenin kalıcılığı yüksek elementler açısından zenginleşmiş bir kaynak bölge olduğu belirtilebilmektedir.



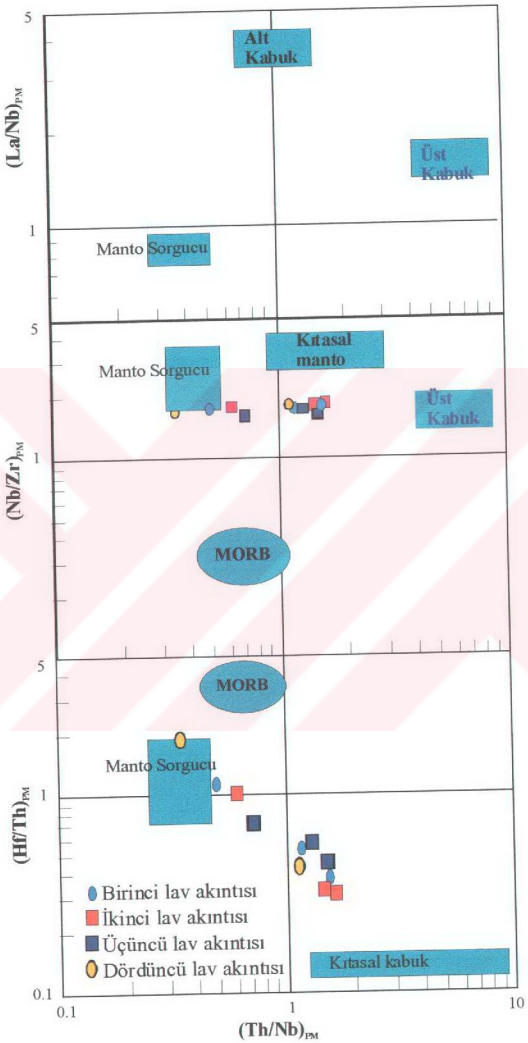
Şekil 3.66. İlksel mantoya göre normalize edilmiş Arguvan bazaltının La/Yb-Zr/Y diyagramındaki konumları.



Şekil 3.67 İksel mantoya göre normalize edilmiş Arguvan bazaltının $(La/Sm)_N$ ve $(Sm/Yb)_N$ diyagramındaki konumları.

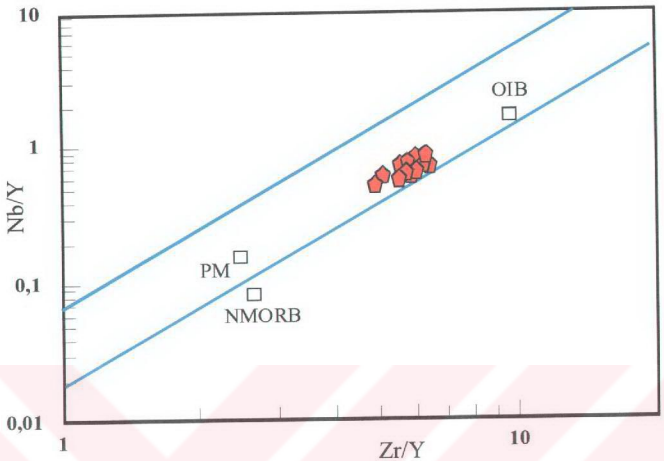
Sonuç olarak düşük-Ti ve yüksek-Ti bazalt olarak iki farklı magma tipine ayrılan lav akıntılarının kaynaklandığı bölgelerin de farklı manto bölgeleri olduğu söylenebilmektedir. Diğer yandan her bir lav akıntısı içerisinde gözlenen belirgin farklılıklar (örneğin SiO2 içeriği), bu lav akıntılarını oluşturan magmaların yüzeye

çıkarken kıtasal kabukla etkileşime girdiğini göstermektedir. Kıtasal kabukla etkileşimi test etmek için hazırlanan ilksel mantoya göre normalize edilmiş Th/Nb-Hf/Th diyagramı (Şekil 3.68) da bu magmaların litosferik mantodan türediklerini göstermektedir. Ancak ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element profillerinde Ta' da negatif anomalinin gözlenmemesi ve Nb da da çok küçük bir negatif anomalinin varlığı kıtasal kabuk etkisinin magma bileşimini önemli ölçüde değiştirmediğinin belirteci sayılabilir. Nb/Y-Zr/Y diyagramında düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltlar ilksel manto ile okyanusal ada bazaltı arasında manto aralığı içerisinde yer almaktadır (Şekil 3.69). Bu özellik Arguvan bazaltını oluşturan her iki tipteki magmanın ilksel manto veya okyanusal ada bazaltı kökeninden değil de litosferik manto malzemesinden türediğini göstermektedir. Diğer yandan dünyadaki değişik bölgelerdeki kıtasal plato bazaltı provensleri ile karşılaştırıldığında, Arguvan bazaltı örnekleri Siberia yüksek-Ti bazaltlarına (Pik et al., 1998) büyük benzerlik göstermektedir (Şekil 3.70). Düşük-Ti bazaltlarında Nb/La oranı 1' den büyük değerler sunarken, yüksek-Ti bazaltlarında genellikle 1' den küçük değerler göstermektedir. Göreli olarak küçük değerler bu lav akıntılarının kıtasal plaka altındaki litosferik mantodan türeyen bir magmaya (Hawkesworth ve diğ., 1988; Lightfoot ve diğ., 1990; Peate ve diğ., 1992; Peate ve Hawkesworth, 1996) işaret etmektedir. Diğer yandan düşük Nb/La oranı kıtasal kabuk malzemesinin etkisinden de kaynaklanabilmektedir.

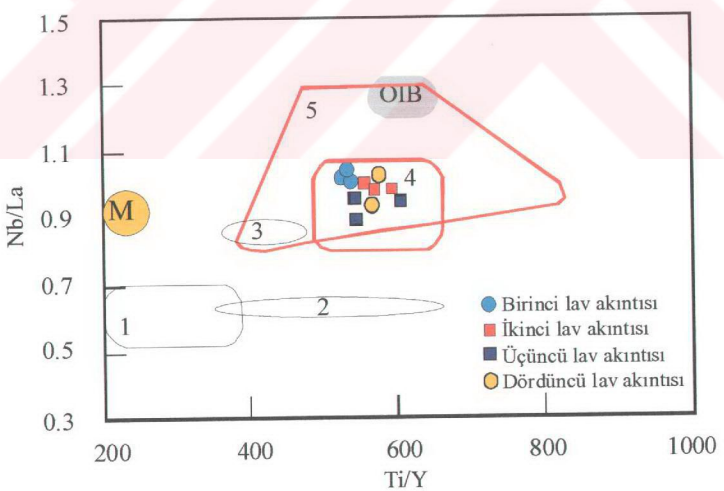


Şekil 3.68. Arguvan bazaltının iz element ayırtman diyagramlarındaki konumu (MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları).

