

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
DOKTORA TEZİ

**DEDEDAĞ ÇEVRESİNDEKİ (BEYÇAYIR-ÇANAKKALE)
EOSEN, OLİGO-MİYOSEN VOLKANİKLERİNİN KRONO-
STRATİGRAFİK KONUMU VE BİGA YARIMADASI'NDA
BÖLGESEL VOLKANİZMA İÇİNDEKİ ÖNEMİ**

Oya ERENOĞLU

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tezin Sunulduğu Tarih: 07/02/2014

Tez Danışmanı:

Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Eş Danışman: Doç. Dr. Zekiye KARACIK

ÇANAKKALE

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

OYA ERENOĞLU tarafından DOÇ. DR. MUSTAFA BOZCU yönetiminde hazırlanan “DEDEDAĞ ÇEVRESİNDEKİ (BEYÇAYIR-ÇANAKKALE) EOSEN, OLİGO-MİYOSEN VOLKANİKLERİNİN KRONO-STRATİGRAFİK KONUMU VE BİGA YARIMADASI’NDA BÖLGESEL VOLKANİZMA İÇİNDEKİ ÖNEMİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Danışman



Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜNER

Jüri Üyesi



Doç. Dr. Mehmet KESKİN

Jüri Üyesi



Yrd. Doç. Dr. Ayten ÇALIK

Jüri Üyesi

Sıra No :

Tez Savunma Tarihi: 07/02/2014

Hazırlanan bu Doktora tezi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (BAP) tarafından 2012/012 no'lu projeden desteklenmiştir.

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyularak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Oya ERENOĞLU

TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleştirilmesinde, çalışmam boyunca benden bir an olsun yardımlarını esirgemeyen, sabrını ve değerli bilgilerini benimle paylaşan ve arazi çalışmalarındaki deneyimi ve tecrübeyi bana öğreten saygı değer danışmanım Doç. Dr. Mustafa BOZCU'ya teşekkürlerim sonsuzdur.

Çalışma süresince değerli bilgilerini, katkılarını ve emeğini hep üzerimde hissettiğim sevgili eş danışmanım Doç. Dr. Zekiye KARACIK'a çok teşekkür ederim. Doktora süresince gerek ders aşamasında gerekse tez süresi boyunca petroloji konusunda en anlamlı bilgilerini, desteklerini ve yardımlarını paylaşan sevgili hocam Doç. Dr. Mehmet KESKİN ve tez izleme dönemlerinde değerli görüşlerini benimle paylaşan Yrd. Doç. Dr. Ayten ÇALIK'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. ⁴⁰Ar/³⁹Ar jeokronolojik yaşlandırma analizlerinin gerçekleştirilmesindeki yardımlarından dolayı Auburn Üniversitesi, Jeoloji ve Coğrafya Bölümü'nden Prof. Dr. Mehmet Zeki BİLLOR'a, ayrıca değerli zamanını ayırarak, çalışma alanındaki sedimenter kayalarda bulunan fosil tanımlamalarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Sevinç Kapan-YEŞİLYURT'a teşekkürü bir borç bilirim. Bölgenin jeodinamik evrimindeki katkılarından ve yorumlarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Oğuz Hakan GÖĞÜŞ'e çok teşekkür ederim.

Tez çalışması içerisinde gerekli bir kısım ince kesitlerimin yapımını üstlenen MTA (Ankara) Mineraloji-Petrografi departmanından Sayın Hatice KOZLU'ya göstermiş olduğu bu ilgi ve yardımlarından dolayı minnettarım. Gerçekleştirilen saha çalışmalarında yardımlarından ve desteklerinden dolayı ÇOMÜ, Jeoloji Mühendisliği yüksek lisans öğrencileri ve canım arkadaşlarım Arş. Gör. Özkan ATEŞ, Göker GÜLCAN, Elif ÇİL ve Onur ÖLMEZ'e çok teşekkür ederim. Jeokimyasal verilerin değerlendirilmesindeki yardımlarından dolayı Olgun DURU'ya teşekkürü borç bilirim.

Bu tez kapsamında staj çalışmalarını tamamlayan, jeolojik harita alımında ve her türlü arazi koşullarında bir öğrenciden daha fazla performans göstererek bundan sonraki yaşamlarında da çok iyi bir jeolog olacaklarını düşündüğüm, ÇOMÜ Jeoloji Mühendisliği mezun öğrencilerinden Zülfikar IŞIKLAR, Gülen ŞAHİN, Özay YILMAZ ve Emre ULUSOY'a çok teşekkür ediyorum ve başarılarının devamını diliyorum.

Tezimin son yılında hayatıma katılan ve yaptığı teşvik, gösterdiği sonsuz sabır ve desteğinden dolayı eşim Yrd. Doç. Dr. Ramazan Cüneyt ERENOĞLU'na ve hayatımın her evresinde olduğu gibi bu tezin tamamlanmasında da maddi manevi bana destek olan değerli AİLEME sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Oya ERENOĞLU

SİMGELER VE KISALTMALAR

Lgd	Laledağ granodiyoriti
Bv	Beyçayır volkaniti
Kzv	Kızıldam volkaniti
Dv	Dededağ volkaniti
Krv	Kırcalar volkaniti
Hv	Harmancık volkaniti
My	Milyon yıl
ÇN	Çift nikol
TN	Tek nikol
Ol	Olivin
Or	Ortoklas
San	Sanidin
Hrb	Hornblend
Bio	Biyotit
Px	Piroksen
Cal	Kalsit
Q	Kuvars
Ep	Epidot
Kl	Klorit
Plj	Plajioklas
VC	Volkanik cam
ppm	Milyonda bir kısım
ppb	Milyarda bir
REE	Nadir toprak elementler
LILE	Büyük iyon yarıçaplı elementler
LREE	Hafif nadir toprak elementler
HREE	Ağır nadir toprak elementler
HFSE	Yüksek değerlikli katyonlu elementler
MORB	Okyanus ortası sırtı bazaltları
FC	Fraksiyonel kristallenme (kristal ayrışması)
AFC	Asimilasyon fraksiyonel kristallenme

ÖZET

DEDEDAĞ ÇEVRESİNDEKİ (BEYÇAYIR-ÇANAKKALE) EOSEN, OLİGO-MİYOSEN VOLKANİKLERİNİN KRONO-STRATİGRAFİK KONUMU VE BİGA YARIMADASI'NDA BÖLGESEL VOLKANİZMA İÇİNDEKİ ÖNEMİ

Oya ERENOĞLU

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi

Danışmanlar : Doç. Dr. Mustafa BOZCU, Doç. Dr. Zekiye KARACIK

07/02/2014, 217

Bu çalışmada, Biga Yarımadası'nda Lapseki ilçesi güneydoğusunda Dededağ ve çevresinde geniş alanlarda mostra veren farklı evrelerde oluşmuş magmatik kayaların volkano-stratigrafik konumunun ve petrolojik özelliklerinin aydınlatılması amaçlanmaktadır. Çalışma alanında Paleozoyik yaşlı metamorfik temel kayalar, granitik plütonlar ve volkanik kayalardan oluşan magmatik topluluklar, çökel kayalar ile bir arada izlenmektedir. Bölgede $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi kullanılarak elde edilen yaş verileri ile, 42 My'dan (Geç Eosen) 29 My'a (Erken Oligosen) kadar olan dönemdeki magmatik üniteler; litostratigrafik ve krono-stratigrafik olarak 6 farklı birime ayrılabilir. Eosen döneminde ortaç karakterli, kalkalkalen Laledağ intrüzifi (granodiyorit) ve Beyçayır volkanitleri (andezit, dasit) ile alkalen ve bazik karakterli Kızıldam volkanitleri (bazaltik trakiandezit, trakibazalt) gelişmiştir. Oligosen döneminde ise asidik-ortaç, kalkalkali nitelikli dasit ve riylit bileşimli Dededağ volkanitleri ile başlayan volkanizma, bazalt ve bazaltik andezit bileşimli Kırcalar volkanitleri ve bazalttan riylite kadar değişen Harmancık volkanitleri ile devam etmiştir. Çamyayla plütonu bölgedeki Oligosen volkanitlerini keserek yerleşmiştir.

Bölgedeki alkalen lavlar yüksek K'lu ve şoşonitik olarak sınıflanırken, kalkalkalen lavlar orta-yüksek K'ludurlar. N-tipi MORB ve kondrite göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramlarında ise, tüm volkanik birimlerde, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) ve hafif nadir toprak elementler (LREE) bakımından zenginleşme, yüksek alan enerjili elementler (HFSE) ve ağır nadir toprak elementler (HREE)

bakımından tüketilme görülmüştür. Bu durum yitim bileşeni ile zenginleşmiş, manto kaynak alanından türeyen lavlara benzerlik gösterir. Jeokimyasal veriler ile bölgedeki tüm volkanik kayaçların, fraksiyonel kristallenme, magma karışımı/tazelenmesi, kontaminasyon/asimilasyon süreçleri sonucunda farklılaştıkları anlaşılmaktadır. Sonuç olarak; çalışma alanında yüzeyleyen volkanik birimlerin Paleosen-Eosen döneminde kuzeyde Sakarya kıtası ve güneyde Anatolid-Torid kıtalarının çarpışmasını takip eden sıkışma ve gerilme rejimlerinin etkisi ile daha önceden yitim bileşeni ile zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiş olabileceği düşünülmektedir.

Anahtar sözcükler: Biga Yarımadası, Dededağ, volkanostratigrafi, petroloji, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

ABSTRACT

CHRONO-STRATIGRAPHIC POSITION OF EOCENE, OLIGO-MIOCENE VOLCANICS AROUND DEDEDAĞ (BEYÇAYIR-ÇANAKKALE) AND THEIR IMPORTANCE FOR REGIONAL VOLCANISM IN THE BIGA PENINSULA

Oya ERENOĞLU

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Geology Engineering Science Dissertation, Ph.D.

Advisors : Assoc. Prof. Dr. Mustafa BOZCU, Assoc. Prof. Dr. Zekiye KARACIK

07/02/2014, 217

In this study, we aimed to clarify volcano-stratigraphic positions and petrological characteristics of igneous rock outcrops for large areas formed at different stages that are located at Dededağ and around in the southeast of the Lapseki town in the Biga Peninsula. In the region, magmatic units can be classified into 6 different groups by the lithostratigraphic and chonorostratigraphic data using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods (Eocene-Early Oligocene, 42.08 ± 0.09 to 29.02 ± 0.29 Ma). In Eocene period, there are calc-alkaline Laledağ granodiorite and Beyçayır volcanics with andesite, dacite composition that are the intermediate character, and also Kızıldam volcanics in characters of alkaline and basic character (basaltic trachyandesite, trachybasalt). Furthermore, in Oligocene period, the calc-alkaline volcanism starting with Dededağ volcanics with dacite and rhyolite composition in acidic-intermediate character, has continued with Kırcalar volcanics consisting of basalt and basaltic andesite, and Harmancık volcanics ranging from basalt to rhyolite. Çamyayla Pluton is intruded to Oligocene volcanics in the region.

Alkaline lavas in the region are classified as high K and shoshonitic and calc-alkaline lavas have medium- high-K. In N-type MORB and chondrite-normalized trace element diagrams, the enrichment for all volcanic units was observed with regard to large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE), the depletion for all volcanic units was observed with regard to high field strength elements (HFSE) and heavy rare earth elements (HREE). This situation shows similarity with an evolved source from mantle area that is enriched by subduction component. Using geochemical data, it is understood that all the volcanic rocks differentiated as a result of magma

mixing/replenishment, contamination/assimilation process. Consequently, the source of volcanism is thought to be derived from compressional regime associated with the collision during the Eocene-Oligocene, and from previously enriched lithospheric mantle source with subsequent effects of extensional regimes.

Keywords: Biga Peninsula, Dededağ, volcanostratigraphy, petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

İÇERİK

Sayfa

DOKTORA TEZ SINAVI SONUÇ FORMU	ii
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	v
ÖZET	vi
ABSTRACT	viii
BÖLÜM 1 - GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanının Konumu.....	2
1.2. Çalışmanın Amacı.....	4
1.3. Biga Yarımadası'nın Genel Jeolojisi.....	6
1.3.1. Metamorfik ve ofiyolitik kayalar.....	6
1.3.2. Sedimanter kayalar.....	12
1.3.3. Biga Yarımadası'nda magmatizma	14
1.3.3.1. Plütonik kayalar.....	15
1.3.3.2. Volkanik kayalar.....	15
BÖLÜM 2 - ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	18
BÖLÜM 3 - MATERYAL VE YÖNTEM.....	23
3.1. Literatür Çalışması.....	23
3.2. Arazi Çalışması.....	23
3.3. Laboratuar Çalışması	24
3.3.1 Petrografik çalışmalar.....	24
3.3.2 Jeokimyasal analizler	24
3.3.3 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar jeokronolojisi	25
3.4. Büro Çalışmaları	27
BÖLÜM 4 - ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	28
4.1. Stratigrafi	28
4.1.1. Kemer metamorfitleleri	31
4.1.1.1. Tanım ve yayılım.....	31
4.1.1.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	31
4.1.1.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	35
4.1.1.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	36
4.1.2. Soğucak formasyonu	38
4.1.2.1. Tanım ve yayılım.....	38

4.1.2.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	38
4.1.2.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	40
4.1.2.4. Oluşum ortamı, fosil içeriği ve yaş.....	40
4.1.3. Ceylan formasyonu.....	42
4.1.3.1. Tanım ve yayılım.....	42
4.1.3.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	42
4.1.3.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	47
4.1.3.4. Oluşum ortamı, fosil içeriği ve yaş.....	47
4.1.4. Eosen magmatik kayaları.....	49
4.1.4.1. Laledağ granodiyoriti.....	50
4.1.4.1.1. Tanım ve yayılım.....	50
4.1.4.1.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	50
4.1.4.1.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	52
4.1.4.1.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	54
4.1.4.2. Beyçayır volkaniti.....	54
4.1.4.2.1. Tanım ve yayılım.....	54
4.1.4.2.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	55
4.1.4.2.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	56
4.1.4.2.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	59
4.1.4.3. Kızıldam volkanitleri.....	60
4.1.4.3.1. Tanım ve yayılım.....	60
4.1.4.3.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	61
4.1.4.3.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	68
4.1.4.3.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	73
4.1.4.3.5. Deneştirme ve tartışma.....	73
4.1.5. Oligosen magmatik kayaları.....	74
4.1.5.1. Dededağ volkanitleri.....	75
4.1.5.1.1. Tanım ve yayılım.....	75
4.1.5.1.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	76
4.1.5.1.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	87
4.1.5.1.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	93
4.1.5.1.5. Deneştirme ve tartışma.....	94
4.1.5.2. Kırcalar volkanitler.....	96
4.1.5.2.1. Tanım ve yayılım.....	96
4.1.5.2.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	97

4.1.5.2.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	100
4.1.5.2.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	102
4.1.5.3. Harmancık volkanitleri.....	102
4.1.5.3.1. Tanım ve yayılım.....	102
4.1.5.3.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	103
4.1.5.3.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	112
4.1.5.3.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	117
4.1.5.4. Çamyayla plütону.....	117
4.1.5.4.1. Tanım ve yayılım.....	117
4.1.5.4.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri.....	117
4.1.5.4.3. Mineralojik-petrografik özellikler.....	118
4.1.5.4.4. Oluşum ortamı ve yaş.....	120
4.2. Jeokronoloji.....	120
4.2.1. Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayalara ait jeokronolojik veriler.....	120
4.2.2. Çalışma alanındaki magmatik kayalara ait jeokronolojik veriler.....	125
4.3. Jeokimya.....	127
4.3.1. Eosen-Oligosen magmatik kayalarının jeokimyasal özellikleri.....	131
4.3.1.1. Jeokimyasal sınıflama.....	131
4.3.1.2. Tektonik ortam.....	140
4.3.1.3. Ana oksit element ayrışma trendleri.....	144
4.3.1.4. İz element ayrışma trendleri.....	145
4.3.1.5. Çoklu (multi) element paternleri.....	152
4.3.1.6. Nadir toprak elementler.....	157
4.4. Volkanik Kayaçların Petrojenezi.....	160
4.4.1. Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçleri.....	161
4.4.2. Kabuksal kirlenme - AFC süreçleri.....	168
4.4.3. Manto kaynak alanı ve zenginleşmeler.....	172
4.4.4. Kısmi ergime süreçleri.....	175
4.5. Yapısal Jeoloji.....	177
4.5.1. Uyumsuzluklar.....	178
4.5.2. Kıvrımlar.....	178
4.5.3. Faylar.....	179
4.6. Tartışma.....	182

4.6.1. Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Oligosen magmatizmasının bölgesel volkanizma içindeki önemi.....	182
4.6.2. Jeodinamik evrim.....	186
BÖLÜM 5 – SONUÇ VE ÖNERİLER	190
KAYNAKLAR.....	193
Ekler.....	I
Çizelgeler.....	VII
Şekiller.....	VIII
Özgeçmiş.....	XVIII

BÖLÜM 1**GİRİŞ**

Türkiye, Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer almakta ve jeolojik evrimi, büyük ölçüde Tetis okyanusu ve kollarının açılması ve kapanması ile ilişkili jeolojik olaylar tarafından denetlenmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Moix ve ark., 2008). Bu okyanusal alanların kapanması kıtasal alanların kenet kuşakları (sütur) boyunca çarpışarak yan yana gelmesine ve bugünkü Anadolu'nun zaman içinde şekillenmesine neden olmuştur. Tetis Okyanusunun kapanması esnasında (Paleozoyik ve Mesozoyik), Gondwana ve Lavrasya kıtalarına ait farklı kıtasal parçalar çarpışmışlardır. Türkiye, bu kıtasal parçalar ve bu parçalar arasındaki kalıntı okyanusal malzemelerin yer aldığı bir orojenik mozaik şeklindedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Türkiye'de doğu-batı gidişli orojenik kuşaklar ilk kez Ketin (1966) tarafından kuzeyden güneye Pontidler (Lavrasya kısmı), Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrımları (Gondwana kısmı) olmak üzere dört ana tektonik birime ayrılmıştır (Şekil 1.1). İzmir-Ankara-Erzincan süturu, kuzeydeki Pontidleri güneydeki Anatolid-Torid Platformundan ayırırken, Bitlis süturu, Türkiye'nin güneydoğusundaki Arap levhasının kuzey kenarını işaret etmektedir.

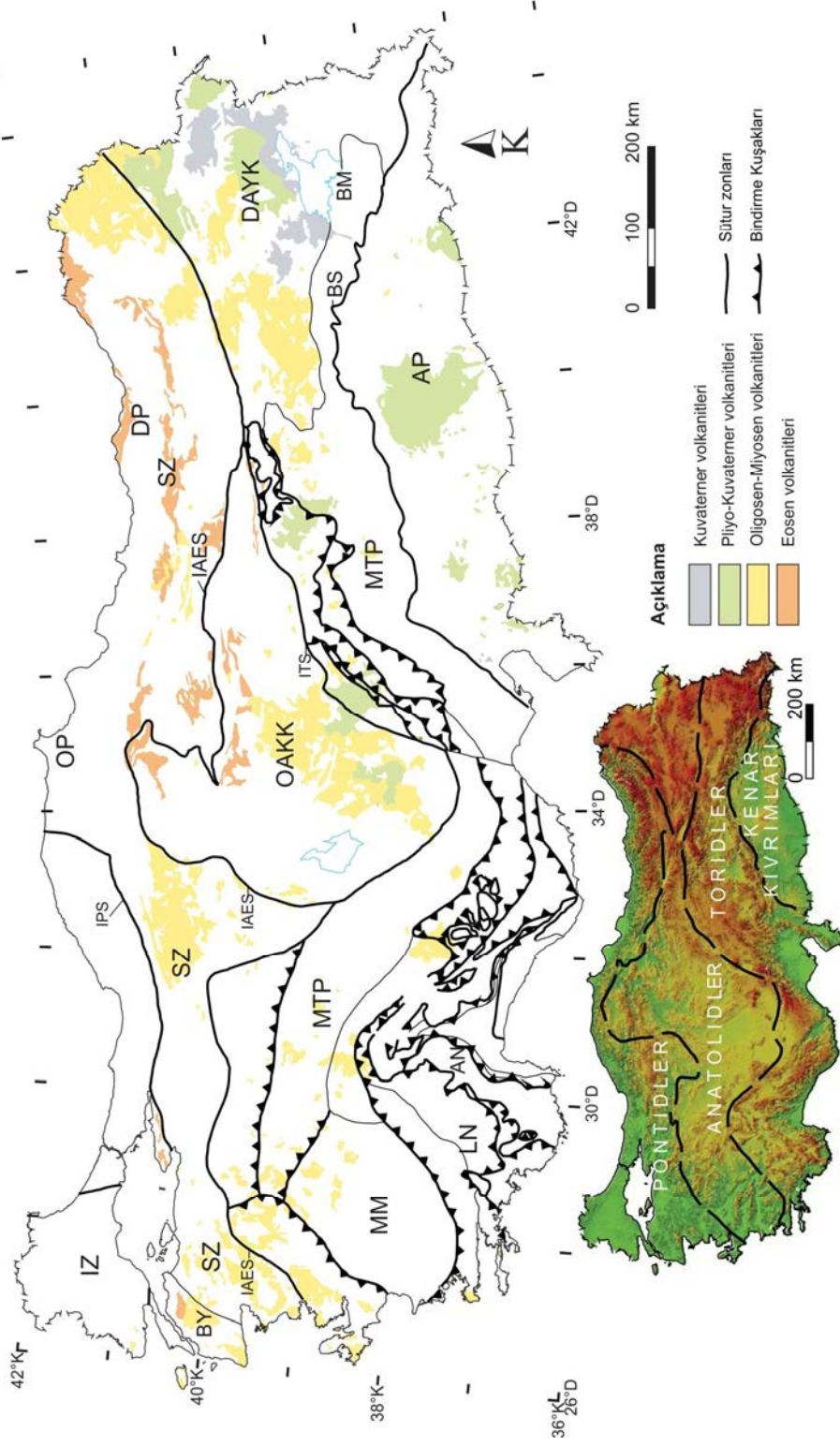
Farklı tektonik zon ve mikro levhalardan oluşan Türkiye'de Senozoyik volkanizması (Pontidlerdeki volkanizma, Doğu Anadolu'daki volkanizma, Güneydoğu Anadolu'daki volkanizma, Orta Anadolu volkanizması ve Batı Anadolu volkanizması) başlıca kıtasal çarpışmalara bağlı olarak gelişen çarpışma sonrası ve/veya yitim zonlarında dalma-batma sonucu türemiş ada yayı volkanizması ve Geç Senozoyik gerilme ürünü volkanikler niteliğindedir. Kuzeybatı Türkiye'de ise Kretase zamanında Neo-Tetis Okyanusunun kuzey kolu, Sakarya kıtası altına kuzeye doğru dalmaya başlamıştır. Bunun sonucunda Geç Kretase-Erken Eosen aralığında güneydeki Anatolid-Torid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası arasında çarpışma meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve ark., 1994). Çarpışma sonrasında Orta Eosen'den başlayarak Geç Miyosen'e kadar kuzeybatı Anadolu'da etkin bir magmatik faaliyet başlamıştır. Bu magmatizmanın kökeni hakkında farklı görüşler vardır (bkz. Bölüm 2). Eosen dönemi volkanitlerinin dalma-batma olayına bağlı bir ada yayı volkanizma sisteminin yitimle ilişkili son ürünleri olarak meydana gelmiş olabilecekleri ileri sürülmüştür (Ercan ve ark., 1995). Bunun yanı sıra volkanizmanın dalma-batma olayından bağımsız, plakaların çarpışma sonrası kabuk kalınlaşması sonucu ve Eosen'den Miyosen'e kadar süren dönemde, üst manto kökenli magmanın sıkışmaya bağlı olarak kısalıp kalınlaşan kıta kabuğundan etkilenerek ve jeokimyasal olarak kirlenmeye uğrayarak yeryüzüne ulaştığı belirtilmiştir (Genç ve

Yılmaz, 1994, 1995, 1997). Çarpışma sonrası magmatizma için, ana çarpışmadan sonra sıkışma rejiminin devam etmesi gerektiğini ön gören Yılmaz (1995), Üst Kretase’de başlayan Alt Tersiyer’de sona erdiği düşünülen Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid kıtaları arasındaki kuzey-güney yönlü bu yakınlaşmanın Eosen’de de devam ettiğini belirtmiştir.

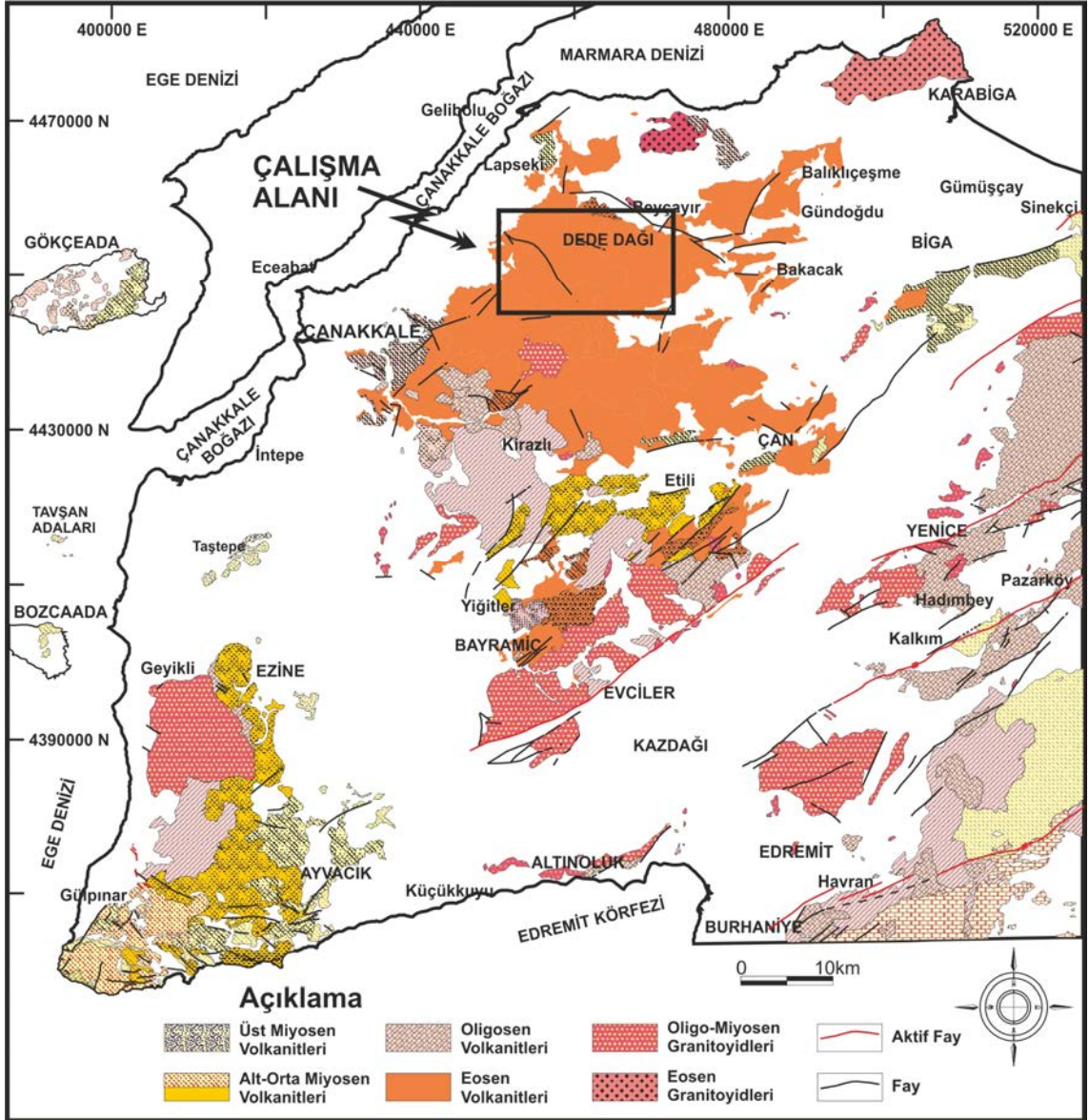
Bu tez kapsamında KB Anadolu’da Biga Yarımadası kuzeyinde yer alan ve daha önceki çalışmalarda stratigrafik olarak Eosen yaşlı oldukları belirtilen (Siyako ve ark., 1989; Ercan ve ark., 1995) Eosen, Oligosen ve Miyosen(?) volkanizmasının ürünlerinin bir arada yer aldığı Dededağ ve çevresindeki magmatik kayalar ele alınmıştır. Çalışma alanında gözlenen magmatik kayaların hem volkanostratigrafik hem de petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini bir bütünlük içinde ele alan çalışmalar sınırlı sayıda (Siyako ve ark., 1989, Ercan ve ark., 1995, Dönmez ve ark., 2005, Altunkaynak ve Genç, 2008). Dolayısıyla bu çalışma ile bölgeden elde edilen jeolojik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik veriler sonucunda Dededağ ve çevresindeki farklı volkanik üniteler detaylı olarak haritalanmış, kronolojik veriler ile kronostratigrafi oluşturulmuştur. Ayrıca volkanizmanın kökenine dair magmanın evriminde magma karışması, kirlenmesi ve fraksiyonel kristallenme gibi hangi süreçlerin etkin olduğu, lavların jeokimyasal karakteristiklerinin ne olduğu ve magma kaynak alanının hangi süreçlerden etkilendiği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Böylece Biga Yarımadası’nda bölgesel ölçekte, volkanizma ve jeolojik evrimin nasıl gerçekleştiği konusunda önemli bilgiler sağlanmıştır.

1.1. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı, Kuzeybatı Anadolu’da, Biga Yarımadası’nda Lapseki ilçesi güneydoğusunda bulunan Dededağ ve çevresini kapsar ve 1/25.000 ölçekli Çanakkale H17-b3, b4, c1, c2 paftalarından oluşur (Şekil 1.2). Çalışma alanına ulaşım Çanakkale-Lapseki-Beyçayır köyü ve Çanakkale-Umurbey-Harmancık köyü karayolları ile yapılmaktadır.



Şekil 1.1. Türkiye'nin tektonik haritası ve Senozoyik magmatik kayaların dağılımı (Yigit, 2009'dan değiştirilmiştir). Ek harita ana tektonik üniteleri gösterir (Ketin, 1966). AN = Antalya Napları, AP = Arap Platformu, BS = Bitlis Masifi, BY = Biga Yarımadası, DP = Bitlis Süturu, OAKK = Orta Anadolu Kristal Kompleksi, OP = Orta Pontidler, DAYK = Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi, DP = Doğu Pontidler, IAES = İzmir-Ankara-Erzincan Süturu, IPS = Intra-Pontid Süturu, ITS = Intra-Torid Süturu, LN = Likya Napları, MM = Menderes Masifi, MTP = Menderes-Torid Platformu, IZ = Istranca Zonu, SZ = Sakarya Zonu.

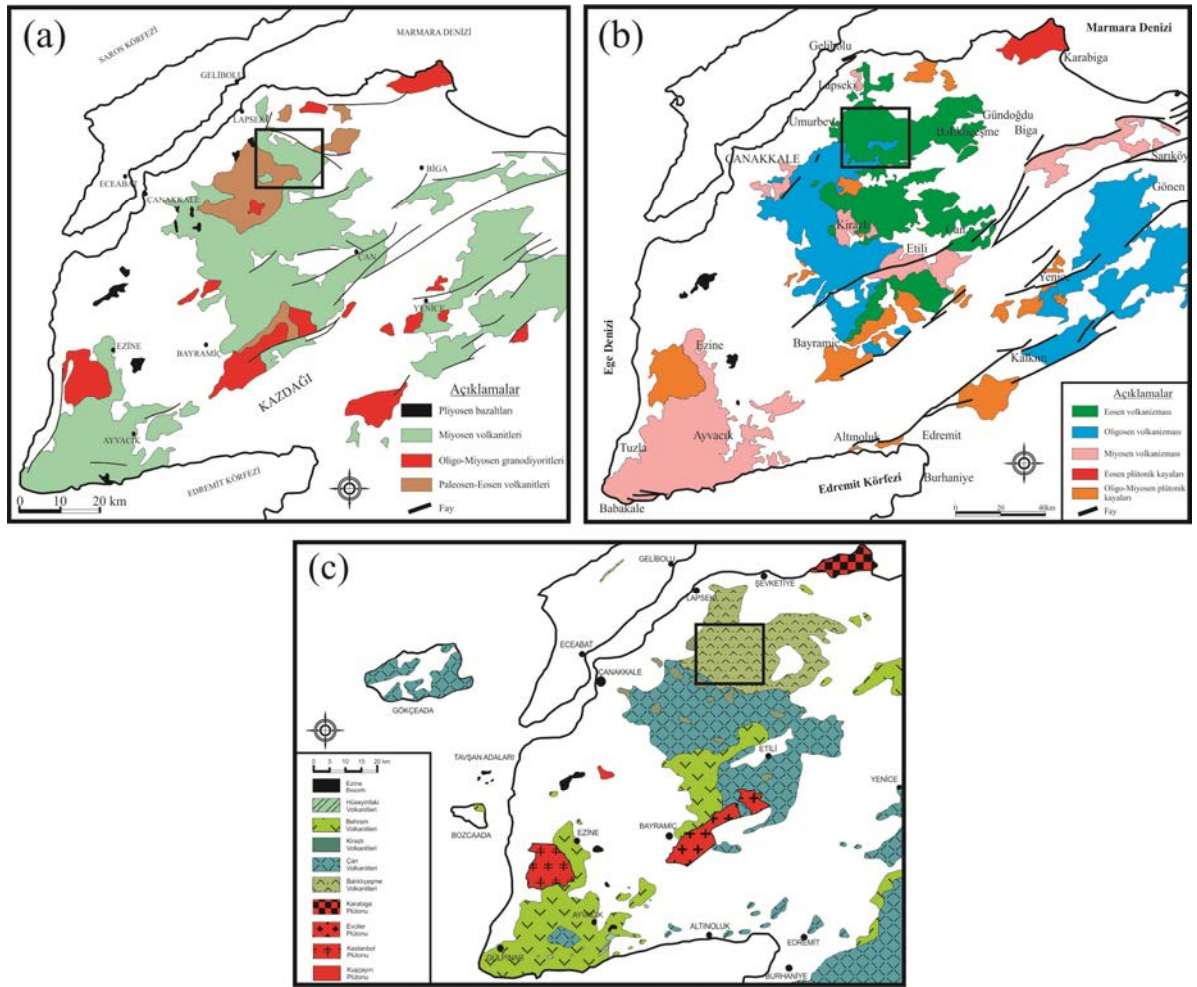


Şekil 1.2. Biga Yarımadası'nda gözlenen magmatik birimler ve çalışma alanının konumunu gösteren bulduru haritası (1/100000; MTA, 2008).

1.2. Çalışmanın Amacı

Biga Yarımadası'nda Senozoyik magmatizması doğası, kökeni ve evrimi bakımından birçok çalışmanın konusu olmuştur. Çalışma alanı olarak seçilmiş olan bu bölgede farklı araştırmacılar tarafından yapılmış olan jeolojik haritalarda Eosen ve Oligo-Miyosen volkanik ürünlerinin dağılımında ve sınırlarında farklılıklar görülmektedir. Bölgedeki volkanik kayaların zamansal ve litolojik özellikleri net olarak ortaya konulmamıştır (Şekil 1.3).

Biga Yarımadası'nın jeolojisinde volkanik kayalar egemendir. Ancak bunlar arasında iyi bir korelasyon yeterli ayrıntıda yapılmadığından aynı bölge içindeki volkanik kayalar farklı isimler ile adlandırılmıştır. Bu durum da, volkanik kayalar üzerinde çalışırken büyük bir karışıklığa yol açmaktadır. Örneğin; Ezine Volkanitleri, Ezine Bazaltı, Taştepe Bazaltı ve Ayyacık volkanitleri aynı litolojiye ve yaşa sahiplerdir. Bunun yanı sıra, bu kadar geniş alana sahip volkanizma için gerçekleştirilen radyometrik yaşlar, farklı evrelerde gelişmiş volkanizmayı ayırmada oldukça yetersizdir (bkz Bölüm 4.2). Örneğin; Çan volkaniklerinin yaşı için Umurbey Beldesi veya Gökçeada'dan alınan yaşlar kullanılmış ve Çan'daki lokasyonlardan hiçbir yaşlandırma yapılmamıştır.



Şekil 1.3. Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayaçların dağılım haritaları a) Siyako ve ark., 1989 b) Altunkaynak ve Genç, 2008 c) Ercan ve ark., 1995'den değiştirilmiştir (Çalışma alanının yeri dikkörtgen içinde gösterilmiştir).

Bu çalışmada, Biga Yarımadası'nda Lapseki ilçesi güneydoğusundaki Dededağ ve çevresinde geniş alanlarda mostra veren farklı volkanik evrelerde oluşmuş Eosen-Oligosen yaşlı volkanik kayaların stratigrafik ilişkileri ve kökensel özelliklerinin aydınlatılması amaçlanmıştır. Elde edilen yeni jeokronolojik ve stratigrafik veriler ile volkanik süreçlerin zamansal ve mekansal dağılımlarına katkıda bulunulacaktır.

Bölgede Paleozoyik yaşlı metamorfik temel kayaları, granitik plütonlar ve volkanik kayalardan oluşan magmatik topluluklar ve çökel kaya toplulukları bir arada izlenmektedir. Magmatik kayalarda gerçekleştirilen sınırlı sayıdaki önceki çalışmalarda, volkanik kayalar arasında kısmen litolojik ayırım yapılmasına karşılık, bunların volkano-stratigrafik konumları ve yayılımları tam olarak ortaya konulmamıştır. Bu kapsamda seçilen bölgenin 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yeniden yapılarak, bölgede yer alan birimlerin litolojik farklılıkları ve dokanak ilişkilerinin ortaya konulması bunun yanında magmatik kayaların kökenine ilişkin bilgilerin elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu stratigrafinin oluşturulması bölgedeki volkanizmanın evrelerini anlamada ve bu evrelerin tarihlendirilmesinde büyük önem taşımaktadır.

1.3. Biga Yarımadası'nın Genel Jeolojisi

Biga Yarımadası, başlıca metamorfik topluluklar, ofiyolitik kayalar, Neojen çökelleri ve Eosen'den başlayıp Pliyosen'e kadar (Şekil 1.4) aralıklarla gelişimini sürdürmüş magmatik aktivitenin ürünlerinden oluşan karmaşık jeolojisi nedeniyle pek çok çalışmaya konu olmuştur. Bölge, gerek aktif fay zonlarının bulunması, endüstriyel hammadde potansiyelinin yüksek olması ve jeotermal kaynaklar bakımından, gerekse sedimanter havzaların kömür ve volkanik alanların metalik madenler bakımından zengin olması nedeniyle bugüne kadar pek çok araştırmaya konu olmuştur.

1.3.1. Metamorfik ve ofiyolitik kayalar

Biga Yarımadası'nın temelini farklı yapısal, stratigrafik ve metamorfik özelliklere sahip kıtasal parçalardan oluşan Sakarya Kuşağı'nın metamorfik kayaları oluşturmaktadır (Okay ve ark., 1990; Şekil 1.5). Biga Yarımadası'nda Tersiyer öncesi birimler KD-GB gidişli üç tektonik zonda tanımlanır (Okay ve ark., 1990). Bunlardan ilki yarımada'nın güneydoğu kesimindeki Sakarya zonudur. Bu zon Kazdağ Grubu ve Karakaya Kompleksi kayalarını içermektedir. Kuzeybatıda, Ezine grubu, Çamlıca metamorfikleri ve Denizgören ofiyolit kayalarını içeren Ezine zonu yer alır. Sakarya ve Ezine zonları arasında kalan

yüksek dereceli metamorfiklerden oluşan Ayvacık-Karabiga zonu ise Çetmi ofiyolitik melanj kayalarından oluşmaktadır (Okay ve ark., 1990).

Devir	Devre	Dönem	Formasyon	Litoloji	Açıklama				
Senozoyik	Neojen	Holosen	Alüvyon		Konsolide çakıl, kum, klastlar ve bloklar				
		Plevistosen							
		Pliyosen	Bayramiç Formasyonu		Çakıltaşı, kumtaşı, şeyl				
	Miyosen		Taştepe V.	Ezine V.	Ayvacık V.	Alkali olivin bazalt lav			
			Behram V.	Doyran V.	Çan Fm.	Çakıltaşı, kumtaşı, bitümlü şeyl, silttaşı ve kömür			
					Küçükkuşu Fm.	Andezit, dasit, riyodasitlerdem			
			Sarıoluk Plütönu	Yenice Plütönu	Hüseyinfaki V.	Bazalt, trakiandezit			
	Oligosen		Kestanelik Plütönu	Eybek Plütönu	Evciler Plütönu	Çan V.	Balcılar V. Sapeç V. Kirazlı V.	Granitoidler Andezit, dasit, riyodasit lav, tuf ve aglomera	
			Paleojen	Eosen	Kuşçayır Plütönu	Kapıdağ Plütönu	Balıkheçme V.	Ceylan Fm.	Bazalt, trakiandezit Andezit lav, tuf ve aglomera
					Karabiga Plütönu	Dikmen Plütönu	Soğucak Fm.		Türbidit, kumtaşı-marm-şeyl-tuf
	Mesozoyik	Jura-Kretase		Çetmi Ofiyolitik Melanj	Denizgören Ofiyolit		İnce tabakalı görsel kireçtaşı Spilit, piroklastik kayalar, Üst Triyas-Üst Jura-Alt-Üst Kretase kireçtaşı blokları, küçük serpantin, radyolarye çört		
				Vezirhan Fm.	Şevketiye Pluton		Orta tabakalı ince pembe beyaz, pelajik kireçtaşı		
				Bilecik Kçt.	Kirazlı Çakıltaşı		Orta kalın tabakalı kireçtaşı		
				Bayırköy Fm.			Çakıltaşı, kumtaşı, şeyl		
Permo-Triyas				Çamlık / Yolindi Metagranodiyorit		Kıvrımları ile meta-granodiyorit			
				Karakaya Kompleksi	Çal Birimi	Hodul Birimi	Üst Birim	Grovak, şeyl, çört, kireçtaşı ve spilitik volkanik kayalar	
					Orhanlar Grovak				kumtaşı, silttaşı, çakıltaşı
					Hodul Birimi			Arkoz, şeyl, silttaşı ardalanması	
					Nilüfer Birimi	Alt Birim	Yerel mermer ve fillitten ardalanmasına kalın metabazik serisi		
					Kalabak Fm.		Fillit, şist ile arakatlı mermer metabazik		
	Çamlıca Metamorfikleri	Ezine Grubu	Mikaşistler/Kireçtaşı, metaklastik ve fliš						
Paleozoyik	Permiyen Öncesi	Kazdağ Grubu	Sutuven Fm.		Gnays, migmatit ve mermer				
			Sarıköz Mermeri		Çört nodülleri olan mermer				
			Tozlu Fm.		Metaofiyolit - amfibolit ve metadunite				
			Fındıklı Fm.	Babadağ Mermeri		Kaba kristalize mermer			
				Altınoluk Mermeri		Amfibol gnays ve mermer ardalanması			

Şekil 1.4. Biga Yarımadası'nın geliştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Yiğit, 2012'den değiştirilmiştir).

Güneyde Edremit körfezi ile onun kuzeyinde Yenice, Bayramiç arasında uzanan Kazdağ, kuzeydoğu gidişli yapısal bir yükselim şeklindedir. Geçmişte yeteri kadar aydınlatılmamış (Kaden, 1959; Schuiling, 1959; Nelson, 1963; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Bingöl, 1969) bu bölgedeki yüksek dereceli metamorfik kayalar uzun yıllardır yapılan birçok çalışmanın (Bingöl ve ark., 1973; Okay ve ark., 1996; Okay ve Satır, 2000a; Duru ve ark., 2004; Okay ve ark., 2006; Bozcu ve Çalık, 2006; Cavazza ve ark., 2009) konusu olmuştur. Kazdağ yükseliminin başlıca litolojisini gnays, amfibolit ve mermerler oluşturmaktadır (Bingöl ve ark., 1975). Duru ve ark., (2004), Kazdağ Grubu'na ait amfibolit fasiyesindeki yüksek dereceli metamorfik kayaları alttan üste doğru gnays, şist ve mermerden oluşan Fındıklı formasyonu, metaofiyolitlerden oluşan Tozlu formasyonu, Sarıkız mermeri, gnays ve migmatit kayalarından oluşan Sutüven formasyonu olarak alt bölümlere ayırmışlardır. Bu yükselimi doğuda tektonik olarak Permo-Triyas yaşlı Karakaya kompleksi, batıda ve kuzeyde ise Kretase yaşlı Çetmi ofiyolitik melanji üzerler. Kazdağ metamorfitlerinde yapılan ayrıntılı petrografik ve jeokimya çalışmalarının yanında metamorfizmanın yaşı ve evrimi için de bazı yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bingöl (1968, 1969, 1971) tarafından Rb/Sr yöntemi ile Kazdağ gnayslarında 304 ± 31 My, 233 ± 24 My ve K/Ar yöntemi ile mika da 25 ± 3 My jeokronolojik yaşlar elde edilmiştir. Bu yaşlar yazarlar tarafından sırası ile en yüksek diyajenez yaşı, yüksek basınç metamorfizma yaşı ve en son yüksek sıcaklık metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmıştır. Okay ve ark., (1996), gnayslar içindeki zirkonlardan Pb izotop yaşını 308 ± 16 My ve Okay ve ark., (2006), amfibolitlerdeki zirkon yaşını $319,2 \pm 1,5 - 329 \pm 5$ My arası bulmuşlardır. Benzer şekilde, Okay ve Satır, (2000a) tarafından gnayslardaki muskovit ve biyotitten elde edilen 19-22 My (Geç Oligosen) arasındaki yaşlar, Kazdağ metamorfiklerinin oluşumuna neden olan en son yüksek sıcaklık metamorfik olaylarını yansıtmaktadırlar. MTA, (2007) raporunda, Fındıklı formasyonunun alt seviyesinde gnays örneğindeki zirkonlardan Pb izotop yaşını $1013,8 \pm$ My (kaynak kayanın yaşı), üst seviyesindeki bir gnays örneğinde $246 \pm 4,7$ My bulmuşlar ve bu formasyonun Erken Triyas'ta yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş olabileceğini belirtmişlerdir. Ayrıca Sutüven formasyonundaki bir gnaysta $317,6 \pm 2,9$ My zirkon yaşı bulmuşlar ve Kazdağ metamorfitlerinin orta seviyelerinde yer alan metaofiyolitlerin ve Sarıkız mermerlerinin muhtemelen farklı zamanlarda yüksek dereceli metamorfizma geçirdikten sonra ve en son metamorfizmadan önce (Oligo-Miyosen) tektono-stratigrafik olarak istiflenmiş olabileceğini yorumlamışlardır. Son güncel çalışmalarda 14-17 My apatit fasyon-track yaşları (Cavazza ve ark., 2009) Erken-

Orta Miyosen zamanında çekirdek kompleksinin sığ kıtasal seviyelere yüzeylemesini desteklemektedir.

Bingöl ve ark., (1973) tarafından ilk olarak Karakaya formasyonu olarak tanımlanan bir diğer önemli Permo-Triyas yaşlı kayalar, Okay ve ark. (1990; 1991), Pickett ve ark., (1995) tarafından Karakaya kompleksi olarak isimlendirilmiştir. Sakarya zonu temelinde yer alan Karakaya kompleksi litolojilerinin Biga Yarımadası'ndan Erzincan'a kadar uzanan geniş bir kuşak içerisinde yayılım gösterdiği belirtilmektedir (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Bu kayalar kısmen metamorfizmaya uğrayan, kuvvetli derecede deforme olmuş kırıntılı ve volkanik kayalardan oluşmaktadır. Okay ve ark. (1990), Biga Yarımadası'ndaki Karakaya Kompleksinin birbirleriyle olan ilişkileri net olarak gözlenmemekle birlikte benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört farklı birim olarak ayırt etmişlerdir. Bu birimler alttan üste doğru Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal birimidir. Ancak bazı çalışmalarda (Okay ve Göncüoğlu, 2004; Okay ve Altın, 2004) Karakaya Kompleksi sadece iki bölüme ayrılmıştır. Bunlar Paleozoyik sonu veya Triyas'ta yeşilist ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mafik lav, mafik piroklastik kaya, şeyl ve kireçtaşı araldanmasından oluşan Alt Karakaya ve ileri derecede deforme olmuş Permiyen veya Triyas yaşta klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşan Üst Karakaya kompleksleridir. Karakaya Kompleksi, Paleo-Tetis'in Triyas'ta kuzeye doğru Lavrasya kıtası altına dalma-batması ile oluşmuş bir eklenir prizmayı temsil etmektedir (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Sakarya zonundan tektonik olarak Çetmi ofiyolit melanjı ile ayrılan Ezine zonu üç alt tektonik birime ayrılmıştır. Bunlar Ezine grubu, Çamlıca metamorfikleri ve bu iki birim üzerine bindirmeli tektonik dokanak ile gelen Denizgören ofiyolitidir.

Rodop zonunun temelini oluşturan, Ezine'nin kuzeydoğusunda ve Karabiga'nın batısında gözlenen metasedimanter kayalar Çamlıca metamorfikleri olarak isimlendirilmiştir (Okay ve ark., 1990). Çamlıca metamorfiklerindeki kalıntı eklojitler yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasını işaret eder ve kuvars-mika şistlerden elde edilen üç muskovit örneği 65-69 My Rb/Sr yaşını verir. Bu radyometrik yaşlar Mestrihtiyen dönemindeki bölgesel metamorfizmayı göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b). Çamlıca metamorfik topluluğu alttan üste doğru düşük dereceli orta-basınç koşullarında başkalaşıma uğramış metalav ve metatüfden yapıları Andıktaş formasyonu, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkışist ve mermer araldanmasından oluşan Dedetepe formasyonu ve fillit – mermer araldanmasından yapıları Salihler formasyonundan

oluşmaktadır (Şengün ve Çalık, 2007).