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



Şekil 3.69. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Nb/Y-Zr/Y diyagramındaki konumları (PM, İlksel manto; NMORB, normal okyanus ortası sırt bazaltları; OIB, Okyanusal ada bazaltları).



Şekil 3.70. Düşük-Ti ve yüksek-Ti bazaltların Nb/La-Ti/Y diyagramındaki konumları (M, Manto; OIB, Okyanusal ada bazaltları).

4.TARTIŞMA VE SONUÇLAR

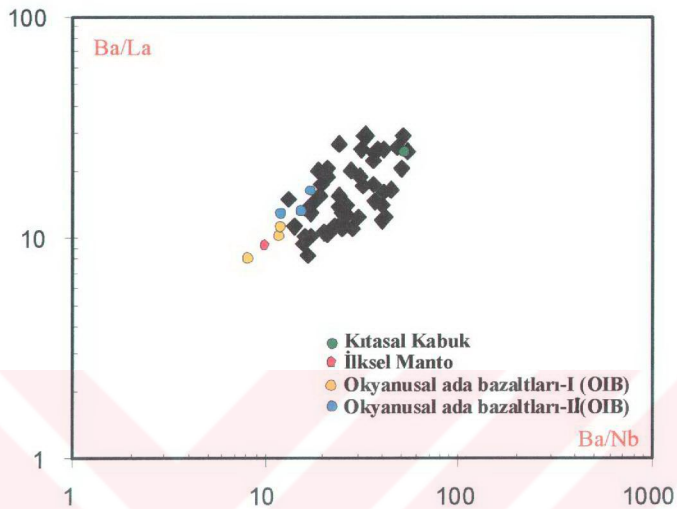
4.1. Petrojenetik Evrim ve Modelleme

4.1.1. Yamadağı Volkanitleri

Üst Miyosen volkanitleri bazaltik andezitten dasite kadar değişen bir aralıkta gözlenmektedir. Ana element değişim diyagramları bu volkanitlerin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme sürecinin belirgin olduğunu göstermektedir. Ancak, Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin en bazik üyeleri olan bazaltik andezitlerden andezitlere geçişte bileşimsel bir boşluğun varlığı izlenmektedir (Şekil 3.43). Bu bileşimsel boşluğun oluşumu Yamadağı volkanitlerini oluşturan magmanın kabuksal kayaçlarla etkileşimi sonucu silis içeriğindeki ani yükselimle açıklanabilmektedir. K_2O değişim diyagramında iki farklı yönelim izlenebilmektedir. Yamadağı volkanitlerinde K içeriğinde gözlenen bu iki farklı yönelim K_2O içeriği yüksek volkanitlerin evrimleşme sırasında kıtasal kabukla daha fazla ilişkide olduğunun bir belirteci olarak da kullanılabilir. Bu kayaçların petrografik özellikleri karşılaştırıldığında yüksek K içeriğinde sahip volkanitlerde amfibol fraksiyonlanmasının daha baskın olarak izlendiği gözlenmektedir. Baskın olarak hornblend minerallerinin gözlendiği dasitler ve iki piroksenin gözlendiği dasitler olmak üzere iki farklı mineralojiye sahip dasitlerin varlığı da jeokimyada belirginleşen bu farklılığı açıklamaktadır. İz element değişim diyagramları da Yamadağı volkanitlerinde fraksiyonel kristallenme ile uyumluluk göstermektedir. Fraksiyonel kristallenme yönelimleri iz element-oran diyagramlarında da izlenmektedir. Ancak Y elementinde gözlenen negatif yönelim, Y elementinin bünyesine girdiği piroksen fraksiyonlanması ile uyumluluk sergilemektedir (Şekil 3.45). Piroksen fraksiyonlanmasının ise % 4 MgO da etkin olarak başladığı MgO-CaO değişim diyagramında da belirginleşmektedir(Şekil 3.44). Yamadağı volkantilerinin petrografik özellikleri karşılaştırıldığında bazaltik andezitten dasite doğru iki farklı fraksiyonlanma topluluğu karşımıza çıkmaktadır.

Bu topluluklardan birincisi plajiyoklaz-piroksen, diğeri ise plajiyoklaz-amfibol topluluğudur. Bu fraksiyonlanma toplulukları dikkate alındığında Yamadağı volkanitlerinde aynı magmadan itibaren iki fraksiyonel kristallenme yöneliminin varlığı ortaya çıkmaktadır. Bu yönelimler Y-Rb diyagramında (Şekil 3.47) daha açık biçimde gözlenmektedir.

Yamadağı volkanitinin kondrite göre normalize edilmiş iz element porfiline bakıldığında Yamadağı volkanitinin Nb ve Ti negatif anomalileri ile belirginleşen bir desen oluşturdukları gözlenmektedir. Bu dağılım deseni yitim zonlarında gözlenen volkanitlerin dağılım desenleriyle ve/veya kabuk bulaşmalı volkanitlerin dağılım desenleriyle uyumluluk göstermektedir. Ancak bazaltik andezitlerde büyük iyon yarıçaplı elementlerde büyük ölçüde bir zenginleşmenin olmaması, andezit ve dasitlere doğru gidildikçe ani yükselimlerin gözlenmemesi ve petrografik bulgularda kıtasal kabuktan kopartılan parçaların olmayışı en azından kıtasal kabuk bulaşmasının fraksiyonel kristallenme sürecine baskın gelmediğini belirtmektedir. Ancak log Ba/Nb-log Ba/La diyagramı (Şekil 4.1) Yamadağı volkanitlerin evriminde kıtasal kabuk bulaşmasının varlığını da kanıtlamaktadır. Ba/Nb oranlarında gözlenen yüksek değerler kıtasal kabuk bulaşması veya yitim zonu volkanitlerininkilerle uyumluluk göstermektedir. Bu özellik Rb/Y-Nb/Y diyagramı (Şekil 3.51) ile de belirginleşmektedir. Diğer yandan Sm elementinde gözlenen negatif anomaliler ise fraksiyonlanma toplulukları ile uyumluluk göstermektedir.