Ezine Grubu olarak adlandırılan, Ezine kuzeybatısında ve doğusunda yüzeyleyen kuzey gidişli yeşil şist fasiyesinde gelişen metamorfik kayalar, başlıca karbonatların oluşturduğu Permo-Triyas yaşlı epikontinental tortul kayaları içerirler (Beccaletto ve Jenny, 2004). Ezine Grubu, alttan üste doğru Geyikli, Karadağ ve Çamköy olmak üzere üç formasyona bölünmüştür. Bu kayaların Maliac/Meliata Okyanusu'nun kuzeyindeki bir Permo-Trias riftleşmesinin ürünü olduğu ve Rodop pasif kıta kenarını temsil ettikleri önerilmektedir (Beccaletto ve Jenny, 2004).

Biga Yarımadası'ndaki metamorfik temelin yanı sıra ofiyolitik kayalar başlıca iki tektono-stratigrafik üniteyle temsil edilirler. Bunlar Çetmi ofiyolit melanjı ve Denizgören ofiyolitleridir. Çetmi ofiyolitik melanj Biga Yarımadası'nın güneyinde, Kazdağ Grubunun batısında ve Küçükkuyu ilçesinin kuzeyinde, Biga Yarımadası kuzeyinde ise, Biga ilçesinin kuzeybatısında gözlenmektedir (Şekil 1.5). Çetmi ofiyolit melanjı, Biga Yarımadası kuzeyindeki Çamlıca metamorfikleri ve altındaki Kazdağ grubunun yüksek dereceli metamorfikleri ile kontağı tektonik dokanaklıdır. Yarımada'nın güney kesiminde uyumsuz olarak Neojen yaşlı çeşitli sedimanter ve volkano-tortul kayalar tarafından örtülür. Son biyostratigrafik çalışmalar ile bu melanjın jeodinamik evrimi Paleojen (Okay ve ark., 1990) değil, Orta Kretase olarak belirtilmektedir. Ayrıca Rodop Bölgesinin izole bir parçası olarak önerilmektedir (Beccaletto ve ark., 2005).

Biga Yarımadası'nda geniş yayılım sunan, başlıca spilit, grovak, pelajik şeyl, serpantinit ve radyolaritlerden oluşan, karmaşık ve düzensiz bir içyapıya sahip olan Çetmi ofiyolitik melanjı Geç Kretase'de yerleşmiştir (Okay ve ark., 1990). Rodop-Istranca masifi ile Ezine – Sakarya kuşağı arasında Geç Paleosen de meydana gelen çarpışmada Çetmi ofiyolit melanjı güneye doğru itilmiş ve Ezine kuşağı ile Sakarya kuşağının bir kısmını tektonik olarak örtmüştür (Okay, 1987; Okay ve ark., 1990). Serpantinit, fillit, diyorit, metadolerit, metaçört, glokofanşist, spilit, rekristalize kireçtaşı kaya türlerinden oluşan Çetmi melanjının en tipik özelliği klasik melanj tipinin aksine birimi oluşturan blokların bir matriksten yoksun olarak yan yana bulunmasıdır (Şentürk ve Okay, 1984). Blokların dokanaklarında tektonik özellikler göstermesi yitim kuşağında meydana gelmiş bir karmaşığa karşılık geldiğinin göstergesidir ve yerleşme yaşı Geç Kretase'dir (Şentürk ve Okay, 1984; Sümengen ve Terlemez, 1991).

Ezine İlçesi'nin kuzeyinden başlayarak kuzeydoğu gidişli bir trend oluşturan Denizgören ofiyoliti, kısmen serpantinleşmiş harzburjitten oluşur (Okay ve ark., 1990).

1.3.2. Sedimanter kayalar

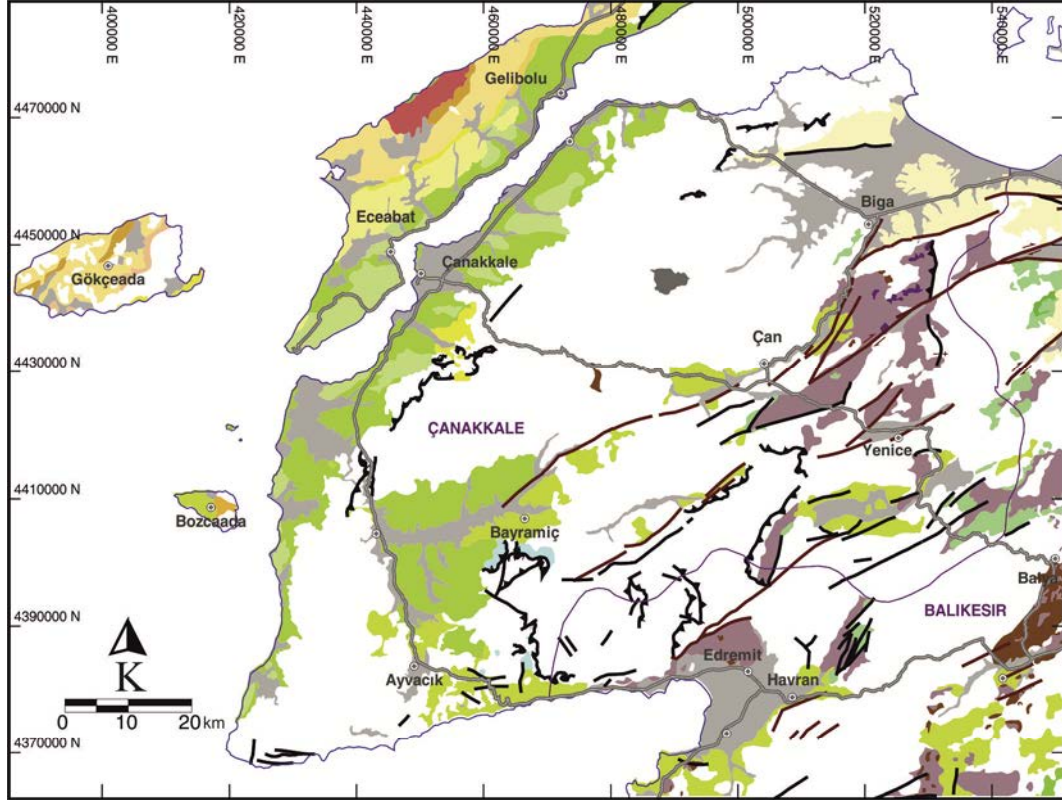
Biga Yarımadası'nda metamorfizmaya uğramayan en eski sedimanter kayalar, başlıca karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşan Permiyen ve Triyas yaşlı Karakaya kompleksinden oluşmaktadır (Yiğit, 2012). Tersiyer yaşlı sedimanter istif ise temel birimler üzerinde Eosen-Kuvaterner zaman aralığında oluşmuş, farklı zaman aralıkları ve çökelme havzalarına sahip kayaç topluluğundan oluşmaktadır . Biga Yarımadası'nın batı ve kuzeybatısında geniş alanlarda yüzleklere sahiptir. Genellikle Çanakkale Boğazı'nın her iki tarafında kuzeydoğu gidişli olarak gözlenmektedir (Şekil 1.6). Gelibolu Yarımadası ve Gökçeada'da Eosen karbonat ve kırıntılı kayaları yoğunlaşmıştır. Sedimanter kayalar çoğu bölgede yaygın volkanizma ürünleri ile birlikte yer alır.

Biga Yarımadası'ndaki çökel kaya toplulukları, Yarımada'nın kuzey kesiminde Orta-Üst Eosen yaşlı olan, Fıçitepe, Soğucak ve Ceylan formasyonlarını içermektedir. Erken-Orta Miyosen yaşlı birimler, Küçükkuşu formasyonu ve Çan formasyonu olarak Biga Yarımadası'nın iç ve güney kesimlerinde görülürken, Geç Miyosen yaşlı olan İlyasbaşı, Gazhanedere ve Çanakkale formasyonları, Çanakkale Boğazı kıyısı boyunca gözlenmektedir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı olan Bayramiç formasyonu ise, hemen hemen tüm Biga Yarımadası'nda yüzeylemektedir.

Fıçitepe formasyonunu oluşturan çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltaşları, delta ortamındaki bir çökelimi yansıtmaktadır. Gelibolu Yarımadası'nda Karağaç formasyonunun üzerinde yer alırken (Temel ve Çiftçi, 2002), Biga Yarımadası'nda Lapseki'nin güney ve güneydoğusunda Orta Eosen volkanitlerinin üzerinde tanımlanmıştır (Dönmez ve ark., 2005).

Soğucak formasyonu, Trakya, Gelibolu Yarımadası, Bozcaada ve Gökçeada'da, karbonatlı sığ denizel kumtaşı ve çakıltaşından oluşan, üzerinde denizel ve resifal karakterli kireçtaşlarının bulunduğu birim olarak tanımlanmıştır (Sümengen ve ark., 1987; Temel ve Çiftçi, 2002) Biga Yarımadası'nda sınırlı bir alanda gözlenen sığ denizel ortamı karakterize eden birim, çoğunlukla fosilli kireçtaşı ile az oranda kumlu ve çakıllı kireçtaşlarından oluşmaktadır (Siyako ve ark., 1989).

Eosen döneminin son çökel kayalarını temsil eden Ceylan formasyonu, Trakya ve Gelibolu Yarımadası'nda değişik araştırmacılar tarafından pek çok farklı isim altında tanımlanmıştır (bkz. Bölüm 4.1.3). Biga Yarımadası'nda Biga-Beyçayır arasında, kıltaşı-kumtaşı ardalanması ile mavi-yeşil renkli tüften ve az oranda çakıltaşlarından oluşan istif olarak bilinmektedir (Siyako ve ark., 1989).



AÇIKLAMA

Sedimanter Kayalar

Kuvaterner		Ayrılmamış	Üst Senoniyen		Klastik ve karbonat kayalar
Kuvaterner		Alüvyon, yamaç molozu vb.	Üst Senoniyen		Pelajik kireçtaşı
Pliyosen		Ayrılmamış kıtasal klastik Kayalar	Üst Jura-Alt Kretase		Neritik kireçtaşı
Üst Miyosen-Pliyosen		Ayrılmamış kıtasal kayalar	Orta Triyas-Jura		Neritik kireçtaşı [Çetmi Melanjı]
Üst Miyosen-		Kıtasal klastik kayalar	Orta- Üst Triyas		Karbonat ve klastik kayalar
Üst Miyosen-		Neritik kireçtaşı	Permo-Triyas		Klastik ve karbonat kayalar (Yer yer blok ve volkanik kayalar)
Orta- Üst Miyosen		Kıtasal klastik kayalar	Permiyen		Yer yer klastik kayalar içeren karbonat kayalar
Miyosen		Kıtasal klastik kayalar [Çan Fm. / Küçükküyük Fm.]			
Oligosen-Alt Miyosen		Klastik kayalar			
Üst Eosen		Klastik kayalar			
Orta- Üst Eosen		Klastik ve karbonat kayalar			
Orta- Üst Eosen		Neritik kireçtaşı			
Alt- Orta Eosen		Klastik ve karbonat kayalar			
Alt- Orta Eosen		Klastik kayalar (Yer yer karasal)			
					Aktif Faylar
					Faylar
					Bindirme fayları
					Yollar
					Yerleşim yerleri

[Karakaya Kompleksi - Üst Birim/Hodul]

Şekil 1.6. Biga Yarımadası'ndaki sedimanter kayaların dağılımı (MTA, 2001; Yiğit, 2012'den değiştirilmiştir).

Biga Yarımadası'ndaki Erken-Orta Miyosen sedimanter çökelleri geniş alanlarda yüzeyleme veren eş yaşlı volkanizma ile karakterize edilir. Edremit körfezi çevresinde

yüzeyleyen, bitümlü şeyl, tuf, çamurtaşı, kumtaşı ve kireçtaşından oluşan gösel kırıntılı çökeller Saka (1979) tarafından Küçükkuşu formasyonu olarak tanımlanmıştır. Ayrıca bu formasyon üzerinde yapılan çalışmalarda uranyum yatakları (Ertin, 2001) gibi diğer enerji hammaddeleri ve petrol ana kayası olma özelliklerinden bahsedilmektedir (Bozcu ve Bozcu, 2009; Bozcu ve Aytepe, 2011).

Biga Yarımadası'nın iç kesimlerinde Çan yöresinde yüzeyleyen şeyl, silttaşı, kumtaşı ve tuf gibi gösel çökeller, Siyako ve ark., (1989) tarafından Çan formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu bölgede Çan linyit havzası gibi ekonomik kömür yatakları içeren havzaların sedimantolojik özellikleri çalışılmıştır (Bozcu ve ark., 2005; Bozcu, 2009). Miyosen dönemine ait bu çökeller, Oligo-Miyosen dönemi volkanitleri üzerinde uyumsuzlukla yer alır.

Çanakkale Boğazı'nın doğu kıyısı boyunca yüzeyleyen Geç Miyosen yaşlı sedimanlar, akarsu çökellerini tasvir eden çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı litolojilerinden oluşan İlyasbaşı, Gazhanedere, gelgit düzlüğü ve plaj ortamını yansıtan çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı, marn ve kireçtaşından oluşan Çanakkale formasyonları ile tanımlanır (Şentürk ve Karaköse, 1987).

Pliyo-Kuvaterner yaşlı olan Bayramiç formasyonu, konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan flüviyal çökelleri içerirler ve Biga Yarımadası'nda kendinden önce gelişmiş olan tüm birimlerin üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar.

1.3.3. Biga Yarımadası'nda magmatizma

Biga Yarımadası oldukça yaygın Senozoyik volkano-plütonik kaya mostraları içerir (Şekil 1.7). Çok geniş alanları kapsayan bu magmatik ürünler, jeolojik-petrojenetik çalışmaların yanı sıra önemli ekonomik maden yatağı içermeleri dolayısıyla ve endüstriyel hammaddeler yönünden de bugüne kadar bir çok araştırmacının ilgi odağı olmuştur.

Biga Yarımadası'ndaki magmatizma, dalma-batma olayından 30 My sonra gerçekleşmiş olmasından dolayı çarpışma sonrasıdır (Genç, 1998). Çarpışma sonrası magmatizmanın ilk ürünleri ise plütonik ve volkanik kayalardan oluşan Orta Eosen magmatik kayalarını içerir. Oligosen ve Miyosen zamanı boyunca bunu izleyen magmatik süreçler ise daha geniş çapta oluşumlarına devam etmiştir.

Magmatik kayaların jeokimyasal özellikleri, önceden gerçekleşmiş yitim olayının bir sonucu olarak litosferik mantoda gerçekleşen metasomatizmayı ve magmanın yüzeye ulaşması sırasında Sakarya Zonu'nun kıtasal temelinden türemiş kıtasal kirlenmeyi işaret

etmektedir (Altunkaynak ve Genç, 2008).

1.3.3.1. Plütonik kayalar

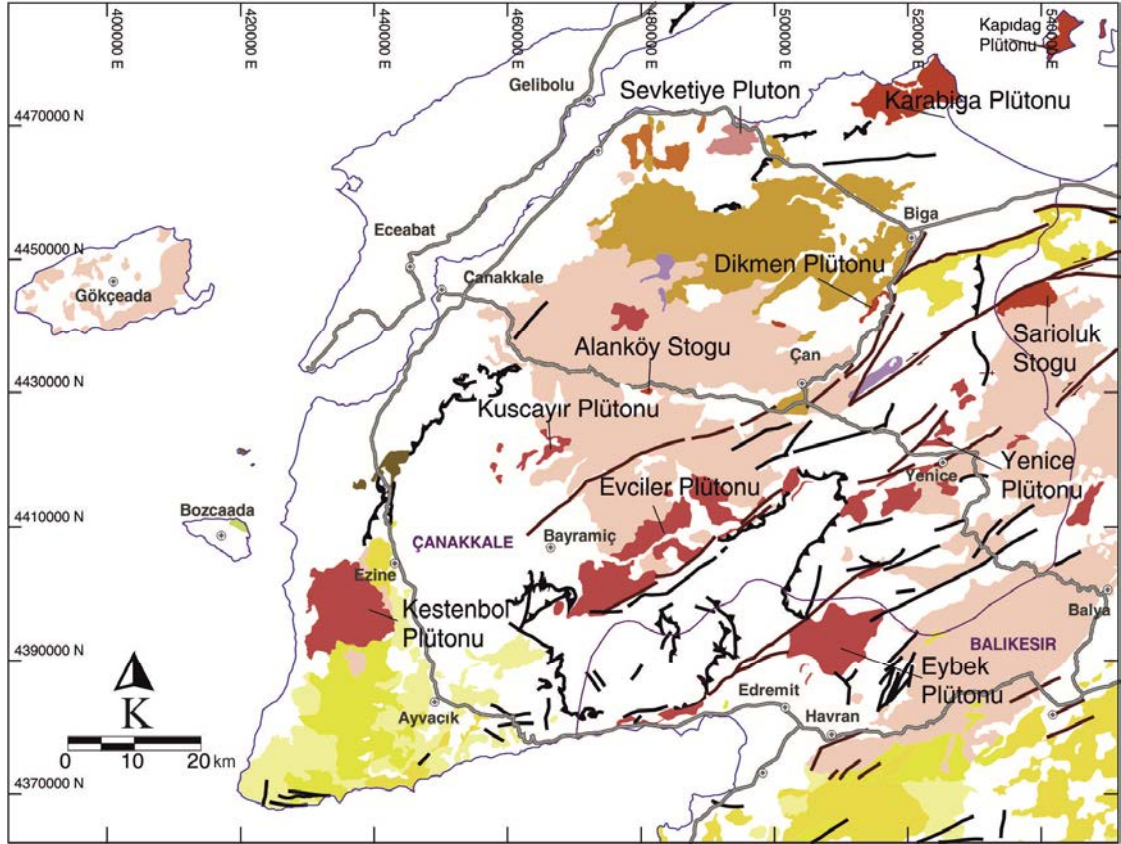
Biga Yarımadası'nda intrüzyonlar, Marmara denizinin güney kenarından başlayarak, KD-GB gidişli olarak yerleşmişlerdir (Şekil 1.7) ve Geç Kretase-Miyosen arasında değişen yaşlara sahiptirler. Ancak magmatik birimleri kuzeyde Eosen, güneyde Miyosen volkanik kayalarla ilişkili olmak üzere iki ana gruba ayırmak mümkündür (Karacık ve ark., 2008). Biga Yarımadası'nda Pre-Senozoyik granitoyidi olarak bilinen Şevketiye plütunu, tek örnektir ve Şevketiye köyünün doğusunda yer alır. Muskovitten K/Ar yöntemiyle $71,9 \pm 1,8$ My (Geç Kretase) yaşı elde edilmiştir (Delaloye ve Bingöl, 2000). Şevketiye plütunu dışında, Biga Yarımadası'nda başlıca Senozoyik intrüzyonlar, kuzeyde Eosen yaşlı Karabiga, Kapıdağ, Dikmen ve Kuşçayır plütonları; batıdan doğuya doğru Miyosen yaşlı Kestanbol, Evciler, Yenice, Sarıoluk plütonları, Yarımada'nın güneyinde ise, Eybek plütunu ile temsil edilmektedir (Şekil 1.7). Plütonlar, kalkalkalen karakterde olup, orta-yüksek potasyumludurlar ve başlıca granit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve kuvars diyorit gibi farklı kompozisyonlara sahiptirler. Bunlar, volkanik yay ve çarpışma sonrası intrüzyonlara benzer jeokimyasal izler barındırırlar. Plütonik kayalara ait radyometrik yaş derlemesi Çizelge 4.1'de verilmiştir. Plütonik kayalardaki yaş verileri Biga Yarımadası'ndaki plütonizmanın Geç Kretase'den Erken Miyosen'e, kuzeyden güneye gençleştiğini göstermektedir.

1.3.3.2. Volkanik kayalar

Biga Yarımadası'nın volkanik kayaları önemli oranda Senozoyik döneminde gelişmiş olup, iki geniş kategoride değerlendirilebilir; Pre-Senozoyik ve Senozoyik (Yiğit, 2012; Şekil 1.7). Bazik volkanik kayalar (bazalt ve spilitler), Karakaya Kompleksi veya Biga Yarımadası'nda Pre-Senozoyik ofiyolitik melanji ile ilişkilidirler. Karakaya Kompleksi ile ilgili volkanik kayalar muhtemelen Triyas yaşlıdır (Yiğit, 2012).

Batı Anadolu'da, Senozoyik döneminde oluşan volkanik kayaların kökeni üzerine birçok çalışmacının yorumları bulunmaktadır. Dewey ve Şengör, (1979), Şengör, (1979, 1982, 1987) ve Şengör ve ark., (1985) tarafından tektonik kaçış, Jackson ve McKenzie (1988), Kissel ve Laj (1988), Le Pichon ve Angelier (1979, 1981), McKenzie (1978), Meulenkamp ve ark., (1988, 1994), Okay ve Satır (2000) tarafından yay gerisi genişleme, Dewey, (1988), Seyitoğlu ve Scott (1991, 1992, 1996) tarafından orojenik çöküş ve son yıllarda daha çok kabul gören Aldanmaz ve ark., (2000), Altunkaynak ve Dilek (2006),

Dilek ve Altunkaynak (2007), Altunkaynak ve Genç (2008) tarafından yitim modeli ve dalan levhanın kırılması modelleri ile bölgedeki volkanizmanın evrimine ışık tutmuşlardır.



AÇIKLAMA

Volkanik Kayalar

Üst Miyosen		Bazalt
Orta Miyosen		Andezit
Alt-Orta Miyosen		Piroklastik kayalar
Alt-Orta Miyosen		Ayrılmamış volkanik kayalar
Orta Miyosen (Genel olarak Alt Miyosen)		Dasit, riyolit, riyodasit
Oligosen		Ayrılmamış volkanik kayalar
Eosen		Andezit
Eosen		Ayrılmamış volkanik kayalar (Bölgele sedimanter kayalar)
Triyas		Bazalt, spilit [Karakaya Kompleksi]

Intrüzif Kayalar

Oligo-Miyosen		Granitoid
Eosen		Granitoid
Üst Kretase		Granitoid

	Aktif faylar
	Faylar
	Bindirme fayları
	Yollar
	Yerleşim yerleri

Şekil 1.7. Biga Yarımadası'nda plütonik ve volkanik kayaların dağılımı (MTA, 2001; Yiğit, 2012'den değiştirilmiştir).

Biga Yarımadası'nda Senozoyik volkanizması, Geç Eosen'de geniş bir alanda başlıca andezit ve dasitik bileşimde, kalk-alkali karakterdeki volkanik kayalar

(Balıklıçeşme volkanikleri-Ercan ve ark., 1995; Akçaalan volkanikleri-Siyako ve ark., 1989; Edincik, Beyçayır, Dededağ volkanikleri-Dönmez ve ark., 2005) ile başlamıştır.

Oligosen boyunca volkanizma yoğun olarak yüksek-K kalk-alkalin karakterli birimler ile devam eder (Çan volkanikleri, Kirazlı volkanitleri-Ercan ve ark., 1995; Doyran volkanikleri-Siyako ve ark., 1989). Yılmaz (1990), Eosen’de başlayan bu volkanizmanın Geç Miyosen boyunca (Behram volkanitleri- Ercan ve ark., 1995; Doyran Volkanitleri-Siyako ve ark., 1989) bazaltik alkali volkanizmaya kadar devam ettiğini belirtmiştir.

Orta Miyosen’den Geç Miyosen’e volkanizma hafif-alkali ve alkali karaktere değişmiştir. Volkanik kayaların jeokimyası Eosen’den Erken Miyosen’e kadar magmanın gelişimi boyunca dalma-batmanın azalan etkileri ile artan kabuk kirlenmesini göstermektedir. Orta-Geç Miyosen volkanizması, zenginleşen astenosferik manto kaynağı ile azalan kabuk bileşenini gösteren jeokimyasal verileri yansıtmaktadır (Altunkaynak ve Genç, 2008). Biga Yarımadası’ndaki alkali volkanizmanın Geç Miyosen’de bazaltik alkali Ezine volkanitleri ile başladığı varsayılır (Yılmaz, 1990, Yılmaz ve ark., 2001). Bununla beraber, trakiandezitik ve bazaltik bileşimli Oligosen Kirazlı volkanizması ve Erken Miyosen Hüseyinfaki volkanitleri bazı alanlarda alkali karakter göstermektedir (Ercan ve ark., 1995). Eosen-Geç Miyosen aralığındaki volkanik kayalara ait radyometrik yaş derlemesi Çizelge 4.2’de verilmiştir.

BÖLÜM 2 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Biga Yarımadası'nın magmatik kayaları sahip olduğu jeolojik konum ve ekonomik zenginlikleri nedeniyle çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılan bir bölge olmuştur. Bölgede geniş alanlarda yüzeyleyen çarpışma sonrası magmatik aktivite, Biga Yarımadası'nda Orta Eosen'de başlamış ve Geç Miyosen'e kadar devam etmiştir.

Çalışma alanı ile doğrudan ilişkili ilk çalışmalar, 1970'li yılların başlarında gerçekleştirilmiştir. Borsi ve ark., (1972), Batı Anadolu ve Midilli Adası'ndaki volkanik kayalar üzerinde petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yapmış ve bölgede Alt-Orta Miyosen döneminde kalkalkalen bir volkanizmanın geliştiğini belirtmişlerdir. Ayvacık civarında, andezitik lav ve tüflerden, $16,8 \pm 0,7$ My, $19,5 \pm 0,2$ My ve $21,5 \pm 0,7$ My, ignimbritlerden ise 17 My yaş elde etmişlerdir. Ercan (1979), Batı Anadolu'da geniş alanlarda izlenen Senozoyik volkanizmasına ait kalkalkalin ve alkalin nitelikli volkanizmanın petrolojik özelliklerini incelemiş ve karşılaştırmalar yapmıştır. Yazar bu çalışmasında, Kuzeybatı Anadolu'da gerçekleşmiş volkanizmayı Orta Eosen'den başlayıp, Orta-Geç Pliyosen'e kadar çeşitli evrelerde etkinliğini sürdüren ve çok geniş alanlarda yüzlekler veren kalkalkalin volkanizma ve Orta Miyosen'de başlayıp Geç Kuvaterner'e kadar çeşitli evrelerde etkinliğini sürdüren alkalin volkanizma olarak sınıflandırmıştır. Plaka tektoniği açısından kökensele olarak Batı Anadolu ve bazı Ege adalarındaki volkanizma için Paleosen yaşlı eski bir yitim zonundan türemiş olabileceği yorumunu yapmıştır. Daha sonra Ercan ve Türkecan (1984), Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristan'da Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarında farklı evrelerde sokulum yapmış plütonları incelemişlerdir. Bölgesel dağılımlarında plütonların belli zonlar boyunca oluştuklarını ve genel olarak kuzeyden güneye doğru gençleştiklerini belirtmişlerdir. Ayrıca plütonlarda yapılan jeokronolojik ve petrokimyasal incelemeleri karşılaştırarak, bunların bölgedeki volkanik kayalarla kökensele ve yaş açısından ilişkili olduklarını saptamışlardır.

Batı Anadolu ve Biga Yarımadası'nda Senozoyik magmatizmasına yönelik yapılan çalışmalarda volkano-plütonik topluluklar hakkında bir çok farklı yorumlar ve modeller öne sürülmüştür. Batı Anadolu'ya jeodinamik açıdan yaklaşımda bulunan, Şengör ve Yılmaz (1981), Türkiye'nin, Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer zamanında Tetis okyanus havzalarının kapanması sonucunda şekillenmiş farklı kıtasal ve okyanusal parçalardan

oluşturduğunu belirtmişlerdir. Çalışma alanının da içinde bulunduğu Sakarya kıtası ile güneyinde yer alan Torid-Anatolid kıtası arasında bulunan okyanusun kapanması ve kıta-kıta çarpışmasının Üst Kretase’de başlayıp Eosen’in sonuna kadar devam ettiğini öne sürmüşlerdir. Bu süreçte, Batı Anadolu’da Paleosen-Eosen yay volkanizmasının oluştuğunu ve geniş yer kaplayan, genellikle Miyosen yaşlı kalkalkalen volkanizmanın kırık sistemleri ile yüzeye ulaştığını belirtmişlerdir. Bunun yanısıra Miyosen’den Kuvaterner’e kadar geçen dönemde Batı Anadolu’da volkanizmanın pek çok yerde gençleştiğinden ve alkalin özellikte bazaltik volkanitlerin hakimiyetinden bahsetmişlerdir. Batı Anadolu’da, Biga Yarımadası’nda yapılmış diğer önemli bir çalışma Siyako ve ark., (1989)’a aittir. Yazarlar bu çalışmada Biga ve Gelibolu Yarımadası’nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanaklarını incelemişlerdir. Çalışılan bölgede Tersiyer döneminde, aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan, Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olarak dört çökeltme evresi ayırt etmişlerdir. Biga Yarımadası’nda Orta Eosen’de önemli bir transgresyonun başladığını ve Soğucak kireçtaşlarının çökeldiğini belirterek, Gelibolu ve Biga Yarımadalarını içeren havzanın güney şelfinin giderek derinleşip, genellikle türbiditlerden oluşan, uyumlu ve dereceli bir geçiş gösteren Ceylan formasyonu istifinden bahsetmişlerdir. Temel ve Çiftçi (2002) ise bu Tersiyer çökellerinin Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada’daki yüzleklerinde stratigrafik özellikleri üzerinde detaylı olarak çalışmışlardır.

Okay ve ark., (1990), Biga Yarımadası’nın jeolojisi ve tektonik evrimi başlıklı çalışmalarıyla bölgenin jeolojisinin aydınlatılmasına büyük katkıda bulunmuşlardır (Bkz Bölüm 1.3.1). Beccaletto ve ark., (2007) ve Aygül ve ark., (2012), Biga Yarımadası’nın batısında bulunan ve Çamlıca metamorfitlelerinin eşleniği olan metasedimanter kayaları Kemer mikaşistleri olarak ele almışlardır. Bu kayaların yaşı için alt limit olarak Çamlıca metamorfitlelerindeki yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizma yaşı olan Geç Kretase, üst limit olarak ise Karabiga granitoidinin Erken Eosen yaşlarını ön görmüşlerdir. Biga Yarımadası’nda Eosen plütonik kayaları bölgedeki temel kayaları keserek yerleşmiştir. Önceki yıllarda plütonik kayalar üzerinde çalışan araştırmacılar (Öngen, 1978a, b; Birkle ve Satır, 1995; Genç ve Yılmaz, 1995; Karacık, 1995; Genç, 1998; Dayal ve Özgenç, 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000; Karacık ve ark., 2008; Altunkaynak ve ark., 2012) Şevketiye, Karabiga, Kestanbol, Evciler, Kuşçayırı ve Yenice gibi Tersiyer magmatizmasının ürünü intrüzif kayalarının sığ sokulumlar olduklarını ve Eosen’den Miyosen dönemine kadar değişik dönemlerde etkin olan bu intrüziflerin çoğunlukla granit,

granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit bileşiminde olduklarını belirtmişlerdir. Ayrıca bu kayalar üzerinde gerçekleştirilen Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar, U/Pb ve Zirkon SHRIMP yaşları, Şevketiye plütünü (71,9 My) hariç, 20 ile 53 My arasında değişmektedir.

Biga Yarımadası'ndaki plütönik faaliyetler, zamansal ve mekansal olarak çevresinde yoğun bir volkanizma ile birlikte devam etmiştir. Sakarya kıtasının altında Neo-Tetis okyanusunun kuzeye eğimli yitimi ve sonrasındaki dönemde bölgede meydana gelen aktif bir yitim zonu magmatizması, dalma-batma modelleri altında bir çok araştırmacının ilgisini çekmiştir (Fytikas ve ark., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2006). Buna karşın, Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'ndaki volkanik kayaların jeokimyasal özelliklerinin dalma-batma izini gösterdiğini ancak bölgede ve çevresinde Orta Eosen'den Orta Miyosen'e kadar bu magmatik aktivite ile eş zamanlı bir dalma-batma olayı için jeolojik kanıtların olmadığını belirtmişlerdir.

Biga Yarımadası'nda Senozoyik volkanizmasının kökenine ilişkin, Ertürk, 1990; Yılmaz, 1989, 1990; Savaşçın ve Güleç, 1990; Güleç, 1991; Innocenti ve ark., 2005, tarafından yapılan çalışmalarda, volkanik aktivitenin sıkışma rejiminde (Geç Oligosen-Erken Miyosen) başladığını belirtmişler; Kalkalkalin ve alkalin volkanik kayalar için jeokimyasal ve izotopik veriler doğrultusunda iki farklı manto alanında meydana gelen çeşitli eriyik karışımlarından oluştukları ve kalkalkalen volkaniklerin kıtasal litosferik ya da dalma batmanın erken safhaları boyunca üst kabuk materyali ile kirlenen sığ astenosferik mantodan, alkalin volkaniklerin ise izotopik olarak mantodan tükenen ve derindeki eriyiklerden sağlandığını belirtmişlerdir. Bunlara benzer olarak, Aldanmaz ve ark., (2000), Batı Anadolu bölgesinde Eosen çarpışmasını takiben gelişen volkanizmayla ilgili olarak, volkanizmanın erken safhalarında gelişen lavları ve daha sonra gerilme havzalarında oluşan, lav akışkanları, bazalt daykları ve andezit kayalarının kalkalkalen ve şoşonitik karakterlerde olduğunu belirtmişlerdir. Yaptıkları jeokimyasal çalışmalar neticesinde bu volkaniklerin karakteristiklerin modellenmesinin, çarpışma öncesi dalma-batma olayından kaynaklanan bir litosferik manto kaynağını gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Bunlara karşın, gerilmeli zonlar boyunca yerleşen Geç Miyosen volkanizmasının ise alkali bazalt ve bazanitleri içerdiğini ve bu kayaların iz element ve izotop sistematiğinin, zenginleşen atmosferik manto kaynağını yansıttığını söylemişlerdir. Seyitoğlu ve Scott (1992), tüm bu çalışmaların aksine, Batı Anadolu'da yaptıkları incelemede Geç Senozoyik volkanizmasının sıkışmalı değil, gerilmeli tektonik rejimde oluştuğunu belirterek,

volkanizmadaki değişimi, bölgesel gerilmeli tektonikle incelen ve yayılan litosfer yükselimiyle kolaylaşan astenosferik katkının artmasına bağlamışlardır.

Biga Yarımadası'nda volkanik kayaların sınıflandırılması ve isimlendirmeleri yapılan bazı çalışmalar ile ortaya konulmak istense de volkanik ürünlerin çeşitliliği ve fasiyeslerinin net olarak oluşturulmaması bakımından çok genel kalmıştır. Bunun yanı sıra özellikle eski volkanik kayalardaki alterasyon ve ayrışma bu fasiyeslerin belirlenmesini de zorlaştırmaktadır. Bununla ilgili yapılan ilk çalışmalardan olan, Siyako ve ark., (1989), Biga Yarımadası'nda stratigrafik ve litolojik olarak ayırtlamış olduğu volkanizmayı Eosen yaşlı Akçaalan volkanikleri, Miyosen yaşlı Doyran volkanikleri ve Üst Miyosen volkanizmasını da Ezine bazaltı olarak isimlendirirken, Ertürk (1990), çalışmasında bu volkanik kayaları Paleosen-Eosen yaşlı Akçaalan volkanitleri, Erken-Orta Miyosen Ezine volkanitleri ve Pliyo-Kuvaterner Taştepe bazaltı olarak irdemiştir. Ercan ve ark., (1995) tarafından ise Tersiyer volkaniklerindeki petrografik, jeokimyasal ve izotop çalışmaları sonucunda, Eosen yaşlı Balıklıçeşme volkanitleri, Oligosen yaşlı Çan volkanitleri, Üst Oligosen yaşlı Kirazlı volkanitleri, Alt-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitleri, Orta Miyosen yaşlı Hüseyinfaki volkanitleri ve Üst Miyosen yaşlı Ezine Bazaltı olmak üzere ayırdıkları altı farklı volkanik etkinlik, Biga Yarımadası için temel bir literatür olmuştur. Bu çalışmalardan uzun bir süre sonra Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'ndaki çarpışma sonrasındaki Senozoyik magmatik aktivitesini kalk-alkalin, yüksek-K kalkalkalin, şoşonitik, orta alkalin ve alkalin seriler olarak karakterize edilen 5 farklı aşamaya ayırmışlardır. 1. evre Orta Eosen kalkalkalin lavlarının oluşumunu, dalan okyanusal dilimin kopmasından sonra Sakarya kıtası altındaki astenosferik yükselimin sebep olduğunu düşünmüşler, 2. evre Geç Oligosen lavlarına geçişte kalınlaşan kabuk sayesinde izotopik kompozisyonları ve jeokimyasal karakteristikleri ile magmanın artan kıtasal kirlenmesini belirtmişlerdir. Kıtasal girişimin 3. evre Erken Miyosen volkanizması sürecinde azaldığını belirterek, artan manto bileşeninin 4. evre bazaltik kayaların oluşumunda etkili olduğunu söylemişlerdir. Bu artan bazik magma girişini gerilmeli tektonizmaya ve devam eden astenosferik yükselmeye bağlamışlardır. 5. evre Üst Miyosen alkalin volkanizmasının ise Ege bölgesindeki K-G doğrultulu gerilme tektoniği rejimi altında geliştiğini ve astenosferik manto kaynaklı olduğunu belirtmişlerdir. Ersoy ve Palmer (2013) ise, Ege bölgesindeki Eosen'den günümüze magmatik kayaların jeokimyasal verilerini karşılaştırarak Biga Yarımadası'nın kuzeyindeki Eosen kayalarını Kuzey Anadolu Eosen magmatik kayaları adı altında incelemişlerdir.

Bu tez çalışması ile doğrudan ilgili ve en yakın olarak, Dönmez ve ark. (2005) tarafından gerçekleştirilen çalışmada, Biga Yarımadası'ndaki Eosen yaşlı volkanik kayaları stratigrafik ve litolojik özelliklerine göre kendi içerisinde Edincik volkaniti, Beyçayır volkaniti, Şahinli formasyonu, Dededağ volkaniti ve Erdağ volkaniti olmak üzere beş ayrı formasyon halinde ayırtlamış ve haritalamışlardır. Karasal ortam ürünü olan Edincik (Bandırma ilçesi) ve Beyçayır volkanitleri Eosen döneminin ilk kaya türleri olarak kabul edilmiştir. Karasal ortamın yerini giderek sığ denizel ortama bırakmasıyla sığ denizel çökeller depolanmaya başlayan ve bununla eş yaşlı olarak da bazaltik bileşimli lav ve volkaniklastik kayalardan oluşan Şahinli formasyonun geliştiğinden bahsetmişlerdir. Daha sonraki evrede gelişen asidik ve ortaç bileşimli andezitik, riolitik lav ve piroklastik kayalar ile birlikte egemen olarak ignimbritlerden oluşan volkanik topluluğu Dededağ volkanitleri olarak adlandırmışlardır. Bu volkanik aktiviteye bağlı olarak denizel ortamda depolanmış ignimbritlerin varlığını ilk kez tespit etmişler ve iki evreli oluşum modeli önermişlerdir. Son olarak, Erdağ civarındaki bazalt, bazaltik andezitik lav ve bunlarla ilişkili piroklastik kayaları Erdağ volkaniti olarak isimlendirip, tüm bu volkanik ürünlerin stratigrafik verilerinden yola çıkarak Orta-Geç Eosen zaman aralığında oluştuklarını vurgulamışlardır.

Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı volkanik kayalar içinde bir çok maden işletmeleri bulunmaktadır. Bu nedenle bölgede ekonomik jeoloji alanında bir çok çalışma mevcuttur. Çalışma alanı ve çevresindeki bazı maden işletmeleri Bozkaya ve Gökçe, (2001, 2002, 2009); Yalçinkaya, (2010); Yılmaz ve ark., (2010) ve Yiğit, (2012) gibi bazı araştırmacılar tarafından detaylı olarak araştırılmış ve irdelenmiştir. Bozkaya ve Gökçe, (2001, 2002, 2009) çalışmalarında Kuru madeni Kurşun-Çinko yatağının cevher mikroskobisi ve sıvı kapanım özelliklerini, ana, eser ve nadir toprak elementleri jeokimyasını ve izotop çalışmalarını gerçekleştirmişlerdir. Ayrıca, Yalçinkaya (2010), çalışmasında, Kuru Pb-Zn-Ag yatağının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini incelemiştir. Yılmaz ve ark., (2010), yine aynı bölgeleri kapsayan, ortaç sülfidasyonlu epitermal yataklarında ölçtükleri sıvı kapanımlar sonucunda (295° C) daha derin bir epitermal sistemi işaret etmişlerdir. Yiğit, (2012), Biga Yarımadası'ndaki maden yataklarının jeolojisi ve jeokronolojisi üzerine yaptığı çalışmasında Şahinli, Tesbihdere ve Kuru olarak bilinen ortaç sülfidasyona sahip epitermal maden sahalarını, Biga Yarımadası'nın kuzeyindeki Eosen volkanik kayalar ile ilişkili olabileceğini belirtmiştir.

BÖLÜM 3

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu bölümde tez kapsamındaki çalışmalar literatür çalışması, arazi çalışması, laboratuvar çalışması ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamaya ayrılmıştır. Literatürde yer alan yaş verileri ile tez kapsamında elde edilen yeni jeokronolojik bulgular Gradstein ve ark., (2012)'den alınan sayısal değerlerin kullanıldığı Uluslararası Stratigrafi Komisyonu tarafından Ocak, 2013'de hazırlanan “Uluslararası Kronostratigrafik Çizelge” ye göre değerlendirilmiştir.

3.1. Literatür Çalışmaları

Çalışma alanı olan Dededağ ve çevresindeki volkanizmaya yönelik önceki çalışmaların derlenmesi, yayınlanmış/yayınlanmamış olan rapor vb. yayınların elde edilmesi ve gözden geçirilmesini içermektedir. Önceki çalışmalar, doktora tezinin ilk aşamalarını oluşturmuş ve yapılacak olan doktora tezine ışık tutacağından dolayı detaylı olarak incelenmiştir. Bölgedeki magmatizma çalışmaları ile ilgili makale, kitap bölümü, rapor ve her türlü veri çeşitli üniversite ve MTA (Maden Tetkik ve Arama) kütüphanelerinden ve web of science gibi veri tabanları kullanılarak internetten online olarak toplanmıştır.

3.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları başlamadan önce Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden çalışma alanının 1/25000 ölçekli topografik haritaları temin edilmiştir. Çanakkale H17-b3, b4, c1, c2 topografik harita paftalarından oluşan çalışma alanında jeolojik haritalama çalışmaları, örnek alımı, tektonik ve volkanik unsurların belirlenmesi ve haritaya aktarılması şeklinde gerçekleştirilmiştir. Yayılım gösteren kaya türlerinin özelliklerini, değişimlerini ve birbirleriyle olan ilişkilerini belirlemek amacıyla 2009 yılında başlayan arazi çalışmaları üç yaz dönemi olmak üzere yaklaşık 4 ay kadar sürmüş 2012 yılında sona ermiştir. Bu kapsamda çalışma alanının kuzeyinde Kocabaşlar, Çamyurt, Dumanlı, Beyçayır, Karaömerler, Kızıldam, Kırcalar köyleri, güneyinde Koruobası, Yaylalar, Karamusalar, Ramazanlar, Hacılar, Balcılar, Ahmetler, Harmancık, Kilimli ve Dondurma köyleri ve civarları gezilerek farklı litolojik birimler haritalanmış, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için numuneler derlenmiştir. Tüm örnek yerleri

GPS (The Global Positioning System-Global Konumlandırma Sistemi) ile koordinatlandırılmış, yapısal ölçümler (doğrultu, eğim, foliasyon, fay düzlemi) Brunton pusulası kullanılarak alınmış ve harita üzerine aktarılmıştır. Birimlerin en iyi gözlemlendiği yerlerden fotoğraflar çekilmiş, enine jeolojik kesitler çizilerek birimlerin genel yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır.

3.3. Laboratuvar Çalışmaları

Arazi çalışmaları sonucunda derlenen 410 adet kayaç örneğinden çalışma alanındaki farklı kaya birimlerini en iyi temsil eden numuneler petrografik çalışmalar, jeokimyasal analizler ve jeokronoloji çalışmaları olmak üzere üç grup altında hazırlanmış ve elde edilen sonuçlar, doktora tez çalışması kapsamında değerlendirilmiştir.

3.3.1. Petrografik çalışmalar

Arazi çalışmaları sonrasında farklı kaya türlerine ve volkanik ünitelere ait toplam 160 kaya örneği ince kesitleri hazırlanmak üzere gruplar şeklinde ayırt edilmiştir. İncekesitlerin büyük bir kısmı, Dokuz Eylül Üniversitesi İncekesit Laboratuvarında ve bir kısmı da MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri Dairesi'nde yaptırılmıştır. Hazırlanan ince kesitler polarizan mikroskoplarda incelenmiş, mineralojik bileşimleri belirlenmiş ve petrografik incelemelerle (doku, isimlendirme ve sınıflandırma) magmatik prosesler konusunda bilgi sağlanmıştır. Ayrıca örneklerin alterasyon düzeyleri ve mineralleri de belirlenmiştir. Litolojik olarak ayırt edilen magmatik kayaçların, petrografik olarak birbirleriyle karşılaştırılması yapılmış her bir volkanik üniteye ait mineral toplulukları ve kayaç grupları belirlenmiştir. İnce kesit çalışmalarında belirlenen önemli doku ve mineral resimleri mikroskoba bağlı Olympus marka bir dijital fotoğraf makinesi ile çekilmiş daha sonra da ölçeklendirilmiştir. Ayrıca tortul birimlerden alınan fosilli kumtaşı ve kireçtaşı örneklerinden hazırlanan ince kesitlerin bazılarında paleontolojik yaş tayini yapılmıştır.

3.3.2. Jeokimyasal analizler

Petrografik incelemeler sonucunda, farklı magma serilerinden, kimyasal analizlerde kullanılabilir, her birimi en iyi temsil edebilen ve mümkün olduğunca taze örnekler seçilerek, bu örneklerin majör, iz ve nadir toprak element (REE) analizleri yaptırılmıştır. Çalışma alanındaki magmatik serilerden Laledağ granodiyoritinden 3, Beyçayır volkanitinden 8, Kızıldam volkanitinden 11, Kırcalar volkanitinden 17, Dededağ volkanitinden 7 ve Harmancık volkanitlerinden 15 adet kaya örneği ALS Chemex

Laboratuvarı'na (Kanada) gönderilmiştir. Majör elementler ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry), iz ve nadir toprak elementler ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Majör elementler % ağırlık, iz elementler ve REE ise ppm olarak ölçülmüştür.

Doktora tezinin en önemli kısımlarından olan jeokimyasal verilerin değerlendirilmesinde majör, iz ve REE analiz sonuçlarının yorumlanması ile farklı magmatik ünitelerdeki intrüzif, lav ve piroklastik ürünlerin jeokimyasal sınıflamaları yapılmış, jeokimyasal karakteristikleri belirlenerek, Harker değişim diyagramları ve örümcek (spider) diyagramları oluşturulmuştur. Bu diyagramlar ile magma odası evrimi sırasında hangi süreçlerin etkin olduğu (magma karışması, asimilasyon, fraksiyonel kristallenme gibi) ve magmaların nasıl bir kaynak alanında gelişebilecekleri konularında bilgi edinilmeye çalışılmıştır.

3.3.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ jeokronolojisi

Ar, soygaz ailesinden olup dünya atmosferinin % 0.5 – 5'ini oluşturur. ^{40}Ar izotopu ^{40}K 'un bozunma ürünüdür ve zaman içerisinde bulunduğu ortamda miktarı artar. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ jeoloji yaşlandırma tekniği minerallerdeki potasyumun radyoaktif izotoplarının bozunma yasasını kullanan bir yöntemdir. Termal olarak kontrol edilen ve radyoaktif bozulma ile oluşan izotopların ölçümü esasına dayanır (Dodson, 1973).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaşlandırma metodu, K/Ar jeokronolojik yaşlandırma yönteminin üzerine geliştirilmiştir. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotopik analizleri ile gazın gaza oranlanmasıyla daha kesin ve doğru sonuçlar elde edilmesi amaçlanmıştır ve bu analizler minerallerin soğuma esnasındaki kristalleşme yaşını belirlemek için kullanılmaktadır. ^{40}K 'un radyojenik $^{40}\text{Ar}^*$ 'a (^{40}K 'un bozunma sonrasında oluşturduğu Ar izotopları) dönüşüm oranı jeolojik olayların yaşlandırılmasında kullanılır. $^{40}\text{Ar}^*$ 'un kayaç veya mineral içindeki miktarı kayaçdaki K miktarı ve yaşı ile orantılıdır. ^{39}Ar izotopu ise ^{39}K izotopunun nükleer reaktörde hızlı nötronlar tarafından ışınlamaya maruz bırakılarak ^{39}Ar 'a dönüştürülmesi ile elde edilir.

Örnek yaşını ifade eden formül en basit hali ile;

$$T=1/\lambda*\ln(J*R+1) \text{ dir.}$$

Burada;

T= Yıl olarak örneğin yaşı

$\lambda = {}^{40}\text{K}$ radyoaktivite bozunma katsayısı ($5.5 \times 10^{-10} \text{ yıl}^{-1}$)

J= J faktörü (Nükleer reaktöre gönderilen standart mineralden hesaplanır)

R= ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$

Örnek hazırlama

${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ yaş analizi için seçilen kayalar, öğütülüp, elekten geçirilip, saf su ile yıkanmışlardır. Eleme sonucunda 251-853 μm arasında kalan örnekler sırasıyla saf su ve alkol ile yıkanıp binoküler mikroskop altında alterasyon ve katı kapanımları içermeyen hornblend, biyotit, potasyum feldispat ve plajiyoklas mineralleri reaktöre gönderilmek üzere analize uygun büyüklüklerde seçilmiştir. Tüm kayaç analizi için ise yaklaşık 500 tüm kayaç tanesi örnekler, 0,250-0,170 mm arasındaki elek boyutunda seçilmiştir. Seçilen örnekler sırasıyla su ve alkol ile yıkanmıştır.

Örnekler “U.S. Geological Survey TRIGA Nuclear Reactor Denver, Colorado, USA”da radyasyona maruz bırakılmış, J faktörü hesabı için Fish Canyon sanidinin ($28,02 \pm 0,16$; Renne ve ark., 1998) kullanılmıştır.