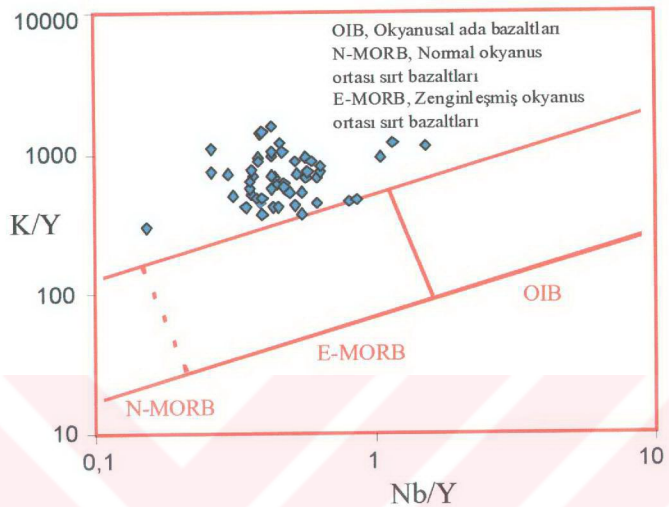


Şekil 4.1. Yamadağı volkanitlerinin log Ba/Nb-log Ba/La diyagramındaki konumları.

Yamadağı volkanitlerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) profillerine bakıldığında hafif nadir toprak elementlerinden (LREE) orta nadir topraklara doğru (MREE) negatif bir eğim gözlenirken orta nadir topraklardan (MREE) ağır nadir topraklara doğru (HREE) düz bir yönelim izlenmektedir (Şekil 3.46). Bu özellik hafif nadir topraklarda selektif bir zenginleşmenin varlığını belirtmektedir. Bu özelllikler kondrite göre normalize edilmiş element değişim diyagramlarında da belirginleşmektedir. Kondrite göre normalize edilmiş $(Dy/Yb)_N$-Yb_N diyagramında ağır nadir toprak elementi fraksiyonlanmasının etkili olmadığı, ancak $(La/Yb)_N$-Yb_N diyagramında (Şekil 3.50) hafif nadir toprak elementi fraksiyonlanmasının evrimleşmiş üyelere doğru gidildikçe daha belirgin olduğu izlenmektedir. Andezit ve dasitlerde Ce elementinde gözlenen negatif anomaliler ise petrografik özelliklerinde de belirtildiği gibi apatit fraksiyonlanmasının Yamadağı volkanitlerinin ortaç ve asidik üyelerinde baskın olduğunu göstermektedir.

Kondrite göre normalize edilmiş iz element profillerinde büyük iyon yarıçaplı elementlerin (LILE) kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE) göre selektif zenginleşmesi ve kalıcılığı yüksek elementlerden Nb' un daha uyumsuz HFSE elementlerden Zr' ya göre zenginleşmiş olarak gözlenmesi Yamadağı volkanitlerinin türediği köken bölge özelliklerini veya düşük dereceli bölümsel ergime derecesini yansıtmaktadır. K/Y-Nb/Y diyagramı ise (Şekil 4.2) Yamadağı volkanitlerini veren magmanın manto bölgesinin üzerinde zenginleşmiş MORB alanının üstünde bir bölgede yer aldığını göstermektedir.

Diğer yandan petrografik özellikler Yamadağı volkanitlerinde magma karışımı sürecinin önemli belirtileri olan mikroskopik ölçekteki mikrolitik enklavlar ve birbiriyle dengede olmayan mineral toplulukları gözlenmektedir. Ayrıca plajiyoklaz ve klinopiroksen morfolojilerinde gözlenen karmaşık özellikler, iğnemsi apatit minerallerinin varlığı, olivin ve piroksen gibi minerallerde gözlenen resorpsiyon özellikleri Yamadağı volkanitlerinde magma karışımı sürecinin önemli kanıtlarını belirtmektedirler. Diğer yandan dasitik örneklerde gözlenen iki farklı mineral topluluğu da bu dasitlerin aynı evrimleşme yolunu izleyerek oluşmadığını ve bu dasitlerin oluşum mekanizmalarının ve kökenlerinin birbirinden farklı olduğunu ortaya koymaktadır. Bu özellikler dikkate alındığında Yamadağı volkanitlerinin evriminde fraksiyonel kristallenme sürecinin yanısıra magma karışımı sürecinin de etkili olduğunu göstermektedir. Bu durum bazaltik andezit ve dasit örneklerinin uç üye olarak seçildiği iz element modellenmesinde de gözlenmektedir. Diğer yandan bazaltik andezit ile andezit arasında önemli bir bileşimsel boşluğun olması da andezitlerin oluşumunda fraksiyonel kristallenmeden ziyade silisik bir eriyikle karışım sonucu andezitlerin oluşabildiğinin bir belirteci olarak kullanılabilir. Yamadağı volkanitlerinin kalkalkali karakterli olduğu dikkate alınırsa kalkalkali karakterli volkanitlerin evriminde birbirleriyle dengede olmayan mineral topluluklarının varlığı ve dokusal parametrelerin bu volkanitlerin magma karışımı sonucu oluşabileceği konusunda literatürde de çok sayıda çalışma bulunmaktadır (Eichelberger, 1978, 1980; Clynne, 1999; Couch ve diğ., 2001).



Şekil 4.2. Yamadağı volkanitlerinin K/Y-Nb/Y diyagramındaki konumları.

Doğu Anadolu Bölgesinde önceden yapılan çalışmalarda da (İnnocenti ve diğ., 1982; Pearce ve diğ., 1990; Keskin ve diğ., 1998; Yalçın ve diğ., 1998) benzer sonuçlar elde edilmiştir. Yamadağı volkanitlerinde yapılan izotopik çalışmalarda (Yalçın ve diğ., 1998) bu volkanitlerin manto alanı içerisinde OIB (Okyanusal ada bazaltı) bölgesinde yer aldığı belirtilmektedir. Gerek Doğu Anadolu Bölgesinde gerekse de Yamadağı yöresinde önceden yapılan çalışmalarda elde edilen veriler Yamadağı volkanitlerine kaynaklık eden mantonun litosferik manto karakterinde olduğu yönündedir (Pearce ve diğ., 1990; Keskin ve diğ., 1998; Yalçın ve diğ., 1998). Çalışılan volkanitlerin HFS element içeriklerinde gözlenen selektif zenginleşme, Ba/Nb oranlarında elde edilen yüksek değerler ve kondrite göre normalize edilmiş iz element profillerinde yitim zonu volkanitlerinde gözlenenlerle benzer dağılım desenleri Yamadağı volkanitlerine kaynaklık eden litosferik manto bölgesinin önceki yitim süreçleriyle etkilenmiş bir kaynak bölge olduğunu belirtmektedir.