Örnek analizi ve değerlendirilmesi

Örnekler, Auburn Üniversitesi Kütle İzotop Analiz Laboratuvarı’nda “Auburn University Noble Isotope Laboratory – ANIMAL” küçük hacimli, yüksek duyarlılıklı 10 cm çaplı sektör kütle spektrometresinde analiz edilmiştir. Tek tane analizi için 15-20 mineral seçilmiş ve elde edilen yaşların mineraller arasında dağılımı incelenmiştir. Ayrıca bu gruptan seçilen en az bir mineralin Ar salınımı aşamalı ısıtma ile incelenmiştir. Hatalar, 1 sigma (1σ) olarak verilmiştir ve analiz hassasiyetini gösterir. Hata hesaplamasına örneğin monitör ve izotop bozunma sabitlerindeki hataları dahil edilmemiştir.

Örnekler tek mineral (single grain total fusion) ve tüm kaya olarak analiz edilmiştir. Tek mineral analizinde mineral tanesi CO_2 lazer ile bir kerede eritilmiş ve Ar ölçümleri yapılmıştır. Aşamalı ısıtmada ise “step heating” örnek, her bir adımda gücü aşamalı olarak arttırılan CO_2 lazer ile ısıtılmış, Ar izotopları her bir aşamada ölçülmüştür.

Elde edilen analiz verileri Microsoft Excel’de hesaplanıp, sonuçlar Isoplot version 3.0 (Ludwig, 2003) programı ile excel altında değerlendirilmiştir.

3.4. Büro çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin yorumlanması için büro çalışmaları yapılmıştır. Arazide 1/25000 ölçekli topografik harita üzerine çizilen jeolojik harita ile birlikte stratigrafik sütun kesit ve jeolojik haritadan yararlanarak elde edilen enine kesitler Corel Draw 16 programı kullanılarak bilgisayar ortamında çizilmiştir (Ek I). Ayrıca bilgisayar ortamında çizilen jeolojik harita üzerindeki, petrografik, kimyasal ve kronolojik amaçlı alınan örnek lokasyonlarının koordinatları ek halinde verilmiştir (Ek III). Petrografik ve mineralojik bulgular, kayaç ve mineral kimyası analizleri sonucunda elde edilen jeokimya verilerinin yorumlanması için New-Pet, GCDkit 2.7 jeokimya programları ve Ms Excel yazılımı (Keskin, 2002; Keskin, 2013) kullanılmıştır. Çalışma alanının hangi tektonik ve volkanik unsurlardan etkilendiği arazi çalışmaları, uydu görüntüleri (Google Earth internet tabanlı yazılım ve land-sat uydu görüntüleri) ve sayısal arazi modelleri (DEM) ile (1/500.000 ve 1/250.000 ölçekli) belirlenmiştir.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda ortaya çıkan tüm veriler birleştirilip yorumlanmış ve sonuçta “Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Klavuzu” kurallarına göre tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

BÖLÜM 4**ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA**

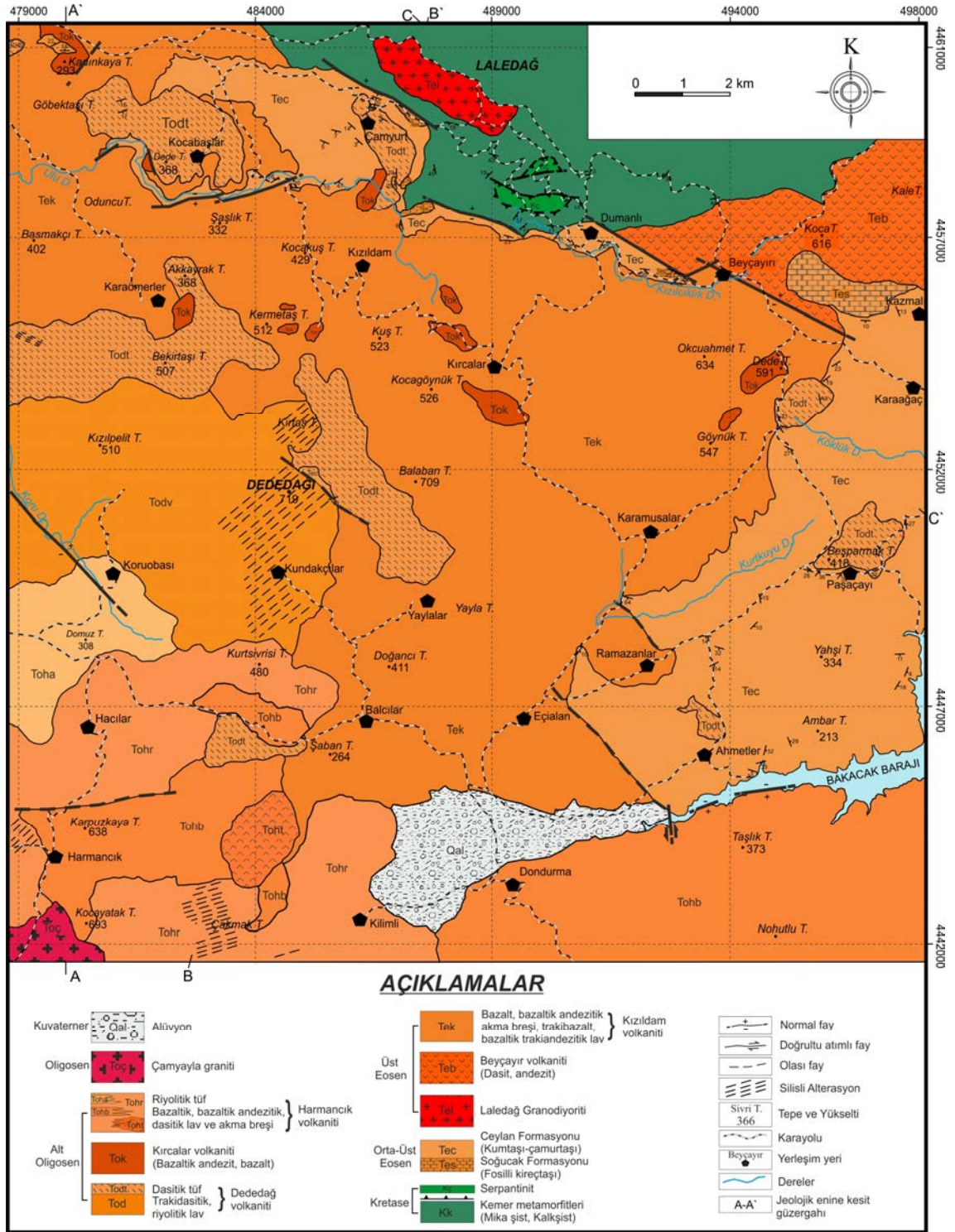
Bu tez çalışması kapsamında yapılan arazi çalışmaları, ince kesit, jeokimya ve jeokronolojiden elde edilen bulgular, stratigrafi, mineraloji-petrografi, jeokimya (majör, iz ve REE jeokimyası), jeokronoloji ve tartışma bölümü olmak üzere beş ana başlıkta incelenmiştir.

4.1. Stratigrafi

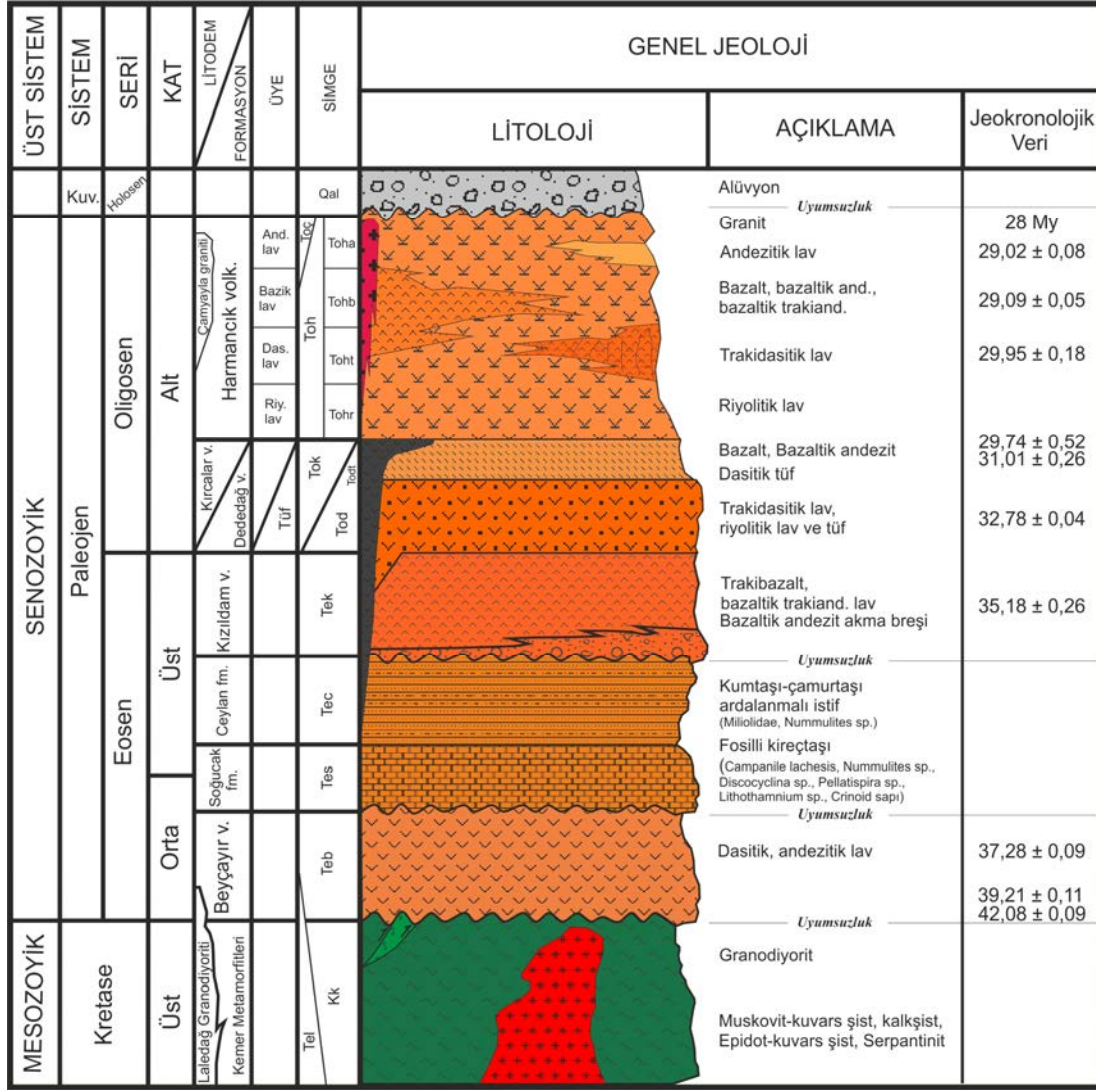
Bu bölümde, kaya birimlerinin genel özelliklerinin tanıtımında belirli bir sıra izlenmiştir. Öncelikle her bir kaya biriminin önceki çalışmalardaki tanımı yapılmış ve çalışma alanındaki tipik mostraları “*Tanım ve yayılım*” başlığı altında anlatılmıştır. İçerdikleri farklı litolojik birimlerin özellikleri ve diğer birimlerle olan stratigrafik konumları “*Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri*” başlığı altında verilmiştir. Litostratigrafi birimlerinin mineralojik bileşim ve petrografik özellikleri “*Mineralojik-petrografik özellikler*” incelenmiştir. Tüm kaya gruplarına ait (metamorfik, magmatik ve sedimanter kayalar) oluşum ortamları, soğuma yaşları, başkalaşım yaşı ve paleontolojik yaş verileri “*Oluşum ortamı ve yaş*” başlığı altında değerlendirilerek, stratigrafik ilişkilerde göz önüne alınmıştır. Magmatik kayalara ait yaş verileri “jeokronoloji”, kökeni hakkındaki bulgularda “jeokimya” ve “tartışma” bölümleri altında detaylı olarak ayrıca ele alınmıştır.

Çalışma alanında metamorfik, magmatik ve sedimanter kayalardan oluşan farklı kaya birimleri 10 litostratigrafi birimine ayrılmıştır. Bunlar; çalışma alanının temelini oluşturan Kemer metamorfileri, bölgenin kuzeyinde mostra veren Laledağ granodiyoriti, volkanik kayalarla ardalı olarak bulunan Soğucak kireçtaşı ve Ceylan formasyonu, bölgede geniş alanda yayılım gösteren volkanik topluluk ve volkanik topluluğu keserek yerleşen Çamyayla granitinden oluşmaktadır. Bölgede yaygın olarak gözlenen volkanik topluluk litolojik farklılıklarından ve stratigrafik konumlarından dolayı Beyçayır volkaniti, Kızıldam volkaniti, Dededağ volkaniti, Kırcalar volkaniti ve Harmancık volkaniti olmak üzere 5 farklı harita birimi olarak ayırt edilmiştir (Şekil 4.1; Ek I; Ek II).

Bölgede temeli Mesozoyik yaşlı Kemer metamorfileri oluşturmaktadır. Birim başlıca şist, fillit ve serpantin dilimlerinden meydana gelir. Kemer metamorfileri Laledağ granodiyoriti tarafından kesilmektedir. Bölgedeki sedimanter birimler ve bunlarla ardalanan volkanik topluluk, Kemer metamorfileri ve Laledağ granodiyoritini uyumsuz olarak üzerler. Çamyayla plütunu Oligosen döneminde volkanitleri keserek yerleşmiştir. Güncel alüvyon örtü ise tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası.



Şekil 4.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).

Tezin ana konusunu oluşturan volkanik topluluk çalışma alanının büyük bir bölümünü kaplamaktadır. Topluluğu oluşturan litolojiler: Akma breşi, lav, tuf ve aglomeralardan oluşur. Bu volkanik topluluk, mekan ve zamandaki farklılıkları gözönüne alınarak Beyçayır volkaniti, Kızıldam volkaniti, Dededag volkaniti, Kırccılar volkaniti ve Harmancık volkanitleri olmak üzere 5 ayrı litostratigrafik birime ayrılmıştır. Volkanik birimlerin, metamorfik temel ve sedimanter istif ile olan sınır ilişkileri bir arada değerlendirildiğinde volkanizmanın Beyçayır volkanitleri ile başladığı ve bunu Kızıldam volkanitleri daha sonra ise Dededag ve Harmancık volkanitlerinin izlediği söylenebilir (Şekil 4.2). Harmancık volkanitlerini üreten magmanın ürünü olan Çamyayla graniti ise yükselerek bu volkanik kayalar içine yerleşmiştir.

4.1.1. Kemer Metamorfitleri

4.1.1.1. Tanım ve yayılım

Çalışma alanının temel kayalarını oluşturan metamorfikler Ezine Zonu içinde yer almakta olup ilk olarak Okay ve ark., (1990) tarafından Çamlıca metamorfitleri olarak haritalanmıştır. Beccaletto ve ark., (2007) tarafından Kemer mikaşistleri olarak ele alınmış, daha sonra birim gösterdiği litolojik çeşitlilikten dolayı Kemer metamorfitleri olarak adlandırılmıştır (Aygül, 2009). Aygül ve ark., (2012) yaptıkları son çalışmalarında kıtasal kökenli Geç Kretase yaşlı yüksek-basınç, mikaşist, kalkşist, mermerler ile tali orandaki metabazit ve serpantinitleten oluşan metamorfik kayaları Kemer Metamorfik Karmaşığı olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada da farklı litolojiler içeren metamorfik kayalar için Kemer metamorfitleri adlaması kullanılmıştır.

İnceleme alanının temelini oluşturan metamorfik kayalar, inceleme alanının kuzeyinde ve Dumanlı köyü kuzeybatısında yaklaşık olarak 17 km²'lik bir alanda mostra vermektedir. Şahinli-Beyçayırı ana yolu üzerinde Baklaçeşmesi mevkiinden başlayan metamorfikler Sisalan dağı kuzeyine kadar yayılım gösterirler. Şistler birimin büyük bir kısmını oluşturmakta ve özellikle Dumanlı köyü çevresinde, Kışdeğirmeni ve Poruklu mevkilerinde, Uludere ve Bakırlı dere vadileri boyunca, Pelitli, Çırpılık, Bostancı tepeleri ve Dumanlı dağı gibi birçok alanda yayılım sunmaktadır. Genel olarak mikaşist litolojisinde görülen bu birimin içinde Tazıalan mevki civarında serpantinitleten kayaları görülmüştür.

4.1.1.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Kemer metamorfitlerinin en yaygın görülen litolojisi mikaşistlerdir. Ayrıca çalışma alanı içinde kalkşist, kuvars-mikaşist ve serpantinitleten diğer litolojik birimleri oluşturmaktadır. Şistler, gri, yeşilimsi ve kahverenkli, ince-orta taneli ve iyi gelişmiş foliasyona sahiptirler (Şekil 4.3). Şistlerin içerisinde birkaç cm'den birkaç metreye kadar değişen beyaz renkli yaygın kuvarsit damarları gözlenmektedir (Şekil 4.4).

Uludere boyunca gri renkli kalkşistler yüzlek verirler. Kalkşistler mikaşistler ile tedrici geçişlidir. Dumanlı köyünün kuzeybatısında şistlerin içerisinde yeşil tonlarında kahvemsileri derecede ayrılmış serpantinitleten dilimleri bulunmaktadır (Şekil 4.5). Okay ve ark., (1990) bu serpantinitleten Çetmi melanji kayalarına ait olduğunu ve mikaşistleri tektonik olarak üzerlediğini belirtmiştir. Aygül, (2009) ise yapraklanma gösteren ve çevre kayalarında kimyasal etkileşim neticesinde gelişen pleokroik olmayan (Mg'ca zengin)

amfibol, epidot, talk minerallerini içermesi sebebiyle serpantin dilimlerini Kemer metamorfikleri içerisinde başkalaşım öncesinde yerleşmiş olduğunu ve metamorfiklerin okyanusal kabuktan malzeme almış olduğunu belirtmiştir. Serpantinler ile şistler arasındaki dokanak tektonik olup (Okay ve ark., 1990; Beccaletto et al. 2007) sahada ikisi arasındaki dokanak izlenmemiştir.



Şekil 4.3. Çalışma alanındaki gri, kahve renkli, iyi gelişmiş foliasyona sahip mika şistlerin genel görünümü (UTM: 487663 D, 4461788 K).

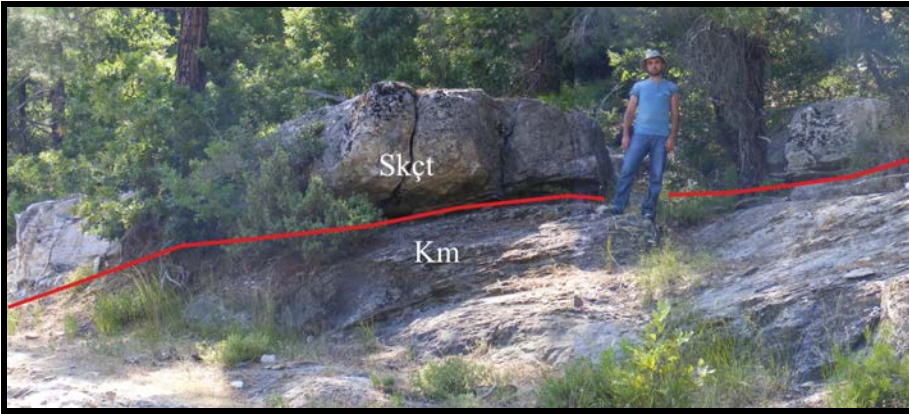


Şekil 4.4. a) Şistler içerisinde görülen kuvarsit damarı (UTM: 488987 E, 4458202 N) b) kuvarsit damarı (UTM: 489966 D, 4457137 K).



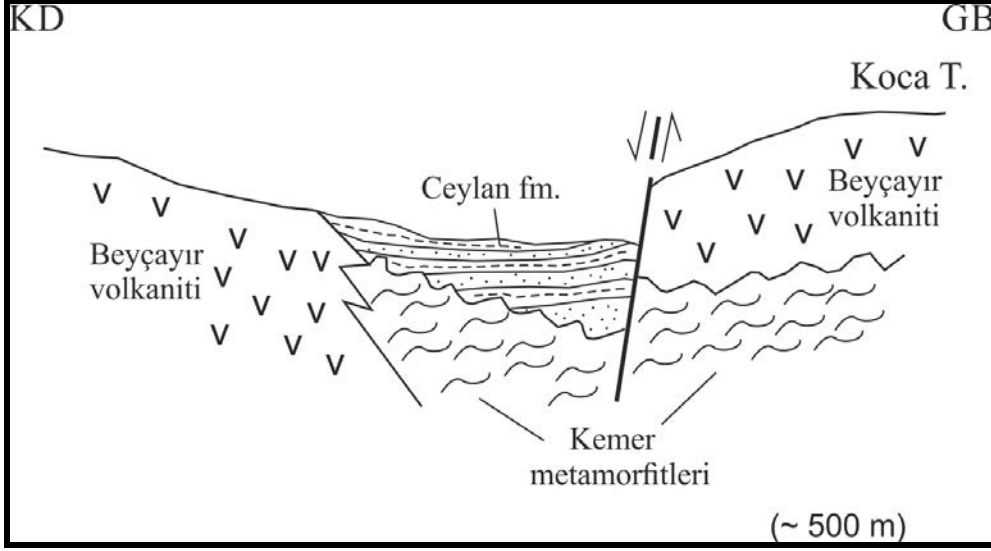
Şekil 4.5. Çalışma alanındaki serpantin kayalarına ait genel görünüm (UTM: 488911 D, 4458014 K).

Çalışma alanında Uludere vadisi içinde temeli oluşturan şistler üzerine Soğucak formasyonuna ait kireçtaşları uyumsuz olarak gelir (Şekil 4.6) Bu uyumsuzluğu Soğuksu deresinde, Çamyurt-Dumanlı köyleri arasında ve Bıçkı deresi boyunca Ceylan formasyonuna ait kumtaşları ile de görmek mümkündür.



Şekil 4.6. Kemer metamorfikleri (Km) ile Soğucak kireçtaşı (Skçt) arasındaki dokanak ilişkisi (UTM: 487053 D, 4458064 K; Bakışyönü, KB).

Kemer metamorfikleri Dumanlı köyü kuzey doğusunda Eosen volkanik kayaları (Beyçayır volkanitleri) ile tektonik dokanaklıdır. Beyçayır-Çataltepe köyü yolu üzerinde Koca tepe ile Kara tepe arasında volkaniklerle tektonik, Ceylan formasyonunun çökel kayaları ile uyumsuz dokanak ilişkisi gösterirler. Bu dokanağa ait şematik kesit Şekil 4.7’de gösterilmiştir.



Şekil 4.7. Beyçayır-Çataltepe yolu üzerindeki Kemer metamorfiklerinin Beyçayır volkanitleri ve Ceylan formasyonu ile dokanak ilişkilerinin şematik kesiti (Kesit güzergahı yaklaşık 500 m’dir).

Laledağ granodiyoriti olarak adlandırılan intrüzif kütle ise çalışma alanındaki metamorfik kayaları keserek yerleşmiştir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. Kemer metamorfiklerini (Km) intrüzif olarak kesen Laledağ granodiyoriti (Lgd) (UTM: 487216 D, 4457544 K; Bakışyönü, GB).

4.1.1.3. Mineralojik-petrografik özellikler

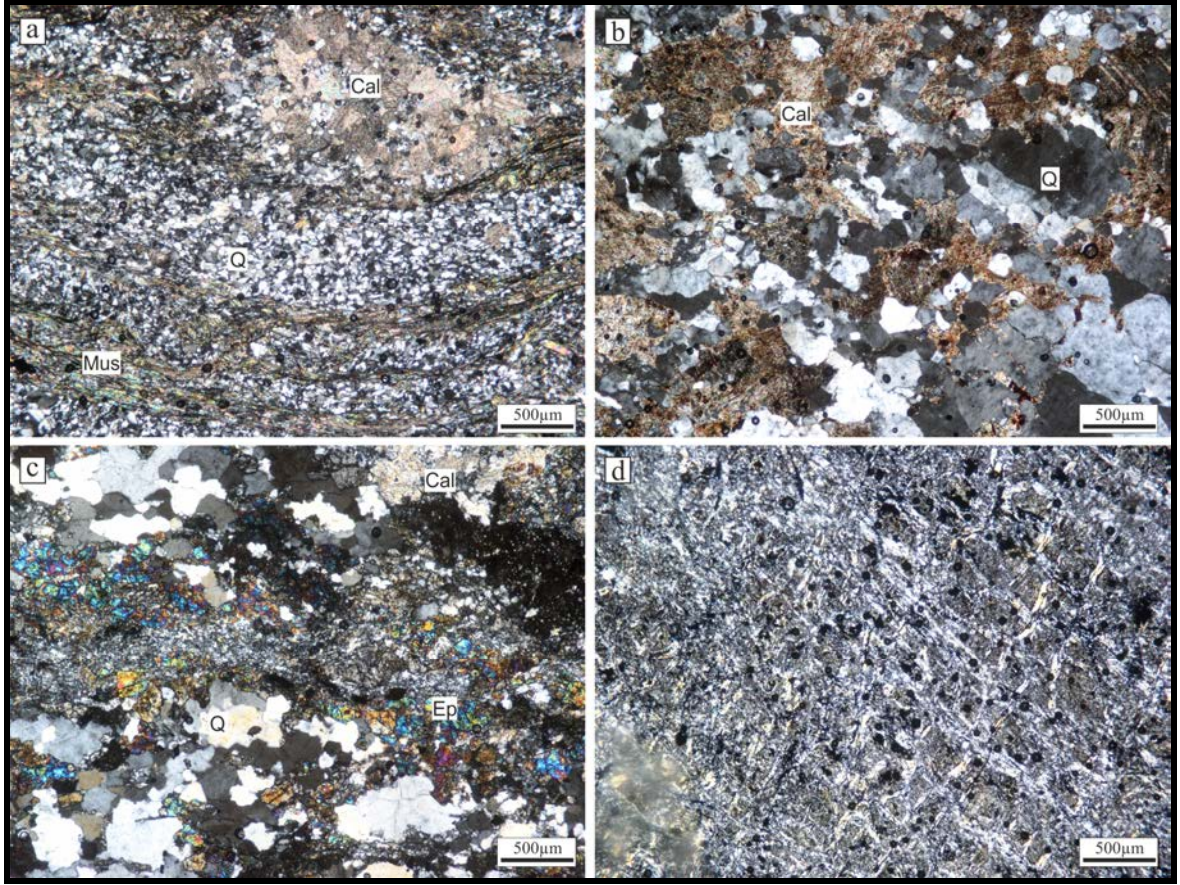
Metamorfik kayalara ait bazı örnekler üzerinde yapılan ince kesit çalışmalarında kayaların bileşiminin kalsit-muskovit-kuvars şist, kalkşist ve nadir olarak da epidot-kalsit-kuvars şist oldukları gözlenmiştir.

Kalsit-muskovit-kuvars şistte kayacın ana mineral bileşimini gri, beyaz birefrejans rengine sahip, dalgalı sönmeli, öz şekilsiz mikro kristalen kuvars mineralleri oluşturmaktadır. İkinci ana mineral ise muskovittir. Muskovitler, sarı, yeşil, mavi ve pembe gibi canlı girişim renklerine sahiptirler ve kuvars minerallerinin arasında ince, yapraksı veya levhamsı kristaller şeklinde uzanırlar. Tek yöndeki dilinim izleri belirgindir ve pleokroizma göstermezler. Kayacı oluşturan diğer önemli bir mineral ise kalsittir. Kalsitler, krem-bej renkli, özşekilsiz ve çift yöndeki dilinim izleri boyunca gözlenen polisentetik ikizlenmeye sahiptirler. Kayaç içindeki kuvars ve kalsit minerallerinde belirgin bir yönlenme gözlenmemesine karşın, mika minerallerinin yönlenmesi ile grano-lepidoblastik doku gelişmiştir (Şekil 4.9a)

Kalkşistler, kuvars ve kalsit minerallerinden oluşmuştur. Kuvarlar, genellikle mikro ve orta taneli kristallere sahip, özşekilsiz ve kısmen yönlenmeli görünürler. Kalsitler de özşekilsiz yer yer poligonal kristallerden oluşan, kirli krem-bej renge sahiplerdir. Bunların yanı sıra çift yöndeki dilinimleri, polisentetik ikizlenmesi ve simetrik sönmeleri ile kolaylıkla ayırtedilebilirler. Her iki mineraldeki taneseli görünüş nedeni ile kayanın granoblastik dokuda olduğu söylenebilir (Şekil 4.9b).

Epidot-kalsit-kuvars şistlerde, öz şekilsiz kuvarlar yer yer girintili-çıkıntılı (süturlu) dokanak gösterirler. Mikro ve orta taneli kristalleri bir arada yer alır. Kalsitler öz şekilsiz ve mikro kristaller şeklindedir. Epidotlar sarı, yeşil, mavi, pembe renkli küçük kristaller halinde bulunurlar. Bu mikro kristallerde dilinim izlerine çok rastlanılmamıştır. Diğer minerallerden girişim renkleri ve yüksek rölyefiyle kolaylıkla ayırtedilebilirler. Kayadaki tüm minerallerde çok net olmamakla beraber bir yönlenme gözlenir ve bu görüntüleri ile lepidoblastik dokuyu oluştururlar (Şekil 4.9c).

Serpantin örneklerinde ise olivin mineralinden ziyade piroksen minerallerinin varlığı serpantinleşmenin piroksenden kaynaklandığını gösterebilir, yer yer ışınal krizotil mineralleri ve elek doku gözlenmiştir (Şekil 4.9d).



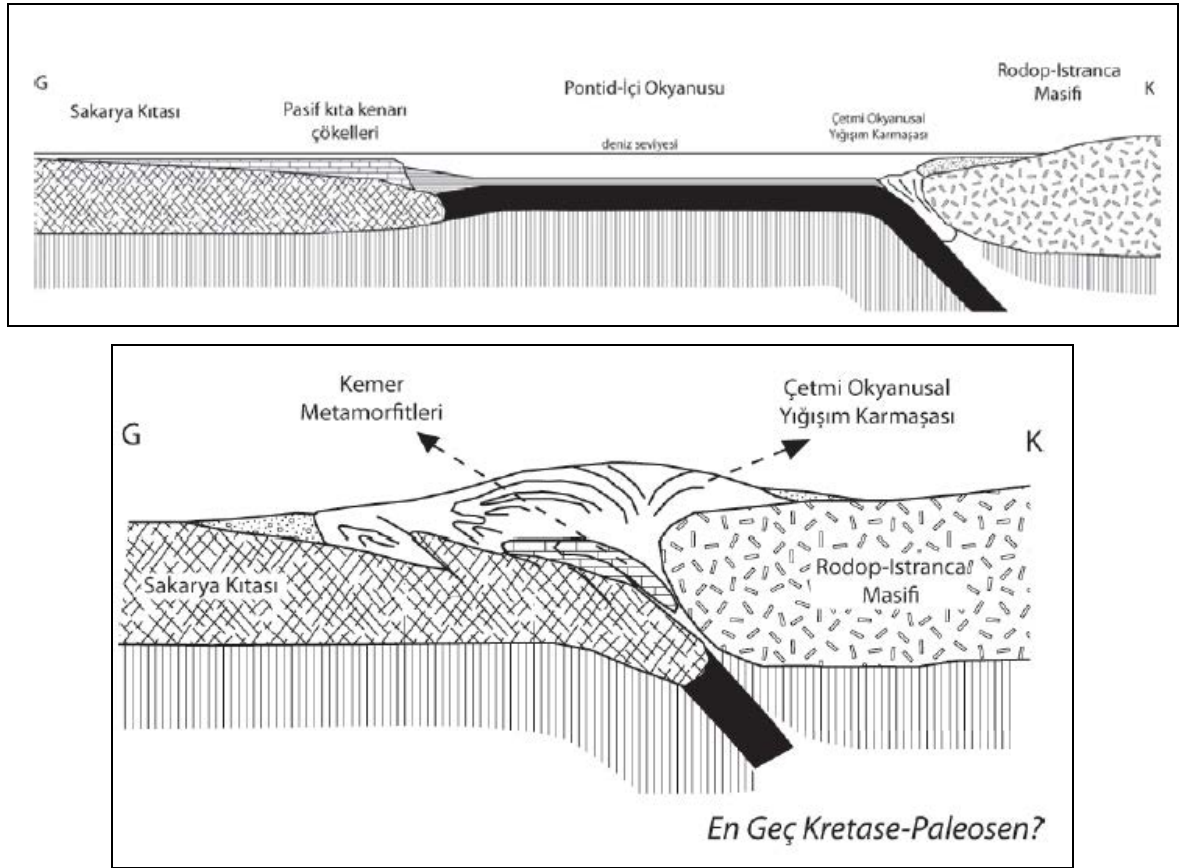
Şekil 4.9. a) Kemer metamorfitlelerine ait kalsit-muskovit-kuvars şist (ÇN), b) Kalkşist (ÇN), c) Epidot-kalsit-kuvars şist (ÇN), d) Serpantinit (ÇN) kayalarına ait ince kesit görüntüleri (Mus: Muskovit, Q: Kuvars, Cal: Kalsit, Ep: Epidot).

4.1.1.4. Oluşum ortamı ve yaş

Kemer metamorfitlelerinin litolojik olarak Biga Yarımadası'nın batısında bulunan Çamlıca metamorfiklerine büyük benzerlik gösterdikleri belirtilmektedir (Okay ve ark. 1990; Okay ve Satır 2000a; Beccaletto et al. 2007). Ayrıca tektonik olarak Çetmi melanji tarafından üzerlenir (Okay ve ark. 1990; Beccaletto ve ark., 2007) ve Biga Yarımadası'nda bunun işareti Sakarya ve Rodop bölgeleri arasındaki tektonik sınırdır (Aygül ve ark., 2012). Kemer metamorfik kayaları kuzeyde Rodop-Istranca Zonu ile güneydeki Sakarya Zonu arasında yer almaktadır. Kuvars bolluğu, Al'ca zengin mineraller ve karbonatlı kayaların varlığı Kemer metamorfitlelerinin kıtasal malzemeden beslenen fakat sakin bir ortamda çökeldiğini işaret etmektedir (Aygül, 2009). İlk kayalarını şeyl-marn-kireçtaşı araldanmasının oluşturduğu metamorfitle, Pontid-içi okyanusunun güney kesiminde pasif bir kıta kenarında çökelmişlerdir (Aygül ve ark., 2012) (Şekil 4.10). Geç Kretase'de

Pontid-İçi Okyanusunun kapanması ile beraber Kemer metamorfitleri çarpışma ile eş yaşlı olarak gerilmeye maruz kalmışlardır (Beccaletto ve ark., 2007) ve 560-640 °C sıcaklık ve 10-16 kbar basınç koşullarında yüksek basınç başkalaşımına uğramıştır (Aygül, 2009; Aygül ve ark., 2012).

Kemer metamorfitleri içerisinde ilksel kayaçların çökeltme yaşını gösterebilecek bir fosil kalıntısına rastlanılmamıştır. Metamorfitleri kesen Eosen yaşlı (52 My) Karabiga Granitoyidi başkalaşımın üst sınırını göstermektedir (Beccaletto ve ark., 2007). Biga Yarımadası'nda Geç Kretase'de yoğunlaşan yüksek-basınç başkalaşımının yaşını sınırlandırmak için Aygül (2009)'ün dört granat-mikaşist örneği üzerinde Rb-Sr yöntemi ile (fengit, tüm kaya) yaptığı yaş tayinleri 64 ile 84 My arasında sonuçlar vermiştir. Yazar, bu yaşların Biga Yarımadası ve Şarköy'deki yaşlarla uyumlu olduğunu ve Kemer yöresinde de yüksek basınç başkalaşımının Geç Kretase'de gerçekleşmiş olacağını belirtmiştir.



Şekil 4.10. Pontid-İçi okyanusunun kapanması ve Kemer metamorfitlerinin oluşumunu gösteren model (Aygül, 2009).

4.1.2. Soğucak formasyonu**4.1.2.1. Tanım ve yayılım**

Soğucak formasyonu Kuzey Trakya’da ilk defa Holmes (1961) tarafından Soğucak köyü mevkiinde Kırklareli formasyonunun Soğucak üyesi olarak adlandırılmıştır. Daha sonra birim birçok bölgede farklı araştırmacılar tarafından isimlendirilmiş ve tanımlanmıştır (Soğucak kalker, Ünal, 1967; Kırklareli kireçtaşı, Kemper, 1961; Kesgin, 1966, 1971; Umut ve ark., 1984; Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Dolucatepe formasyonu, Druitt, 1961; N.V. Turkse Shell, 1969; Tayfur birimi, Sfondrini, 1961; Kırklareli formasyonu, Doust ve Arıkan, 1974; Mecidiye formasyonu, Saltık, 1974; Tayfur formasyonunun Kozluktepe üyesi, Önem, 1974; Keşan formasyonunun Mecidiye üyesi, Saltık, 1975; Kozluktepe kireçtaşı, Önal, 1984).

Tabanda bol karbonatlı sığ denizel kumtaşı ve çakıltaşından oluşan, üzerinde denizel ve resifal karakterli kireçtaşlarının bulunduğu birim Güney Trakya’da (Kasar ve ark., 1983; Sümengen ve ark., 1987), Gelibolu Yarımadası, Bozcaada ve Gökçeada’da (Temel ve Çiftçi, 2002) ve Biga Yarımadası’nda (Siyako ve ark, 1989) Soğucak formasyonu olarak benimsenmiştir. Bu tez kapsamında da bölgedeki kireçtaşları Biga Yarımadası’ndaki Soğucak formasyonunun temsilcisi olarak kabul edilmiştir.

Çalışma alanında çok sınırlı bir alanda gözlenen Soğucak formasyonunun en yaygın yüzleklerine Beyçayırı köyü doğusunda Kazmalı köyü yolu üzerinde yaklaşık olarak 3 km² lik bir alanda rastlanılmaktadır. Bunun dışında genellikle çok daha ufak alanlarda Beyçayır-Dumanlı köyü yolu üzerinde, Çamyurt köyünün doğusunda ve güneydoğusunda Ulu dere ve Soğuksu deresi vadileri içinde mostraları gözlenir. Ayrıca Şahinli-Karaömerler köyü yolu üzerinde Şahinli köyünün yaklaşık 500 m güneyinde haritalanamayacak ölçekte kireçtaşları yüzleklerine rastlanılmıştır.

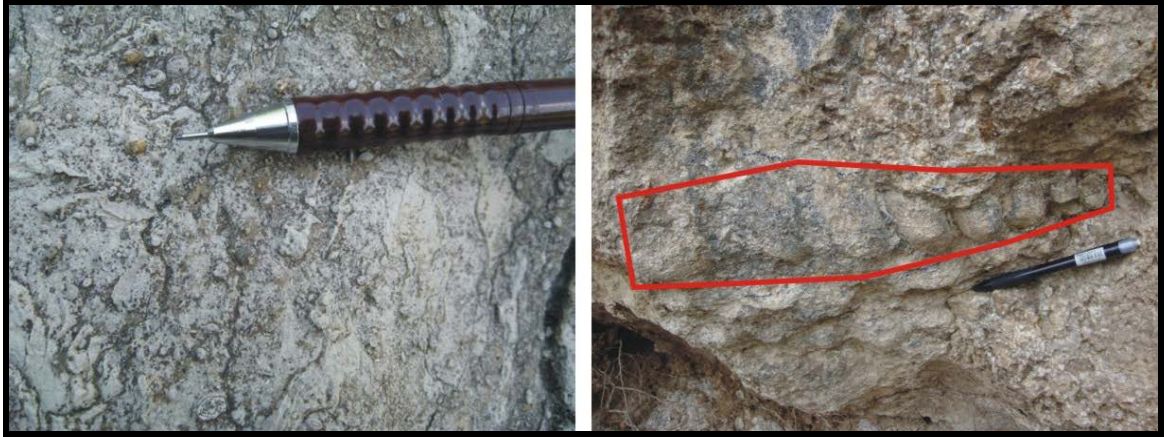
4.1.2.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Soğucak formasyonu, Gelibolu ve Trakya’daki yüzleklerinde genel olarak alt kesimlerde sarımsı bej renkli, ince-orta tabakalı, karbonatça zengin sığ denizel kumtaşı ve çakıltaşları ile başlar. Bu taban fasiyesi üzerine beyazımsı-gri renkli kireçtaşları gelmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002). Çalışma alanı içindeki Soğucak formasyonunun alt kesimlerindeki karbonatça zengin çakıltaşı seviyesi sadece Beyçayır-Dumanlı köyü yolu üzerindeki yüzleklerinde görülmüştür. Bununla beraber formasyon çoğunlukla fosilli kireçtaşları ile temsil olmaktadır.

Soğucak formasyonuna ait çakıllı seviye gri-sarımsı renkte görülür. Çakılların boyları yaklaşık 3 cm'ye kadar değişiklik göstermektedir. Ayrıca bol miktarda fosil, kavkı ve kabuk parçaları da barındırırlar (Şekil 4.11). Bu seviye, üzerinde gözlenen resifal nitelikli kireçtaşlarının tabanını oluşturabilecek bir geçiş fasiyesini temsil ediyor olmalıdır. Kireçtaşları genellikle grimsi renklere gözlenmiş olup, ince-orta tabakalı, yer yer masif ve bol miktarda makro fosil barındırırlar. Bu sedimanter birim içinde Gastropoda, Nummulites ve Pelecypoda fosilleri bulunmuştur (Şekil 4.12). Kazmalı köyü yolu üzerindeki yaygın mostrasında kalınlığı yaklaşık 50 m civarını bulmaktadır.



Şekil 4.11. Soğucak formasyonuna ait karbonatlı çakıltası ve üzerinde yer alan kireçtaşının görünümü (UTM: 492216 D, 4456260 K).



Şekil 4.12. Soğucak formasyonuna ait kireçtaşları içinde gözlenen Nummulites ve Gastropoda fosilleri (UTM: 495406 D, 4455815 K).

Soğucak kireçtaşlarına ait yüzleklerde kalsit kristallerinin kırılma yüzeylerinden ileri gelen sakkaroid doku görüntüsü görülmektedir. Ayrıca yer yer mikritik kireçtaşları masif dokuda gözlenir.

Çalışma alanındaki Soğucak Formasyonu metamorfik temel üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 4.6). Üstte ise kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan Ceylan Formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkisi gösterirler (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. Soğucak kireçtaşı üzerinde uyumlu dokanakla yer alan Ceylan formasyonu (Ckmt, Ceylan formasyonuna ait kumtaşı; Skçt, Soğucak kireçtaşı; UTM: 497057 D, 4455275 K; Bakış yönü, K).

4.1.2.3. Mineralojik-petrografik özellikler

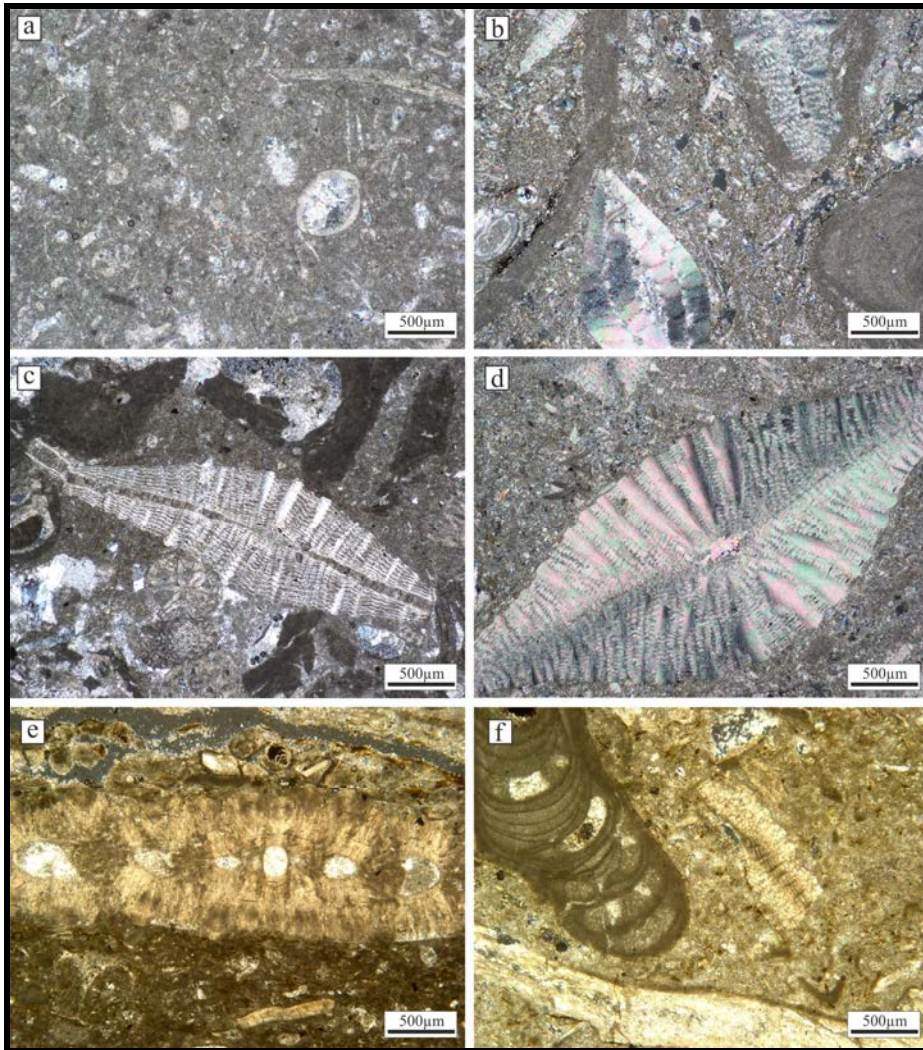
Çalışma alanında Soğucak formasyonu fosilli kireçtaşlarından oluşur. Kireçtaşları, açık kahve renkli, sarımsı yer yer gri ve beyaz renklerde görülür. Orta-kalın tabakalı veya masiftir. Bazı bölgelerde gözenekli veya erime boşluklu olarak gözlenir ve bol fosillidir. İnce kesit çalışmalarında kireçtaşlarını oluşturan kalsit mineralinin sparitik ve/veya mikritik olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.14a). Nadir olarak beyaz, gri renkli, öz şekilsiz kuvars minerallerini de görmek mümkündür.

4.1.2.4. Oluşum ortamı, fosil kapsamı ve yaş

Orta Eosen'de başlayan önemli transgresyonun sonucu olarak Kuzeybatı Anadolu'da geniş bir bölgede (Trakya, Gelibolu ve Biga Yarımadası) Soğucak kireçtaşları çökelmiştir (Siyako ve ark., 1989). Soğucak formasyonu çoğunlukla şelf ortamında çökelmiş karbonatlardan oluşur. Siyako ve ark., (1989), Biga Yarımadası'ndaki Soğucak kireçtaşının aşınma etkisinden yer yer korunmuş ufak mostralarının, genellikle lagüner fasiyeste, yama resifi ve resif molozu niteliğinde oluştuğu yerler olduğunu belirtmişlerdir.

Biga Yarımadası'nda içerdiği fauna topluluğuna göre formasyonun yaşı önceki çalışmalarda Orta Eosen'in en üst düzeyi (Toker ve Erkan, 1985) ve Lütesiyen (Siyako ve ark., 1989) olarak saptanmıştır.

Soğucak formasyonunun kireçtaşları içinde, büyük makro fosillerin (*Mollusca*; *Campanile lachesis*) yanı sıra mikro olarak *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Pellatispira* sp., *Lithothamnium* sp. (kırmızı alg) fosilleri ve Crinoid sapı tanımlanmıştır (Fosil tanımlamaları Yrd. Doç. Dr. Sevinç Kapan YEŞİLYURT tarafından gerçekleştirilmiştir. Şekil 4.14). İçerdiği bu fosil birlikteliği önceki çalışmalardaki bulgular ile uyumlu olup, Orta Eosen'de sığ denizel ortamda meydana gelen bir çökelimi işaret etmektedir.



Şekil 4.14. Soğucak formasyonunu oluşturan kireçtaşlarının dokusu ve gözlenen fosiller a) mikritik kireçtaşı, b) *Nummulites* sp. fosili, c) *Discocyclina* sp. fosili ve Crinoid sapı, d) *Discocyclina* sp. fosili, e) *Pellatispira* sp. f) *Lithothamnium* sp. (kırmızı alg).

4.1.3. Ceylan formasyonu

4.1.3.1. Tanım ve yayılım

Birim ilk defa Kuzey Trakya şelfinde açılan kuyularda Ceylan şeyli olarak Ünal (1967) tarafından tanımlanmıştır. Daha sonra Ceylan Formasyonu olarak ilk kez Kesgin (1974) tarafından tanıtılmıştır. Değişik araştırmacılar tarafından Ceylan formasyonunu oluşturan litolojiler farklı isimler altında belirtilmiştir. Trakya’da Holmes (1961) Kırklareli formasyonunun üst şeyl üyesi, Gelibolu Yarımadası’nda Sfondrini (1961), Druitt (1961) ve Kellog (1973) Burgaz formasyonunun üst seviyeleri olarak, Turkse Shell (1969) Tayfur formasyonu, Önem (1974) ve Önal (1985) Burgaz formasyonunun Karaağaç üyesi, Sümengen ve Terlemez (1987) K.Anafarta formasyonu, Korudağ yöresinde Ünal (1967) Yeniköy formasyonu, Saltık (1974) Küllüdere formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Güney Trakya’da, Gelibolu ve Biga yarımadaalarında Ceylan formasyonu, özellikle tabana yakın kesimlerde, Soğucak formasyonuna ait kireçtaşlarını ve bazı melanj kayalarını olistolit olarak bünyesinde barındırabilirler (Siyako ve ark, 1989; Okay ve Tansel, 1992; Temel ve Çiftçi, 2002). Birim, tabanda volkanoklastik tuf, tüfit ve kaba kırıntılılar ile başlamaktadır. Orta seviyeleri Bouma istifi gösteren kumtaşları ve kıltaşı, silttaşı gibi ince kırıntıları içeren türbiditik akıntılarla derin deniz ortam koşullarında çökelimine devam etmiştir (Temel ve Çiftçi, 2002). Üste doğru istif çamurtaşları ve kumtaşlarının yanı sıra yine tüflü fasiyeslerin egemen olduğu bir özellik gösterir (Siyako ve ark, 1989; Temel ve Çiftçi, 2002).