Yamadağı volkanitlerinin petrografik ve jeokimyasal karakteristikleri ve andezit ve dasitlerden elde edilen K/Ar yaş verileri ile Doğu Anadolu bölgesinde yapılan önceki çalışmalarda elde edilen bulgular bölgesel jeolojik çerçeve içerisinde değerlendirildiğinde Yamadağı volkanizmasının Üst Kretase-Eosen döneminde Neotetisin kapanmasını izleyen evrede Neotetisin yitimi sonucu yiten litosferik dilimden açığa çıkan akışkanlarca metasomatizmaya uğratılmış bir manto kaynağından 15-12 Ma yaş aralığında oluştuğu ileri sürülebilir. Benzer mekanizmalar İnnocenti ve diğ. (1982) ve Pearce ve diğ. (1990) tarafından da ileri sürülmektedir. Yitim süreçleriyle modifiye edilmiş manto kaynağından magmanın oluşumu ise kıtasal çarpışma bölgelerinde oluşabilecek yersel açılma olayları ile ilişkili olan astenosferin basınç serbestleşmesi sonucu ergimesi (decompression), kıtasal plaka altındaki litosferin incelmesi (lithospheric delamination), doğrultu atımlı fay sistemlerinde gözlenen çek-ayır (pul-apart) havzaları ile ilişkili yersel genişleme (açılma) havzaları veya sıcak nokta aktiviteleri ile ilişkilidir (Wilson, 1989). Bu olasılıklar Yamadağı volkanitleri için düşünüldüğünde bölgede kalın bir kıtasal kabuğun bulunması astenosferin basınç serbestleşmesi sonucu ergimesi düşüncesini olanaksızlaştırmaktadır. Diğer yandan sıcak nokta düşüncesi de bölgesel yükselimin zamanı ve yükselim karakteri ile uyumluluk göstermemektedir. Bu nedenle Yamadağı volkanizması için en çok tercih edilebilir model olarak litosferik delaminasyonun volkanizmaya neden olduğu ileri sürülebilmektedir. Nitekim, Pearce ve diğ. (1990), Doğu Anadolu bölgesi için litosferik delaminasyon modelini ayrıntılı biçimde tartışmışlardır. Bu modele göre kıtasal plaka altındaki litosferik mantonun alt kesimindeki ayrılmalar (detachment) sonucunda sıcak astenosferin yükselmesine neden olmakta ve bunun sonucunda da önceki yitim süreçleriyle zenginleşmiş kıtasal plaka altındaki litosferik manto ergimektedir. Oluşan bölümsel eriyiklerin kıtasal kabuğun alt kesimlerine yerleşmesi ve konvektif ısı transferi sonucu kıtasal kabuğun alt kesimlerinde oluşabilecek bölümsel ergimelerin de hastingsitik hornblendin hakim olduğu dasitik eriyikleri oluşturabileceği söylenebilmektedir. Bazik bileşimli magma ile asidik bileşimli magma arasındaki etkileşim sonucu da değişen ölçeklerde

magma karışımı gerçekleşmiştir. Tümkayaç K/Ar yaşları hastingsitik hornblend fenokristalinin gözlendiği dasitik örneklerin 14.37±0.59 Ma, hastingsitik hornblendin gözlenmediği ve piroksenlerin hakim olduğu dasit örneklerinin en gencinin ise 11.99 Ma yaşında olduğu dikkate alınırsa her iki dasitin oluşum zamanı arasında önemli bir zaman farkının da varlığı ortaya çıkmaktadır. Bazaltik andezitlerden yaş verisinin olmamasıyla birlikte Westevay ve Arger (2001) tarafından yapılan K/Ar yaş belirlemeleri Yamadağı volkanizmasının 18.7-14.1 Ma arasında geliştiğini göstermektedir. Bu çalışmada bulunan yaşlar ile Westevay ve Arger (2001) tarafından bulunan yaşlar arasındaki farklılık da olasılıkla örneklemenin yapıldığı lav akıntılarından kaynaklanmaktadır. Her iki yaş bulgusu ve Yamadağı volkanitlerinin mineralojik-petrografik karakteristikleri ve jeokimyasal özellikleri birlikte değerlendirildiğinde Yamadağı volkanizmasının bazaltik andezitlerle (18.7 Ma) başladığı ve mantoda oluşan bazik bileşimli eriyiğin kıtasal kabuk içinde magma odası oluşturması sonucunda kabuksal kayaçlara ısı transferiyle kıtasal kabuğun alt kesimlerinde bölümsel ergimenin oluşarak yeşil hornblend içeren dasitleri oluşturduğu (14.37±0.59 Ma), sonraki süreçte ise magma odasındaki fraksiyonlanma ile oluşan evrimleşmiş eriyiklerin yüzeye çıkarken kıtasal kabukta oluşan dasitik eriykle ilişkiye girerek değişken ölçekteki magma karışımı sürecinin de gözlendiği bazik magmanın fraksiyonlanmasıyla oluşan dasitleri oluşturduğu (11.99±0.49 Ma) söylenebilir.

4.1.2. Pliyosen Volkanitleri

4.1.2.1. Trakibazalt

Yamadağı volkaniti olarak adlandırılan ve bazaltik andezitten dasite kadar değişen bileşimde volkanik kayaçları içeren seriyi keser konumda gözlenen bu volkanitler tipik trakibazalt (hawaiit) bileşimlidirler. Yaklaşık % 50 SiO_2 içeriğine sahip olan bu kayaçlar kendisinden daha yaşlı olan Yamadağı volkanitleri ve

kendisinden daha genç olan Arguvan bazaltına göre yüksek TiO_2 içeriği ile belirgin bir şekilde ayrılmaktadırlar. Diğer belirgin özelliklerinden birisi de kondrite göre normalize edilmiş element profillerinde Ba' da önemli ölçüde bir zenginleşmenin, Sr elementinde ise negatif bir anomalinin gözlenmesidir. Ayrıca Nb elementinde gözlenen negatif anomali ise kıtasal plaka içi bazaltlarda gözlenen tipik özelliklerden birisidir. Nb değerlerine karşılık gelen Zr değerlerinde bir zenginleşmenin varlığı Nb elementine göre daha uyumsuz olan Zr elementinin bu eriyikte zenginleştiğini göstermektedir. Bu özellik Nb' ca fakir olan kıtasal kabuk kayaçlarının bazaltik eriyiğin yüzeye çıkarken eriyikle olan etkileşimini yansıtabilmektedir (Wilson, 1989). Ancak belirli bir K değerine karşılık gelen Rb değerlerinde gözlenen düşüklük bu iki elementin birbirine paralel olarak davranmadığını, en azından eriyiğin yüzeye çıkışı sırasında kabuksal kayaçların asimilasyonundan kaynaklanan bir değişimin olmadığını göstermektedir. Th elementinde ani zenginleşmelerin olmaması da bu varsayımı desteklemektedir. Bu değerler olasılıkla bölümsel ergime derinliği ve süreçleriyle kontrol edilmektedir. Diğer yandan yitim zonu volkanizmasının tipik özellliği olan negatif Nb anomalisinin varlığı bazaltik eriyiklerin oluştuğu manto bölgesinin modifiye olduğunu da göstermektedir. Ancak Yamadağı volkanitlerinde, Ba elementinde gözlenen negatif anomali trakibazaltlarda gözlenmemektedir. Diğer yandan Arguvan bazaltının ilk evre ürünü bazaltlarında Ba pozitif anomali göstermektedir. Bu durum, Yamadağı volkanitlerinin kaynaklandığı litosferik manto bölgesi ile trakibazalt ve Arguvan bazaltının ilk evre akıntılarının kaynaklandığı manto bölgesinin bileşimsel olarak birbirlerinden daha farklı bölgeler olduğunu belirtmektedir.

Trakibazaltlarda Ba/Nb oranının diğer volkanik litolojilerden daha yüksek değerlerde gözlenmesi de yitim sonucu modifiye edilmiş bir manto kaynağının belirteci olarak (Fitton ve diğ., 1988) ve/veya kabuksal bulaşmanın belirteci olarak kullanılabilmektedir (Wilson, 1989). Diğer yandan hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) ağır nadir toprak elementlerine (HREE) göre zenginleşmiş karakteri de yukarıda belirtilen özelliklerle ve/veya OIB manto kaynağının düşük dereceli

bölümsel ergimesiyle uyumluluk göstermektedir. Ancak ilksel bazaltik eriyiklere göre SiO_2 içeriklerinin yüksek olması bazaltik eriyiklerin yüzeye çıkarken kabuksal kayaçlarla kontamine olduğunu da göstermektedir. Bu veriler dikkate alındığında trakibazaltları oluşturan köken bölgenin okyanusal ada bazaltı köken bölgesine benzer karakteristiklere (Şekil 3.54) sahip litosferik manto kaynağı olduğu ve düşük dereceli bölümsel ergime sonucu alkali karakterli trakibazaltların oluştuğu ileri sürülebilmektedir.

Alkali karakterli bu volkanitlerin oluşumu, bölgedeki doğrultu atımlı fay sisteminin varlığı da dikkate alındığında bu sistemle ilişkili çek-ayır havzaların geliştiği yersel genişleme alanları ile ilişkili olmalıdır. Arguvan bazaltının jeokimyasal karakteristikleri ile karşılaştırıldığında bölümsel ergime derecesinin daha düşük olması ve alkali özellik göstermesi, Doğu Anadolu' da Keskin ve diğ. (1998) tarafından yapılan çalışmalarda son evre ürünleri olarak alkali karakterli bazaltların çek-ayır havza gelişimiyle ilişkilendirilmesi trakibazaltların Yamadağı volkanizmasını izleyen evrede gelişen çek-ayır havza gelişimiyle ilişkili yersel genişleme sonucu oluştuğu ve yaşının da en azından 10 milyon yıldan daha genç olduğu ileri sürülebilir.

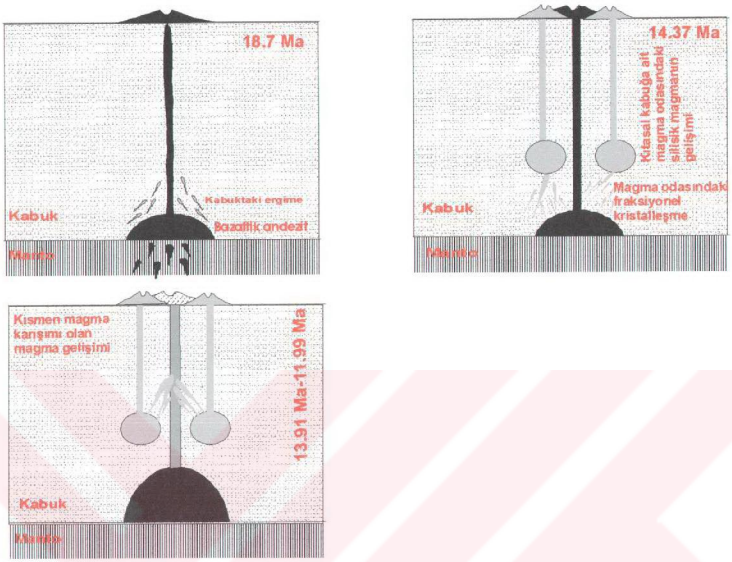
4.1.2.2. Arguvan Bazaltı

Arguvan bazaltı olarak adlandırılan lav akıntıları KD-GB yönelimli doğrultulu atımlı sol yanal Malatya Fay zonu boyunca yüzeylemektedir. Bu volkanitler ana element jeokimyasına göre düşük TiO_2 ve yüksek TiO_2 içerikli olmak üzere iki gruba ayrılmaktadırlar. Normatif mineralojik bileşimlerine göre ise olivin toleyit bileşimlidirler. Arguvan bazaltına ait örneklerinin Sm/Yb ve La/Sm element oranlarındaki değişimler (Şekil 3.67) düşük Ti ve yüksek Ti içerikli bazaltların aynı kaynak bölgeden türemediğini, yani bölümsel ergime derinliğinin birbirinden farklı olduğunu ortaya koymaktadır. Diğer yandan iz element içerikleri bu volkanitlerin köken bölgesinin zeginleşmiş MORB (E-MORB, Zenginleşmiş okyanus ortası sırt