Çalışma alanında Ceylan formasyonunu temsil eden ince kırıntılılar ve kumtaşları, sahanın kuzeydoğu ve doğusunda Kazmalı, Karaağaç, Paşacıyı ve Ahmetler köylerinde, kuzeyinde Kocabaşlar, Çamyurt ve Dumanlı köyleri civarlarında geniş alanlarda yüzlek verirler. Şahinli köyünün güneydoğusunda da daha ufak mostraları bulunmaktadır.

4.1.3.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanında Ceylan formasyonu, çoğunlukla ince, orta ve kaba taneli, karbonat, çimentolu, yer yer volkanojenik olmak üzere kumtaşı litolojisinin hakim olduğu ve silttaşları ile ardalanmalı gözlenen çökel kayalarından oluşmaktadır (Şekil 4.15). Önceki çalışmalarda formasyonun üst seviyelerinde gözlenen tuf litolojisi bu tez kapsamında Dededağ volkanitleri içinde detaylı olarak ele alınmıştır, dolayısıyla bu bölümde tuf litolojisinden bahsedilmeyecektir.

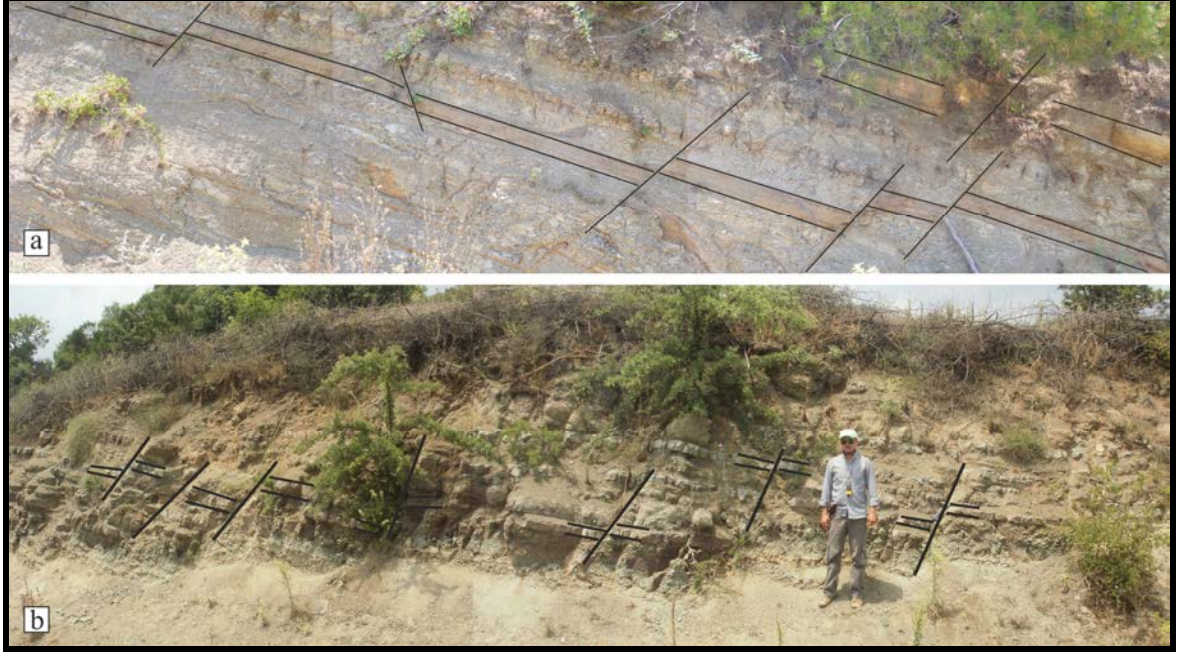


Şekil 4.15. Kumtaşı silttaşı ardalanmasından oluşan Ceylan formasyonu (UTM: 484360 D, 4458146 K).

Ceylan formasyonuna ait kaya türleri sahanın kuzeyinde ve doğusunda yaygın olarak gözlenmektedir. Çalışma alanının kuzeyinde Çamyurt köyü civarında gözlenen kumtaşı ve silttaşı birimleri, bölgedeki baskın litolojiyi oluşturmaktadır. Bu çökellerin egemen tabaka doğrultuları KB-GD gidişli olup, 5-20 derece arasında değişen eğime sahiplerdir. Kumtaşları genellikle sarımsı krem renkli, ince-orta taneli, orta-kalın tabakalı, yer yer kırıklı ve çatlaklı olarak gözlenmektedir. Kumtaşları içerisinde 15-20 cm kalınlığında çakıllı seviyeler de yer almaktadır. Bol çatlaklı, ince taneli kumtaşlarının görüldüğü alanda basamak şekilli faylarda gelişmiş deformasyonlar görülmektedir (Şekil 4.16). Bu deformasyon yapıları aynı birimin daha genç tabakaları tarafından örtüldüğü için sedimentasyonla eş yaşlı oldukları düşünülmektedir. Normal faylardan oluşan bu düzlemde, düşen blok KB yönünde yer almaktadır ve faylardaki atım miktarları 5-20 cm arasında değişmektedir.

Çamyurt köy yolu üzerinden KB ya doğru ilerledikçe kumtaşları içindeki kuvars oranında artış gözlenmektedir. Ayrıca bu alanda gözlenen kumtaşları homojen dokuda olup, yaklaşık olarak 1 m tabaka kalınlığına sahiplerdir. Bu kumtaşlarının üzerine altere dış yüzeyi gri, temiz yüzeylerinde sarı olan orta taneli ve ince tabakalı kumtaşları gelmektedir.

Kumtaşı ve siltaşları içinde herhangi bir makro fosile rastlanılmamıştır. Bunların yanı sıra bu yol güzergahı boyunca sedimanter kayaların 1/25000 ölçeğinde haritalanamayacak boyuttaki ufak bazalt lavları ile kesildiği görülmektedir (Şekil 4.17).

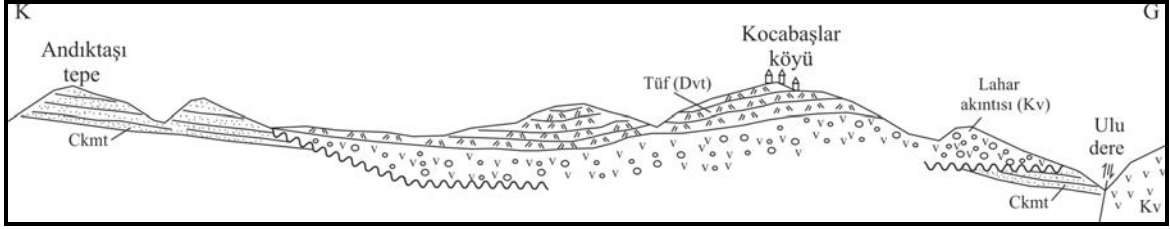


Şekil 4.16. Ceylan formasyonunda gözlenen sin-sedimanter faylanmalar a) UTM: 486458 D, 4459748 K; Bakışyönü, D; b) UTM: 495175 D, 4446286 K; Bakışyönü, B.



Şekil 4.17. Bazalt lavı ile kesilen Ceylan formasyonunun görünümü (UTM: 484386 D, 4460396 K; Bakışyönü, KB).

Kocabaşlar köyü civarında birim, köyün kuzeyinde Andıktaş tepe civarında ve güneyinde Ulu dere vadisi boyunca yüzlek vermektedir. Bu bölgede sarı-bej renkli, orta-kaba taneli baskın kumtaşı litolojisi gözlenir. Kumtaşı tabakaları 10-150 cm arasında değişir ve tabakalanmalar arasında çakıl seviyeleri veya silttaşları yer alır. Kumtaşları üzerinde Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntıları ve bunların üzerinde de yeşil-beyaz renkli tuf seviyesi bulunur (Şekil 4.18).



Şekil 4.18. Kocabaşlar köyü civarının şematik jeolojik enine kesiti (Kesit güzergahı yaklaşık 3 km. Ckmt, Ceylan fm. kumtaşı; Dvt, Dededağ volkaniti tuf üyesi; Kv, Kızıldam volkaniti).

Çalışma alanının doğusunda Kazmalı köyünden güneyde Ahmetler köyüne kadar uzanan geniş bir alanda Ceylan formasyonu birimlerini net olarak izlemek mümkündür. Karaağaç köyünde sarı renkli, ince tabakalı kumtaşı, silttaşı ardalanması (şeyl flişi) hemen hemen yatay konumda yer alır. Ahmetler köyü kuzeydoğusunda orta-kaba taneli kumtaşları sarı-bej renkleri ve ince tabaklanmaları ile gri renkli böbreğimsi ayrışmalı silttaşlarından kolaylıkla ayrılabilir (Şekil 4.19).



Şekil 4.19. Ahmetler köyü kuzeydoğusunda Ceylan formasyonuna ait kumtaşı (Ckmt) ve silttaşlarının (Cst) genel görünümü (UTM: 494493 D, 4445788 K; Bakış yönü, KB).

Bu bölgedeki kumtaşları volkanojenik olup, bol kırıklı ve çatlaklı yapıda gözlenirler. Bakacak barajı kuzeyinde, Samanlık deresi mevkiinde Ceylan formasyonuna ait kumtaşlarında çökel hızının fazla olduğu kesimde slump yapısı gözlenmektedir (Şekil 4.20).

Ceylan formasyonu çalışma alanında, altında yer alan Soğucak formasyonunun kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 4.13). Kireçtaşlarının gözlenmediği alanlarda ise temel kayaları uyumsuz olarak üzerler. Üst dokanağı Kocabaşlar köyü güneyinde Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntıları ile uyumsuz dokanak oluştururlar (Şekil 4.21) ve Ulu dere vadisi boyunca vadinin güney kesimindeki volkanik kayalarla olan dokanağı tektoniktir (Şekil 4.18). Dumanlı köyü güneybatısında Bıçkı deresi vadisi içinde Kızıldam volkanitleri Ceylan formasyonu çökellerinin üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Şekil 4.22).



Şekil 4.20. Ceylan formasyonu içinde gözlenen slump yapısı (UTM: 497640 D, 4447590 K; Bakışyönü, K).



Şekil 4.21. Ceylan formasyonu ile Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntıları arasındaki uyumsuz dokanak (UTM: 482852 D, 4445010 K; Bakışyönü, K).



Şekil 4.22. Ceylan formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Kızıldam volkanitlerine ait lavlar (UTM: 490375 D, 4456829 K; Bakışyönü, GB).

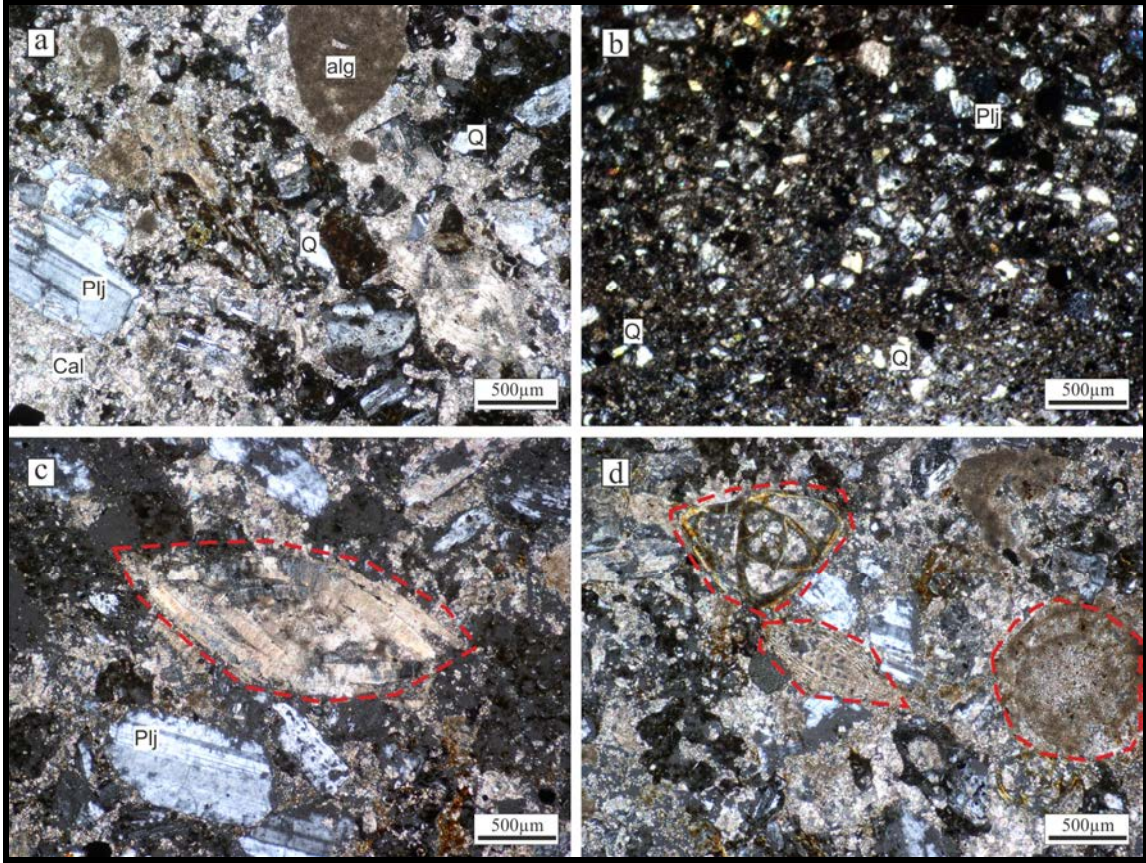
4.1.3.3. Mineralojik-petrografik özellikler

Çalışma alanında Ceylan formasyonu çoğunlukla kumtaşları ve bunlarla ardalanmalı olarak gözlenen silttaşlarını içerirler. Kumtaşları genellikle sarımsı, silttaşları da gri renklerde gözlenmektedir. Klastik bir doku gösteren kumtaşlarının bünyelerinde mineral ve kaya kırıntıları barındırdıkları görülür. Bu çökel kaya birliği içinde herhangi bir makro fosile rastlanılamamıştır.

Klastik malzemeyi oluşturan kaya kırıntıları ve mineraller ince kesitte incelendiklerinde bunların çoğunlukla plajiyoklas ve kuvars minerallerinden oluştuğu saptanmıştır. Plajiyoklasların varlığı muhemen çevresindeki volkanik kayalardan sağlandığından kayaya volkanojenik bir köken katmıştır (Şekil 4.23a, b). Bunların yanı sıra kaya kırıntılarının volkanik kaya parçaları ile mikrit boyutundaki kalsit minerallerinden oluşmuş karbonat parçalarından oluştuğu görülmüştür. Kumtaşlarını oluşturan mineraller, mikro kristalen özşekilsiz kuvars ve feldispatlardır. Plajiyoklas mineralleri genellikle köşeli taneler şeklinde görülür. Kayacın çimentosu demirli ve karbonattan oluşur.

4.1.3.4. Oluşum ortamı, fosil kapsamı ve yaş

Bu tez çalışmasının amacı ve kapsamı doğrultusunda sedimanter kayaların oluşum ortamına ve fosil kapsamına dair araştırmalar üzerinde detaylı olarak durulmamış, literatür çalışmalarındaki yorumlar dikkate alınmıştır.



Şekil 4.23. a) Ceylan formasyonuna ait volkanojenik kumtaşı görüntüsü, b) Silttaşı incekesit görüntüsü, c) Volkanojenik kumtaşı içindeki Nummulites sp. fosili , d) Volkanojenik kumtaşı içindeki Miliolidae fosili ve Nummulites sp. fosilleri

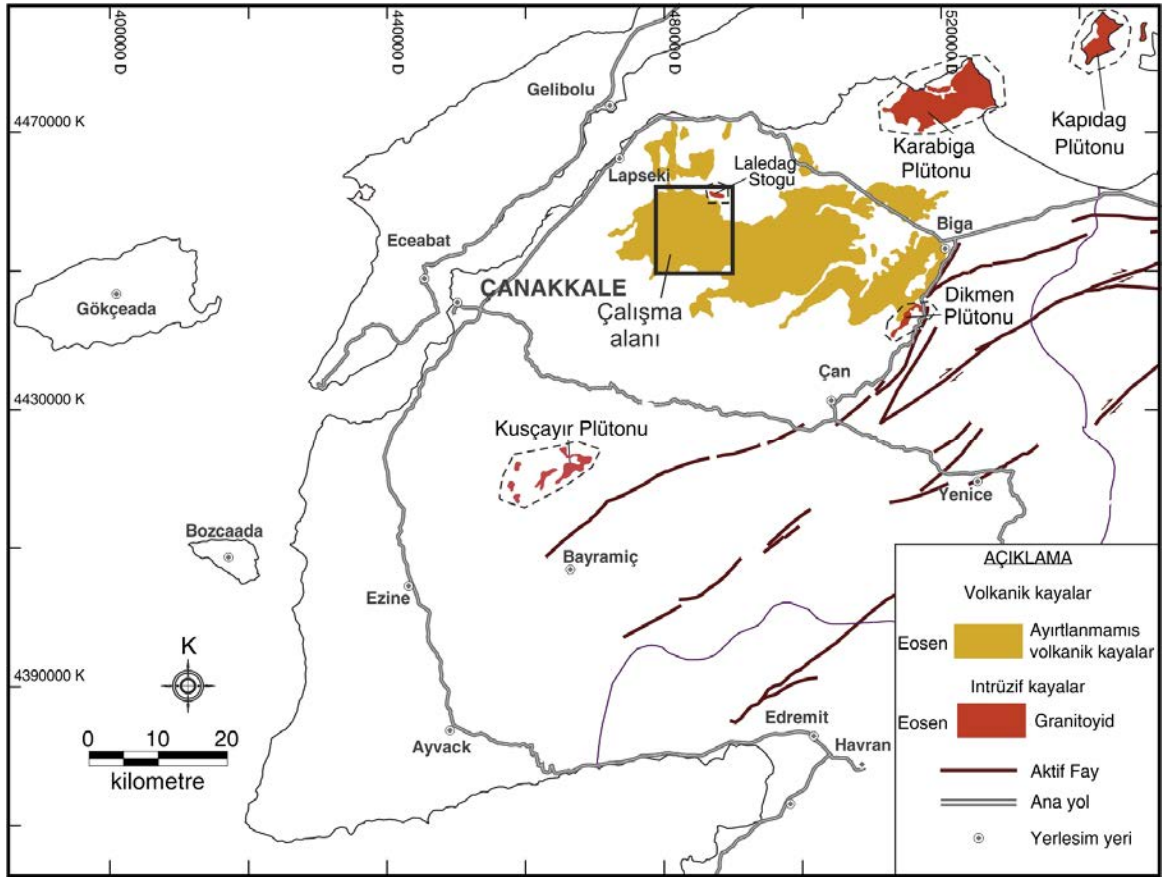
Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nda Soğucak kireçtaşının çökeliminden sonra havzanın güney şelfi giderek derinleşmiş ve genellikle türbiditlerden oluşan Ceylan formasyonu çökelmeye başlamıştır (Siyako ve ark., 1989). Ayrıca Ceylan formasyonu birimlerinde gözlenen akıntı yapıları ve sin-sedimenter deformasyonlar çökelinin havza tabanı yelpazelerinde, türbidit kanalları kenarlarında ve seki ortamlarında gerçekleşmiş olabileceğine işaret etmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002).

Çalışma alanı içerisinde Ceylan formasyonu üzerinde gerçekleştirilen çalışmalarda herhangi bir makro fosile rastlanılmamıştır. Araziden derlenen kaya örneklerinin ince kesitlerinde *Nummulites* sp. ve Miliolidae gibi bazı mikro fosiller gözlenmiştir (Fosil tanımlamaları Yrd. Doç. Dr. Sevinç Kapan YEŞİLYURT tarafından gerçekleştirilmiştir). Bu fosiller ile birimin yaşını belirlemek mümkün olmasada, fosil içeriği önceki çalışmalarda yer alan bulgular ile uyumludur Toker ve Erkan, (1985), Siyako ve ark.,

(1989) ve Temel ve Çiftçi, (2002) gibi bazı araştırmacılar Gelibolu ve Biga Yarımadası'nda formasyonun içerdiği fauna topluluğuna göre yaşını Üst Eosen olarak saptamışlardır. Gökçeada ve Bozcaada'daki şeyl örneklerinden elde edilen fosil içeriğine göre Orta-Üst Eosen yaşı bulunmuştur (Kesgin ve Varol, 2003). Bu çalışmada da Ceylan formasyonunun yaşı önceki çalışmalar dikkate alınarak Üst Eosen olarak kabul edilmiştir.

4.1.4. Eosen magmatik kayaları

Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformlarının çarpışmasını takiben, Orta Eosen volkano-plütonik kaya birliği Marmara Denizi'nin güneyinden itibaren Biga Yarımadası'nın kuzey bölgesinde kendisini göstermektedir (Şekil 4.24).



Şekil 4.24. Biga Yarımadası'nda gözlenen Eosen magmatik kayaları (MTA, 2002 1/500000'lik haritadan değiştirilerek alınmıştır).

Biga Yarımadası'ndaki Dikmen, Karabiga, Kapıdağ ve Kuşçayır plütönlüğünün jeokronolojik verileri bunların Eosen yaşlı olduklarını gösterir. Eosen plütönik kayaları Sakarya kıtasının temel kayaları içine yerleşmiş olarak bulunurlar. Bu kayalar granit,

granodiyorit, tonalit, monzonit bileşimleri gösterirler. Bu döneme ait volkanizma ise Lapseki-Biga ilçe merkezleri arasında ve batıda Gelibolu Yarımadası'nda görülür. Volkanik ürünler çoğunlukla denizel ortamda oluşmuş sedimanter kayalar ile girik olarak gözlenir. Volkanik kayaların bileşimleri bazalttan dasite kadar değişim göstermektedir.

4.1.4.1. Laledağ granodiyoriti

4.1.4.1.1 Tanım ve yayılım

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan derinlik kayaları daha önce sadece Maden Tetkik ve Arama (MTA, 2002) tarafından haritalanmış ve Marmara Denizi'nin güney kenarındaki plütonik kayaçlar ile beraber Eosen granitoidleri adı altında incelenmiştir. Bu çalışmada ilk kez hem arazi, hem petrografik ve petrolojik hem de jeokronolojik açılardan detaylı olarak incelenen intrüzif kütle, birimin en yaygın yüzeylemesinin gözlemlendiği Laledağ çevresinden ve bileşiminden dolayı Laledağ granodiyoriti olarak isimlendirilmiştir.

Yapılan arazi çalışmalarında KB-GD uzanımlı olduğu belirlenen, stok şeklinde yerleşmiş intrüzif kütle, Şahinli-Beyçayır yolu üzerinde Laledağ mevkiinin kuzeybatısı boyunca yaklaşık olarak 3 km² lik bir alanda gözlenmektedir. Arazinin örtülü olmasından dolayı intrüzif yüzleklerine nadir olarak rastlanılmaktadır. Çamyurt köyü kuzeyinde Gecealan mevkiinde vadi içinde temiz yüzleklerini görmek mümkündür. Ayrıca Laledağ'ın GB'sında da kırıklı ve çatlaklı, arenitleşmiş yüzlekleri görülebilmektedir. Yoğun ayrışmalı olmasından dolayı toprak halinde gözlenen, ancak kuvars, feldispat ve mafik minerallerin bolluğu bölgedeki intrüzifin varlığını yansıtabilmektedir.

4.1.4.1.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Açık yüzeylemelerinin olduğu alanlarda homojen bir görünüme sahip Laledağ intrüzifi faneritik dokuda ve granodiyorit bileşimindedir. Mostraları üzerinde genellikle eklem sistemleri gelişmiş, bol kırıklı ve çatlaklı bir yapıya sahiptir. Bu da küresel ayrışmaya neden olmuştur. Şahinli-Beyçayır yolu boyunca ve gözlemlendiği genel mostralarda alterasyona uğramış ve arenitleşmiş olarak görülmektedir (Şekil 4.25). Daha taze yüzeylerinin gözlemlendiği KB kesimlerinde felsik ve mafik minerallerin oldukça iri oldukları, ayrıca kalınlığı 2-7 cm arasında değişen ince aplitik dayklar tarafından kesildikleri göze çarpar (Şekil 4.26). Yer yer kütle içinde mafik anklavlara rastlanılmıştır (Şekil 4.27). Bunlar çok yaygın olmamakla beraber, büyüklükleri yaklaşık olarak 5-20 cm

boyutlarına ulaşmaktadır. Ancak bu anklavlar ileri derecede altere olduğundan dolayı örnekleme yapmak mümkün olmamıştır.

Çalışma alanında Laledağ granodiyoriti bölgedeki temel kayaları keserek yerleşmiş küçük stok şeklindeki bir intrüzif küttedir (Şekil 4.8).



Şekil 4.25. Laledağ granodiyoritinde ileri alterasyon ile birlikte gözlenen arenitleşme ve kırık-çatlaklar (UTM: 488782 D, 4459360 K).



Şekil 4.26. Laledağ granodiyoritini kesen ince aplit dayklar (UTM: 486793 D, 4460619 K).



Şekil 4.27. Granodiyorit içinde gözlenen mafik anklavlar (UTM: 488152 D, 4460152 K).

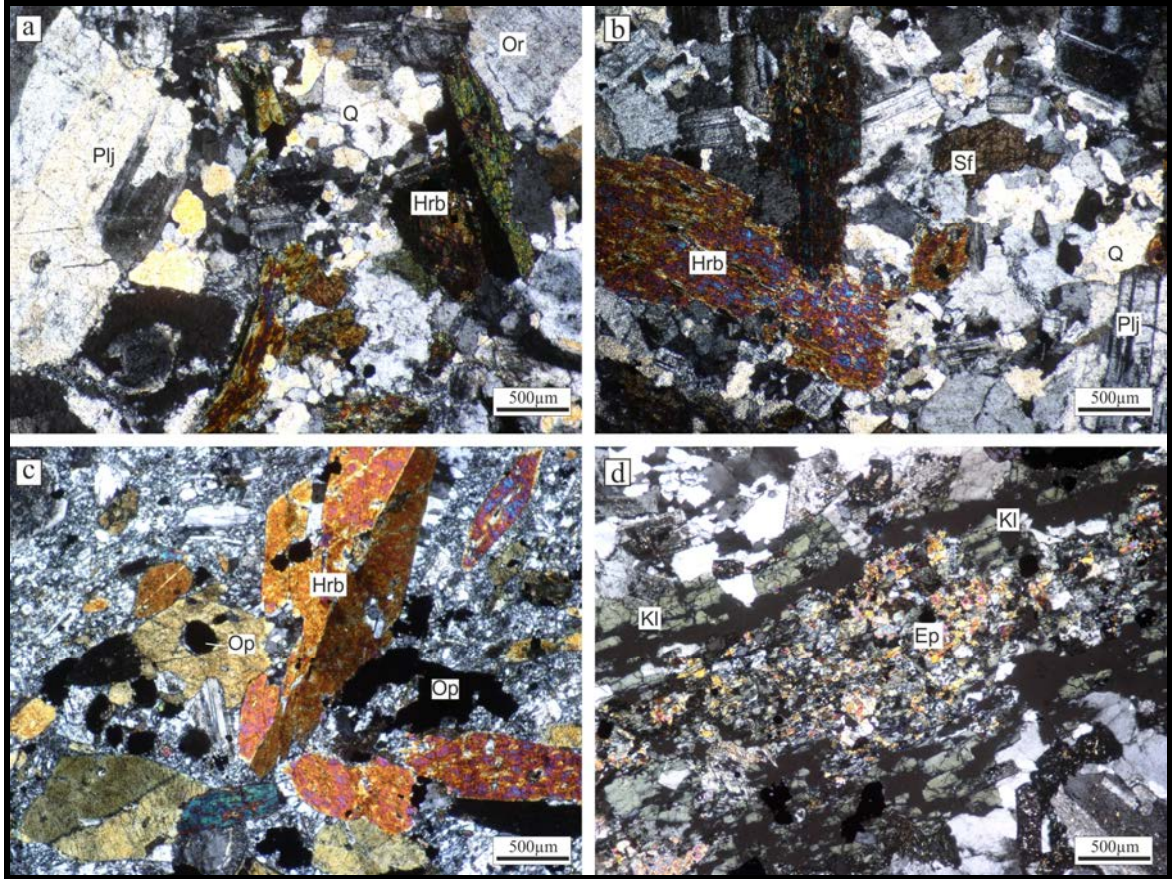
4.1.4.1.3. Mineralojik-petrografik özellikler

Çalışma alanının kuzeyinde yüzeyleyen Laledağ intrüzifine ait örneklerin petrografik araştırmaları, birimin granodiyorit bileşiminde olduğunu göstermiştir. Kaya örnekleri, orta-iri kristallerden oluşan holokristalen, hipidiyomorfik dokuludur. İncekesit örneklerinde modal bileşimin göz kararı ile belirlenmesi (Best, 1982) sonucu yaklaşık olarak, %45-55 plajioklas, %20-25 kuvars, %10-15 ortoklas, %15-20 amfibol (hornblend) ve biyotit minerallerinin varlığı söz konusudur (Şekil 4.28a, b). Tali mineral olarak da sfen ve zirkon bulunmaktadır.

Plajioklaslar, orta-iri taneli, öz şekilli ya da yarı öz şekilli kristaller şeklinde gözlenirler. Polisentetik ikizlenme yaygın olup bazı kesitlerde nadiren ikizlenme ile birlikte zonlanma da görülmektedir. Kesitlerde plajioklasa oranla daha az rastlanılan alkali feldspatlardan ortoklas ise orta-iri kristalli, öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak gözlenmiştir. Karlsbat ikizlenmesinin az rastlandığı örneklerinde genellikle gri girişim rengi, dilinimleri ve orta-yüksek rölyefleri ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

Laledağ granodiyoritinde kuvars mineralleri çoğunlukla mikro ve orta büyüklükteki kristaller şeklinde görülür, öz şekilsizdirler ve dalgalı sönme gösterirler. Son evrede kristallenen bu mineraller feldspat ve mafik minerallerin ara boşluklarını dolduracak şekilde yer almıştır.

Amfibol minerali olarak hornblendler gözlenmektedir. Orta-iri taneli, genellikle yeşil, sarı, mavi ve pembe girişim renkleriyle, baklava şeklindeki ve altıgen özşekilleri ile, tek nikoldeki yüksek rölyefi, açıktan koyu yeşile değişen pleokroizması ve çift yöndeki dilinim izleri ile diğer minerallerden kolaylıkla ayırt edilmektedir. Bazı örneklerde basit ikizlenme gözlenir. Yer yer çubuksu kristaller şeklinde olup, dilinim izleri belirgin değildir. Ayrıca özşekilsiz opak mineraller hornblend mineralleri çevresinde ve içinde kapantı olarak bulunurlar (Şekil 4.28c)



Şekil 4.28. a) Holokristalen dokudaki Laledağ granodiyoritinin mineral bileşimi (ÇN), b) Granodiyorit içindeki ana ve tali mineraller (ÇN), c) Özşekilli-yarıözşekilli hornblend mineralleri çevresinde görülen ve içinde kapantı olarak bulunan opak mineraller (ÇN), d) Granodiyorit örneğinde alterasyon ürünü gözlenen ikincil mineraller (ÇN) (Plj: Plajiolklas, Q: Kuvars, Hrb: Hornblend, Or: Ortoklas, Sf: Sfen, Kl: Klorit, Ep: Epidot, Op: Opak mineral).

Biyotit kristalleri örneklerde gözlenen diğer mafik mineralleri teşkil eder. Mikro ve orta büyüklükteki kristalleri yarı özşekilli veya özşekilsizdir. Kahverengi, yeşil tonlarında girişim renkleri, tek nikoldeki yüksek rölyefi, kahverengi pleokroizması ve tek yönde gözlenen mükemmel dilinimleri ile ayırt edilirler. Özellikle çubuksu biyotit fenokristallerinin çoğu dilinimleri ve kenarlarından itibaren tümüyle soluk yeşil renkli klorite dönüşmüşlerdir.

Sfen, granodiyoritik kayada yaygın olarak görülen tali mineraldir. Genellikle özşekilli olarak gelişmiştir. Soluk kahverengi girişim rengi ve yüksek rölyefi ile kolay tanınır. Epidot ve klorit mineralleri ise alterasyona bağlı olarak plajiolklas ve biyotit mineralleri üzerinde gelişmiş ikincil minerallerdir (Şekil 4.28d). Epidotlar, küçük özşekilsiz kristaller halinde, sarı, mavi, pembe renkli görülürler. Girişim renkleri ve yüksek rölyefiyle kolaylıkla ayırtedilirler. Kloritler soluk yeşil renkleri ve tek yöndeki dilinimleri ile izlenirler. Bunlar ikincil mineral olarak, biyotit ve amfibollerin alterasyonu ile oluşmuştur.

4.1.4.1.4. Oluşum ortamı ve yaş

Laledağ granodiyoriti, temel kayalar içerisine stok şeklinde yerleşmiş bir intrüziftir. Daha önceki çalışmalarda bu intrüzife ait yaş verisi yoktur. İlk kez bu çalışma ile Laledağ granodiyoritine ait biyotit ve hornblend mineralleri üzerinde Ar/Ar yöntemiyle gerçekleştirilen jeokronolojik yaş tayininde sırasıyla $42,08 \pm 0,09$ ve $39,21 \pm 0,11$ My yaşları tespit edilmiştir. Bu veriler ışığında Laledağ granodiyoriti Orta-Geç Eosen yaşındadır. Yaş sonuçları jeokronoloji bölümünde ayrıca detaylı olarak ele alınmıştır.

4.1.4.2. Beyçayır volkanitleri

4.1.4.2.1. Tanım ve yayılım

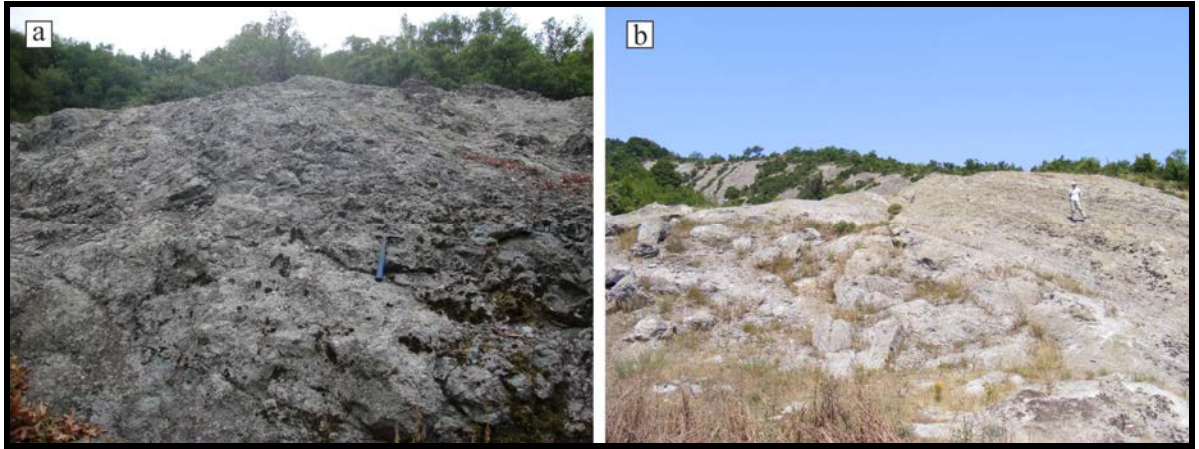
Beyçayır köyü ve çevresinde yaygın olarak gözlenen, Akçaalan ve Balıklıçeşme volkaniklerinin bir bölümünü kapsayan andezitik, dasitik lav ve piroklastiklerden oluşan volkanik ürünler ilk kez Dönmez ve ark., (2005) tarafından Beyçayır volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Bu adlama çalışmamızda da kullanılmıştır.

Bu tez kapsamında çalışma alanı olarak belirlenen Dededağ ve çevresindeki Eosen volkanitleri ayrıntılı olarak haritalanmış ve volkanitlerin çoğunlukla dasitik ve andezitik bileşimlerde oldukları saptanmıştır.

Bu volkanik kayalar Beyçayır köyünün kuzey ve kuzeydoğusunda yaygın olarak gözlenmektedirler. Çalışma alanı içinde en iyi mostralarına kuzeyde Sisalan dağı mevkiinde, kuzeydoğuda Beyçayır-Çataltepe köyü yolu üzerinde Koca tepe, Kara tepe ve Bağlar deresi vadisi içinde rastlanılmaktadır.

4.1.4.2.2 Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Beyçayır volkanitine ait ürünler çoğunlukla dasit ve andezit bileşimindedir. Volkanik kayaların altere dış yüzeyleri gri renkte gözlenir. Çalışma alanında masif lavlar halinde görülmüştür (Şekil 4.29). Sisalan dağı mevkiinde lavların altere yüzeyi pembe-gri, temiz yüzeyleri beyaz-açık gri renklerde gözlenir. Bu bölgede üst üste gelmiş ince lav katmanları güney yönünde bir yönelime sahiptirler. Koca tepe mevkiindeki dasitlerin temiz yüzeylerinde kloritleşmeden ileri gelen açık yeşil renk kendini gösterir. Bu alandaki lavların akış yönü güneydoğudur. Orta-iri taneli özşekilli, yarı özşekilli fenokristallerin varlığı ile porfirik dokuda gözlenen bu lavlarda felsik minerallerden plajyoklas ve kuvars mineralleri, mafik minerallerden biyotit ve amfibol mineralleri kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 4.30).



Şekil 4.29. Beyçayır volkanitlerine ait masif lav akıntıları a) UTM: 496811 D, 4458281 K; Bakış yönü, B; b) 493948 D, 4457197 K; Bakış yönü, K.



Şekil 4.30. Beyçayır volkanitine ait porfirik dokudaki dasitik lav içinde felsik ve mafik mineraller (Plj: Plajioklas, Bio: Biyotit, Amf: Amfibol).

Beyçayır volkanitleri çalışma alanında Beyçayır köyü kuzeyinde Gürgeçukuru vadisi boyunca Kemer metamorfitlelerinin temel kayaları ile tektonik dokanaktır. Kuzeydoğuda Kara tepe ve Kiraz tepe alanında metamorfitleler üzerine uyumsuz olarak geldiği görülmektedir. Bu volkanik ürünlerin bölgedeki sedimanter birimler ile dokanak ilişkileri uyumsuz olup, Dumanlı köyü güneydoğusunda Ceylan formasyonu ile tektonik dokanaktır (bkz. Bölüm 4.5).

4.1.4.2.3. Mineralojik-petrografik özellikler

Beyçayır volkanitlerine ait kayaların petrografik çalışmaları ile kayaların bileşimlerinin dasit ve andezitik nitelikli oldukları görülmüştür. Arazi gözlemlerinde, bu kayalar içindeki beyaz renkli feldispat mineralleri ve özşekilli-yarı özşekilli kahverengi, siyah tonlarında biyotit ve amfibol mineralleri kolaylıkla ayırtelebilmektedir. Felsik ve mafik fenokristaller gri, açık yeşil ve eflatuna yakın renklerdeki hamur malzemesi içinde porfirik dokuyu oluştururlar. Yapılan ince kesit çalışmalarında dasit ve andezitlerin hipokristalen, porfirik dokuda oldukları gözlenmiştir. Her iki kayada da hamurun

çoğunlukla volkanik camdan ve kayayı oluşturan minerallerin mikro kristallerinden oluştuğu görülmektedir.

Dasit bileşimli kayalarda hamur dışındaki fenokristal içeriklerinin göz kararı ile belirlenen modal bileşimleri (Best, 1982) yaklaşık olarak %50-65 plajioklas, %15-20 hornblend, %5-10 biyotit ve %5-10 kuvars minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.31a, b).

Plajioklaslar, özşekilli ve yarı özşekillidir. Orta-iri taneli kristaller şeklinde gözlenir ve polisentetik ikizlidirler. Kenarlarından ve bazı örneklerinde dilinimlerinden itibaren değişime, bozuşmaya başlamışlardır (Şekil 4.31c). Bazı plajioklas kristallerinde magma karışımı ve/veya dengesiz kristallenmeyi işaret eden dokular gözlenmiştir. Şekil 4.31d’de magma tarafından korozyona uğramış plajioklas fenokristalinin kenarlarında ince bir şerit şeklinde gelişmiş yeniden büyüme zarfı gözlenmektedir. Bu daha çok magma karışımı sonucu minerallerin kemirilmesi ve dengeye ulaştıktan sonra yeniden büyümesi şeklinde açıklanabilir (Nelson ve Montana, 1992; Shelley, 1993; Vernon, 2004). Ayrıca plajioklasların kemirilen kenar bölgelerinde killeşme gelişmiştir.

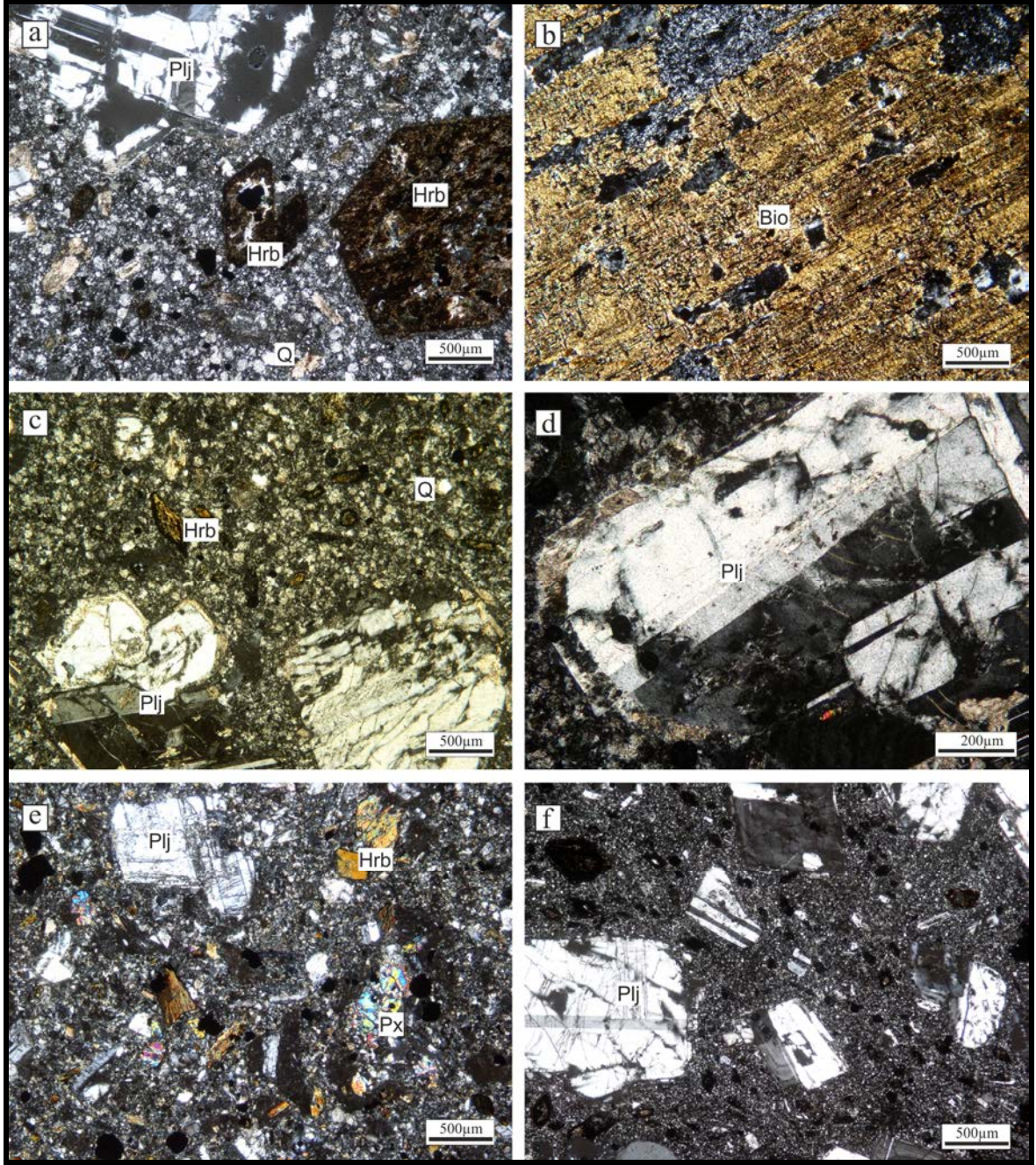
Özşekilli hornblend mineralleri genellikle opasitleşmiş olarak gözlenir. Minerallerin ortasında plajioklas ve opak minerallerin kapanımlarını görmek mümkündür. Altıgen özşekilleri ve çift yöndeki $\sim 56^\circ$ açıyla kesişen dilinim izleri hornblend minerallerinin tanınmasını kolaylaştırmaktadır.

Biyotit mineralleri iri ($\sim 0,5$ cm) kristaller şeklinde gözlenir (Şekil 4.31b). Kahve ve turuncu girişim renkleri, tek yönde gözlenen dilinimleri ve kuş gözü paralel sönmeleri ile diğer minerallerden ayrılırlar. Mega kristallerinin içinde plajioklas mikro kristalleri ve volkanik cam kapantıları bulunur. Bazılarında kenarları ve dilinim izleri boyunca opasitleşme gerçekleşmiştir.

Kuvars mineralleri dasitlerde öz şekilsiz veya yuvarlağımsı şekilli mikro kristaller halinde görülür. Bunlar hamur içinde dağılmış şekilde bulunurlar. Bu kayalardaki kuvars minerallerinin varlığı dasitleri andezitten ayırmayı kolaylaştırmıştır.

Beyçayır volkanitlerine ait andezit kayaları hamur dahil edilmeksizin, göz kararı ile yaklaşık olarak %55-65 plajioklas, %15-20 hornblend, %10-15 biyotit ve %5-10 klinopiroksen fenokristalleri içermektedir (Şekil 4.31e, f).

Plajioklas mineralleri dasitlerde de gözlendiği gibi özşekilli ve yarı özşekilli fenokristaller halinde bulunur. Polisentetik ikizlidir ve yer yer magma korozyonundan ileri gelen elek dokularına sahiplerdir. Ayrıca bazı plajioklas minerallerinde kısmi zonlanma ve alterasyondan ileri gelen killeşme görülmüştür.



Şekil 4.31. a) Beyçayır volkanitlerine ait hipokristalen, hipidiyomorf dokuda dasit lavının mineral bileşimi (ÇN), b) Dasitik lavlar içinde görülen iri kristalli biyotit minerali (ÇN), c) plajiyoklas mineralinin kenarları boyunca gelişen killeşme d) dasitlerde, magma tarafından korozyona uğratılmış plajiyoklas fenokristalleri (ÇN), e) Hipokristalen dokudaki andezit lavının mineral bileşimi (ÇN) f) Hipokristalen dokuda felsik minerallerin yaygın görüldüğü andezitik lav örneği (ÇN), (Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, Hrb: Hornblend, Bio: Biyotit, Px: Piroksen).

Hornblend mineralleri, özşekilli ve yarı özşekilli olarak, dasitlerdekinin aksine mikro ve orta taneli kristaller şeklinde gözlenir. Sarı, turuncu, yeşil, kahve rengi girişim renkleri ve çift yönde baklava şeklindeki dilinimleri biyotit ve piroksen minerallerinden ayırmak için yardımcı olmaktadır. Dilinim izlerinin görülmediği kristallerinde tek nikolde yeşil tonlarındaki pleokroizmaları tanıtıcı özellikleri arasında yer alır. Bazı kristallerinde opasitleşme görülmektedir.

Andezitlerdeki biyotitler, dasitlerde olduğu gibi mega kristal boyutlarında değildir, daha çok mikro ve orta taneli görülmüştür. Ayrıca bu biyotit mineralleri üzerinde ikincil olarak kloritleşmenin yaygın olarak geliştiğini söylemek mümkündür.

Piroksenler, özşekilsiz kristaller olarak görülür. Mavi, sarı, yeşil gibi 2. dizi canlı girişim renkleri ve tek nikoldeki yüksek rölyeflerinin yanında soluk sarımsı pleokroizmaları ile tanınır (Şekil 4.31e). Hemen hemen hepsinde gözlenen eğik sönme, bunların klinopiroksen ailesinden olduklarını gösterir. Klinopiroksenler mikro kristal olarak hamurda ve orta büyüklükte fenokristaller şeklinde andezitler içinde yer almaktadırlar. Andezitik kayalardaki klinopiroksenlerin varlığı, kristallenme evresinin erken dönemlerinde oluştuğunu gösterebilir.

4.1.4.2.4. Oluşum ortamı ve yaş

Siyako ve ark., (1989) ve Ertürk ve ark., (1990) Biga Yarımadası'ndaki ilk volkanizma faaliyetlerini Akçaalan volkanitleri adı altında, Lapseki güneyinde delta düzlüğü flüviyal çökeller olarak tanımlanan Fıçitepe formasyonunun altında, Lapseki doğusunda ise Üst Kretase ofiyolitli melanjını uyumsuz olarak örten ve Orta Eosen Soğucak kireçtaşı tarafından üzerlenen birim olarak tanımlamışlardır ve bu stratigrafiden yola çıkarak Paleosen-Eosen yaşını bu volkanizma için kabullenmişlerdir. Ercan ve ark., (1995) Biga Yarımadası'nda Beyçayır volkanitlerinin eşleniği sayılabilecek Balıklıçeşme volkanitlerinin sedimanter çökeller ile birlikte geliştiğini belirtmişlerdir. Eosen volkanizmasına ilişkin Balıklıçeşme köyü yakınından aldıkları dasitik bir lav örneğinden K/Ar yöntemi ile 37.3 ± 0.9 milyon yıllık (Geç Eosen sonu) bir yaş elde etmişlerdir. Dönmez ve ark., (2005) ise Beyçayır volkanitlerinin karasal ortamda etkin olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yazarlar bu çalışmalarında Beyçayır volkanitlerinin stratigrafik ilişkilerinden yola çıkarak Orta Eosen'de oluşmuş olabileceğini belirtmektedirler.

Bu çalışmada Koca tepe mevkiinden, Beyçayır volkanitlerine ait dasitik bir lav örneğinden biyotit minerali ayırtlanarak Ar/Ar yöntemi ile yaş tayini yapılmış ve

37,28±0,09 My yaşı elde edilmiştir. Elde edilen bu yaş Ercan ve ark., (1995) tarafından Balıklıçeşme köyü civarından alınan 37,3±0,9 My yaşı ile uyumludur. Dolayısıyla bu volkanik ürünlerin yaşı Geç Eosen'dir. Çalışma alanındaki denizel ortamda oluşmuş sedimanter kayalar ile olan stratigrafik konumları düşünülecek olursa bu volkanizmanın karasal değil de denizel ortamda sedimantasyonla eş yaşı olarak oluştuğu söylenebilir. Volkanik kayalar, Orta Eosen'de gerçekleşmiş bir transgresyondan sonra denizel ortamda oluşmuş çökel kayaları yer yer keserek yer yer de girik dokanaklar oluşturarak yerleşmişlerdir.

4.1.4.3. Kızıldam volkanitleri

4.1.4.3.1. Tanım ve yayılım

Çalışma alanının büyük bir kısmını kaplayan volkanik kayalar daha önceki çalışmalarda Akçaalan (Siyako ve ark., 1989) ve Balıklıçeşme (Ercan ve ark., 1995) volkaniklerinin bir bölümünü temsil etmektedirler. Beyçayır volkanitlerini takiben bazalt, bazaltik andezit ve volkanoklastiklerden oluşan birim ilk olarak Dönmez ve ark., (2005) tarafından Şahinli köyü civarındaki tip lokalitesinden dolayı Şahinli formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Yapılan detaylı arazi ve haritalama çalışmalarında çalışma alanının yaklaşık 150 km² lik bir kısmını kaplayan geniş yayılıma sahip bazalt, bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit bileşimli akma breşi, lav ve lahardan oluşan topluluk, birimin en iyi gözleendiği yer olan Kızıldam köyüne ithafen ilk kez bu çalışmada Kızıldam volkanitleri olarak isimlendirilmiştir.

Kızıldam volkanitlerinin çalışma alanı içindeki en belirgin ve yaygın üyesi akma breşlerinden oluşmaktadır. Akma breşlerinin en tipik mostralarına Kızıldam köyü içinde ve çevresinde rastlanmaktadır. Çalışma alanının kuzeyinde Şahinli-Karaömerler köyü yol güzergahında Göbektaş tepe, Kadınmezarı tepe, Oduncu tepe ve Büyük yayla mevki boyunca Kızıldam volkanitlerine ait akma breşleri ve bunları kesen bir çok bazalt daykları görülebilmektedir. Akma breşlerine ait yüzlekler çalışma alanının güneyinde Balcılar ve Eçialan köylerinin çevrelerinde de yaygın olarak yer alırlar. Karaömerler- Kızıldam köyleri arasında Ulu dere vadisinin güneyinden itibaren batıdan doğuya doğru Kocataş tepe, Şaşlık tepe, Dibekkesilen mevki ve Kocakuş tepesinde akma breşleri geniş alanlarda yüzeyleme verir. Kızıldam köyünden doğuya Beyçayır köyüne doğru gidildikçe akma breşleri lavlar ile birlikte görülmeye başlar. Akma breşleri ile birlikte görülen lav akıntıları breşlerin

üzerinde yer alır. Volkanik ürünler arasındaki bu stratigrafik farklılık çalışma alanının orta kesiminde Kızıldam-Kırcalar köy yolu, Kırcalar-Karamusalar köy yolu, Yaylalar-Karamusalar köy yolu ve Karamusalar köyünün kuzeyinde Çukuralan çeşmesi mevki, Kocabelen tepe ve Göynük tepe çevrelerindeki yüzeylemelerde açıkça görülebilmektedir. Sadece lav akıntılarının gözlendiği Kızıldam köyünün doğusunda Uludere vadisi boyunca Dikmen tepenin eteklerinde, Yaylalar köyü civarında ve kuzeyindeki Balaban tepenin doğu yamacında masif yapıda, sütunsal soğumalı ve bol kırık-çatlak sistemlerine sahip şekillerde gözlenir. Ayrıca bu volkanitlere ait çalışma alanının kuzeybatı ve kuzeydoğu kesiminde ufak alanlarda çamur akıntıları (lahar) kendini göstermektedir. Bunlar, Kocabaşlar köyünün güneyinde, Şahinli-Kocabaşlar yol güzergahı üzerinde Andıktaş tepenin kuzeyinde ve Dumanlı-Kırcalar köyü yolu üzerinde volkanik çakıl ve bloklardan oluşan akıntılar şeklinde yer alır.

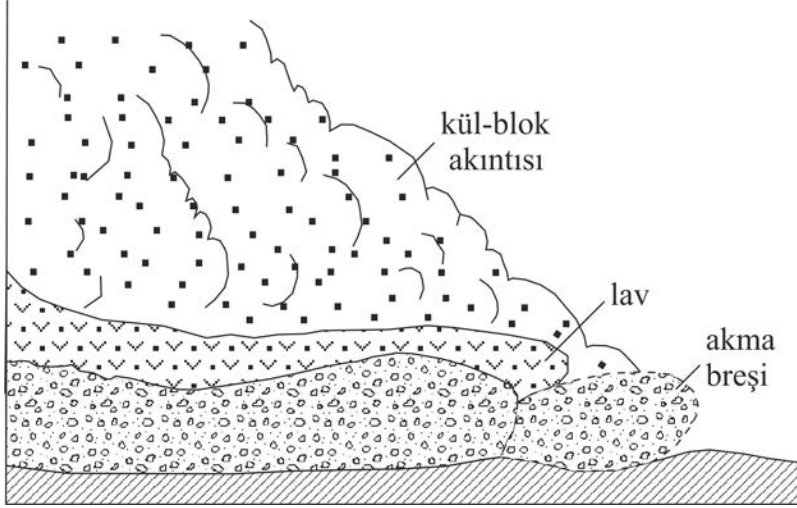
4.1.4.3.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanında Kızıldam volkanitleri çoğunlukla bazaltik trakiandezit, traki bazalt, ve bazalt bileşimlerindedir. Altta akma breşi, onun üzerinde ve yer yer geçişli olarak lav akıntısı ve en üstte lahar akıntılarından oluşan bir stratigrafi sunmaktadırlar (Şekil 4.32). En tipik mostrasına Kızıldam köyü ve civarında rastlanılmaktadır (Şekil 4.33). Bu volkanik birimin arazideki en önemli ayırt edici özelliği demir minerallerinin varlığından ötürü eflatunumsu-mor ve bordo renklerinden oluşan altere dış yüzeylere sahip olmalarıdır. Sadece kuzeybatıda Şahinli-Karaömerler köyü yol güzergahında gri-açık gri renklerde ve lahar akıntılarında çamur matriksinden kaynaklı kahve rengi tonlarında gözlenirler. Bu volkanik üniteye ait akma breşi, lav ve lahar akıntılarının yayılımlarının da oldukça geniş alanlarda yer almalarından dolayı aşağıda ayrı ayrı incelenmişlerdir. Birbirinden farklı bu birimler lokal olarak tanımlanmış olsalar da, harita ölçeğinde birbirleri ile ardalanmalı veya bir arada gözlendikleri için farklı harita birimi olarak ayırt edilememiştir (Şekil 4.1).

Akma breşi

Bölgedeki volkanik aktivitenin en yaygın ürünlerini oluşturmaktadırlar. Bu birim lavın kendini parçalaması sonucu gelişmiş, içinde değişik boyutlardaki volkanik blok, çakıl ve bu çakılları birleştiren yine aynı türdeki lav matriksinden oluştuğu için akma breşleri olarak ayırt edilmiştir. İçerisindeki çakıl boyutları yaklaşık olarak, 2-3 cm'den metre mertebesindeki iri bloklar arasında değişmektedir (Şekil 4.34). Klastlar genellikle aynı magma tipine ve trakibazalt, bazaltik trakiandezit bileşimlerine sahip olup, buna bağlı

olarak monojenik özellik sunarlar. Dış yüzeyi morumsu pembe renkli olan birimin, çakılları kırıldığında koyu gri-siyah renkte gözlenmektedir. Bu tür bir lav akıntısının yaygın akma mekanizması bir çıkış merkezi tarafından sürekli beslenerek üst üste katmanlanmasıdır . Dolayısıyla akan birimlerin her biri üst üste geldiğinde katmanlanma şeklinde görülür (Şekil 4.35).



Şekil 4.32. Kızıldam volkanitlerinde gözlenen piroklastik ve lav akıntılarının taslak kesiti.



Şekil 4.33. Kızıldam köyünde gözlenen Kızıldam volkanitlerinin genel görünümü (UTM: 485860 D, 4455803 K; Bakışyönü, D).



Şekil 4.34. Akma breşleri içinde gözlenen değişik boyutlardaki volkanik çakıllar a) UTM: 486258 D, 4455928 K, b) UTM: 491775 D, 4450601 K; Bakışyönü, G.

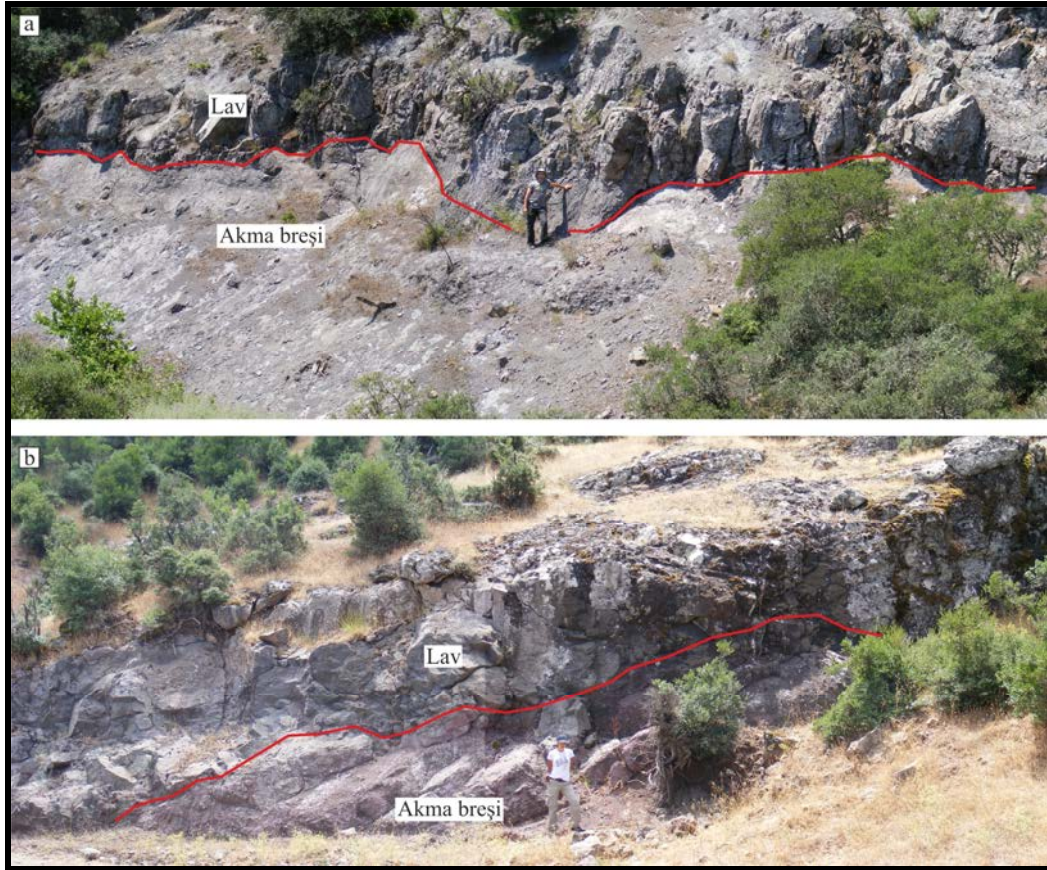


Şekil 4.35. Akma breşlerinde gözlenen akış katmanları (UTM: 488854 D, 4454438 K; Bakışyönü, KB).

Lav akıntıları yüksek sıcaklıklarda yerleşirler. Bu nedenle sıcak lavlar hareketleri sırasında ve yerleşmelerinden kısa bir süre sonra daha magmatik sıcaklıklarını koruyabilirler. Yüksek sıcaklıklarda gelişmiş lavlarda, demir minerallerinin termal oksidasyonu sonucu oluşan pembe renk veya manyetit (veya diğer demir/manganez oksit mineralleri) mikrolitlerinin kristalleşmesine bağlı koyu renk gözlenebilmektedir (Cas ve Wright, 1987). Çalışma alanındaki akma breşlerinde gözlenen pembe, mor ve eflatunumsu renklerin, yüksek sıcaklıklardaki yerleşmeden ileri gelen demir minerallerinin oksidasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir.

Lav akıntısı

Kızıldam volkanitlerini oluşturan lavlar genellikle akma breşlerinin üzerinde ya da onlarla arılanmalı olarak gözlenirler (Şekil 4.36).



Şekil 4.36. Kızıldam volkanitlerine ait akma breşleri üzerinde yer alan lav akıntıları a) UTM: 489683 D, 4450098 K; Bakışyönü, GB; b) UTM: 487401 D, 4455279 K; Bakışyönü, GB.

Bazaltik trakiandezit bileşimindedirler. Akma breşlerinde olduğu gibi sıcak lav akıntıları demir oksidasyonundan dolayı dış yüzeylerinde morumsu pembe renk gösterir. Taze kırılmış yüzeyleri gri, koyu gri ve siyah renklerde görülür. Çoğunlukla masif yapı sunarlar, düzenli olmayan kırık ve çatlak sistemleri yaygın gözlenir. Kırcalar köyünün kuzeybatısında Dikmen tepe civarındaki lavlar, sütunsal soğuma yapısında oluşmuştur ve bu alandaki lavların akış yönü 10-20 ° arasında KB'ya eğimlidir (Şekil 4.37). Lavlar afanitik dokulu olup, bazı plajioklas mikro kristalleri göze çarpmaktadır.



Şekil 4.37. Akma yönleri belirgin sütunsal soğuma yapısı gösteren Kızıldam lavları (UTM: 488028 D, 4455166 K; Bakışyönü, GB).

Lahar akıntısı

Çalışma alanında Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntıları, volkanik kökenli çakıl ve bloklu çamur akıntılarında meydana gelmiştir. Taşınan taneler volkanik kül boyutundan blok boyutuna kadar değişmektedir, kötü boylanmalıdır ve kendi içinde herhangi bir tabakalanmaya rastlanılmamıştır. Blok ve çamur oranı yer yer değişim göstermektedir.

Kocabaşlar köyünün doğu ve güneyinde gözlenen lahar akıntılarının çakıl ve blok oranı, birimin % 70-80'ini oluşturmaktadır. En geniş yayılımı bu bölgede izlenebilir. Çakıl ve blokların boyu 5 cm den 20 cm ye kadar değişir (Şekil 4.38). Çakıl ve bloklar, genelde aynı bileşime sahip olup, monojenik özellik sunarlar. Bu monojenetik kül-blok akıntıları muhtemelen lav domu çökmelerine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır. Bu akıntıları akma breşlerinden ayırmada en önemli özellik, bloklar arasındaki malzemenin serbest kül ve

çamur içeriğinden oluşmalarıdır. Oysa ki akma breşlerinde çakıl ve bloklar arasında ayrılmaz lav akıntısının klastlar ile bir bütünlük oluşturduğu görülür.



Şekil 4.38. Volkanik çakıl ve blok klastlarının yaygın görüldüğü lahar akıntısı (UTM: 491198 D, 4455717 K; Bakışyönü, KB).

Dumanlı-Kırcalar köyü yolu üzerindeki lahar akıntısında çakıl ve blok oranı, birimin % 20-30'unu oluşturmaktadır. Birim, daha çok çamur akıntısı şeklinde kendini gösterir (Şekil 4.39) ve belirgin olarak kahve renkli çamurdan oluşur. Derecelenme ve boylanma görülmemiştir. Çakıl ve bloklar volkanik kökenlidir ve monojeniktir.



Şekil 4.39. Volkanik çakıl ve blok klastlarının az görüldüğü çamur akıntısı (UTM 482928 D, 4460677 K; Bakışyönü, KD).

Kızıldam volkanitlerinin çalışma alanındaki geniş yayılımından dolayı birçok farklı litolojik birim ile dokanak ilişkileri gözlenebilmektedir. Şahinli-Karaömerler ve Şahinli-Kocabaşlar köy yolları üzerinde ve bir çok yerde volkanitlere ait akma breşleri Kırccalar volkanitlerine ait bazaltik bileşimli dayk ve siller tarafından kesilir (Şekil 4.40). Bu daykların genişlikleri 1 ile 5 metre arasında değişir. Çoğunlukla KB-GD ve KD-GB olmak üzere iki farklı yönde yerleşmiş oldukları görülür. Bu dayklara ait detaylı litolojik özelliklere ayrıca Kırccalar volkanitleri bölümünde değinilmiştir.

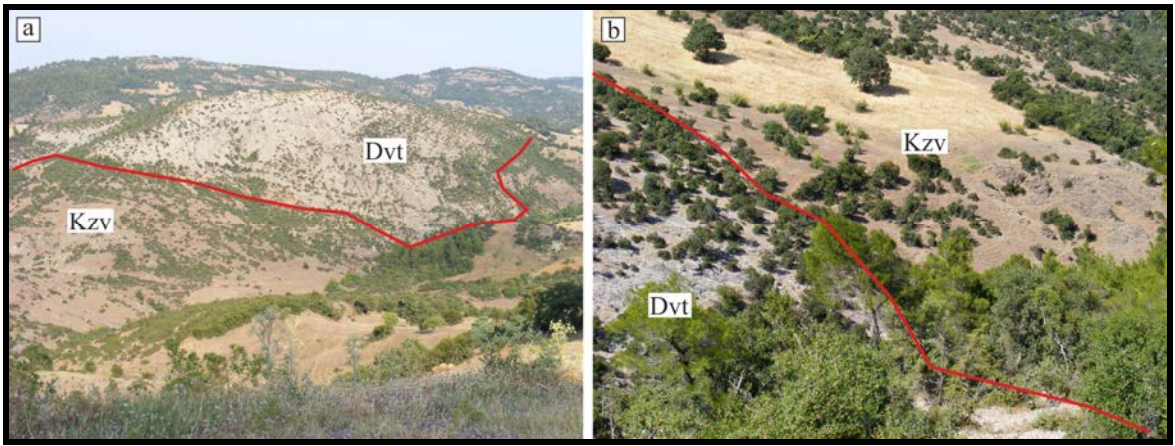
Çalışma alanının kuzeyinde ve doğusunda Kızıldam volkanitleri çökel birimlerden Soğucak ve Ceylan formasyonları üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 4.22; 4.1.41). Dededağ volkanitlerine ait tüfler ise Kızıldam volkanitlerini üzerler. Bu ilişki en iyi olarak Karaömerler ve Kocabaşlar köyleri civarında görülür (Şekil 4.42). Çalışma alanının güneyinde Balcılar köyü güneybatısında Şaban tepe mevkiinde Harmancık volkanitlerine ait lavları Kızıldam volkanitleri üzerinde uyumsuz dokanak ilişkisi ile görmek mümkündür.



Şekil 4.40. a-b) Kızıldam volkanitlerine ait akma breşlerini kesen bazaltik dayklar (a- UTM: 478830 D, 4459715 K; Bakışyönü, KD; b- UTM: 480430 D, 4458348 K; Bakışyönü, GB) c-d) Kızıldam volkanitlerine ait akma breşlerini kesen siller (c- UTM: 479508 D, 445777 K; Bakışyönü, KD; d- UTM: 489828 D, 4453989 K; Bakışyönü, B).



Şekil 4.41. Kızıldam volkanitinin Soğucak kireçtaşı ile olan uyumsuz dokanak ilişkisi (UTM: 484141 D, 4458234 K; Bakışyönü, K).



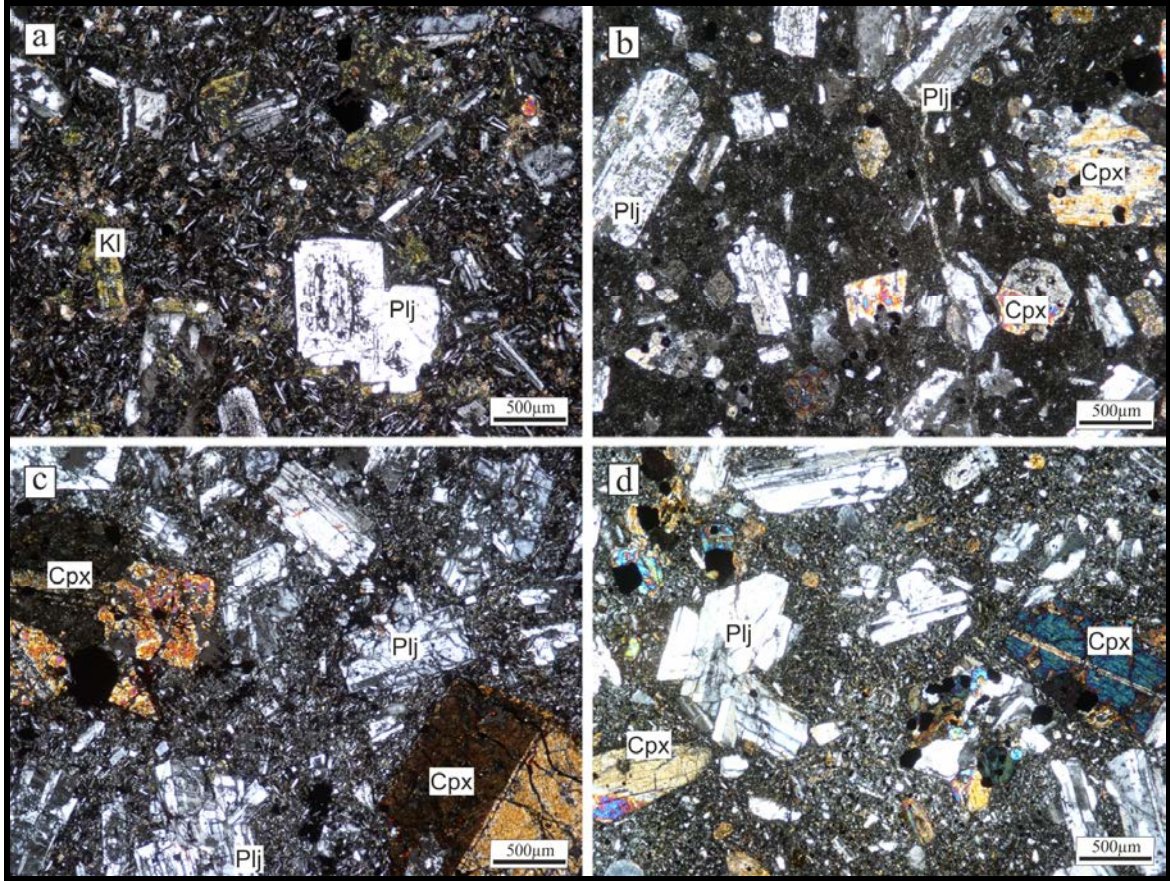
Şekil 4.42. Kızıldam volkanitlerinin Dededağ volkanitlerine ait dasitik tüfler ile olan dokanak ilişkileri, a) UTM: 481281 D, 4456234 K; Bakışyönü, D b) UTM: 482606 D, 4458877 K; Bakışyönü, KD.

4.1.4.3.3. Mineralojik-petrografik özellikler

Kızıldam volkanitlerine ait lav ve akma breşleri üzerindeki petrografik çalışmalar sonucu bazik bileşimli litolojilerden trakibazalt, bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezit kayaları gözlenmiştir. Temiz yüzeylerinde genellikle koyu gri, siyah renklerinde görülen bu kayalar afanitik porfirik dokuya sahiptirler. Demir oksidasyonunun ileri derecede gözlemlendiği bölgelerde ise eflatunumsu bir renk taşımaktadırlar. Porfirik doku özelliği gösteren el örneklerinde, hamur içinde beyaz renkli plajyoklas mineralleri ve parlak siyah renklerde piroksen kristalleri gözle görülebilmektedir. Trakibazalt, bazaltik andezit bileşimli akma breşlerinin, üzerinde yer alan lavlardan daha bazik karakterde oldukları görülmüştür. Örneklerin ince kesitlerde gözlenen ana dokusu hipokristalen, porfiriktir.

Mikrolitlerin durumuna göre ise çoğunlukla intersertal olmak üzere pilotaksitik ve hyalopilitik doku türleri de izlenmiştir.

Akma breşlerine ait trakibazalt, bazaltik andezit bileşimli kaya parçalarında ana mineraller plajiyoklas ve piroksenden oluşmaktadır. Bazı örneklerde volkanik camda ikincil olarak gelişmiş klorit minerallerine de rastlanılmıştır (Şekil 4.43). Kaya örnekleri hipokristalen, intersertal dokuya sahiptir.



Şekil 4.43. Kızıldam volkanitlerine ait akma breşleri içindeki kaya parçalarının ince kesit görüntüleri a-b) Plajiyoklaslar üzerinde magma korozyonundan kaynaklanan elek dokusu (ÇN), c-d) Bazaltik andezit örneklerin mineral bileşimi, intersertal doku ve plajiyoklaslardaki glomeraporfirik doku (ÇN), (Plj: Plajiyoklas, Cpx: Klinopirksen, Kl: Klorit).

Plajiyoklaslar, özşekilli ve yarı özşekilli, orta-iri kristaller halinde ve hamur içinde de çubuksu mikrolitler olarak yer alırlar. Polisentetik ikizlenmeleri tipiktir. Bazı örneklerde plajiyoklaslar üzerinde serisitleşme veya magma korozyonundan kaynaklanan elek dokusu

gözlenmektedir (Şekil 4.43a, b). Ayrıca farklı büyüklükte plajioklas minerallerinin bir araya gelerek kümelenmesinden oluşan glomeroporfirik doku da görülebilmektedir (Şekil 4.43c, d). Alkali feldispat mineralleri mikro kristaller olarak bulunurken, kriptokristaller şeklinde de hamur içinde var oldukları düşünülmektedir.

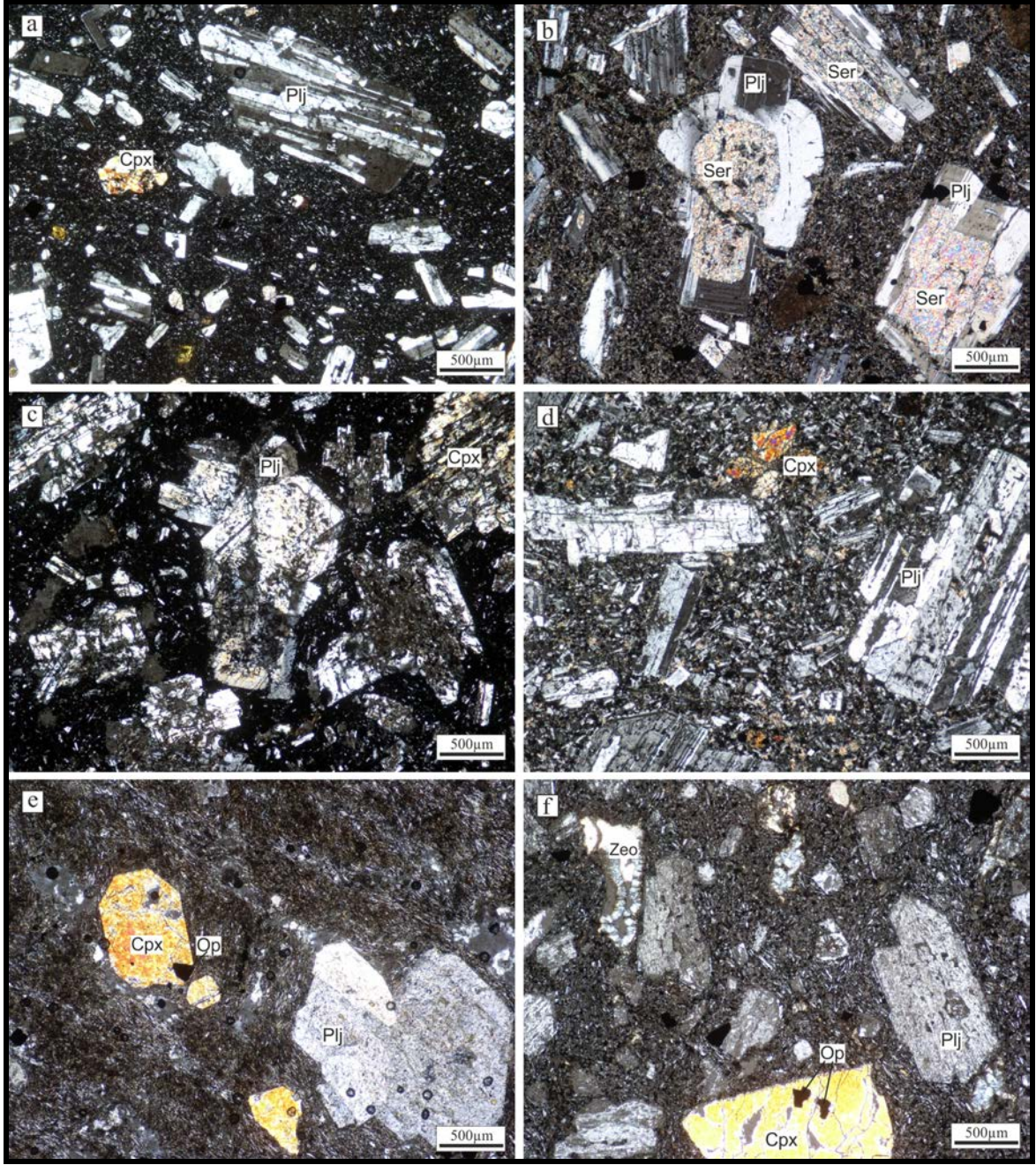
Piroksenler özşekilli ve orta ve iri kristaller şeklinde gözlenir. Sarı, turuncu, pembe, mavi gibi 2. dizi girişim renkleri, birbirini dik kesen dilinim izleri ve yüksek rölyefleri ile kolaylıkla tanınmaktadır. Bazı örneklerde ojit kristalleri basit ve kuşak ikizlidir (Şekil 4.43b, c).

Kloritler özellikle bazaltik andezit kayalarında ikincil olarak gelişmişlerdir. Dilinim izleri çok net olarak görülmesi de ışınal yapıları, yeşil renkli girişim rengi ve açık yeşil tonlarındaki pleokroizmaları tanınmasını kolaylaştırır.

Bazaltik trakiandezit lavları, plajioklas, piroksen ve sanidin minerallerinin birlikteliğinden oluşmuşlardır. Bu lavlar afanitiktir. Koyu gri renkli hamur malzemesine sahiplerdir. Yapılan petrografik çalışmalarda, hipokristalen ana dokunun yanında volkanik camın fazla olduğu örneklerde hyalopilitik doku, küçük mikrolit çubuklarının da gelişmiş güzel dağılımları ile intersertal dokuları görmek mümkündür (Şekil 4.44a). Ayrıca bazı örneklerdeki ince-uzun mikrolit kristallerin belirli yönlerde paralel dizilimleri trakitik dokuyu oluşturmaktadır (Şekil 4.44e).

Plajioklaslar, mikrolitten iri fenokristallere kadar değişen boyutlarda görülürler. Çoğunlukla polisentetik olmakla birlikte nadir olarak zonlanma gösterenleri de mevcuttur. Bazı plajioklaslar üzerinde alterasyondan ileri gelen serisitleşme oluşmuştur (Şekil 4.44b). Ayrıca magmatik korozyonun etkileri bu mineraller üzerinde elek dokusunu oluşturmuştur (Şekil 4.44c, d).

Piroksenler, genelde mikro-orta büyüklükteki yarıözşekilli ve/veya özşekilsiz kristaller şeklinde izlenir. Eğik sönmeli klinopiroksenlerden oluşurlar. Nadir olarak özşekilli fenokristallerine rastlanılmaktadır. Ayrıca piroksen fenokristalleri üzerinde opak mineral inklüzyonları da görülebilmektedir (Şekil 4.44e, f)

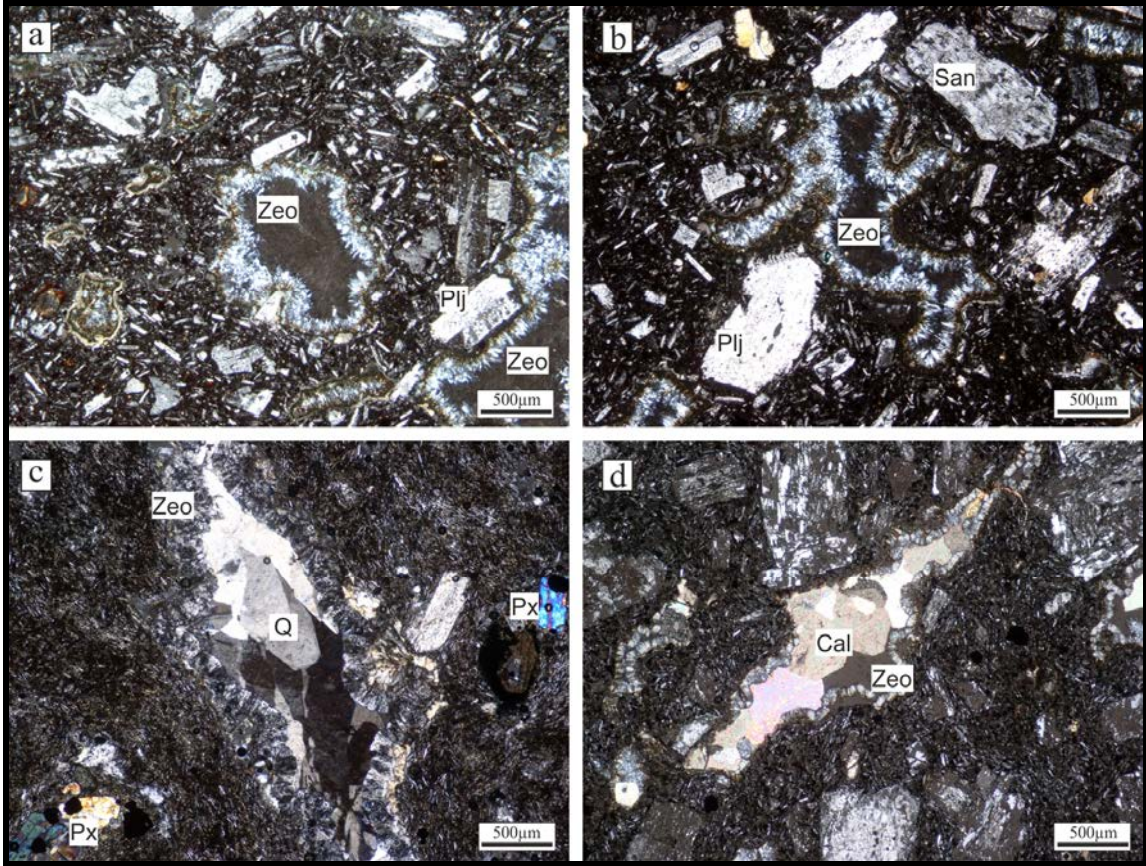


Şekil 4.44. Kızıldam volkanitlerine ait bazaltik trakiandezit lavların mineral bileşimi a) Hipokristalen, intersertal doku (ÇN), b) plajioklaslar kristallerinde gözlenen serisitlenme (ÇN), c-d) plajioklas kristallerindeki magmatik korozyonun etkileri (ÇN), e-f) trakitik ve intersertal dokular ve piroksen fenokristalleri üzerinde opak mineral inklüzyonları (ÇN), (Plj: Plajioklas, Cpx: Klinopiroksen, Ser: Serizit, Zeo: Zeolit, Op: Opak mineral).

Bu lavları oluşturan diğer önemli bir mineral ise alkali feldispatlardır. Sanidin mineralleri özşekilli ve yarı özşekilli kristalleri ile alkali feldispat mineralinin temsilcileri

olmuşlardır. Özellikle mikro kristal boyutlarında sanidin minerallerini plajiyoklas mineralinden ayırmak zor olmaktadır. Ancak fenokristalleri gri girişim rengi ve paralel sönmeleri ile kolaylıkla tanınmaktadır. Kendine has bir ucunda sivrileşen, diğer ucunda düz görünen kristal şekli ile tipiktir (Şekil 4.45b).

Beyçayır-Karaağaç köyü yolu üzerinde ve Kızıldam-Kırcalar köyleri arasında gözlenen bazı lav örneklerinde ikincil olarak, boşluk dolgusu şeklinde oluşmuş ışınal zeolit minerallerinin varlığı tespit edilmiştir. Yapılan ince kesitlerde de bu minerallerin varlıkları doğrulanmıştır (Şekil 4.45). Zeolit minerali çift nikolde açık yeşil, beyaz renkli ışınal agregatlar şeklindeki kristal formları ile ayırt edilebilmektedir. Tek nikolde ise açık yeşil tonlarında pleoroizmaya ve düşük optik engebeye sahiplerdir. Kaya örneklerinde zeolitlerin çevrelemiş olduğu vesiküller bazı örneklerde kuvars ve kalsit mineralleri tarafından doldurulmuştur (Şekil 4.45c, d).



Şekil 4.45. Kızıldam volkanitlerinde lavlar içinde gözlenen zeolit mineralleri ve boşluk dolguları (ÇN), (Plj: Plajiyoklas, San: Sanidin, Px: Piroksen, Zeo: Zeolit, Q: Kuvars, Cal: Kalsit).

4.1.4.3.4. Oluşum ortamı ve yaş

Eosen dönemi içinde bölgedeki sığ denizel çökel kayaların varlığı, bu dönemde gelişen volkanizmanın da denizel ortamda devam ettiğini gösterir niteliktedir.

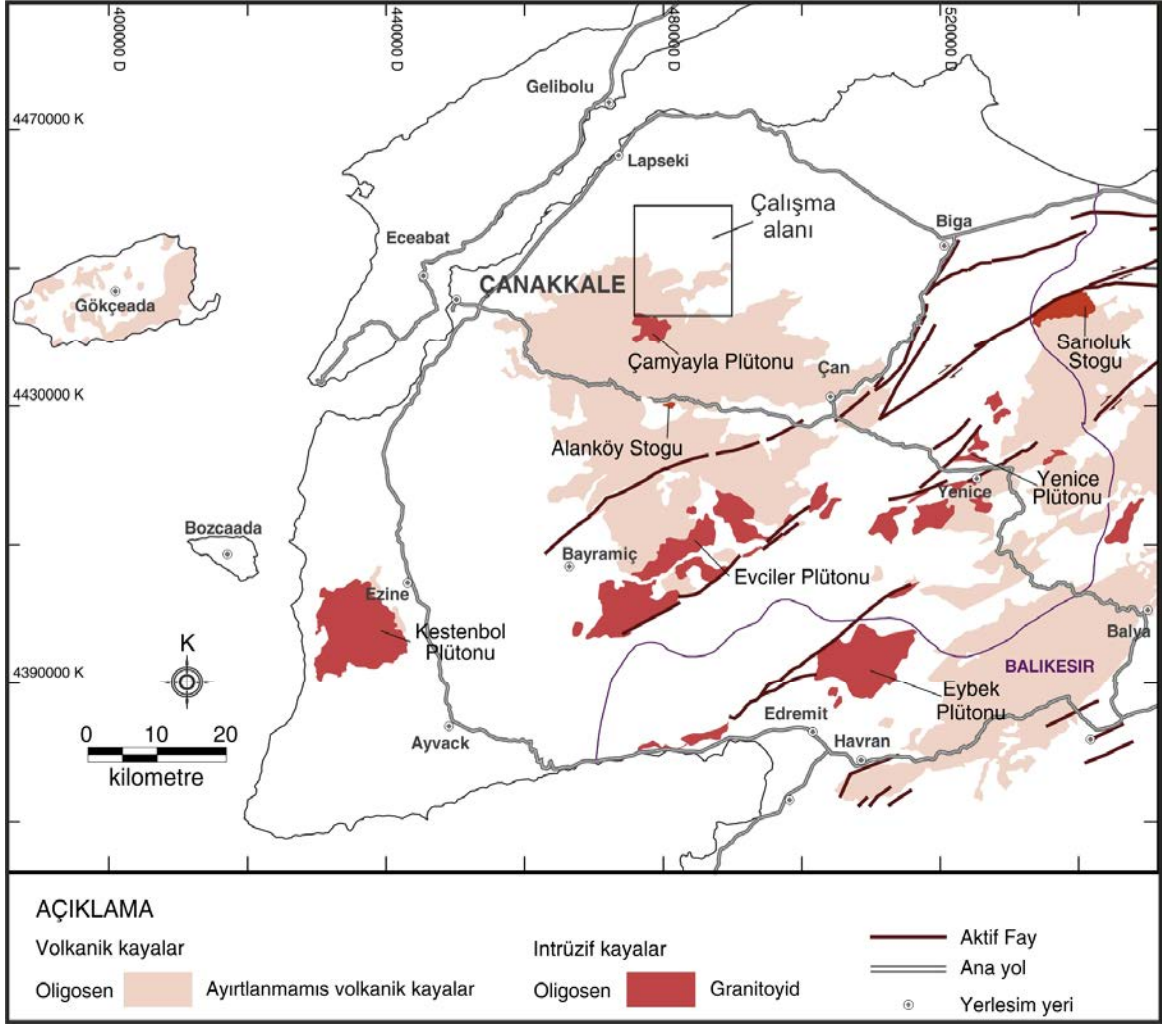
Bu çalışmada Kızıldam-Kırcalar köyü yolu üzerinde, Kızıldam volkanitlerinin lav akıntısı kesiminden alınan örnek üzerinde Ar/Ar yöntemi ile tüm kaya yaş tayini yapılmış ve $35,18 \pm 0,26$ My yaşı elde edilmiştir.

4.1.4.3.5. Deneştirme ve tartışma

Biga Yarımadası'nın Eosen volkanizması aynı dönemdeki plütonizmayı takiben yaklaşık 37 My önce faaliyete geçmiştir. Çalışma alanında haritalanan farklı volkanik fasiyesler, literatürde yapılan önceki çalışmalar dikkate alınarak isimlendirilmiştir. Ancak çoğu isimlendirme Yarımada'nın genelini temsil ettiğinden, birbirinden farklı volkanik fasiyeslerin ve bunların oluşum koşullarının net olarak ortaya konulması açısından çok genel ve yetersiz kalmaktadır. Bu çalışmada volkanik fasiyeslerin ayrımının daha detaylı çalışıldığı alanlarda yeni bazı isimlendirmelere gerek duyulmuştur. Örneğin, Dönmez ve ark., (2005) Beyçayır volkanitlerinden sonra Eosen dönemi için ayırt ettikleri bazik kayaları, Şahinli formasyonu, birimin içerisindeki volkanoklastikler ile yer yer türbiditik çökelleri Bilaller üyesi olarak ayırtlamışlardır. Çalışma alanı içinde Kocabaşlar köyü civarında ve Etili ilçesinin güneyindeki Bilaller ve Cicikler köyleri civarındaki kayaları bu üyeye dahil etmişlerdir. Ancak Etili ilçesinin güneyindeki Bilaller ve Cicikler köyleri civarında gözlenen volkanik kayalar Türkdönmez, (2007) tarafından Çan volkanitlerine ait aglomeralar olarak ayırt edilmiştir. Bu aglomeraların altında Çan volkanitlerinin lav ürünleri, üstünde ise riyolitik bileşimli tüfler haritalanmıştır. Ayrıca aglomeralara ait ürünler Bardakçılar Kaplıcası civarında ufak bir alanda Küçükkuyu formasyonu ile geçişli olarak görülebilmektedir. Dolayısıyla önceki çalışmalarda $34,3 \pm 1,2$ My ve $30,4 \pm 0,7$ My (Erken Oligosen; Ercan ve ark., 1995) olarak bilinen Çan volkanitlerinin ve Alt-Orta Miyosen (Çiftçi ve ark., 2004) olarak belirlenmiş Küçükkuyu formasyonunun stratigrafik konumları da dikkate alındığında bu bölgedeki volkanik ürünler ile Lapseki ilçesi güneybatısındaki Kocabaşlar köyünde gözlenen volkaniklastik kayaların eş değer olmasının mümkün olmadığı görülmektedir.

4.1.5. Oligosen magmatik kayaları

Biga Yarımadası'nda Oligosen dönemi magmatizması plütonik kayalar ve volkanizma ile birlikte gerçekleşmiştir (Şekil 4.46). Özellikle Yarımada'nın güneyinde KD-GB uzanımlı olarak sıralanmış olan plütonlar yer alır. Bunlar: Batıdan doğuya doğru Kestanbol, Evciler, Eybek, Yenice ve Sarıoluk plütonları ile Biga-Çan-Bayramiç-Ezine hattının kuzeyinde yer alan Çamyayla plütonudur.



Şekil 4.46. Biga Yarımadası'nda gözlenen Oligosen magmatik kayaları (MTA, 2002 1/500000'lik haritadan değiştirilerek alınmıştır).

Plütonlar granitten kuvars diyorite değişen kompozisyonlar göstermektedir. Örneğin Kestanbol Plütonu başlıca granit ve kuvars monzonit bileşimlidir. Evciler (Karaköy) Plütonu ise granit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit bileşimlerinde görülmektedir. Biga Yarımadası'ndaki genç granitoidler genellikle Eosen, Oligo-Miyosen

magmatizmalarının ürünüdür. Evciler, Oligosen magmatizmasının, Eybek, Kestanbol ve Yenice, Oligo-Miyosen yaşlı magmatik aktivitelerin ürünlerini oluştururlar (Yiğit, 2012).

Çalışma alanında yapılan detaylı incelemede volkanik birimlerin birbirinden farklı volkanik fasiyesler göstermeleri nedeniyle yeni bazı isimlendirmelere ihtiyaç duyulmuştur.

4.1.5.1. Dededağ volkanitleri

4.1.5.1.1. Tanım ve yayılım

Çalışma alanı içinde en belirgin yükseltilerden birini oluşturan Dededağ (719 m) çevresinde ve batısında gözlenen volkanik ürünler, daha önceki çalışmalarda Paleosen-Eosen yaşlı Akçaalan volkanitleri (Siyako ve ark., 1989) ve Eosen yaşlı Balıklıçeşme volkanitlerinin (Ercan ve ark., 1995) içinde değerlendirilmiştir. Dönmez ve ark., (2005)'e göre Üst Eosen'de Ceylan formasyonu ile eş zamanlı olarak andezitik, riyolitik lav ve piroklastiklerden oluşan volkanik ürünler Orta-Geç Eosen yaşlı Dededağ volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da Dededağ volkanitleri ismi benimsenmiştir.

Dededağ volkanitlerine ait volkanik ürünler çalışma alanının batısında, ileri derecede alterasyonun ve mineralizasyonların etkisinde kalmış, özellikle Dededağı Kocaoluk mevki civarında, Kundakçılar mahallesi ve güneyinde, Koruobası-Kundakçılar mahalleleri arasında, batıdan doğuya doğru sırayla Çürükkelem tepe, Avcı tepe, Kuyutaşı tepe, Palamut tepe, İncirlitaş tepe, Kızılpelit tepe, Yumrutaş tepe, Örencik tepe, Kırılmış tepe, İşaretyanı tepe, Gök tepe ve Kocasivri tepeleri içine alan yaklaşık 35 km²'lik bir alanda lav akıntılarında ve tüflerden oluşmaktadır. Bunların dışında patlamalı volkanizmayı işaret eden piroklastikler, çalışma alanının kuzeybatı köşesinde, Çalılı tepe, Kazıklı tepe, Dede tepe, Kocataştepesi mevki ve Kocabaşlar köyünde, kuzeyde Çamyurt köyü çevresinde, batıda Karaömerler köyü güneydoğusunda, KB-GD uzanımlı olarak iki farklı bölgede yüzeylenir. İlki, Kozaklı tepe, Tarlabası tepe ve Aşağıdüz-Yukarıdüz mevkiilerinde, ikincisi, Yanık tepe, Kuzguntaş tepe, Asmacık tepe, Bozburun tepe ve Bardaklı tepe civarlarında geniş yayılıma sahip tabakalı tüfler yer almaktadır. Ayrıca çalışma alanının geneline dağılmış daha ufak tabakalı tüf mostralalarına Beyçayır-Karamusalar köy yolu üzerinde Kestanetepe mevkiinde, Paşaçayı köyünün kuzeydoğusunda, Ahmetler köyünün kuzeyinde ve Balcılar köyünün batısında Sarptarla tepe civarında rastlanılmaktadır. Tabakalı dasitik tüfler ile sınır geçişleri çok net olmayan, ancak bunlarla ardalanmalı ve üzerinde yer alan piroklastik akma birimleri Katran deresi vadisinde tafoni (tüf yüzeylerinde dışı oyulmuş yayık küresel ya da nadiren küresel şekilli içi boş aşınmış

alanlara denilir; McBride ve Picard, 2000; Şekil 4.62) gibi morfolojik ayrışma şekilleriyle ve Aşağıdüz mevkiinde Kirazoluk deresi vadisi içinde tabaka düzlemleri boyunca ayrıışmış olarak kendilerini göstermektedirler.

4.1.5.1.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanında Dededağ volkanitleri altta çoğunlukla trakidasit ve riyolitik bileşimlerde bulunan lav akıntıları ve riyolitik bileşimli piroklastikler, üstte dasit bileşimde gözlenen tabakalı tüf ve akma birimlerinden oluşan farklı volkanik fasiyesleri içerirler. Birbirinden farklı ve yaygın litolojiye sahip trakidasitik lavlar, riyolitik lav ve tüfler ve dasitik tüflerin saha verileri ve özellikleri aşağıda ayrı başlıklar şeklinde detaylı olarak anlatılmıştır.

Trakidasitik lavlar

Dededağ volkanitlerine ait trakidasitik lavların, altere dış yüzeyleri gri, kırılmış temiz yüzeyleri açık gri renkte görülür (Şekil 4.47). Porfirik doku gösteren lavlarda plajyoklas ve biyotit mineralleri gözle ayırtedilmektedir. Mikro boyutlardaki K-feldispat minerallerini gözle ayırt etmek mümkün olmamıştır.



Şekil 4.47. Dededağ volkanitlerine ait trakidasitik lavların genel görünümü (UTM: 483485 D,4452732 K; Bakışyönü, GB).

Dededağ'ın kuzeyini ve güneyini çevreleyen trakidasit lavlarda düzenli eklem ve çatlak sistemleri gelişmiştir. Ayrıca sütunsal soğuma yapılarını da görmek mümkündür (Şekil 4.48). Bu bölgelerde sarımsı-kahve görülen lavların, temiz yüzeyleri açık gridir. Dededağ volkanitlerine ait trakidasit lavlarında silisleşme oldukça yaygın olarak gözlenir.