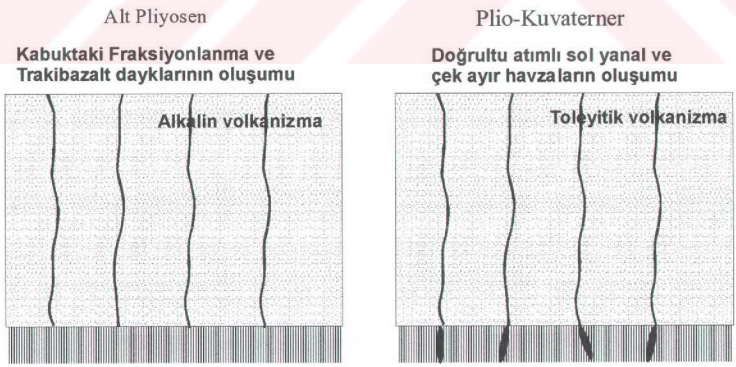
bazaltı) (Şekil 3.68) bölgesinden türediğini göstermektedir. Ancak düşük Nb/La değerleri bu volkanitlerin kıtasal plaka altındaki litosferik manto kaynağından türediklerini ortaya koymaktadır. Kondrite göre normalize edilmiş iz element profillerinde Nb-Ta' da ve Ti elementinde negatif anomalinin gözlenmeyişi hafif nadir toprak elementlerinde (LREE) ağır nadir toprak elementlerine göre zenginleşmenin gözlenmeyişi Arguvan bazaltını oluşturan eriyiklerin yüzeye çıkarken kıtasal kabukla önemli ölçüde etkileşime girmediğinin belirteci olarak kabul edilebilir. Ancak bölümsel ergime derinliğini belirlemede kullanılan Sm/Yb oranlarında gözlenen değişimler Arguvan bazaltının ilk evresini oluşturan akıntıların granat-peridotit bileşimli bir mantodan ziyade kıtasal kabuğa yakın kısımdaki peridotitik mantonun (olasılıkla plajiyoklazlı peridotit?) bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Yüksek Ti içerikli bazaltlarda gözlenen Sm/Yb oranındaki yüksek değerler ise birinci akıntıya göre (düşük Ti bazaltlar) daha derin manto (olasılıkla granat peridotit bileşimli) bölgesinin bölümsel ergimesini işaret etmektedir. Ancak kalıcılığı yüksek elementler olan Nb, Ta, Zr ve Y elementlerindeki göreli zenginleşme ayırtman diyagramlarında da gözlendiği gibi (Şekil 3.68) bu elementlerce zenginleşmiş bir manto kaynağını belirtmektedir.

Arguvan bazaltının jeokimyasal karakteristikleri ve yukarıdaki tartışmalar bölgesel jeolojik konum ve bu volkanitlerin ilişkide olduğu doğrultu atımlı Malatya fayı dikkate alındığında, kırıklanmanın ilk evresi olan trakibazalt oluşumunu izleyen evrede fay zonunun gelişimiyle birlikte çek-ayır havzayla ilişkili yersel genişlemenin büyük oranda basınç serbestleşmesi oluşturarak kıtasal plaka altındaki zenginleşmiş manto kaynağında trakibazaltı oluşturan bölümsel ergime derecesinden daha yüksek orandaki bölümsel ergime derecelerindeki bazaltik eriyikleri oluşturmuş ve bu eriyikler fay kırıklarını izleyerek yüzeye çıkmıştır.

Gerek Yamadağı ve gerekse de Pliyosen yaşlı volkanitlerin yukarıda tartışılan oluşum mekanizmaları Şekil 4.3 ve 4.4' de gösterilmektedir.



Şekil 4.3. Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkanitlerinin şematik oluşum mekanizmaları.



Şekil 4.4 Pliyosen yaşlı volkanitlerin şematik oluşum mekanizmaları.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu doktora tez çalışmasının esas amaçları bölgede bulunan Neojen yaşlı iki farklı volkanitin petrografik ve jeokimyasal olarak açıklanması ve bunların Malatya Fayı ile olan ilişkilerinin ortaya konarak bölgesel jeolojik konum içerisindeki yerlerinin saptanmasıdır.

Malatya ili Arguvan ilçesi sınırları içerisinde yer alan yaklaşık 400 km^2'lik çalışma sahası içerisinde Alt Miyosen'den Kuvaterner'e kadar uzanan yaş aralığında birimler yüzeylenmektedir. Bu doktora tezinin asıl konusunu oluşturan lavlar bölgede iki farklı yaş aralığında yayılım göstermektedirler. Bunlar Orta-Üst Miyosen (12-15 Ma) yaşlı Yamadağ volkanitleri ve Pliyosen yaşlı genç volkanitlerdir. Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkanitleri yapılan jeokimyasal analizler sonucunda üç farklı birime ayırtlanmışlardır. Bunlar; bazaltik andezit, andezit ve dasit'ten oluşmaktadır. Yamadağ volkanitlerinin petrografik özellikleri karşılaştırıldığında iki farklı fraksiyonlanma topluluğu karşımıza çıkmaktadır. Bunlardan birincisi plajiyoklaz+piroksen fraksiyonlanması, ikincisi de plajiyoklaz+amfibol fraksiyonlanmasıdır. Ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal çalışmalarda da gözlenmiştir ki Yamadağ volaknitlerinde hem fraksiyonel kristalleşme süreçleri hem de magma karışım süreçleri etkin olmuştur. Yamadağ volkanitlerine kaynaklık eden mantonun litosferik manto olduğu ve Yamadağ volkanitlerinin kabuksal kayaçlarla bir etkileşimin ürünü olduğu anlaşılmıştır. Çalışmalar sırasında elde edilen K/Ar yaş tayini sonuçları irdelendiğinde de Yamadağ volkanizmasının Üst Kretase-Eosen döneminde Neotetisin kapanmasını izleyen evrede Neotetisin yitimi sonucu yiten litosferik dilimden açığa çıkan akışkanlarca metasomatizmaya uğratılmış bir manto kaynağından oluşan ve bu aktivitenin de 12-18 Ma yaş aralığında olduğu ileri sürülebilir.

Çalışma sahası içerinde bulunan Pliyosen yaşlı volkanitlerden Trakibazalt'lar ise Yamadağ volkanitlerini keser bir durumda gözlenmişlerdir. Yine Pliyosen yaşlı olarak adlandırılan Arguvan bazaltından da yüksek TiO_2 içeriği ile ayırtlanmaktadır. Trakibazaltların Yamadağ volkanizmasını izleyen evrede gelişen çek-ayır havza gelişimiyle ilişkili yersel genişleme sonucu oluştuğu ve yaşının da 10 milyon yıldan

daha genç olduğu ileri sürülmektedir. Bu kayaçlardan ileri de yaptırılabilecek yaş tayinleri ile bu birimlerin jeolojik konumlarının açıklanması hem daha kolay hem de bölgesel jeoloji açısından önemli olacaktır.