Şekil 4.48. Trakidasitik lavlarda gözlenen eklem-çatlak sistemleri ve sütunsal soğuma yapıları (UTM: 484488 D,4450834 K).

Özellikle Dededağ Kocaoluk mevkiinde, Kundakçılar köyünün tamamı ve çevresinde, Kovanlık deresi vadisi içinde, Samantaş tepe, Encekaş tepe ve Gök tepeleri kapsayan çok geniş alanda trakidasit lavlarda silisleşme kendini göstermektedir. Bu bölgelerde kayaya nüfuz eden silisin miktarı, alansal farklılık göstermekle beraber, en yoğun ve yaygın kesimi Dededağ'ında görülmektedir (Şekil 4.49). Bu alan silisleşmiş dom görünümündedir. Ayrıca Dededağ ile Samantaş tepe arasında küçük ölçekli radyal silika daykları da görülebilmektedir. Açık gri-beyaz rengiyle silisin varlığını net olarak ortaya koyan trakidasit lavlar, sert bir yapı sunarlar. Üzerindeki kırılma yüzeyleri genellikle konkoidal olup, düzensiz eklem ve çatlak sistemleri gelişmiştir.

Riyolitik lav ve tüfler

Dededağ volkanitlerine ait riyolit bileşimli lav ve tüfler Dededağ'ın batı kesiminde, Koruobası mahallesinin kuzeyinde ve güneydoğusunda yaygın olarak gözlenmektedir. Porfirik ve yer yer afanitik dokulu riyolit lavları krem, bej ve sarımsı renklere gözlenmektedir (Şekil 4.50). Ayrıca cevherli lavların çevresinde kaolinleşme, kloritleşme ve silisleşme gibi alterasyonları görmek mümkündür. Riyolitler içinde sferulitler mevcuttur ve bunlar, muhtemelen lavın ani soğuması esnasında volkanik camların devitrifiye olarak

sferulitleşmesinden oluşmaktadır. Koruobası ile Kundakçılar mahalleleri arasında Andık deresi boyunca riyoitik lavlarda ileri derecede demirli ve killi alterasyon gözlenir (Şekil 4.51). Bunun yanısıra vadi boyunca devam edildiğinde sıcak akışkan lavların soğuma izlerine rastlanılmıştır (Şekil 4.52).



Şekil 4.49. Dededağı üzerinde gözlenen silisleşmiş trakidasit lavlar (UTM: 484285 D, 4451766 K; Bakışyönü, D).



Şekil 4.50. Kuyutaşı tepenin batı yamacında gözlenen riyoitik lavlarının genel görünümü (UTM: 478614 D, 4452587 K; Bakışyönü, GD).

Çalışma alanında Yumrutaş tepenin kuzeyinde Tesbih deresi içinde ve Kuyutaşı tepenin kuzeybatısında Derin dere içinde cevherleşmenin en yaygın gözleendiği riyolitik lavlarda işletilmekte olan, iki adet maden ocağı yer almaktadır. Ayrıca Andık deresi içinde açılmış boş mağaralar bu bölgede de daha önceden madencilğin yapıldığını göstermektedir. Derin dere ve Tesbih deresi madenlerinde cevher mineralleri olarak kalkopirit, malakit ve nadir olarak galen ve sfalerit görülmektedir (Şekil 4.53). Porfiritik dokulu riyolitik lavlarda cevherleşmeler genellikle dissemine, stockwork, breşik ve masif görülmektedir (Yalçınkaya, 2010).

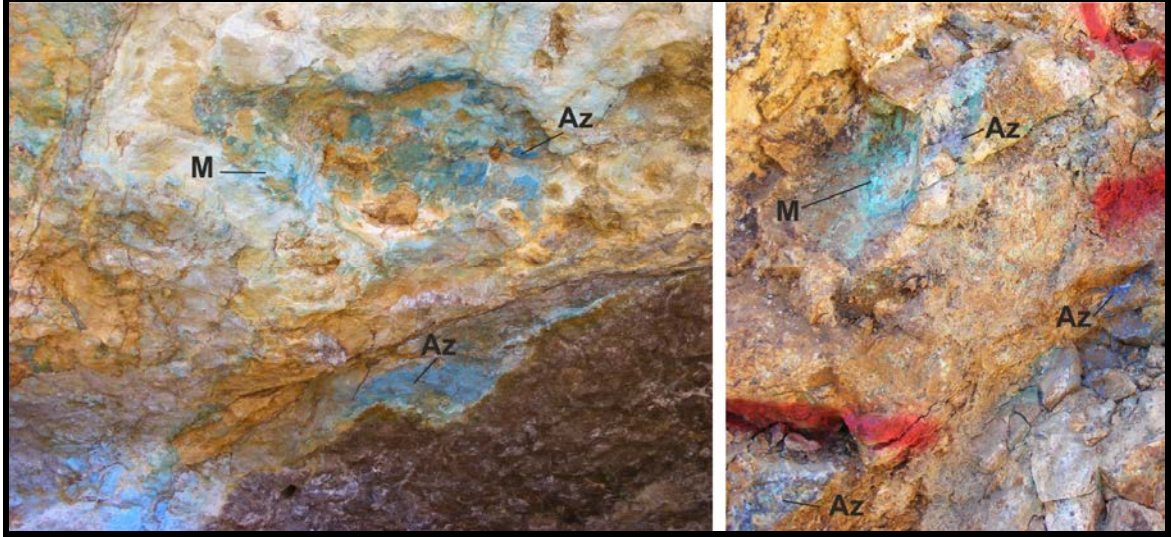


Şekil 4.51. Dededağ volkanitlerine ait riyolitik lavlarda gözlenen demir oksidasyonu ve killi alterasyon (UTM: 484958 D, 4449477 K).



Şekil 4.52. Riyolitik lav akıntılarında gözlenen soğuma izleri (UTM: 482826 D,4449595 K).

Şekil 4.54’de Kızılpelit tepenin batı yamacında daha önceki cevher alımlarını gösteren maden ocakları görülür. Tespihdere Cu yatağı ortaç sülfidasyona sahip epitermal yataktır. Tespihdere madeninde ölçülen sıvı kapanımlar sonucundaki ortalama yüksek homojenizasyon sıcaklıkları (295° C), daha derin bir epitermal sistemi gösterebilir (Yılmaz ve ark., 2010).



Şekil 4.53. Riyolitik lavlarda gözlenen malakit-azurit (bakır mineralleri) mineralizasyonları (UTM: 480514 D, 4452425 K; M: Malakit, Az: Azurit).



Şekil 4.54. Riyolitik lavlarda daha önceden işletilmiş maden ocakları (UTM: 480514 D, 4452425 K; Bakışyönü, D).

Riyolitik tüfler açık yeşil renkli, kloritleşmenin çok yaygın olduğu, masif yapıda, düzensiz bol kırık ve çatlak sistemine sahip, içerisinde 2-15 cm aralığında litik parçaların

yer aldığı piroklastik ürünü oluşturmaktadır (Şekil 4.55a, b). Korudere vadisi içinde tüfler üzerinde normal faylanma görülmektedir. Fay, K79D/70 KB konuma sahiptir (Şekil 4.55c).

Çalışma alanındaki tüf ve lavlar bölgede ekonomik açıdan önemli cevherleşmeler ile doğrudan ilişkili volkanik ürünleri oluşturmaktadır. Yoğun cevherleşmeler riyolitik lavlar içinde görülmekle beraber, masif riyolitik tüfler saçınımlı pirit ve nadir olarak saçınımlı ve çatlak dolgulu kalkopirit cevherleşmesi içermektedirler.



Şekil 4.55. Dededağ volkanitlerine ait masif riyolitik tüflerin genel görünümü (UTM: 480384 D,4450264 K; Bakışyönü, GD).

Dasitik tüfler

Çalışma alanında Kuru dere vadisi ve Karaömerler güneyinde gözlenen riyolitik tüf ve lavlar ile birlikte dasitik tabakalı tüf ve epiklastik akma birimlerinden oluşan volkanik ürünler ilk kez Dönmez ve ark., (2005) tarafından Dededağ volkanitlerine ait Korudere

ignimbrit üyesi olarak çalışılmıştır. Bu çalışmada özellikle Karaömerler köyü güneydoğusundaki tabakalı ve değişik aşınım şekilleriyle gözlenen dasitik tüfler detaylı mineralojik ve petrografik çalışmalar doğrultusunda (bkz. Bölüm 4.1.5.1.3), ignimbrit isimlendirmesinden ziyade Dededağ volkanitlerinin üst seviyesinde yer alan dasitik piroklastik ürünler olarak ele alınmıştır. Tüfler, Dededağ'a yakın çevrede kristalen veya litik, hatta birbirleri ile ardalanmalı olarak görülebilmektedir. Bu volkanik çevreden uzaklaştıkça tüfler vitrik olarak gözlenir. Bunlar genel olarak açık yeşil renkli, tabakalı ve az boşluklu bir yapı gösterirler. Boşluklarında yeşil renkli kloritler, kil ve zeolit minerallerine rastlamak mümkündür. Tabakaları, 1 cm'den metre mertebesine kadar değişik kalınlıklarda gözlenebilir. Kristalen tüflerde kuvars, plajyoklas ve biyotit kristalleri gözle ayırtdılır.

Çamyurt köyü güneyinde Ulu dere vadisi içindeki tuf mostraları kristalen ve litik tuf ardalanması şeklinde gözlenmektedir. Kristalen tüflerde ince-orta tabakalanma görülürken, litik tüfler hafif tabakalı yada masif olarak görülmektedir (Şekil 4.56). Bu bölgede tüfler K27B/23GB tabaka konumuna sahiplerdir. Kocabaşlar köyünün kuzeybatısında yer alan Kazıklı tepe ve Çamyurt köyü içinde tüfler sırasıyla K55D/11GD ve K51D/7GD olmak üzere yataya yakın tabaka konumu gösterirler (Şekil 4.57).



Şekil 4.56. Ulu dere vadisi içindeki kristalen ve litik tuf ardalanması (UTM: 486881 D, 4458056 K; Bakışyönü, B)

Dönmez ve ark., (2005) tarafından çalışma alanına yakın bölgedeki Kazmalı köyünün güneydoğusundaki vitrik tüfler, Ceylan formasyonunun türbiditik çökelleriyle ara katkılı olarak gözlenen Kazmalı tuf üyesi olarak ayırılmıştır. Bu çalışmada ise bu vitrik tüfler Dededağ volkanitlerinin dasitik tüfleri ile birlikte ele alınmıştır. Çünkü bu tüflerin piroklastik bir akıntı sürecinin devamını oluşturdukları düşünülmektedir. Muhtemelen Dededağ volkanizmasının gerçekleştiği Dededağ ve çevresindeki tabakalı tuf ürünleri kristalen ve litik parçalara sahip iken, volkanik çevreden uzaklaştıkça daha ince ve küçük malzeme hava yolu ile uzaklara taşınmış olabilir. Ayrıca o dönemdeki sulu ortamında etkisi düşünülecek olursa su ile taşınan piroklastik malzemelerde, kaba partiküller volkanizmanın gerçekleştiği bölgeye daha yakın, camsı partiküllerde hafif yoğunluklarından ötürü daha uzaklara taşınmış olmalıdırlar. Çalışma alanının kuzeybatı köşesindeki Kocabaşlar köyünden itibaren güney doğuya doğru tabakalı dasitik tüflerdeki yaklaşık tabaka konumları, tane boyu azalması ve kristal-litik tüflerin vitrik tüflere geçişi bunun bir göstergesi olabilir.



Şekil 4.57. a) Kocabaşlar (Kazıklı tepe) çevresinde (UTM: 482423 D, 4459232 K; Bakışyönü, KB), b) Çamyurt köyü çevresinde gözlenen dasitik tabakalı tüfler (UTM: 486337 D, 4459559 K).

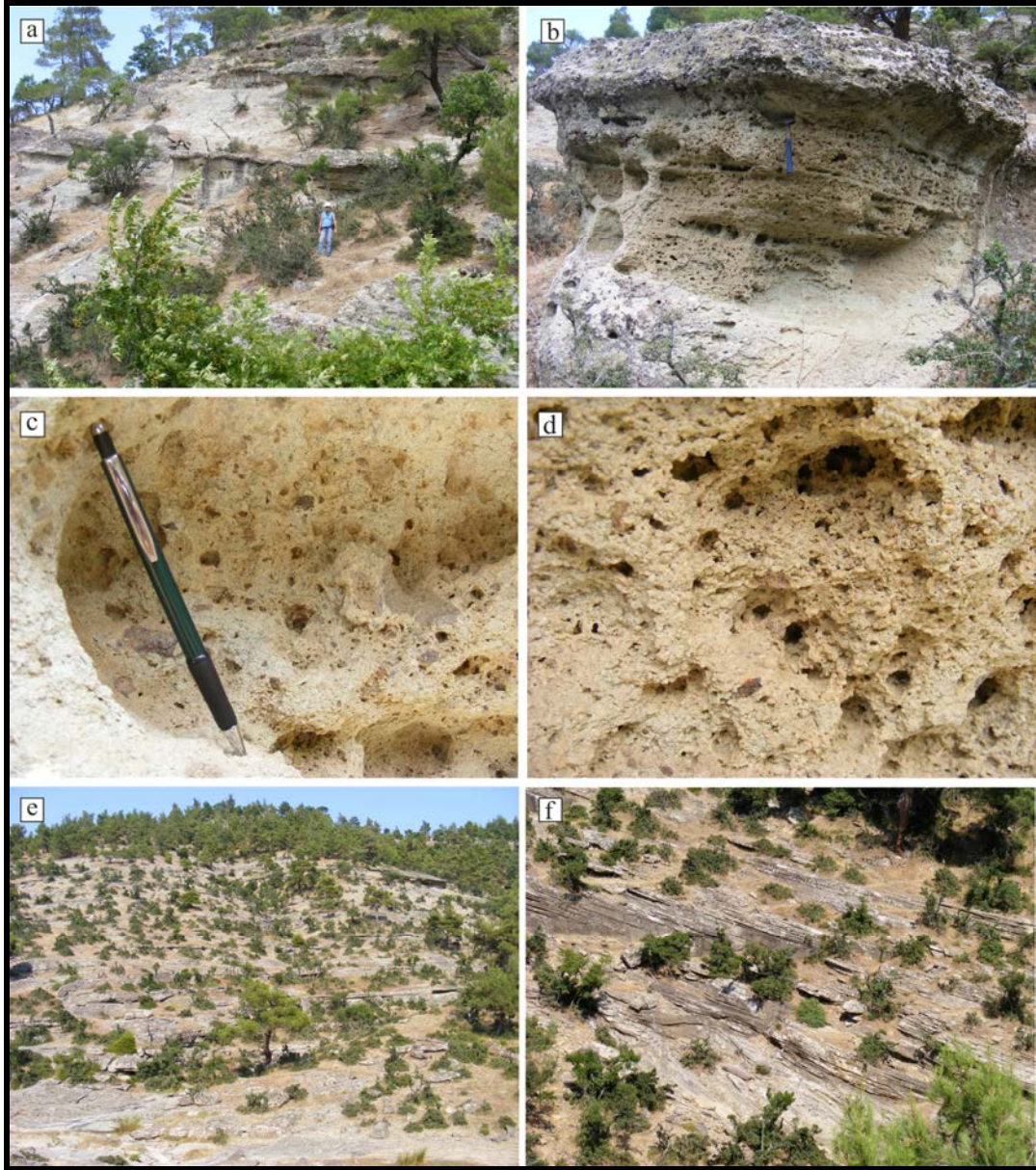
Çalışma alanının dışında Kazmalı güneydoğusunda, dasitik tüflerin devamı olarak gözlenen vitrik tüflerin altere yüzeyi sarımsı-kahve renkli, temiz yüzeyleri açık yeşil renklidir (Şekil 4.58). Bu tüfler üzerinde birbirine paralel ve/veya gelişmiş bol eklem ve çatlak sistemleri mevcuttur. El örneklerinde gözle ayırtedilebilen mineraller bulunmamaktadır. Kendi içinde kırıklı olduğu gözlenen tüfler, bu görüntüleri ile siltaşlarına benzerler. Bu bölgede K36B/9GB tabaka konumuna sahiplerdir.



Şekil 4.58. Kazmalı güneydoğusunda gözlenen tabakalı vitrik tüfler (UTM: 501070 D, 4454209 K; Bakışyönü, K).

Dededağ volkanizmasının üst seviyesinde tabakalı dasitik tüfler ile birlikte ardalı olarak gözlenen epiklastik akma birimleri, Karaömerler köyünün doğusunda, Kirazoluk deresi içinde görülürler. Ayrıca tüfler ile birlikte bu bölgede peri bacalarına benzer erozyonel ayrışım yapıları geliştirmişlerdir (Şekil 4.59a, b). Üst kısımlarda bir tüf seviyesi ve hemen altında ayrışmanın kolay gerçekleştiği, iyi tutturulmamış zayıf bir epiklastik seviye yer alır. Bu seviye yakından incelendiğinde birbirinden kolayca ayrılıp kopabilen bol miktarda plajiolit minerali ve 0-5 cm arasında değişik boyutlarda litik kaya parçaları içerdiği gözlenmiştir (Şekil 4.59c, d). Bu malzeme içinde pümis içeriğine

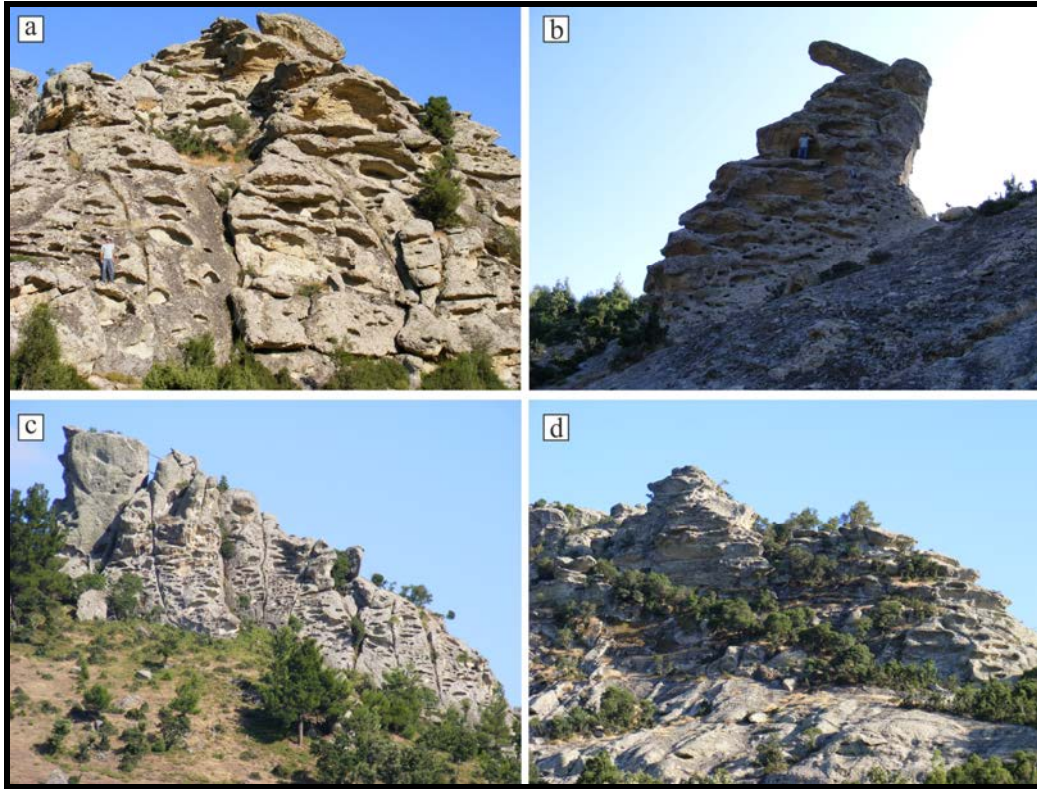
rastlanılmamıştır. Ayrıca karbonat çimentonun varlığı, oluşumlarının karbonat çözeltisi barındıran bir su ortamında olduğunu da işaret etmektedir. Çalışma alanı içinde dasitik tüflerin gözleendiği çevrede ve yayılım gösterdiği başka hiçbir alanda epiklastik akma birimlerine ve bu şekildeki yapılara rastlanılmamıştır. Dönmez ve ark., (2005), bu bölgede yaptıkları incelemede, bu akma biriminde kaynaklanmanın gelişmemiş olmasını, ısının muhtemelen su ortamında hızlı düşmesinin neden olabileceğini belirtmişlerdir.



Şekil 4.59. Kirazoluk deresi içinde Dededağ volkanitlerinin üst seviyesinde gözlenen a-b) erozyonel ayrışım yapıları, c-d) epiklastik akma biriminin yakından görünümü, e-f) dasitik tabakalı tüflerin genel görünümü (UTM: 483215 D,4454332 K).

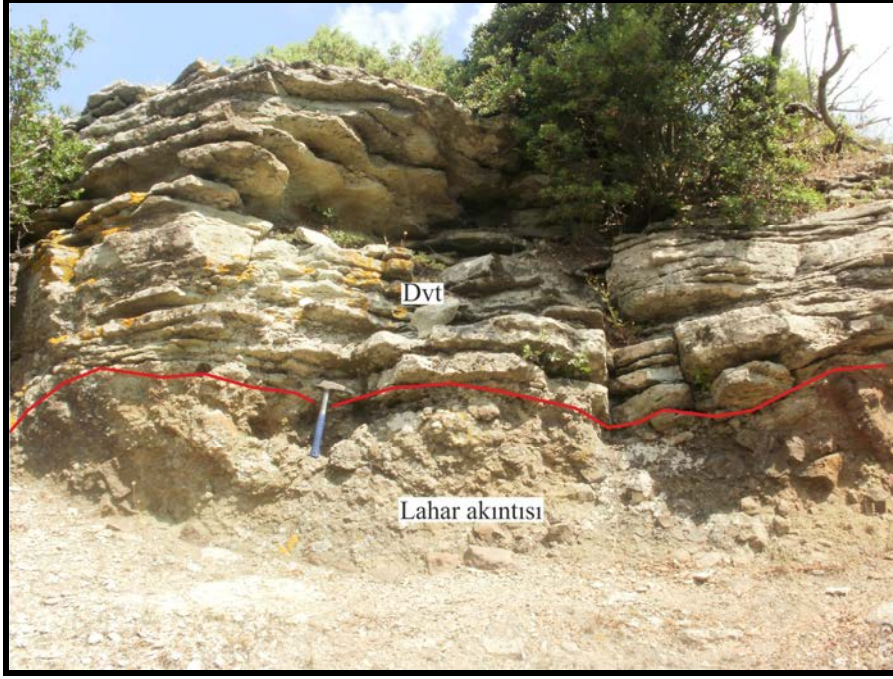
Sarımsı krem renkli gözlenen bu istif kırıldığında açık yeşil renkte görülür. Kolay ayrışmadan dolayı bu çökel seviyelerde irili ufaklı boşluk oranları oldukça fazladır. Üst kısımdaki tuf seviyelerinde ise boşluk gözlenmez. Tuf tabakaları arasındaki epiklastik akma birimlerinin kalınlıkları 50-150 cm arasında değişir. Kirazoluk deresinden daha güneye doğru inildikçe bu seviye kaybolur ve tekrar ince tabakalı tuf seviyelerine geçer (Şekil 4.59e, f). Bu bölgedeki tabakalı dasitik tüfler ile akma birimleri K72B/6GB, K70B/25GB tabaka konumlarına sahiplerdir.

Karaömerler köyü batısında Katran dere vadisi boyunca tabaka gözlenmeyen dasitik tüfler ilginç aşınım şekilleri (tafoniler) göstermektedirler (Şekil 4.60). Tafoni, Yunanca'da mezar anlamına gelen "taphos" kelimesinden gelmektedir. Çoğu tafoni, tam bir küre hacminin yaklaşık % 70 ini oluşturan içe doğru eğimli duvar, tavan ve bir tabana sahip oyuk şekillerdir. Kaya yüzeyindeki bu oyuklar cm ölçeğinden metre boyutlarına kadar değişik ebatlarda olabilirler. Taban alanları genellikle düz yüzeylidir, aynı zamanda duvardan ve tavandan kopan taneler çatlaklara ve tabana birikmiş olarak gözlenebilir.



Şekil 4.60. Dededağ volkanitlerine ait tüfler üzerinde gözlenen tafoniler a-b) UTM: 480726 D, 4454973 K; Bakışyönü, GB, c-d) UTM: 480611 D, 4455070 K; Bakışyönü, GD.

Dededağ volkanitlerine ait lav ve tüf birimlerinin Kızıldam volkanitleri ile dokanakları oldukça yaygındır (Şekil 4.42). Örneğin, Kocabaşlar köyü güneyinde, Dede tepenin güney yamacında tabakalı dasitik tüfler uyumsuz olarak Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntılarının üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.61). Ayrıca yine Karaömerler köyü batısında, Dededağ volkanitlerine ait tüfler Kızıldam volkanitlerinin akma breşleri üzerinde gözlenmektedir. (Şekil 4.62).



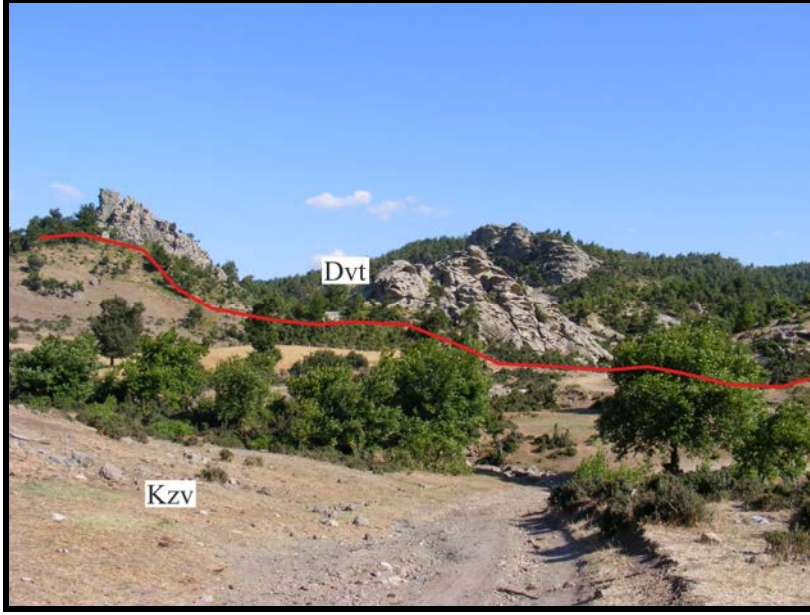
Şekil 4.61. Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntısı üzerinde yer alan tabakalı kristalen tüfler (UTM: 482358 D, 4457995 K; Bakışyönü, KD; Dvt: Dededağ volkanitlerine ait dasitik tüfler).

4.1.5.1.3. Mineralojik-petrografik özellikler

Dededağ volkanitlerini oluşturan asidik bileşimdeki volkanik ürünler trakidasit, dasit ve riyolit bileşimlerindedir. Farklı bileşimlerdeki lav ve piroklastikler yapılan ince kesit çalışmalarında mineralojik bileşim ve dokuları yönünden kolaylıkla ayırtedilebilir.

Trakidasitik ve dasitik lavları oluşturan kayaların tamamı hipokristalen porfirik veya hyalo-porfirik dokular göstermektedirler. Plajyoklas, sanidin, kuvars, biyotit ve hornblend kayacın ana mineral bileşimlerini oluştururlar (Şekil 4.63). Kayaların içinde gözlenen kuvars fenokristalleri bu lavları andezit bileşimlerden farklı kılar. Lavlarda hamur malzemesi (%60-75) fenokristallere oranla çok olup, volkanik camın yanı sıra mikrolitler

ve mikro kristallerden oluşur.



Şekil 4.62. Kızıldam volkanitleri üzerinde gözlenen Dededağ volkanitlerine ait tüfler (UTM: 480640 D, 4455356 K; Bakışyönü, G; Dvt: Dededağ volkanitlerine ait dasitik tüfler).

Plajioklaslar, kayaç içinde orta-iri taneli fenokristal ve hamurda mikrolit olarak yer alır. Kristaller özşekilli ve yarı özşekillidir. Çoğunlukla polisentetik ikizlidir, zonlu olanlarına nadir rastlanılmıştır. Tek nikelde renksiz, çift nikelde 1.diziye ait gri, beyaz girişim renkleri gösterirler. Ayrıca bazı kesitlerde plajioklas fenokristalleri, magma korozyonundan kaynaklanan kemirilmeye maruz kalmışlar ve dengeye ulaştıktan sonra yeniden büyümüşlerdir (Şekil 4.63c). Dolayısıyla iki evreli bir kristallenmeden ya da kristallenme devam ederken magmanın hızlı hareketinden bahsedilebilir.

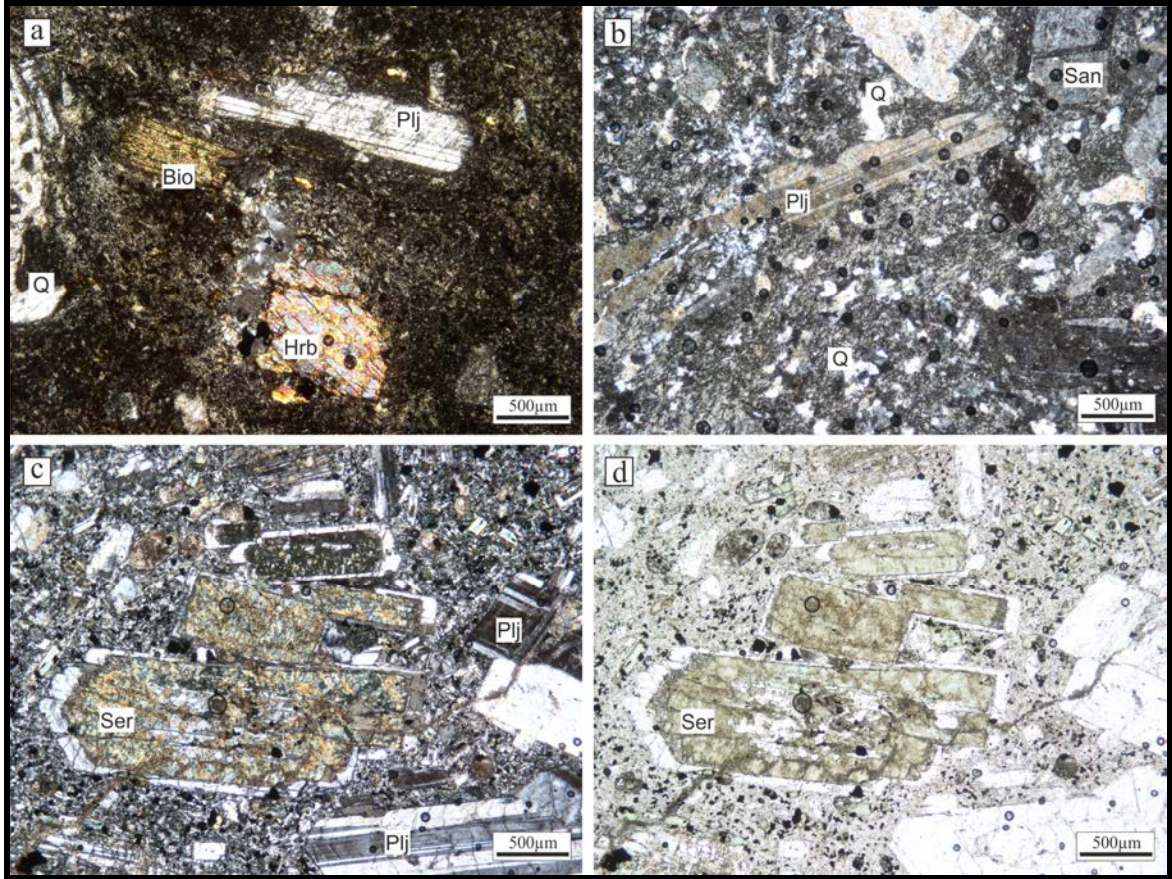
Sanidin mineralleri özşekilli ve yarı özşekilli fenokristaller halinde gözlenir. Tek nikelde renksiz, orta optik engebeye ve çift nikelde gri renkleri ile paralel sönmeye sahip alkali feldispat mineralidir.

Kuvarslar, özşekilsiz ve yuvarlağımsı, orta-iri taneli ve hamurda mikro kristaller olarak gözlenirler. Fenokristal olarak görülen kuvarsların bir kısmında kenarlarından itibaren yenme-kemirilme dokusu (körfez doku) gelişmiştir (Şekil 4.63a). Kuvarslardaki bu yenme-kemirilme dokusu iki şekilde oluşabilmektedir. Magmanın yüzeye doğru yükselmesi sırasında basınçtaki azalma ve sıcaklıktaki artma nedeniyle gelişen korozyon

veya dengesiz ilksel büyüme ile gelişebilmektedir (Donaldson ve Henderson, 1988; Vernon, 2004).

Hornblend mineralleri kayaç içinde az oranda orta taneli fenokristaller olarak bulunmaktadır. Genellikle özşekilsiz ve yarı özşekillidirler. 2. dizi sarı, mavi, turuncu girişim renkleri, çift yönde baklava şeklindeki dilinimleri ve yeşil kahverengi tonlarındaki pleokroizmaları ile kolaylıkla diğer minerallerden ayırtedilebilirler.

Biyotit mineralleri özşekli ve yarı özşekli, çubuksu fenokristaller olarak yer alır. Tek nikelde kahve rengi tonlarındaki pleokroizmaları, yüksek optik engebeleri ve tek yönlü dilinimleri ile birlikte çift nikeldeki kahve-turuncu renklerde girişim renkleri ve paralel kuş gözü sönmeleri tipiktir. Bazı biyotit minerallerinde nadirde olsa deformasyondan kaynaklı hafif kıvrımlanmalar gözlenmektedir (Şekil 4.63a). Kenarları ve dilinim izleri boyunca opaklaşmış ve kloritleşmiş kristallerine rastlanılmıştır.



Şekil 4.63. a-b) Dededağ volkanitlerine ait trakidasit ve dasit lavların incekesit görüntüleri (ÇN), c-d) Plajioklas mineralleri üzerinde gözlenen serizitleşme (ÇN-TN), (Plj: Plajioklas, Hrb: Hornblend, Bio: Biyotit, San: Sanidin, Q: Kuvars, Ser: Serizit).

Opak mineraller genelde hamurda düzensiz taneler ve/veya plajioklas minerallerinin içerisinde inklüzyonlar şeklinde gözlenirken, mafik minerallerin yaygın görüldüğü kesitlerde hornblend veya biyotitin kenarlarında yer alırlar. Hornblend ve biyotit gibi mafik minerallerin az görüldüğü dasit örneklerinde kloritleşmenin ileri derecede olduğu söylenebilir. Ayrıca bazı plajioklas fenokristallerinde alterasyondan ileri gelen ikincil olarak gelişmiş serizitleşme görülmüştür (Şekil 4.63c, d).

Dededağ volkanitlerine ait bölgedeki riyolitik lavlar ve tüfler, dasitik lavlardan kuvars minerallerinin bolluğu ve mafik minerallerin çok az görülmesiyle ayrılabilir. Başlıca fenokristalleri kuvars, sanidin, plajioklas ve nadiren biyotit mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 4.64a, b). Özellikle tüflerde volkanik camın fazla görüldüğü hamur malzemesi hyalopilitik dokuyu işaret eder. Bazı kesitlerdeki gelişmiş güzel dağılmış kuvars ve plajioklas mikrolitleri de intersertal dokuyu gösterirler.

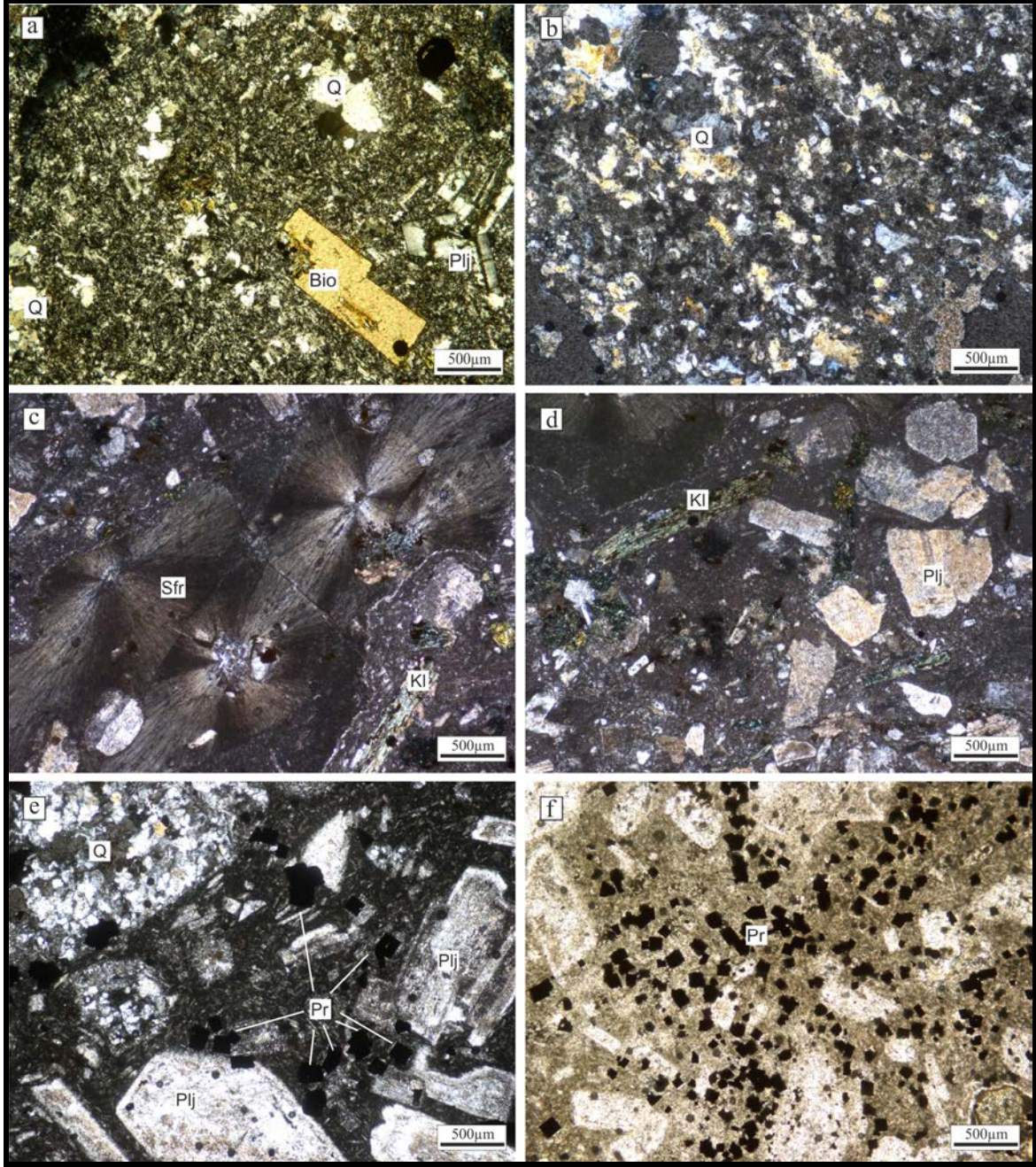
Kuvars mineralleri özşekilsiz mikro ve orta taneli kristaller şeklinde kayanın geneline dağılmış olarak gözlenirler. Plajioklaslar, yarı özşekilli orta taneli fenokristaller şeklinde ve hamur içinde mikrolitler olarak görülür.

Biyotit, riyolitik lavlarda gözlenen tek mafik mineraldir. Bir çoğu kloritleşmiştir (Şekil 4.64c, d). Alterasyondan etkilenmeyen kristallerinde öz şekilli, kahve rengi-turuncu girişim renkleri, tek yöndeki dilinimleri, kuvvetli pleokroizmaları ve yüksek rölyepleri ile tanınmaktadırlar (Şekil 4.64a).

Riyolitik lav örneklerinin bazılarında devitrifiye olmuş volkanik camların ışınal sferulitleri oluşturduğu görülmüştür (Şekil 4.64c).

Cevherleşmenin görüldüğü riyolitik tuf örneklerinde ise opak mineral olarak görülen özşekilli pirit kristalleri yaygın şekilde izlenmektedir (Şekil 4.64e, f). Bir çok pirit kristali hamur içinde gelişmiş güzel dağılmış olarak bulunur.

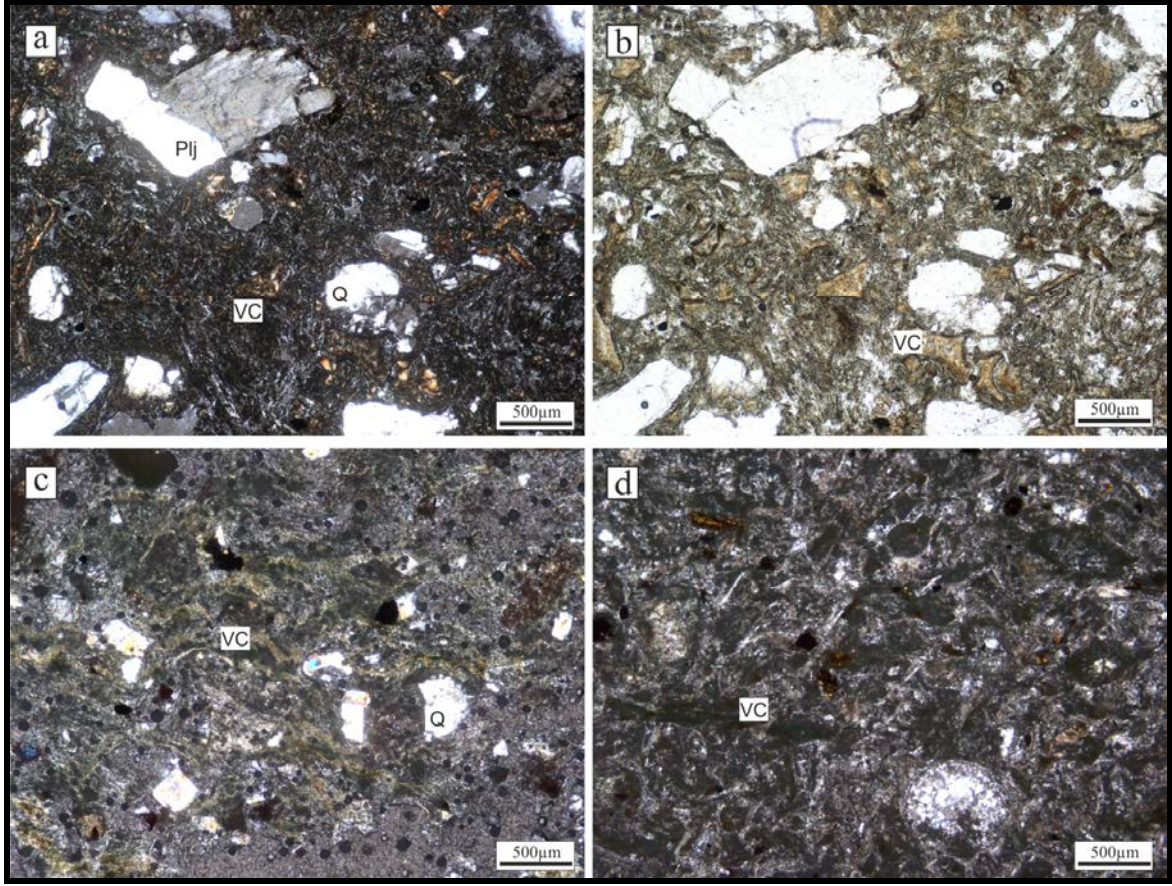
Tabakalı dasitik tüflerde yapılan ince kesit çalışmalarında litik parçalarla birlikte kristalen ve vitrik tüfler ön planda yer alırlar. Kristalen tüflerde plajioklas, kuvars mineralleri ve az orandaki litik parçalar ana bileşenleri oluştururlar (Şekil 4.65a, b). Toplam kristal oranı hamur oranının 1/3'ünü geçmez. Ayrıca volkanik camda tek nikelde yeşil renkleri ile ayırt edilen klorit minerallerinin, kayacın makro örneklerindeki açık yeşil renge katkısı olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.64. a-b) Dededağ volkanitlerine ait riyoitik lavaların incekesit görüntüleri (ÇN), c) Riyoitik tüflerde gözlenen sferulitler (ÇN), d) riyoitik tüflerde ikincil olarak gelişen klorit mineralleri (ÇN), e-f) riyoitik tüflerinde gözlenen pirit mineralizasyonu (e, ÇN; f, TN), (Plj: Plajoklas, Q: Kuvars, Bio: Biyotit, Kl: Klorit, Sfr: Sferulit, Pr: Pirit).

Vitrik tüflerde, mikro kristaller halindeki kuvars mineralleri seyrek olarak volkanik cam hamur içinde dağılmış olarak gözlenir. Volkanik cam da ise belirgin bir akma dokusu görülmektedir (Şekil 4.65c, d). İzotrop olan volkanik cam tek nikelde renksiz, çift

nikoldeki siyah görüntüsü ile hemen ayırtedilmektedir. Yine kloritleşmenin gözleendiği volkanik cam içinde mikro boyutta litik parçalara ve opak minerallere rastlanılmıştır.



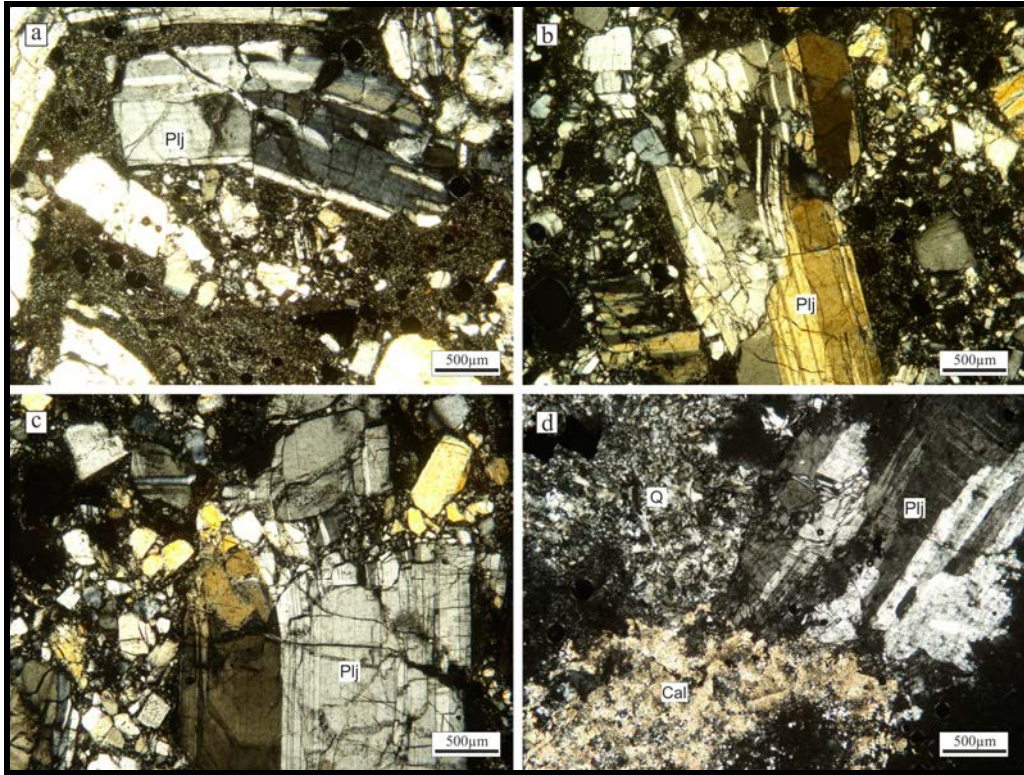
Şekil 4.65. a-b) Dededağ volkanitlerindeki kristalen dasitik tüflere ait incekesit görüntüleri (ÇN), c-d) vitrik tüflere ait incekesit görüntüleri ve akma dokuları (ÇN), (Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, VC: Volkanik cam).

Dededağ volkanitlerine ait Karaömerler köyünün doğusundaki Kirazoluk vadisi içinde tabakalı dasitik tüfler ile aralanmalı görülen epiklastik akma birimlerinde gerçekleştirilen petrografik çalışmalarda, muhtemelen akış esnasındaki deformasyonlardan kaynaklanan kırılmış ve parçalanmış fenokristaller bulunmaktadır. Akma birimlerinin bulunduğu bölgede herhangi bir tektonik faaliyet gözlenmediği için bu deformasyonlar tektonik kökenli olarak sınıflandırılmamıştır. Vernon (2004), bu süreci kırılma ve sürtünme prosesleri ile oluşan kataklastik akma olarak isimlendirmiştir. Epiklastik akma birimlerinde bol miktarda plajiyoklasın iri ve mega kristalleri yer almaktadır. Litik parçaların yanı sıra, mikro kristalen kuvars mineralleri de dikkate değer miktarlarda

bulunur. Bu kayalarda tanelerin birbirine göre göreceli hareketi sonucunda oluşan kırılmalar söz konusudur.

Plajiyoklas fenokristalleri volkanik camdan oluşan hamurunun içinde kırılmış ve parçalanmış olarak görülür (Şekil 4.66a, b, c). Fenokristallerden kopan parçalar mikro ve orta kristaller şeklinde dağılmış olarak gözlenir.

Akma birimini oluşturan mineraller arasında büyük boşluklar bulunmaktadır. Bu boşluklarda ikincil olarak gelişmiş mikro kuvars ve kalsit mineralleri ile dolmuştur (Şekil 4.66d).



Şekil 4.66. Epiklastik akma birimlerinde gözlenen plajiyoklas fenokristallerindeki kırılma deformasyonları (brittle deformation), ÇN, (Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, Cal: Kalsit).

4.1.5.1.4. Oluşum ortamı ve yaş

Siyako ve ark., (1989), Ercan ve ark., (1995), Dönmez ve ark., (2005) Dededağ volkanitlerini de içine alan çalışmalarında, gerek stratigrafik gerekse yetersiz jeokronolojik verilerden dolayı bu volkanik ürünleri Eosen yaşlı olarak sınıflandırmışlardır. Hatta, Bozkaya ve Gökçe (2009) çalışmalarında bu volkanitlerin yaşını Miyosen'e kadar çıkarmaktadırlar. Ancak bu çalışma ile alterasyondan daha az etkilenmiş görülen

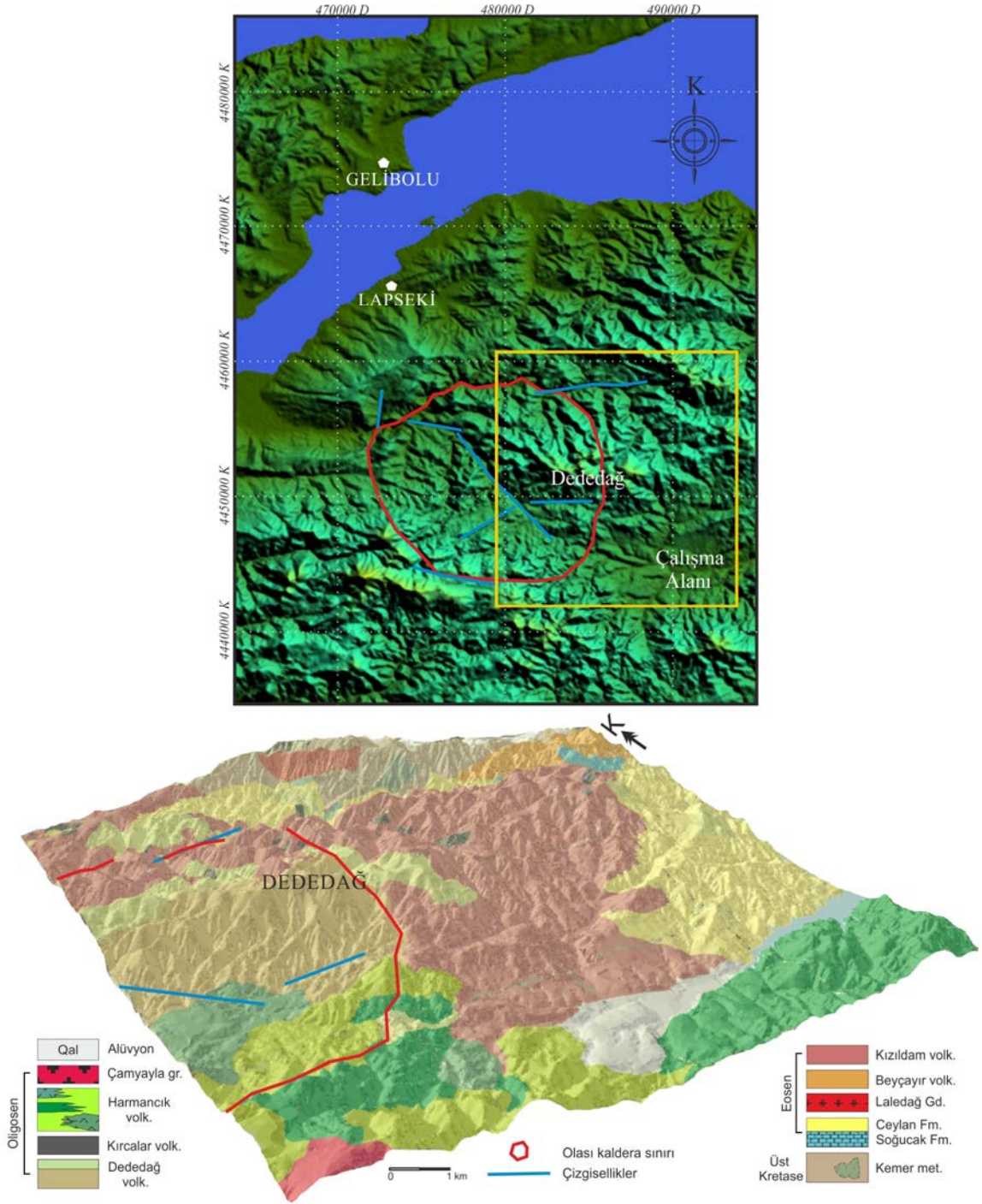
trakidasitik lavlardan Ar/Ar yöntemi ile biyotit mineralinden elde edilen jeokronolojik yaş verisi doğrultusunda $32,78 \pm 0,04$ (Erken Oligosen) yaşı bulunmuştur.

Ercan ve ark., (1989), Biga Yarımadası'ndaki volkanizmadan bahsederken Oligosen döneminde bölgenin tamamen karasallaşmış olduğu belirtmişlerdir. Arazi verileri ile litolojik bulgular, Eosen'den Oligosen'e geçerken var olan Dededağ volkanizmasının oluşumunun karasal ortamda gerçekleşmiş olabileceğini göstermiştir.

Yalçınkaya (2010), Dededağ'ın batısında bulunan Koru madeni ile ilgili yaptığı çalışmasında, uydu görüntülerinden görüntü işleme analizi ile, bu maden sahasının ve çevresindeki cevherleşmenin, çapı yaklaşık 10 km olan dairesel şekildeki bir kaldera yapısının içinde yüzeyleşmiş olduğunu belirtmiştir. Olası kaldera sınırları, Şekil 4.67'da üç boyutlu yükseklik modeli ve jeoloji haritası üzerinde görülmektedir. Bu çalışma kapsamında detaylı olarak incelenmeyen bu kalderanın Dededağ volkanizmasının çıkış merkezi olabilme ihtimali göz ardı edilmemiştir.

4.1.5.1.5. Deneştirme ve tartışma

Biga Yarımadası'nda Oligosen magmatizması gerek plütonik gerekse volkanik ürünler bakımından yaygın yüzleklere sahiptir. Dönmez ve ark., (2005) tarafından Eosen volkanizması olarak ele alınan Dededağ volkanitleri, bu çalışmada elde edilen jeokronolojik veri doğrultusunda Alt Oligosen olarak tespit edilmiştir. Aynı yazarlar tarafından Dededağ volkanitleri olarak incelenen, andezitik, riyolitik lav ve piroklastik kayalar ile birlikte egemen olarak ignimbiritlerden oluşan volkanik topluluk, Hacıbekirler üyesi, Kazmalı tuf üyesi ve Korudere ignimbirit üyesi olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Hacıbekirler üyesi, Etili-Hacıbekirler köy yolu ayrımı ve Karaömerler kuzeyinde, andezit, Hacıbekirler köyü güneyinde altere riyolit ve Osmanlar köyü yakınlarında lahar akıntıları ile tarif edilmektedir. Bu üyeye ait volkanik ürünler çalışma alanının dışında yer almaktadır. Kazmalı tuf üyesinin, Kazmalı köyü güneyinde yeşil-mavimsi renkli tüflerden oluştuğu belirtilmiştir. Ancak çalışma alanının Kocabaşlar, Çamyurt köyleri ve Karaömerler köyünün güneyi ve güneydoğusundaki tüflerin tamamı yeşilimsi mavi renklerde gözlenmektedirler. Korudere ignimbirit üyesi, Korudere, Osmanlar köyü, Hacıbekirler köyü ve Saraycık köyü civarında su ortamında (denizel) depolanmış ignimbirit akıntıları olarak ele alınmıştır. Eosen'de denizel havza içerisinde aktif olan volkanik aktivite sırasında oluşan sıcak piroklastik akıntı birimleri olarak ayırt edilmiştir.



Şekil 4.67. Dededağ volkanizmasının gerçekleştiği Yalçınkaya (2010) tarafından önerilen olası kaldera sınırı.

Bu çalışmada Kazmalı tüf ve Korudere ignimbrit üyeleri, su ortamında oluşum koşullarının aynı olması ve net olarak sınır ilişkilerinin ayırt edilememesinden dolayı dasitik piroklastikler olarak Dededağ volkanitlerinin en üst volkanik fasiyesini

oluşturmaktadırlar. Bozkaya ve Gökçe (2009) Kuru madeni çevresinde yaptıkları çalışmada, Dededağ'ın kuzeybatısındaki Kırılmış tepe civarını Miyosen yaşlı Dededağ dasiti, Kırılmış tepenin batısından itibaren Tesbih deresi ve Derin dereleri içine alan bölgeyi Oligosen yaşlı, trakitik, latitik, dasitik ve riyodasitik bileşimli tuf ve aglomeralardan oluşan Adadağı piroklastikleri olarak haritalamışlardır. Ancak bu çalışmada Adadağı piroklastikleri olarak ayrılan birimin, dasitik lavların üzerinde yer aldıkları görülmüştür.

Dededağ volkanitleri üzerine yapılan önceki çalışmalar göz önüne alındığında ve gerçekleştirilen jeokronolojik veriler doğrultusunda volkanik ürünlerin Dönmez ve ark., (2005)'de bahsedildiği gibi Eosen, Bozkaya ve Gökçe (2009)'da bahsedildiği gibi Miyosen yaşlı değil, Erken Oligosen dönemi volkanizmasının ürünleri oldukları söylenir.

4.1.5.2. Kırcalar volkanitleri

4.1.5.2.1. Tanım ve yayılım

Kırcalar volkanitine ait bazaltik andezit ve bazalt nitelikli volkanik kayalar, Ercan ve ark., (1995) ve Yılmaz, (2004) tarafından yapılan çalışmalarla karşılaştırıldığında Kirazlı volkanitlerinin bir bölümüne eş değer sayılabilir. Dönmez ve ark., (2005), tarafından bazik nitelikli bu kayalar, Eosen volkanitleri içinde Şahinli formasyonu olarak bahsedilmiştir. Ayrıca çalışma alanı dışında yer alan Erdağ volkanitleri ile de litolojik benzerlikleri söz konusudur. Söylemezoğlu (2009) ise, çalışma alanına yakın bölgede gerçekleştirdiği incelemelerinde, bu volkanik üniteye benzer bazaltik andezit kayalarını, Dedeler bazaltik andeziti adı altında incelemiştir.

Bazalt ve bazaltik andezit bileşimlere sahip kayalar için en yaygın mostralarının Kırcalar köyü çevresinde bulunan yüzeylemeleri dolayısıyla bu çalışmada Kırcalar volkanitleri ismi uygun görülmüştür.

Çalışma alanında bu birime ait yüzlekler birbirinden kopuk farklı bir çok alanda haritalanmışlardır. En geniş mostraları batıdan doğuya doğru Şahinli köyü güneydoğusunda Kadinkaya tepe çevresinde, Karaömerler köyünün doğusunda, Çamyurt köyünün güneyinde Kocatarla ve Çam tepeleri arasında kalan yamaçlar boyunca, Kırcalar köyünün kuzeybatı ve güneyinde geniş alanlarda ve Beyçayırı-Karamusalar köy yolu üzerinde Dede tepe üzerinden güneybatıya doğru mostraları gözlenmektedir. Bu bölgelerdeki kısmen büyük mostralarının yanı sıra metre mertebesindeki dayklar şeklinde de bir çok alanda kendilerini gösterirler.

4.1.5.2.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Kırcalar volkanitleri çoğunlukla bazaltik andezit ve daha az bazalt bileşimli volkanik kayalardan oluşmaktadır. Bu lavlar, arazideki mostralarında farklı oluşum şekillerinde görülürler. Genel olarak silller (Şekil 4.68a,b,c), çatlak çıkışlı lav yüzeylemeleri (Şekil 4.68e), besleme daykları, masif akışlar ve soğan zarı tipi ayrışmalar (eksfoliasyon) şeklinde gözlenmektedirler (Şekil 4.68d).



Şekil 4.68. a-b-c) Kırcalar volkanitlerinin çalışma alanında gözlenen silller şeklindeki görünümleri (a, b; UTM: 479103 D, 4459023 K; Bakışyönü, K), (c; UTM: 489828 D,

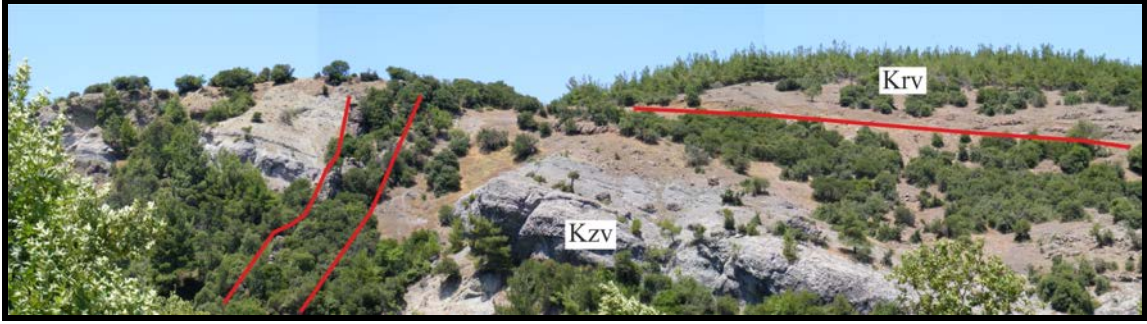
4453989 K) d) bazaltik andezit lavlarında gözlenen soğan zarı ayrışma (eksfolyasyon) (UTM: 482143 D, 4461100 K) e) Kırcalar volkanitlerinin çatlak çıkışlı lav akıntıları (UTM: 495176 D, 4454175 K; Bakışyönü, GB) (Krv: Kırcalar volkaniti, Kzv: Kızıldam volkaniti).

Sarımsı-kahve altere rengine sahip kayaların temiz yüzeyleri siyah renklerde gözlenir (Şekil 4.69). Çoğunlukla afanitik dokuda, siyah renkli hamura sahiptir. Ancak bazı örneklerinde siyah hamur içerisinde iri piroksen fenokristalleri göz ile ayırtedilebilmektedir. Düzenli, bol kırık ve çatlak sistemleri gelişmiştir. Ayrıca Dede tepe mevkiinde ve Çamyurt köyünün güneyinde lavların bir bölümünde sütunsal soğuma yapılarına da rastlanılmaktadır.

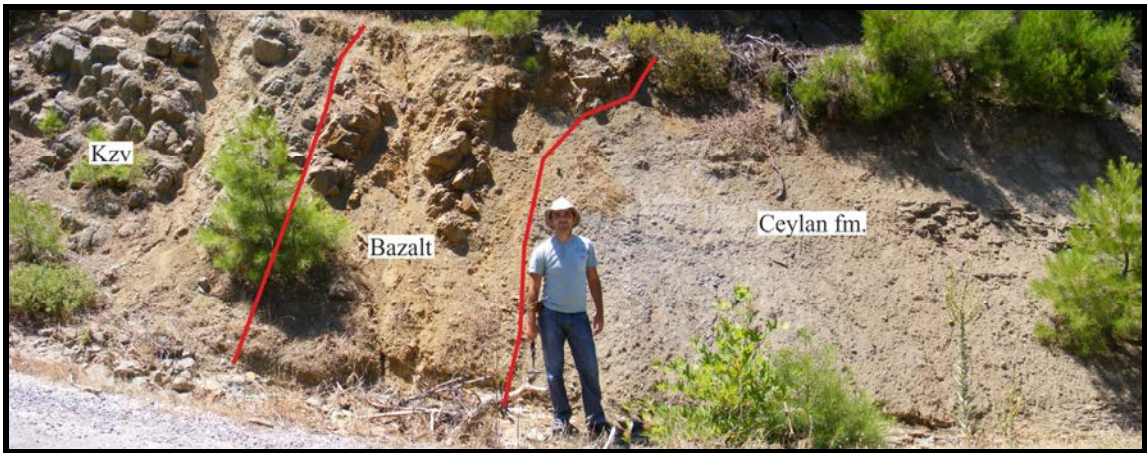
Kırcalar volkanitlerine ait bazik lavların dokanak ilişkileri, çalışma alanında çoğunlukla Kızıldam volkanitleri olmakla beraber Dededağ volkanitlerinin dasitik tüfleri ile görülmektedir. Birçok yerde Kırcalar volkanitlerinin Kızıldam volkanitlerine ait kayaları kestikleri görülmüştür (Şekil 4.70). Her yerde olmamakla birlikte Karaömerlerin doğusundaki mostralarında Kızıldam volkanitleri ile olan dokanaklarında turuncu-kahvemsi pişme zonu gözlenmiştir (Şekil 4.71). Ayrıca Çamyurt köyünün güneyinde Kızıldam volkanitleri ile beraber Dededağ volkanitlerine ait tabakalı dasitik tüfleri de keserek üzerine akmışlardır (Şekil 4.72, Şekil 4.73).



Şekil 4.69. Kırcalar volkanitine ait bazaltik andezitlerin genel görünümü (Sarımsı kahve rengi alanlar altere dış yüzeyleri, siyah görülen alanlar temiz kırılmış yüzeyleri gösteriyor. UTM: 495176 D, 4454175 K; Bakışyönü, GB).



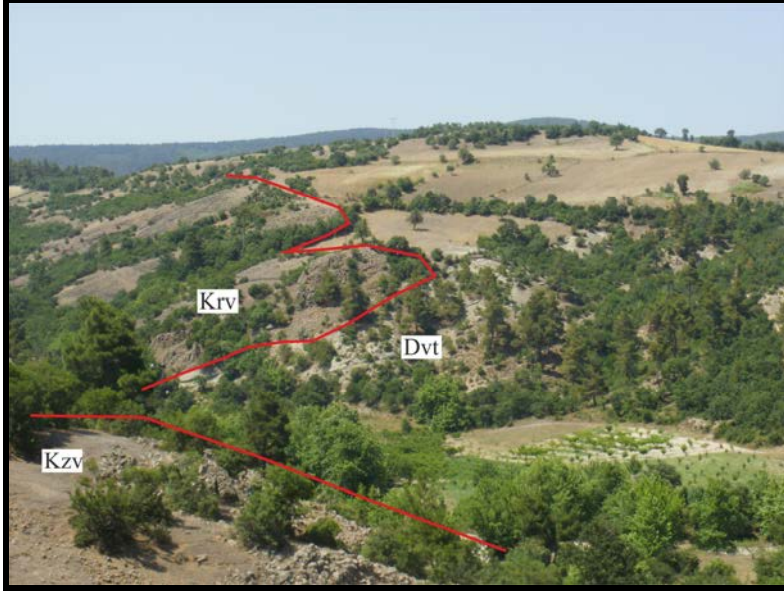
Şekil 4.70. Kırcalar volkanitlerinin Kızıldam volkanitlerine ait akma breşlerini keserek üzerine akmaları (UTM: 479155 D, 4458160 K; Bakışyönü, K) (Krv, Kırcalar volkanitleri; Kzv, Kızıldam volkanitleri).



Şekil 4.71. Kırcalar volkanitine ait, Kızıldam volkaniti akma breşlerini ve Ceylan formasyonunu kesen bazalt daykısı (UTM: 480212 D, 4458152 K; Bakışyönü, GB).



Şekil 4.72. Dededağ volkanitlerine ait dasitik tabakalı tüfleri keserek yerleşen Kırcalar volkanitine ait bazalt lavının görünüşü (UTM: 486652 D, 4457968 K; Bakışyönü, K).



Şekil 4.73. Kızıldam ve Dededağ volkanitlerinin üzerinde yer alan Kırcalar volkaniti (UTM: 486686 D, 4457576 K; Bakışyönü, K).

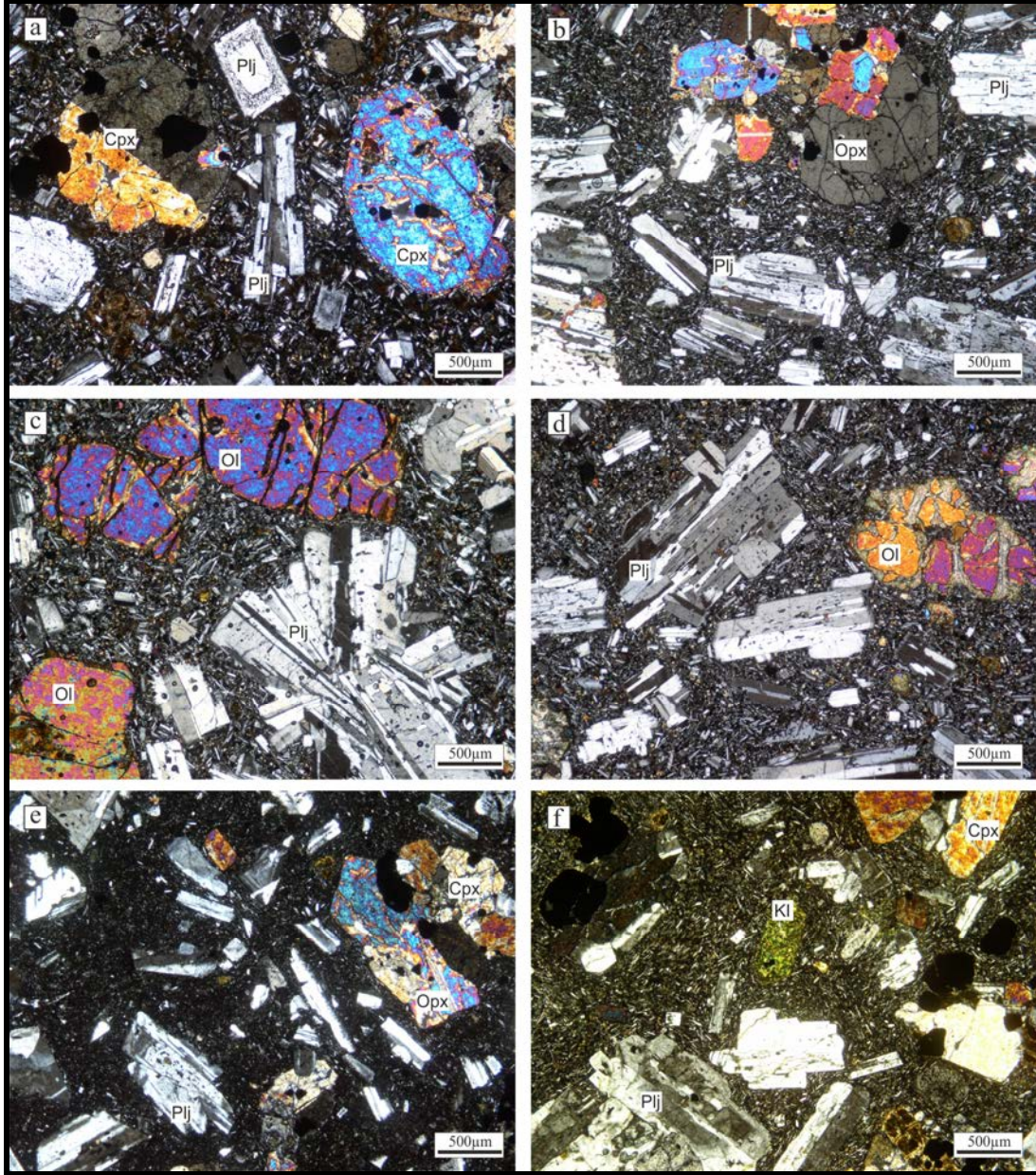
4.1.5.2.3. Mineralojik-petrografik özellikler

Kırcalar volkanitlerine ait kayalar bazalt ve bazaltik andezitlerden oluşmaktadır. Başlıca mineralleri plajioklas, piroksen, olivin ve opak minerallerdir. Ayrıca sadece bazaltik andezit kayalarında klorit ve serizit ikincil olarak gelişen alterasyon minerallerini oluşturmaktadır. Bazalt ve bazaltik andezit kayaları hemen hemen %35-45 fenokristalden ve %55-65 oranında hamur malzemesinden oluşur. İri fenokristaller nedeni ile kayaların genel dokusu hipokristalen porfiriktir. Hamur içinde var olan mikrolitlerin durumuna göre ise intersertal ve/veya bazı alanlarda mikrolitlerin birbirlerine paralel dizilmeleri sonucu gelişen trakitik dokular görülmektedir.

Plajioklaslar genellikle megakristaller, orta-iri fenokristaller ve hamur içinde mikrolitler halinde bulunurlar. Özşekilli ve yarı özşekillidirler. Fenokristallerin çoğunda polisentetik ikiz gözlenir. Yer yer gözlenen plajioklas minerallerinde elek dokusu tespit edilmiştir. Ayrıca magma korozyonuna uğrayan mineraller, tekrardan dengeye ulaştıklarında mineralin kenarları boyunca yeniden büyümeye devam ederler ve çeperlerinde büyüme zarfı oluşur (Şekil 4.74a). Aynı büyüklükteki plajioklas fenokristalleri bazı örneklerde glomerofirik doku olarak kendilerini gösterirler (Şekil 4.74c).

Piroksenler çoğunlukla öz şekilli fenokristaller olarak bulunurlar. Fenokristaller

içinde oranı yaklaşık % 50-65'dir. Klinopiroksenler en baskın türüdür. 2. dizi renkleri olan sarı, mavi, pembe, turuncu gibi 2. dizinin parlak girişim renklerini sergilerler. Yüksek optik engebeleri ve birbirini dik kesen çift yöndeki dilinimleri tipiktir. Ortopiroksenler klinopiroksenlere oranla çok daha az bulunurlar. Bazı kesitlerde klinopiroksenler ve ortopiroksenler opak mineraller ile birlikte topluluk oluşturur.



Şekil 4.74. Kırcalar volkanitlerine ait bazalt ve bazaltik andezit kayalarının ince kesit görüntüleri (ÇN), (Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen, Cpx: Klinopiroksen, Plj: Plajiklas, Kl: Klorit).

Olivin fenokristalleri bazalt örneklerinde gözlenir. Fenokristal oranı yaklaşık % 10-15'dir. Kenarlarından ve çatlaklarından itibaren iddingsitleşmiş olduklarından yarı özşekilli veya özşekilsizdirler (Şekil 4.74c, d). Tek nikolde renksizdirler, 2. diziye ait sarı, pembe, turuncu girişim renkleri ve yüksek rölyefleri ile kolaylıkla tanınırlar. Dilinim izleri çoğunlukla görülmez, belirgin çatlaklara sahiplerdir.

Opak minerallerin oranı kaya içinde çok fazla olup, yaklaşık olarak kayada %5-10 arasında değişik oranlarda bulunabilirler. Bazalt kayalarındaki opak mineraller genellikle orta taneli kristaller olarak piroksen ve olivin minerallerinin etrafında ve üzerinde gözlenirken, bazaltik andezit kayalarında mikro ve orta taneli olarak hamurda saçılmış olarak yer alırlar.

Bazaltik andezit kayalarında izlenen kloritleşmeden ileri gelen ikincil mineraller, hamur içinde ve/veya mineraller üzerinde yeşil renkli girişim renkleri, ışınal yapıları ve tek nikolde yeşil tonlarındaki pleokroizmaları ile tanınmaktadırlar. Bu kayalarda hamur oranı bazalt kayalarındakinin aksine fenokristallere göre çok daha fazladır ve yaklaşık kayanın %60-65 arasını kaplamaktadır.

4.1.5.2.4. Oluşum ortamı ve yaş

Biga Yarımadası'nda volkanizmanın Oligosen'den itibaren karasal ortamda (Ercan ve ark., 1995) devam ettiği kabul edilir.

Bu çalışmada Şahinli köyü güneydoğusundaki ve Dede tepe üzerindeki bazaltik andezit kaya yüzleklerinden Ar/Ar yöntemi ile elde edilen yaşlar sırasıyla, $29,74 \pm 0,52$ ve $31,01 \pm 0,26$ My, Erken Oligosen aralığındaki yaşları vermiştir.

4.1.5.3. Harmancık volkanitleri

4.1.5.3.1. Tanım ve yayılım

Ayrıntılı olarak çalışılan ve haritalanan riyolit, trakidasit, andezit ve bazaltik trakiandezit türündeki kayalar, Harmancık köyü çevresindeki yaygın yayılımlarından ötürü bu çalışmada Harmancık volkanitleri olarak isimlendirilmiştir.

Çalışma alanının güneyinde yer alan bu volkanik kayalara ait detaylı bir çalışma daha önceden gerçekleştirilmemiştir. Bingöl ve ark., (1973) ve MTA'nın yapmış oldukları haritalama çalışmalarında Oligosen yaşlı andezit, ignimbrit ve tuf olarak ayırtedilmişlerdir. Bu volkanik kayalar, Ercan ve ark., (1995)'in yapmış oldukları çalışmalarında da Kirazlı volkanitlerinin bir bölümüne eş değerdir. Bozkaya ve Gökçe (2009) çalışmalarında

Koruobası mahallesindeki andezit kayaları için Orta Eosen yaşlı Akçaalan andeziti olarak söz etmişlerdir. Ancak bu andezitlerden elde edilen jeokronolojik veri bunun mümkün olmadığını göstermektedir. En yakın çalışma olarak, Söylemezoğlu (2009), Çamyayla plütunu çevresinde ve kuzeyinde Harmancık köyünü de içine alan bölgedeki andezit, trakiandezit, riyolit, riyodasit, dasit ve bunlarla ilişkili piroklastik kayaları Dededağ formasyonu olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada daha önce ayrıntısı verilen Dededağ volkanitleri ile isim karmaşası oluşmaması açısından farklı adlama kullanılmıştır.

Çalışma alanı içinde Harmancık volkanitlerine ait geniş yayılıma sahip ürünlerden riyolitik lavlar, Hacılar mahallesinin çevresinde, Kabak tepe, Balaban tepe, Gediktarla tepe, Balıklı tepe ve Sıçanlı tepelerini içine alan bölgede, Harmancık köyünün batısında Yayla mevkiinde ve güneydoğusunda, Seyran tepe ve Çakmak tepede, ayrıca Kilimli mahallesinin batısında Kestane tepe, Dede tepe ve Düzpüren mevkiinde olmak üzere geniş alanlarda kendini göstermektedir. Çalışma alanının dışında Çamyayla plütununun çevresindeki riyolitik lavlar Söylemezoğlu (2009) tarafından Dededağ formasyonunun bir üyesi olarak Ağıdağı riyolitik kayaları olarak adlandırılmıştır.

Trakidasit lavları, Balcılar köyünün güneybatısında Gök dere vadisi boyunca Karafatma ve Çamyatak mevkiilerinde ve Pelitcik tepede yaklaşık olarak 4 km²'lik alanda mostra vermektedir. Bu yüzleklerinden güneybatıya doğru devam edildikçe çalışma alanının dışında da bu volkanik üniteye rastlanılmaktadır. Koruobası mahallesi ve güneyindeki ortaç andezit kayaları batıda Bağlar tepeden Sivri tepeye, doğuda da Dede tepeye kadar yaklaşık 9 km²'lik bir alanda yüzlek verirler. Harmancık volkanitlerine ait bazik volkanik ürünler ise, Harmancık köyünün kuzeydoğusunda, Karpuzkaya tepeden Eşelek tepeye kadar ve Dondurma köyünden çalışma alanının doğu sınırına kadar çok geniş alanlarda lav ve akma breşleri şeklinde yer almaktadırlar.

4.1.5.3.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanının güneyinde görülen Harmancık volkanitleri, Geç Eosen yaşlı Kızıldam volkanitleri ve Erken Oligosen yaşlı Dededağ volkanitleri ile farklı gözlemsel özelliklere sahip riyolitten bazaltik trakiandezite kadar değişik bileşimlere sahiptirler. Bu volkanik kayalar riyolit, trakidasit, andezit bileşimindeki asidik ve ortaç, ayrıca bazaltik trakiandezit ve bazaltik andezit bileşimindeki bazik karakterli lavlardan oluşturmaktadır. Harmancık-Balcılar köyleri arasında kendilerini gösteren bu lavların genel özellikleri ve dokanak ilişkileri aşağıdaki gibidir;

Riyolitik lav ve tüf

Harmancık volkanitlerine ait riyolitik lavlar, Harmancık köyünün kuzeyinde ve doğusunda gözlenen en yaygın volkanik üründür. Riyolitlerin altere dış yüzeyleri yeşilimsi krem renkli, taze kırılmış yüzeylerinde beyaz, gri, açık yeşil renklerde görülürler (Şekil 4.75). Genellikle afanitik dokudadırlar, fenokristaller çok ince taneli olmakla birlikte plajioklas ve kuvars minerallerden oluşmaktadır.

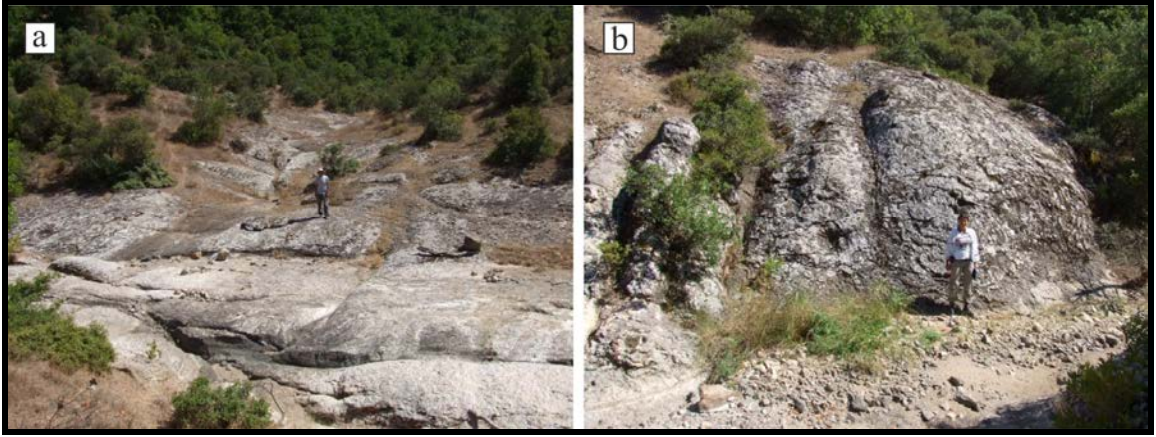
Harmancık volkanitlerine ait riyolitik lavlar, Dededağ volkanitlerinde tanımlanan riyolitik lavlar gibi herhangi bir cevherleşme içermezler. Bu yönleri ile de aynı bileşimli bu iki lavı ayırt etmek zor olmamaktadır. Sadece Kundakçılar mahallesi güneyindeki Çaçırlı deresi vadisi boyunca görülen yüzeylenmesinde örtülü olması nedeniyle bu ayrım net olarak yapılamamaktadır.



Şekil 4.75. Harmancık volkanitlerine ait riyolit lavlarının arazi görünüşleri (UTM: 479709 D, 4446713 K; Bakışyönü, B).

Hacılar mahallesinin doğusunda kalan Kurupınar deresi vadisi içinde riyolitik lavlarda D'dan B'ya doğru belirgin bir akıntı yönü göze çarpar (Şekil 4.76a), batıda Ilıcapınar deresi vadisi içinde de aynı şekilde D'dan B'ya bu akıntının devam ettiği görülmektedir. Ayrıca Kurupınar deresi boyunca riyolit lavlarının ufak kubbeler şeklinde domlar oluşturduğu görülmüştür (Şekil 4.76b). Bu vadiler içinde gözlenen riyolitlerde

kloritleşmeden (mafik minerallerden kaynaklanan) ileri gelen açık yeşil bir renk kendini gösterir.



Şekil 4.76. a) Riyolit akıntısı (UTM: 482811 D, 4445641 K; Bakışyönü, D); b) Riyolit domu (UTM: 483072 D, 4445981 K; Bakışyönü, D).

Hacılar mahallesine çıkan yol üzerinde ve Hacılar-Harmancık köyü yokuşunda Balaban tepe, Balıklı tepe ve Gediktarla tepe civarlarında riyolitlerin ileri derecede demir oksidasyonu ve killi alterasyona uğramış oldukları gözlenmiştir. Riyolitlerin aynı durumu çalışma alanının güneyinde bulunan Kilimli mahallesinin batısındaki Kestane tepe ve Dede tepe bölgelerinde de izlenmiştir. Bu altere riyolitler beyaz renkli görüntüleri ile tuf benzeri bir görünüm kazanmıştır (Şekil 4.77).



Şekil 4.77. Riyolit lavları üzerinde gözlenen demirli ve killi alterasyon (UTM: 480393 D, 4447429 K; Bakışyönü, B).

Harmancık köyünün batısında ve güneyinde Seyran tepe ve Çakmak tepe civarlarında yer alan riyolit lavlarında ileri derecede hidrotermal alterasyondan kaynaklanan silisleşmenin etkileri görülmektedir. Çalışma alanının da dışında kalan, özellikle yüksek tepelerin üst kesimlerinde tamamen silisleşmiş kayalar gözlenmiştir.

Trakidasitik lavlar

Trakidasitikh lavlar, bol kırık ve çatlaklı, yer yer masif ve sert yapıları ile riyolitik lavlardan kolaylıkla ayrılabilir. Bu lavlar altere yüzeylerinde kahverengimsi gri renklerde gözlenir (Şekil 4.78). Temiz yüzeylerinde ise gri, yeşil ve pembe tonlarında görülürler. Karafatma mevki ve Gök dere vadisi boyunca birimin özelliklerini açıkça gösteren yüzleklerine rastlanılmaktadır. Gök dere vadisi içindeki yüzleklerinin bazı kesimlerinde lavlarda sütunsal soğuma yapıları gözlenmiştir (Şekil 4.79).



Şekil 4.78. Harmancık volkanitlerine ait trakidasit lavların genel görünümü (UTM: 484031 D, 4445133 K; Bakışyönü, K).

Trakidasit lavları porfirik dokuda olup, feldispat mineralleri gözle görülmektedir, çok küçük ve ince görünen biyotit mineralleri kayanın üzerinde net olarak seçilemez. Ayrıca bu volkanik ürünlerin içinde dikkate değer miktarda, koyu gri siyah renkli 0,5 - 5

cm arasında değişen büyüklüklere sahip litik parçalar bulunur (Şekil 4.80). Bu parçaların bir kısmı muhtemelen kloritleşmeden ileri gelen yeşil renge sahiptirler.



Şekil 4.79. Sütunsal soğumalı trakidasit lavlar (UTM: 483706 D, 4444322 K; Bakışyönü, KB).



Şekil 4.80. Trakidasit lavlar içinde gözlenen litik parçalar.

Gök deresi boyunca silisli ve altere riyolitik lavlara geçiş gösteren trakidasit lavları, GB' ya doğru gidildikçe çalışma alanının dışında Kabak tepe mevkiinde tekrardan kendini gösterir.

Bazaltik trakiandezit-traki andezit akma breşleri ve lavlar

Harmancık volkanitlerinin bazik ve ortaç kayaları çalışma alanının güneybatısında Harmancık köyü ile Balcılar köyü arasında KD-GB yönünde yüzlek vermektedir. Ayrıca güneyde Bakacak barajı ile sınırlanan, Dondurma köyü ve doğusunda, özellikle akma breşi olarak geniş alanlarda yayılıma sahiplerdir. Birimin en belirgin mostraları Taşlıktepe ve çevresinde yer alır.

Hacılar mahallesinden Harmancık köyüne gelen yol üzerinde Karpuzkaya tepe mevkiinde bazik karakterli kayalar gri altere yüzeylerine sahiplerdir (Şekil 4.81), kırılmış taze yüzeylerinde ise koyu yeşilden açık yeşile değişen renkler gösterirler. Yeşil renkli bu lavlar üzerinde kloritleşmenin ileri seviyelerinden bahsetmek mümkündür.



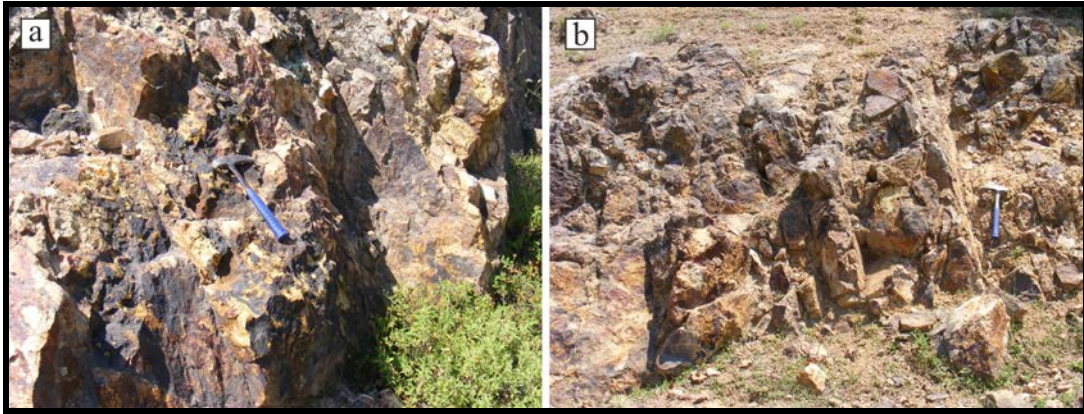
Şekil 4.81. Karpuzkaya tepe üzerindeki bazaltik trakiandezit lavlar (UTM: 480166 D, 4444776 K; Bakışyönü, KD).

Harmancık köyünün hemen doğusunda Ihlamurlu deresinin oluşturduğu vadi boyunca gidildikçe trakiandezitik lavlar görülmüştür. Bu lavlar kahverengi altere yüzeyleri

ve üzerinde gelişmiş düzenli kırık-çatlak sistemleri ile kolaylıkla ayırtelebilmektedir (Şekil 4.82). Ayrıca temiz yüzeylerinde koyu gri-gri renklerde ve kloritleşmenin devam ettiği bölgelerde de yeşil renklerinde gözlenirler. Bunun yanısıra Hacıbayram deresi üzerinde kloritleşme ile beraber ufak bir alanda görülen silisleşmiş trakiandezit lavlarına rastlanılmaktadır. Çalışma alanında başka yüzlelerde rastlanılmamakla beraber Kocataş tepe ve Eski yurt mevkiindeki traki andezitik lavlarda silisleşmenin yanı sıra demiroksitleşme ve sülfürleşme de ileri ölçüde gelişmiştir (Şekil 4.83).



Şekil 4.82. Harmanlık volkanitlerine ait trakiandezit lavların genel görünümü (UTM: 482252 D, 4444235 K; Bakış yönü, K).



Şekil 4.83. Trakiandezit lavlar üzerinde gözlenen ileri derecedeki demiroksit ve sülfirik alterasyon, a) UTM: 481954 D, 4443940 K; Bakış yönü, K, b) UTM: 486165 D, 4442888 K; Bakış yönü, KB).

Çalışma alanında Dondurma köyünden itibaren Bakacak barajının güneyi tamamen Harmancık volkanitlerine ait bazik akma breşleri ile kaplıdır. Bazı bölgelerde akma breşleri katmanlar şeklinde görülür. Bu kayaların altere dış yüzeyleri gri renklidir (Şekil 4.84), ancak içindeki çakıl ve blok boyutlu kayaların kırılması ile temiz yüzeylerinde koyu gri bir renk gösterirler. Çakıl ve blokların boyutları santimetreden metre mertebesine kadar değişmektedir.



Şekil 4.84. Harmancık volkanitlerinin bazik akma breşlerine ait genel görünüm (UTM: 493688 D, 4444666 K; Bakışyönü, D).

Andezitik lavlar

Çalışma alanının güneybatısında, Koruobası köyü çevresinde ve güneyinde yüzeyleyen andezitik kayalar kahverengimsi koyu gri, kloritleşmenin gözlemlendiği bazı kesimlerinde yeşilimsi renklere görülür, temiz yüzeyleri gri renklidir (Şekil 4.85). Porfiritik bir dokuya sahiptirler ve plajioklas fenokristalları kayanın genelinde yaygın olarak görülebilmektedir. Plajioklaslara eşlik eden ince taneli mafik mineraller ancak lup vasıtası ile seçilebilmektedir. Andezitik lav akıntıları çoğunlukla alterasyondan az etkilenmiş ve masif olarak gözlenmektedir.

Harmancık volkaniklerinin çalışma alanındaki dokanak ilişkilerine bakılırsa; Eosen volkanik kayalarının üzerinde yer alır. Düzpüren mevkiinde Elma deresi vadisi içinde Harmancık volkanitlerine ait riyolitik lavların Eosen yaşlı Kızıldam volkanitleri üzerine akmış olduğu net olarak görülmektedir (Şekil 4.86). Ayrıca Balcılar köyüne giden ana yol üzerinde de bazik kayaların Kızıldam volkanitleri üzerinde yer alan dokanak ilişkileri görülebilmektedir (Şekil 4.87).



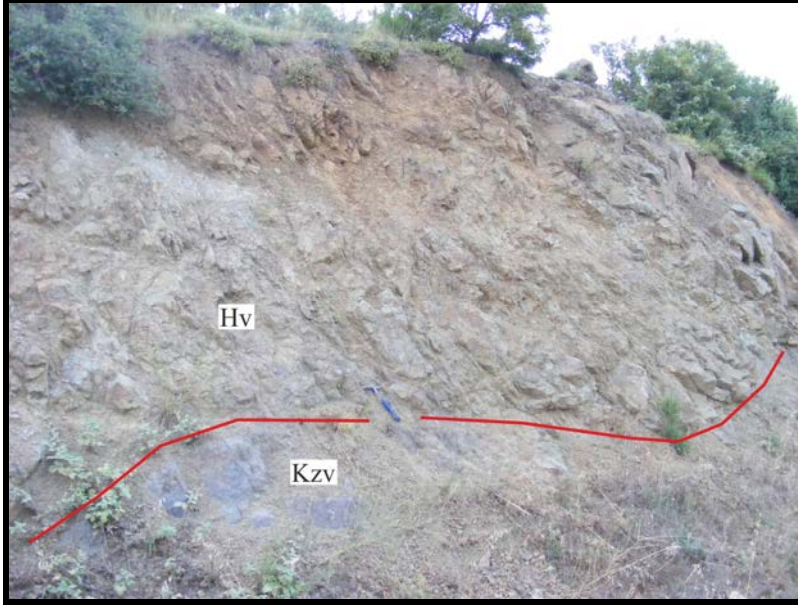
Şekil 4.85. Kuruobası köyü civarında mostra veren andezitik lavların genel görünümü (UTM: 480984 D, 4449598 K; Bakışyönü, GB).



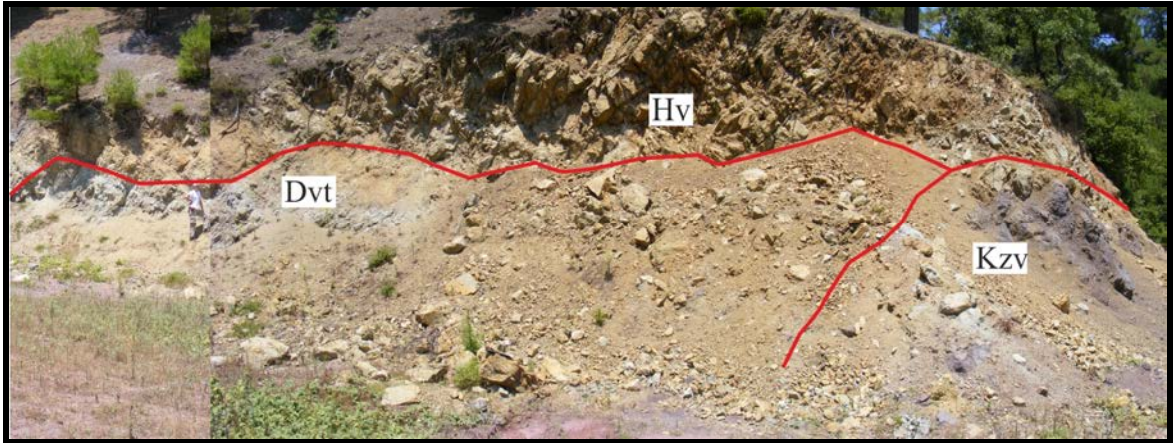
Şekil 4.86. Kızıldam volkanitleri üzerine akmış Harmancık volkanitlerine ait riyolitik lavlar (UTM: 485217 D, 4445035 K; Bakışyönü, G).

Balcılar köyüne giderken ana yol üzerinde Balaban tepe kavşağında Harmancık volkanitlerine ait bazik kayalar, Dededağ volkanitlerinin ve Kızıldam volkanitleri üzerinde uyumsuz dokanakla yer aldığı görülebilmektedir (Şekil 4.88).

Ahmetler köyünün karşısında Bakacak barajının güney kıyısında çok ufak bir alanda Ceylan formasyonuna ait kumtaşları mostra vermektedir ve Harmancık volkanitlerinin akma breşleri bu kumtaşlarının üzerinde yer alır.



Şekil 4.87. Kızıldam volkanitlerinin Harmancık volkanitleri ile olan dokanak ilişkisi (UTM: 484917 D, 4446327 K; Bakışyönü, B).



Şekil 4.88. Kızıldam volkanitleri ve Dededağ volkanitlerine ait tüflerin üzerinde yer alan Harmancık volkanitleri (UTM: 484985 D, 4446395 K; Bakışyönü, KB).

4.1.5.3.3. Mineralojik-petrografik özellikleri

Harmancık volkanitleri diğer tüm volkanik birimlerden farklı olarak hem asidik hem bazik karakterli kayaları bünyesinde barındırırlar. Bazikten asidiğe doğru bu kayalar Bazaltik trakiandezit, bazaltik andezit, trakiandezit, andezit, trakidasit ve riyolit bileşimlerinden oluşmaktadır.

Harmancık volkanitlerine ait trakidasit lavlar bazik ve riyolitik kayalara oranla daha

az oranda gözlenmiştir. Bu kayalarda başlıca, sanidin, plajioklas ve kuvars mineralleri yer alır. Bunların yanı sıra kaya kırıntıları ve ikincil olarak gelişmiş klorit minerallerine rastlanılmaktadır. Bu lavların ana dokusu hipokristalen porfirik olmakla beraber, hamurunda kristal mikrolitlerine göre volkanik cam malzemesinin çokluğu hyalopilitik doku özelliği de kazandırmaktadır.