Bu doktora tez çalışmasının esas amaçlarından biri de Neojen yaşlı volkanitlerin Malatya Fayı ile ilişkili olup olmadığıdır. Bu dogrultuda KD-GB yönelimli olarak uzanan Malatya fayı boyunca uzanan Pliyosen yaşlı volkanitler jeolojik konum içerisinde, kırıklanmanın ilk evresi olan trakibazalt oluşumunu izleyen evrede fay zonunun gelişimiyle birlikte çek-ayır havzayla ilişkili yersel genişlemenin büyük oranda basınç serbestleşmesi oluşturarak kıtasal plaka altındaki zenginleşmiş manto kaynağında trakibazaltı oluşturan bölümsel ergime derecesinden daha yüksek orandaki bölümsel ergime derecelerindeki bazaltik eriyikleri oluşturmuş ve bu eriyikler fay kırıklarını izleyerek yüzeye çıkmıştır.

KAYNAKLAR

AKKUŞ, M.F., 1971, Darende-Balaban havzasının (Malatya) jeolojik ve stratigrafik incelenmesi. MTA Dergisi, s, 76 sayfa, 1-61.

AKTİMUR, S., 1979, Malatya-Sivas dolayının uzaktan algılama yöntemi ile çizgiselliklerinin incelenmesi (A study of the lineaments of the Malatya-Sivas region by remote sensing), Min. Res. Expl. Inst. Turkey Report no. 6651 (unpublished), 1979.

ALPASLAN, M., ve TERZİOĞLU, N., 1996, Arguvan (Malatya kuzeyi) yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırmalı jeokimyasal özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, C39, Sayı 2, 75-86, Ağustos 1996.

ALTINLI, İ.E., 1966, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi, M.T.A Derg. 66, 35-75.

ARPAT, E., ve ŞAROĞLU, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar (Some recent tectonic events in Turkey), Bull. Geol. Soc. Turkey. 18 (1975) 91-101.

BALOGH, K., 1985, K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronologic studies. ATOMKI, Rep. D/1. p. 277-288.

BOZKAYA, Ö., 1991, Hekimhan güneyi (KB Malatya) Üst Kretase-Tersiyer Yaşlı sedimanter istifin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü., Yüksek Lisans Tezi, 267s (yayınlanmamış).

CENGİZ, R, 1993, Malatya ve civarının jeolojik haritalaması (MTA raporu).

CLYNNE, M., 1999, A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California, J. Petrol., 40, 105-132.

COUCH, S., SPARKS, R.S.JH., and CARROLL, R., 2001, Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers, Nature. 411, 1037-1039.

DUNGHAN, M.A and RHODES, J.M., 1978, Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing, Contrib. Mineral. Petrol., 67, 417-431.

EICHELBERGER, J.C., 1975, Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and other circum-Pasific volcanoes. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1381-1391.

EICHELBERGER, J.C., 1978, Andesite volcanism and crustel evolution, Nature, 275, 21-27.

EICHELBERGER, J.C., 1980, Vesiculation of mafic magma during replenisment of silisic magma chambers, Nature, 288, 446-450.

ERKAN, Y., 1972, Petrografi ders notları. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, 118 s, (yayınlanmamış), Ankara.

ERKAN, Y., 1994a, Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmesi. TMMOB Jeol. Müh. Odası, Yayım No: 42.

FITTON, J.G., JAMES, D., KEMPTON, P.D., ORMEROD, D.S., LEEMAN, W.P., 1988, The role of lithosphere mantle in the generation of late cenozoic basic magma in the westhern United States. J.Petrol., special Lithosphere issue, pp. 331-349.

HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.W., 1988, Lithosphere remobilisation during Parana magmatism. In: Cox, K.G., Menzies, M.A. (eds), Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and differences. J. Petrol., Spec. Issue, pp. 205-223.

HIBBARD, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems: in Didier, J and Barbarin, B. (eds), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, Elsevier, 431-444.

HIBBARD, M.J.,1995, Petrography to petrogenesis, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 587 pp.

IRVINE, T.N and BARAGAR, W.R.A., 1971, Major and trace element abudances in volcanic rocksand orogenic areas. Bull. Geol. Soc. A.., 83, 29-40.

İLHAN, E., 1976, Türkiye Jeolojisi. ODTÜ Müh. Mak. 51, 239s. Ankara.

INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZUOLI, R., PASQUARE, G., VILLARI, L., 1982, Anatolia and North-Western Iran. In: Thorpe, R.S, (Ed), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. The Open Univ., Dep. Earth Sci., Milton Keynes, U.K, pp. 327-349.

İZDAR, K.E ve ÜNLÜ, T., 1977, Ege bölgesi jeolojisi kollokyumu, 9 Eylül Üniv. 2. bas. 303-329, İzmir.

KESKİN, M, PEARCE, J.A and MITCHELL, J.G, 1998, Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateou, northern Turkey, Journal of volcanology and Geothermal Research 85 (1998) 355-404.

KETİN, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-34, Ankara.

KOÇYİĞİT, A., and BEYHAN, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics. 284 (1998) 317-336.

LE MAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STREICKEISEN, A., WOLLEY, A.R., and ZONETTIN, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossory or terms. Blackwell, Oxford.

LIGHTFOOT., P.C., HAWKESWORTH, C., DEWEY, C.W., ROGERS, N.W., VAN CALSTEREN, P.W.C., 1990, Source and differentation of Deccan trap lavas, implications of geochemical and mineral chemical variations. J. Petrol. 31, 1165-1200.

LUHR, J.F., and CARMICHAEL, I.S.E., 1980, The Colima volcanic complex, Mexico, I post-caldera andesites from Volcan Colima. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 343-372.

LUSTRINO, M., MELLUSO, L., and MORRA, M., 2002, The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgeli Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). Lithos 63 83-113.

MacDONALD, G.A., and KATSURA, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol. 5, 82-133.

MacKENZIE, W.S., and GUILFORD, C., 1980, Atlas of rock forming minerals in thin section. John Wiley and Soons, Inc

McKENZIE, D., 1985, The extraction of magma from the crust and mantle. EPSL, 74, 81-91.

MTA, 1993, Malatya ve civarının jeolojik haritalaması (MTA raporu).

MOORHOUSE, W.W., 1969, The study of rocks in thin section. Harper and Row, New York, 514 pp.

NORMAN, T., TOKER, V., ALTINER, D., ÖRÇEN, S., DEMİRTAŞLI, E ve KORKMAZER, B., 1986, Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları. MTA yayını, Ankara, 28 s.

NOTSU, K., FUJITANI, T., UI, T., MATSUDA, J., and ERCAN, T., 1995, Geochemical features of collision-related volcanics rocks in central and easthern Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res. 64, 171-192.

ODIN, G.S., ADAMA, C.J., ARMSTRONG, R.L., BAGASARYAN, G.P., BAKSI, A.K., BALOBH, K., BARNES, I.L., BOELRIJIK, N.A.L.M., BONADONNA, F.P., BONHOMME, M.G., CASSIGNOL, C., CHANIN, L., GILLOT, P.Y., GLEDHILL, A., GOVINDARAJU, K., HARAKAL, R., HARE, W., HEBEDA, E.H., HUNZIKER, J.C., INGAMELLS, C.O., KAWASHITA, K., KISS, E., KREUTZER, H., LONG, L.E., McDOUGALL, I., McDOWELL, F., MEHNERT, H., MONTIGNY, R., PASTEELS, P., RADICATE, F., REX, D.C., RUNDLE, c.C., SAVELLI, C., SONET, J., WELIN, E., and ZIMMERMANN, J.L., 1982, Interlaboratory standards for dating purposes, pp. 123-149. In: G.S. Odin (ed.), Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley&Sons, Chichester, New York, Brisbane.

PEARCE, J.A., 1983, The role of subcontinental lithosphere in magma genesis destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., Nory, M.J (eds), Continental Basalt and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.

PEARCE, J.A., BENDER, J.F., DeLONG, S.E., KIDD, W.S.F., LOW, P.J., GÜNER, Y., ŞAROĞLU, F., YILMAZ, Y., MOORBATH, S., MITCHELL, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. In: Le Fort, P., Pearce, J.A., Pecher, A. (eds), Collision Magmatism. J. Volcanol. Geotherm. Res. 44, 184-229.

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., 1992, Chemical stratigraphy of the Parana lavas, South America: Classification of magma types and their spatial distribution. Bull. Volcanol. 55, 119-139.

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., 1996, Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana. Braz. Chem. Geol. 127, 1-24.

PICCIRILLO, E.M., JUSTIN-VISENTIN, E., ZANETTIN, B., JORON, J.L., and TREUIL, M., 1979, Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abt. 158, 139-179.

PIK, R., DENIEL, C., COULON, C., YIRGU, G., HOFMANN, C., and AYALEW., D., 1998, The nothwestern Ethiopian Plateau flood basalts: Classification and spatial distrubition of magma types. Journal of volcanology and Geothermal Research 81 (1998) 91-111.

RHODES, J.M., DUNGAN, M.A., BLANCHARD, D.P., and LONG, P.E., 1979, Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts driller near 22°N on MAR. Tectonophysics, 55, 35-62.

RUTHERFORD, M.J., HILL, P.M., 1993, Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St Helens eruptions. J. Geophys. Res. 98, 19667-19685.

SUN, S.S and McDUNOOUGH, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D and Norry, M.J. (eds). Magmatism in Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ. 42, 313-345.

STEIGER, R.H., and JAGER, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 12 pp. 359-362.

ŞAROĞLU, F., ve YILMAZ, Y., 1987, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. MTA Dergisi, 107, 73-94, Ankara.

UÇURUM, A., 1992, The geology of northern Hasançelebi and mineralogic-petrographic and geochemical study of the volcanics, NW Malatya, Turkey. Cumhuriyet University, MSc Thesis, 125 pp., unpublished, in Turkish, with English abstract.

YALÇIN, H., GÜNDOĞDU, M.N., GOUGAUD, A., VIDAL, P., and UÇURUM, A., 1998, Geochemical characteristics of Yamadağı volcanics in central east Anatolia: an example from collision-zone volcanism, Journal of Volcanology and Geothermal Research 85 (1998) 303-326.

YARDLEY, B.W.D., MacKENZIE, W.S., and GUILFORD, C., 1990, Atlas of metamorphic rocks and their textures. John Wiley and Soons, Inc, New York.

YILMAZ, S., BOZTUĞ, D., and ÖZTÜRK, A., 1993, Geological setting, petrographic and geochemical characteristics of the Cretaceous and Tertiary igneous rocks in the Hekimhan-Hasançelebi area, northwest Malatya, Turkey. Geol. J. 28, 383-398.

YOLDAŞ, R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA derleme raporu.

WESTAWAY, R., ARGER, J., 2001, Kinematics of the Malatya-Ovacık Fault Zone, Geodinamica Acta 14 (2001) 103-131.

WILSON, M., 1989, Igneous Petrogenesis, London Unwin Hyman. 456 s.

ÖZGEÇMİŞ

12 Ekim 1970 yılında Sivas'ta doğmuş ve ilk, orta ve lise öğrenimini Sivas'taki çeşitli okullarda tamamladıktan sonra 1988 yılında girdiği Cumhuriyet Üniversitesi (Sivas) Jeoloji Mühendisliği Bölümünden 1992 yılında mezun olmuştur. 1994 yılı Eylül ayında girdiği Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Programı Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalından (Mineraloji-Petrografi) Ocak 1997'de mezun olmuştur. 1999 yılı Eylül ayında ise Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'na (Mineraoloji-Petrografi) kayıt yaptırmıştır. Bu arada 1999 yılı içerisinde 3 aylık bir süre için Bournemouth (İngiltere)'de bir İngilizce dil kursuna katılmıştır. Yurtiçinde yapılan dergilerde bir çok makalesi olan yazarın Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TUBİTAK), Jeoloji Mühendisleri Odası (TMMOB), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından 7-12 Haziran 2001 tarihleri arasında Akçakoca (DÜZCE)'da lisansüstü öğrencilere yönelik olarak organize edilen Lisans Üstü yaz okulunda sunmuş olduğu sunumu daha sonra hazırlanan "Magmatik Petrojenez" isimli kitap içerinde bir bölüm olarak yayınlanmıştır. Bekar olan, müziği ve sporu seven yazar akademik çalışmalarına Cumhuriyet Ünivesitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Araştırma Görevlisi olarak devam ettirmektedir.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