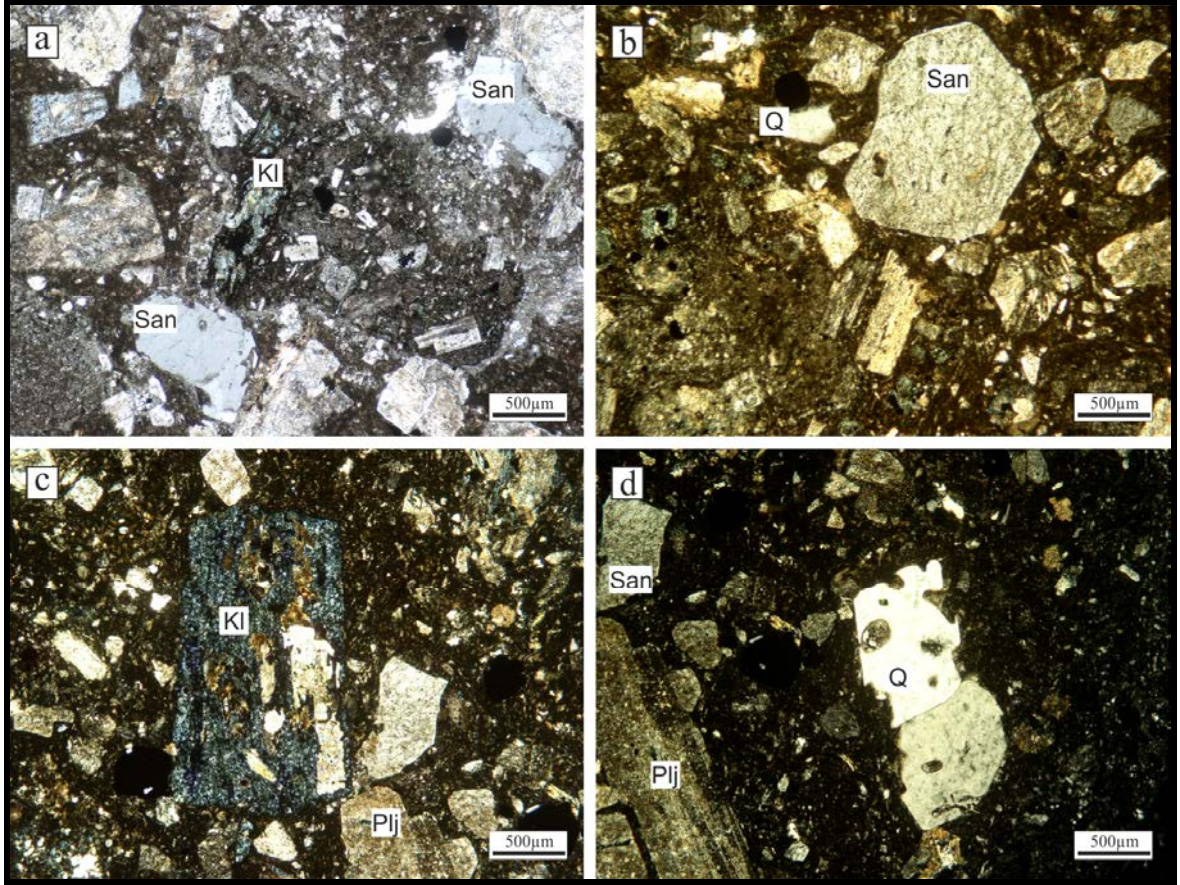
Trakidasit kayaları içinde sanidin minerallerine özşekilli ve/veya yarı özşekilli olarak hemen hemen tüm kesitlerinde rastlanılmıştır (Şekil 4.89). Gri girişim rengi ve tipik formları ile diğer kayalardan ayırt etmek kolay olmuştur. Genelde orta-iri kristaller olarak görülmüşlerdir. Bazı sanidin fenokristallerinin kenarında magma korozyonundan kaynaklanan kemirilme yapıları oluşmuştur (Şekil 4.89a).

Plajioklaslar, orta-iri kristaller halinde özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenirler. Polisentetik ikizlenmeleri tipiktir. Bazı kesitlerde killeşmeden ileri gelen alterasyon mineralleri ile kaplı oldukları görülmüştür.

Kuvars mineralleri kayada mikro-orta taneli özşekilsiz kristaller olarak yer alır. Aynı sanidin mineralinde olduğu gibi kuvars minerallerinde de magma korozyonundan kaynaklanan körfez yapıları görülür (Şekil 4.89d). Kuvars minerallerinde bu duruma daha çok rastlanılmıştır.

İkincil mineral olarak gelişen kloritler mavimsi yeşil renkli ışınal yapıları ve çubuksu mineraller olarak kendilerini gösterirler. Volkanik camda yer aldıkları gibi muhtemel bazı feldispat ve biyotit minerallerinin tamamını alterasyon olarak etkilemişlerdir (Şekil 4.89c).

Harmancık volkanitlerine ait bazaltik trakiandezit ve bazaltik andezit kayalar Harmancık köyü ve KD'sunda lav akıntıları şeklinde bulunurlar. Dondurma köyü ve doğusunu kaplayan geniş alanlarda ise akma breşleri olarak yer alırlar. Yapılan ince kesitlerde bazı lav örnekleri ve akma breşlerine ait kaya parçaları incelenmiştir. Ancak bu lavlar üzerinde kloritleşme, killeşme ve silisleşme önemli yer tutmaktadır, dolayısıyla taze örneklerin sayısı sınırlı kalmaktadır. Bu kayaları oluşturan başlıca mineraller plajioklas ve piroksendir. Hemen hemen tüm örneklerde bu mineraller bulunur. Bunların yanı sıra özellikle Harmancık köyünün kuzeyindeki Hasan tepe ve Karpuzkaya tepe arasındaki bazaltik trakiandezitlerde hornblend ve sanidin kristallerine rastlanılmıştır (Şekil 4.90a). Kayaların tamamı hipokristalen porfirik doku gösterir. Hamur malzemesindeki mikrolit ve volkanik cam oranlarına göre hyalopilitik, intersertal veya pilotaksitik dokular görülebilmektedir.



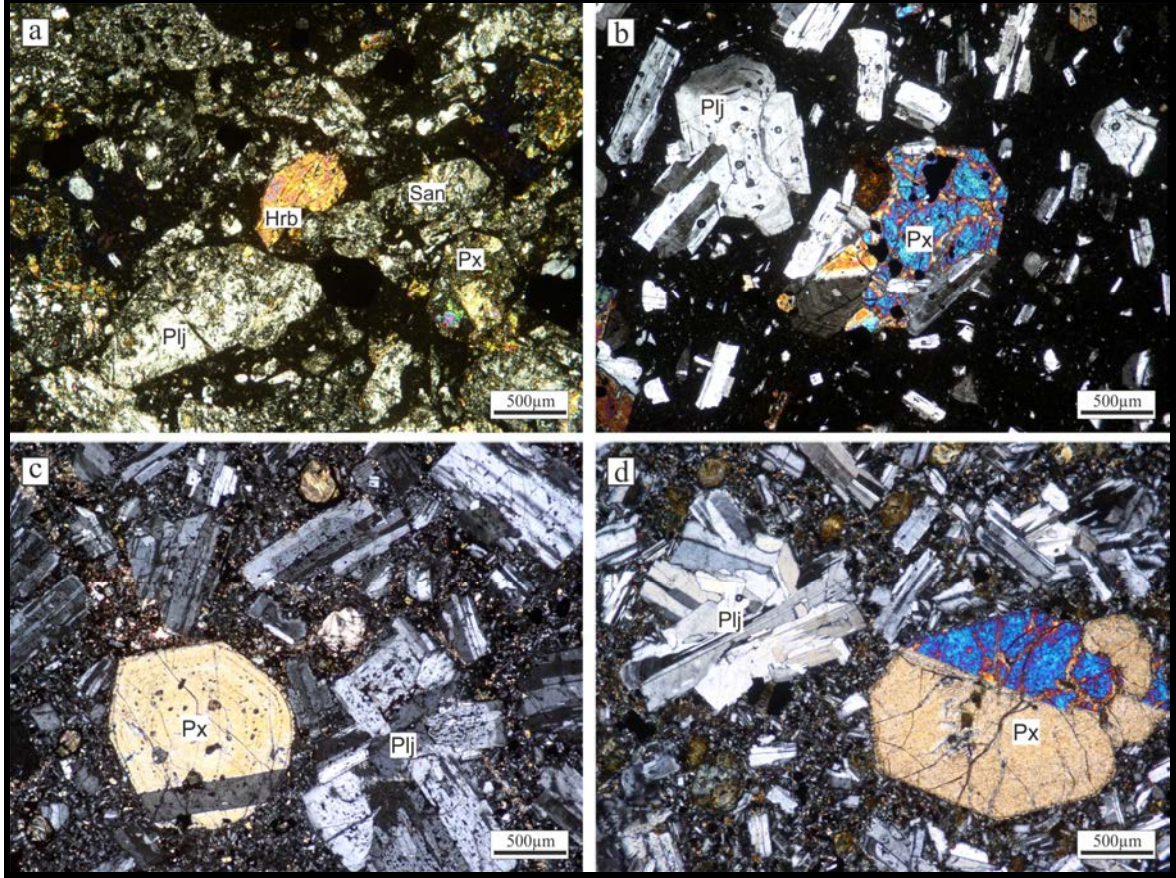
Şekil 4.89. Harmancık volkanitlerine ait trakidasit lavların ince kesit görüntüleri (ÇN), (San: Sanidin, Plj: Plajioklas, Q: Kuvars, Kl: Klorit).

Bazık kayalarda yer alan plajioklas mineralleri, iri fenokristaller şeklinde görülür. Polisentetik ikizli olanlarının yanında zonlu olanları da görülmüştür. Daha sonra gelişmiş plajioklas mineralleri önceki fazın mineralleri üzerinde büyüme gerçekleştirmişlerdir (Şekil 4.90b). Ayrıca hemen hemen eş boyutlu plajioklas mineralleri bir araya gelerek glomerofirik doku sergilerler (Şekil 4.90c, d). Bazı örnekelerde magma korozyonu elek dokuyu da geliştirmiştir.

Sanidin fenokristallerine çok nadir rastlanılmıştır. Kendilerine özgü özşekli ve paralel sönmeleri ile plajioklas kristallerinden ayrılırlar. Muhtemelen mikro kristal ve kriptokristaller şeklinde hamur malzemesi içinde yer almışlardır.

Piroksen mineralleri, sekizgen özşekilleri ile dikkat çekerler. Tipik kuşak ikizlenmeleri ile klinopiroksenlerden oluşurlar. Sarı, mavi, pembe girişim renkleri, kristal şekilleri ve yüksek rölyefleri ile kolaylıkla tanınabilirler. Genellikle üzerlerinde volkanik cam veya opak mineral inklüzyonları görülür.

Hornblend mineralleri, çok yaygın değildir. Görüldüğü kesitlerinde orta taneli kristaller şeklinde, yarı özşekilli olarak gözlenirler. Çift yöndeki baklava şekilli dilinim izleri, yüksek rölyefi ve yeşil tonlarındaki pleokroizması bu mineralleri piroksenden ayırır.



Şekil 4.90. Harmancık volkanitlerine ait bazik lavlarının ince kesit görüntüleri (ÇN), (Plj: Plajiyoklas, San: Sanidin, Hrb: Hornblend, Px: Piroksen).

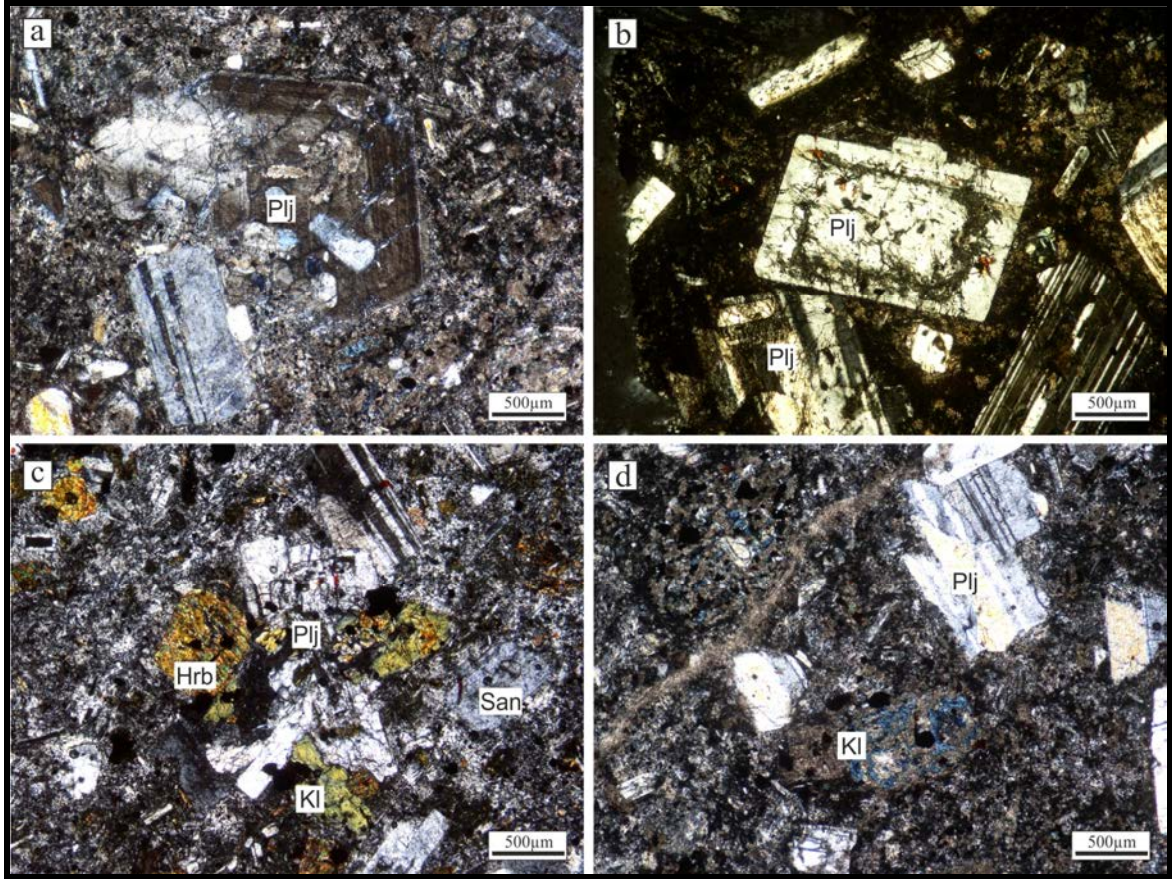
Andezit kayaları, çoğunlukla plajiyoklas minerallerinin egemenliği altında olup, hornblend minerali ve ikincil gelişmiş klorit mineralini bünyelerinde barındırırlar. Traki andezitlerde bu minerallere ek olarak çok az oranda sanidin mineralleri görülmüştür. Andezit ve trakiandezit örneklerinin tümü hipokristalen porfirik doku gösterirler.

Plajiyoklaslar iri fenokristaller şeklinde görülürler. Özşekillidirler ve tipik polisentetik ikizlenmesinin yanında zonlu olanlarına da rastlanılmıştır (Şekil 4.91a). Bazı plajiyoklas kristalleri üzerinde magma karışımından ileri gelen elek dokusu ve dengeye ulaştıktan sonra gelişen tazelenmiş kenar zonu görülmektedir (Şekil 4.91b). Ayrıca plajiyoklas fenokristalleri üzerlerinde volkanik cam inklüzyonları da bulunabilmektedir. K-feldispat

minerali olan sanidin mikro kristal olarak gözlenir. Tipik kristal şekilleri, gri rengi ve paralel sönmeleri ile plajioklaslardan ayrılırlar.

Hornblend mineralleri orta taneli yarı özşekilli gözlenirler. Çift yöndeki baklava şekilli dilinim izleri her kristal üzerinde görülmemekle birlikte, yeşil tonlardaki kuvvetli pleokroizması, yüksek rölyefi ve yeşil turuncu, sarı renklerdeki girişim renkleri ile ayırt edilmektedirler (Şekil 4.91c). Ayrıca hornblend mineralleri etrafında ve üzerinde opak minerallere rastlamak mümkündür. Plajioklas mineralleri ile beraber topluluk oluşturabilirler.

İkincil olarak oluşan kloritlerin muhtemelen hornblendlerin alterasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir. Bazı altere andezit örneklerde, gerek hamur üzerinde gerekse kristal olarak killeşme ve kloritleşme yaygın olarak görülmektedir (Şekil 4.91d).



Şekil 4.91. Harmancık volkanitlerine ait trakiandezit, andezit lavlarının ince kesit görüntüleri (ÇN), (Plj: Plajioklas, Hrb: Hornblend, San: Sanidin, Kl: Klorit).

4.1.5.3.4. Oluşum ortamı ve yaş

Ercan ve ark., (1995), Kirazlı volkanitleri adı altında ayırt ettikleri trakiandezitik lavlardan $31,1 \pm 0,7$ My ve bazaltik lavdan ise $27,6 \pm 0,6$ My'lık yaşlar saptamıştır. Bozkaya ve Gökçe (2009), Yalçınkaya (2010) gibi bazı araştırmacılar, çalışmalarında Koruobası köyü civarında gözlenen andezit kayalarının Eosen yaşlı olduklarını belirtmişlerdir. Söylemezoğlu (2009) ise Çamyayla plütonunun çevresindeki volkanik kayaçların, Plüton ve Ceylan formasyonu ile stratigrafik ilişkilerinden dolayı Oligosen olması gerektiğini ifade etmişlerdir.

Çalışma alanındaki Harmancık volkanitlerine ait lavlardan bugüne kadar herhangi bir yaş analizi yapılmamıştır. Bu çalışma ile ilk defa Pelitcik tepe mevkiindeki trakidasit lavdan, Karpuzkaya tepedeki bazaltik trakiandezitten ve Koruobası köyü civarındaki andezit bileşimli lavlardan Ar/Ar yöntemi kullanılarak sırasıyla, $29,95 \pm 0,18$, $29,09 \pm 0,05$ ve $29,02 \pm 0,29$ My (Erken Oligosen) yaşları elde edilmiştir.

4.1.5.4. Çamyayla plütonu**4.1.5.4.1. Tanım ve yayılım**

Biga Yarımadası'nın batı ve güney kesiminde Oligosen yaşlı volkanizmaya eşlik etmiş plütonik kayalar, ilk olarak Oligo-Miyosen granitoidleri adı altında MTA, (2002) tarafından gerçekleştirilmiş çalışmalarda haritalanmıştır. Daha sonra Söylemezoğlu (2009), kuzeyde Üçpınar, Harmancık, güneyde Çamyayla köyleri ve güneydoğuda Ayitaşı tepe ve batıda Ağrı dağı ile sınırlanmış yaklaşık 63 km^2 'lik büyük hacimdeki plütonik kaya topluluğunu Çamyayla Plütonu olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada da çalışma alanının güneybatı köşesinde Harmancık köyünün güneyinde, Kocayatak tepe mevkiinde yaklaşık 2 km^2 'lik ufak bir alanda mostra veren granit türü kayalar Çamyayla plütonunun yüzlekleri olarak kabul edilmiştir.

4.1.5.4.2. Litoloji özellikleri ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanının güneybatı köşesinde gözlenen plütonik kayalar granit, kuvarsmonzonit bileşimine sahiptir. Granit ve kuvarsmonzonit kayaları, gri-koyu gri renklerde, holokristalen, orta-iri taneli, kuvars, alkali feldispat, plajioklas ve mafik minerallerden amfibol, biyotit fenokristallerini içermektedir (Şekil 4.92).

Çamyayla plütonuna ait düzgün tanımlanabilecek bir mostraya rastlanılmamıştır. Görüldüğü alanlarda genellikle arenitleşmiş, ileri derecede altere, ancak fenokristalleri ve mafik mineralleri ayırtedilebilen yüzlekleri mevcuttur, ayrıca gözlemediği bu kenar

kesiminde kayanın içerisinde 5-40 cm arasındaki değişik boyutlarda anklavlara da rastlanılmıştır (Şekil 4.93). Monzonitik kayalarda granite oranla pembe renkli alkali feldispat fenokristallerinin varlığı dikkat çekmektedir. Ayrıca bu minerallerin kayanın rengini de pembe tonunda daha açık renge döndürdüğü gözlenmiştir. Çamyayla plütону çalışma alanı içinde intrüzif bir küttedir ve bölgede Harmancık volkanitlerine ait riyolitik lav ve tüfleri keserek yerleşmiştir.



Şekil 4.92. Çamyayla plütönuna ait granitik kayalarda gözlenen fenokristaller.

4.1.5.4.3. Mineralojik-petrografik özellikleri

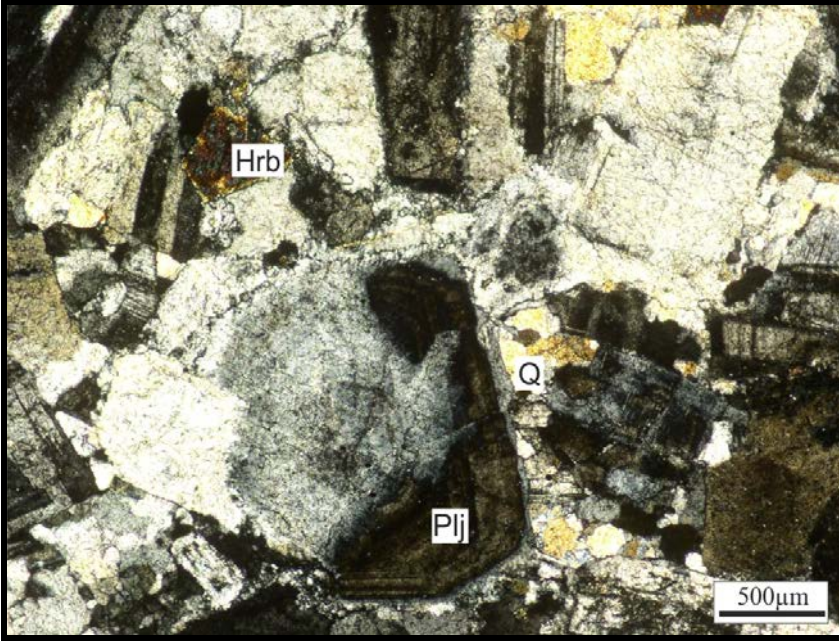
Çalışma alanında ufak bir alanda gözlenen ve görüldüğü bölgelerin muhtemel kenar zonu olması nedeni ile alterasyonun yaygın olarak izlendiği Çamyayla plütönuna ait örnekler oldukça sınırlıdır. Kesitler üzerinde gerçekleştirilen petrografik çalışmada, kayaların granit bileşiminde oldukları görülmüştür. Granit kayaları holokristalen porfirik dokudadır ve başlıca plajyoklas, alkali feldispat, kuvars, hornblend ve biyotit mineralleri içerirler (Şekil 4.94).

Plajyoklaslar, öz şekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, polisentetik ikizli ve zonlu olanlarına rastlanılmaktadır. Kristallenmenin son evrelerinde gelişen alkali feldispat ve kuvars mineralleri çoğunlukla özşekilsiz ve diğer fenokristallerin aralarını doldurmuş olarak gözlenirler. Hornblend yarı özşekilli orta taneli kristaller olarak bulunur. Amfiboller

biyotit mineraline kıyasla daha çok izlenen mafik mineralleri oluşturur.



Şekil 4.93. Anklav içeren Çamyayla Plütununun arenitleşmiş ileri derecede altere görünümü (UTM: 479825 D, 4442738 K).



Şekil 4.94. Çamyayla plütönüne ait granit kayasının incekesit görünümü (ÇN; Hrb: Hornblend, Plj: Pilajioklas, Q: Kuvars).

Gerçekleştirilen petrografik çalışmalar Çamyayla plütünü için tarif ve temsil edici olmamakla beraber, genel bilgiler içermektedir. Bu plütunun detaylı çalışması Söylemezoğlu (2009) tarafından gerçekleştirilmiştir.

4.1.5.4.4. Oluşum ortamı ve yaş

Biga Yarımadası'nda Oligosen yaşlı granitoid kayaları genellikle sığ sokulumlar şeklinde bölgeye yerleşmişlerdir. K/Ar radyometrik yaş tayini ile gerçekleştirilen Çamyayla plütününa ait yaş, Söylemezoğlu (2009) tarafından 28 My (Erken Oligosen) olarak tespit edilmiştir.

4.2. Jeokronoloji

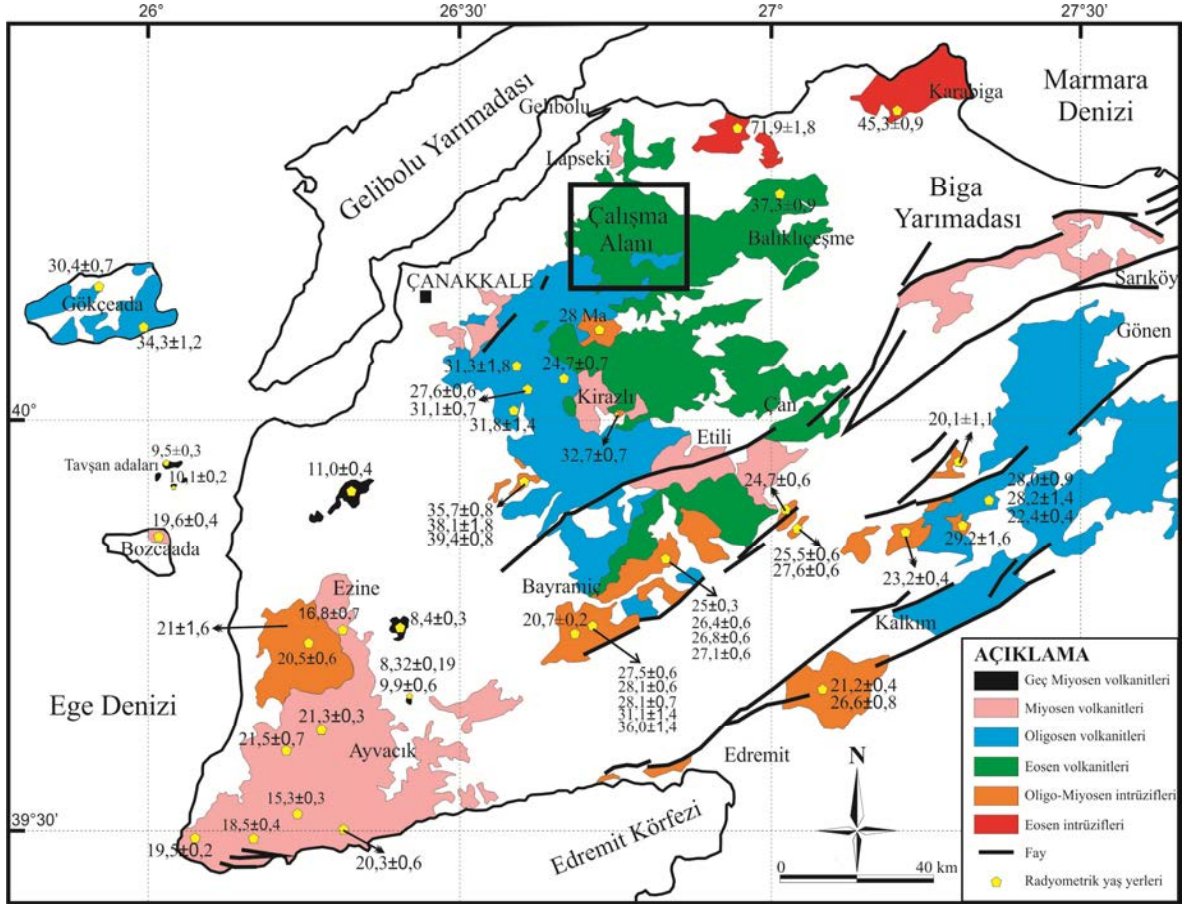
4.2.1. Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayalara ait jeokronolojik veriler

Biga Yarımadası'nda görülen yaygın magmatik faaliyetler Eosen-Geç Miyosen aralığında gözlenmektedir (Şekil 4.95). Biga Yarımadası'nda Pre-Senozoyik yaşlı Şevketiye plütünü dışında Tersiyer granitoidlerinin yaşı 53 ile 20 My arasında değişmektedir (Çizelge 4.1).

Tez kapsamındaki çalışma alanını da içeren Eosen volkanizması, Ercan ve ark., (1995) tarafından Balıklıçeşme volkanikleri, Siyako ve ark., (1989) tarafından da Akçaalan volkanikleri olarak adlandırılmıştır. Eosen volkanizmasına ait volkanik ürünler, andezit, dasit türde lav ve tüflerden (yer yer aglomera) oluşmaktadır. Bu döneme ait volkanizma Lapseki-Biga ilçe merkezleri arasında ve batıda Gelibolu yarımadasında gözlenir. Ercan ve ark., (1995) Balıklıçeşme köyü yakınındaki dasitik bir lavdan aldığı örnekte K/Ar yöntemiyle $37,3 \pm 0,9$ My (Üst Eosen sonu) yaşını saptamıştır. Siyako ve ark., (1989) ise Akçaalan volkaniklerini Lapseki güneyinde delta düzlüğü flüviyal çökeller olarak tanımlanan ince kömür arakatkılı konglomera ve kumtaşından oluşan Fıçitepe formasyonunun altında, Lapseki doğusunda ise Üst Kretase ofiyolitli melanj ile Orta Eosen Soğucak kireçtaşı arasında tanımlar ve bu stratigrafiden yola çıkarak Paleosen-Eosen yaşını bu volkanizma için kabullenir.

Oligosen volkanizması, Biga Yarımadası'nda yaygın yüzlekler sunmaktadırlar. Bu dönemde Çan-Etili çevresinde, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yaygın olarak gözlenen Çan volkanikleri, andezit, dasit, riyodasit türde lav, tüf ve aglomeradan oluşur. Tüf ve lavların büyük kısmı altere ve çoğu da silisleşmiştir (Ercan ve ark.,1995). Bu volkaniklere ait Gökçeada'daki andezitik lavdan ve Gökçeada-Tepeköy'deki bir andezitik lavdan K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinleri sırasıyla $34,3 \pm 1,2$

My (Alt Oligosen) ve $30,4 \pm 0,7$ My (Alt Oligosen) yaşlarını vermiştir. Saner (1985), Enez doğusunda Hisarlıdağ'da ve Keşan civarında Çan volkaniklerine benzer bileşim sergileyen andezitik ve dasitik türde lav ve tüflerden oluşmuş birimleri Hisarlıdağ volkanikleri olarak adlandırmış, Sümengen ve ark., (1987) bu adlamayı kabul ederek, bu bölgedeki andezitik lavda K/Ar yöntemiyle yaptığı yaş tayininde $35,0 \pm 0,9$ My (Alt Oligosen) yaşını elde etmiştir.



Şekil 4.95. Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayaların yayılımı ve yaş verileri (Ercan ve ark., (1995) ve Altunkaynak ve Genç (2008)'den değiştirilmiştir). Yaş verileri: Ercan ve ark., 1995; Borsi ve ark., (1972); Krushensky, (1976); Dayal, (1984); Delaloye ve Bingöl, (2000); Birkle ve Satır, (1995); Altunkaynak ve Genç, (2008); Aldanmaz ve ark., (2000).

Krushensky (1976)'de Edremit'in kuzeydoğusunda yer alan başlıca riyodasit, dasit, ender olarak trakiandezit, olivin trakiandezit bileşimlerinden oluşan, andezitik lavdaki biyotitiden elde edilen, K/Ar yöntemiyle yaptığı yaş tayininde $23,6 \pm 0,6$ My (Orta Miyosen) yaşını elde etmiş ve bu birime Hallaçlar Formasyonu adını vermiştir. Trakiandezit ve bazaltik türde lavlar ve dayklar şeklinde, Biga yarımadasının orta kesiminde KB-GD

yönde kırık hatları boyunca küçük yüzlekler veren Kirazlı volkanikleri de (Ercan ve ark.,1995), Kirazlı kuzeydoğusunda, trakiandezit türde lavda ve Kirazlı civarında bazaltik türde lavda K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinlerinde sırasıyla $31,1\pm 0,7$ My (Alt Oligosen) ve $27,6\pm 0,6$ My (Üst Oligosen) yaşlarını vermişlerdir (Ercan ve ark., 1995). Buna benzer volkanikler Ayvalık civarında ve KB Anadolu’da, Ercan ve ark., (1987) tarafından Alibey volkanikleri olarak isimlendirilmiş ve Ayvalık yakınında Alibey Adası’ndaki trakiandezit türde lavda K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayini $31,4\pm 0,4$ (Üst Oligosen) yaşını vermiştir. Miyosen döneminde meydana gelen volkanizma, Ayvacık- Gülpınar çevresinde, Bayramiç kuzeyinde, Edremit doğusunda ve Bozcaada’da yüzlek veren, andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tüf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbritlerden oluşmaktadır. Ercan ve ark., (1995) tarafından Behram volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Aynı yaştaki buna benzer volkanik kayalar, Aysal (2005) tarafından Biga ilçesinin güneyindeki mostraları için Biga volkaniti, Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Bergama güneyindeki volkanikler için Yuntdağ volkaniti olarak adlandırılmıştır.

Ercan ve ark., (1995)’in Bozcaada’daki andezit lavlarında ve Edremit, Bağburun’daki bir andezitik lavda yaptıkları K/Ar yaşı $19,6\pm 0,4$ My (Alt-Orta Miyosen) ve $21,9\pm 0,6$ My (Alt-Orta Miyosen) yaşlarını vermiştir. Gülpınar- Koyunevi köyü ve Ayvacık-Hüseyinfaki köyü yakınları, ve Edremit yöresinde yüzlekler veren bazalt ve trakiandezit türde lavlar Ercan ve ark., (1995) tarafından Hüseyinfaki volkanikleri olarak isimlendirilmişlerdir. Ercan ve ark., (1984) Bigadiç yöresindeki benzer kayaları Çandağ volkanitleri, Dikili,Bergama ve Edremit yöresindekileri de Dededağ volkaniti olarak adlandırmışlardır. Ercan ve ark., (1995) tarafından Hüseyinfaki volkaniklerinde, Gülpınar-Koyunevi köyü ve Ayvacık-Hüseyinfaki köyü yakınlarından elde edilen K/Ar yaşı $18,5\pm 0,4$ My (Alt- Orta Miyosen) ve $15,3\pm 0,3$ My (Orta Miyosen) olarak saptanmıştır. Bunların dışında Oligosen-Miyosen volkanik kayaları için, Borsi ve ark., (1972) tarafından Ayvacık civarında, andezitik lav ve tüflerden elde edilen yaşlar $16,8\pm 0,7$ My, $19,5\pm 0,2$ My ve $21,5\pm 0,7$ My, Ayvacık civarındaki ignimbritlerden elde edilen yaş ise 17 My’dır. Bu şekilde Yenice dolaylarında, andezitik lavda Dayal (1984) tarafından elde edilen yaş verisi $28,2\pm 1,4$ My ve $28,0\pm 0,9$ My’dır. Siyako ve ark., (1989), Biga Yarımadası’ndaki tüm Oligosen-Miyosen volkanizmasını Lapseki güneyi ve doğusunda ve Gelibolu’daki yüzleklere göre “Doyran Volkanitleri”, Bayramiç-Çan bölgesi ve Edremit körfezi çevresindeki yüzleklere göre de “Ezine Volkaniti” olarak adlandırmış ve bu volkanizma için sedimanlarla olan ilişkilerine göre yaş vermişlerdir. Miyosen-Pliyosen

dönemindeki volkanizma, Biga Yarımadası'ndaki volkanizmanın son ürünlerini oluşturur.

Çizelge 4.1. Biga Yarımadası'nda plütonik kayalarda elde edilen jeokronolojik veriler

Magmatik türü	Yöntemi	Yaş	Mineral Türü	Referans
Şevketiye Plütönu	K/Ar	71.9 ± 1.8	Muskovit	Delaloye ve Bingöl, 2000
Karabiga Plütönu	K/Ar	45.3 ± 0.9	Biyotit	Delaloye ve Bingöl, 2000
	U/Pb	52.7 ± 1.9	Xenotim	Beccalotto ve ark., 2007
	Zirkon SHRIMP	47.02 ± 0.82		Altunkaynak ve ark., 2012
	Ar/Ar	44.4 ± 0.2	Biyotit	Altunkaynak ve ark., 2012
Kuşçayırı Plütönu	K/Ar	35.7 ± 0.8	Hornblend	Delaloye ve Bingöl, 2000
		38.1 ± 1.8		
		39.4 ± 0.8		
Alanköy Granodiyoriti	Ar/Ar	32.7 ± 0.7	Hornblend	Yiğit, 2012
Çamyayla Plütönu	K/Ar	28		Söylemezoğlu, 2009
Evciler Plütönu	Rb/Sr	20.5 ± 0.2	Biyotit ve Hornblend	Okay ve Satır, 2000
		20.7 ± 0.2		
	Rb/Sr	25 ± 0.3	Biyotit	Birkle ve Satır, 1995
	K/Ar	26.4 ± 0.6	Biyotit	Delaloye ve Bingöl, 2000
		27.1 ± 0.6		
		27.5 ± 0.6		
		28.1 ± 0.6		
		28.1 ± 0.7		
		31.1 ± 1.4		
		26.8 ± 0.6		
36.0 ± 1.4	Klorit			
Kestanbol Plütönu	K/Ar	20.5 ± 0.6	Hornblend	Delaloye ve Bingöl, 2000
	Rb/Sr	21 ± 1.6	Biyotit	Birkle ve Satır, 1995
	K/Ar	28 ± 0.88		Fytikas ve ark., (1984)
Yenice Plütönu	K/Ar	21.4 ± 0.6	Biyotit	Karacık ve ark., 2008

Bunlar; Eosen'den başlayan ve Oligosen-Alt Miyosen zamanına kadar devam eden volkanizmadan hem tektonik ortam hem de bileşimsel olarak farklılıklar gösterirler. Ayvacık-Ezine arasında ve Tavşan adasında mostra veren alkali olivin bazaltik lavlar, Ercan ve ark., (1995) tarafından "Ezine Bazaltı" olarak isimlendirilmiştir. Bu volkanik ürünlerden Ezine yolu üzerindeki bazalt örneğinden 11,0±0,4 My (Üst Miyosen), Ezine-Ayvacık arası bazalt örneklerinden 9,9±0,6 My-8,4±0,3 My (Üst Miyosen) ve Tavşan adalarındaki bazalt örneklerinden 9,5±0,3 My-10,1±0,2 My (Üst Miyosen) yaşlar K/Ar yöntemiyle Ercan ve ark., (1995) tarafından elde edilmiştir. Aldanmaz ve ark., (2000),

Kaymakçı ve ark., (2007), Aysal ve ark., (2011) tarafından K/Ar ve Ar/Ar yöntemi ile elde edilen yaş verileri Biga Yarımadası'ndaki alkali volkanikler için $12,7 \pm 0,6$ My (Üst Miyosen)'dan $7,65 \pm 0,36$ My (Üst Miyosen)'a kadardır. Trakya havzası içindeki bu tür volkanizma ürünlerinden de $11,68 \pm 0,25$ My (Üst Miyosen) yaşı Kaymakçı ve ark., (2007) tarafından elde edilmiştir.

Çizelge 4.2. Biga Yarımadası'ndaki volkanik kayalarda elde edilen jeokronolojik veriler

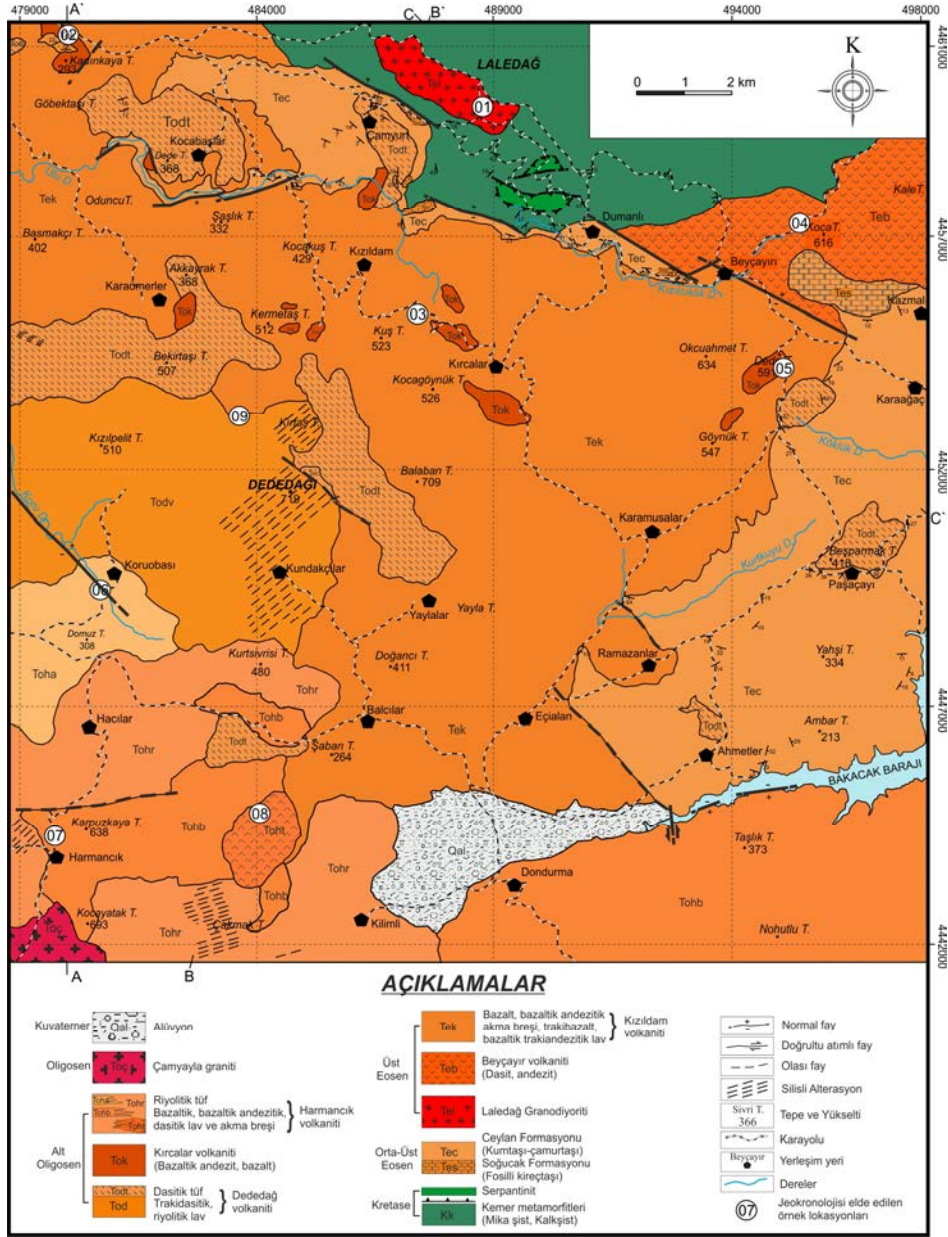
Volkanik türü	Örnek Alınan Mevkii	Yöntemi	Yaş	Kayaç Türü	Referans
			EOSEN		
Balıkliçeşme Volkanikleri	Balıkliçeşme Köyü yakınından	K / Ar	37.3 ± 0.9	Dasitik lav	Ercan ve ark., (1995)
			OLİGOSEN		
Stage 2 (Oligosen)		K / Ar	24.7 ± 0.7		MTA, Altunkaynak ve Genç, (2008)
			24.8 ± 1		
			26.8 ± 1.4		
			27.5 ± 1.1		
			29.3 ± 1.3		
			31.3 ± 1.8		
			31.8 ± 1.4		
			32.3 ± 2		
Çan Volkanitleri			26 ± 2.1		Dayal ve Özgenç, (2000)
			26.2 ± 1.3		
			28 ± 0.9		Dayal, (1984)
			28.2 ± 1.4		
Gökçeada'daki yüzleklerden	K / Ar	30.4 ± 0.7		Ercan ve ark., (1995)	
		34.3 ± 1.2			
Kirazlı volkanitleri	Ayvalık yakınında Alibey adasında	K/Ar	27.6 ± 0.6	Bazaltik türde lav	Ercan ve ark., (1995)
	Ayvalık yakınında Alibey adasında		31.1 ± 0.7	Trakiandezit türde lav	
Alibey volkanitleri	-	K / Ar	31.4 ± 0.4	Bazalt görünümlü traki andezitik lav	Ercan ve ark., (1985)
			MİYOSEN		

-	Akçapınar	Ar / Ar	11.16 ± 0.21		Kaymakçı ve ark., 2007
Hüseyinfaki volkanitleri	Ayvacic-Hüseyinfaki Köyü yakınından	K/Ar	15.3 ± 0.3	Trakiandezit türde lav	Ercan ve ark., (1995)
	Gülpınar Koyunevi Köyü yakınında		18.5 ± 0.4		
	Biga		16.8 ± 0.7	Andezitik lav ve tuf	Borsi ve ark., (1972)
	Ayvacic		17	İgnimbirit	
	Biga		19.5 ± 0.2	Andezitik lav ve tuf	
		K/Ar	19.7 ± 0.3		Aldanmaz ve ark., (2000)
			20.3 ± 0.6		
			20.5 ± 0.5		
			21.3 ± 0.3		
Hallaçlar formasyonu			23.6 ± 0.6		Krushensky, (1976)
			GEÇ MİYOSEN		
Taştepe bazaltı		K/Ar	12.70± 0.6		Aysal ve ark., (2011)
Ayvacic volkanitleri	Ayvacic	K/Ar	8.32 ± 0.19	Bazanit	Aldanmaz ve ark., (2000)
Ezine bazaltı	Ezine Güneydoğusu	K/Ar	8.4 ± 0.3		Ercan ve ark., (1995)
	Tavşan adası		9.5 ± 0.3		
	Ezine Güneydoğusu		9.9 ± 0.6		
	Tavşan adası		10.1 ± 0.2		
	Taştepe köyü		11.0 ± 0.4		

4.2.2. Çalışma alanındaki magmatik kayalara ait jeokronolojik veriler

Bu çalışma ile, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotopik analizlerinden elde edilen sonuçlar doğrultusunda Dededağ ve çevresindeki volkanizmanın gelişim evreleri ve kronostratigrafisi ortaya konulmuştur. İncelenen volkanitlerin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinden faydalanarak, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırması için her bir volkanik seriyi temsil edecek yüzeysel ve hidrotermal alterasyondan etkilenmemiş taze örnekler seçilmiştir. Jeokronolojik analizi gerçekleştirilen örneklerin alındıkları coğrafik koordinatları Şekil 4.96'da jeoloji haritası üzerinde gösterilmiştir. Bu örneklerin analize hazırlanma aşamaları

Bölüm 3.3.3'de anlatılmıştır. Analizi yapılan magmatik kayaların bileşimleri, ayrırtedilebilir mineraller ve genel özellikleri Çizelge 4.3'te verilmiştir.



Şekil 4.96. Jeokronolojik analizi gerçekleştirilen örneklerin jeolojik harita üzerindeki lokasyonları

Eosen ve Oligosen dönemlerine ait volkanik serilerden ayrırtedilen fenokristal ve uygun fenokristal bulumayan volkanik kayacın hamurunu temsil eden örneklerin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları ve sonuçları Şekil 4.97 ve Şekil 4.98'de verilmiştir.

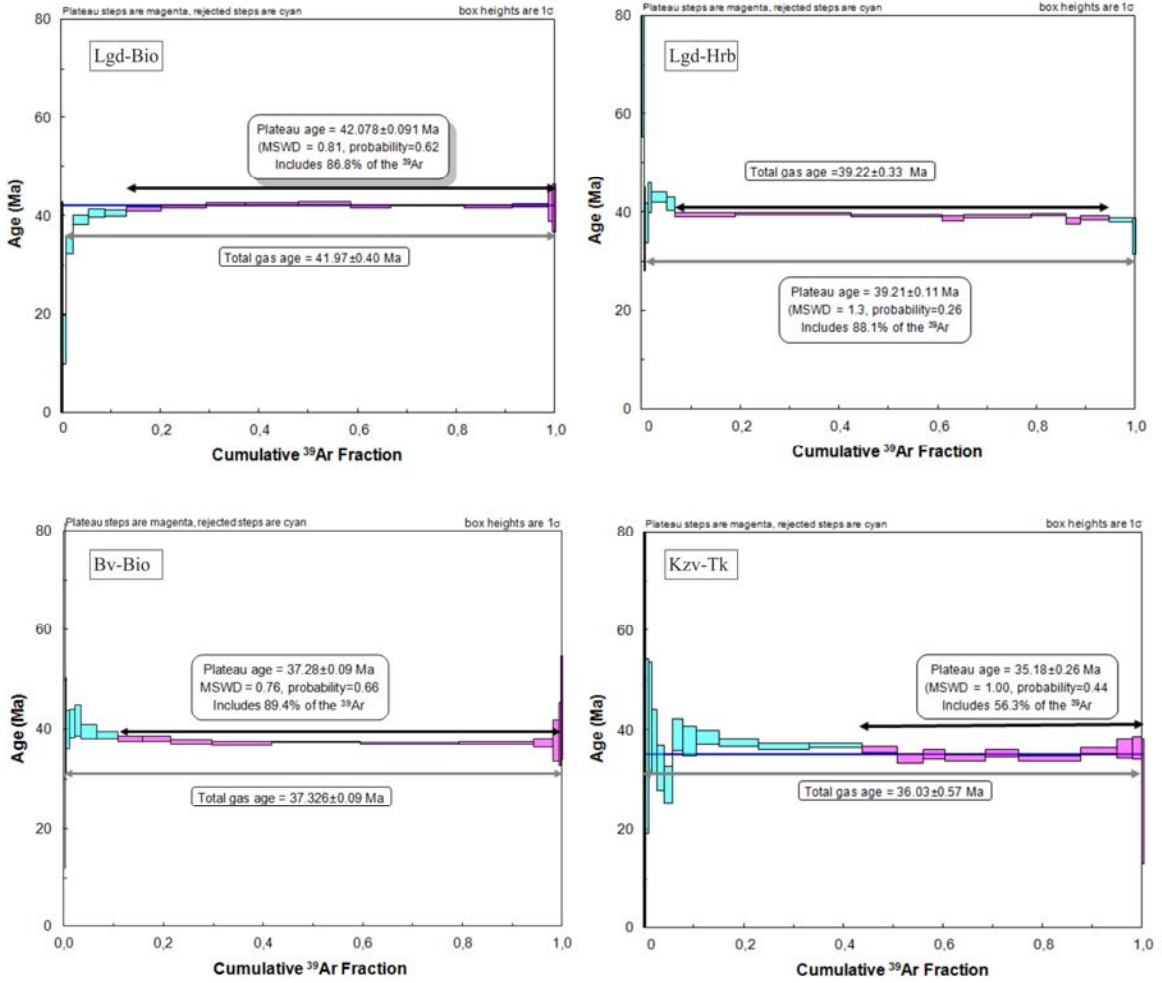
Çizelge 4.3. Jeokronolojik analize gönderilen kayaç örneklerinin genel özellikleri

Örnek No	Magmatik Ünite	Kayaçın Bileşimi	Jeokimyasal Özellikleri	Ayrılan Mineral Türü	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Yaşı
Y1	Laledağ Granodiyoriti	Granodiyorit	Kalkalkalen, yüksek K'lu	Hornblend	39,21±0,11
				Biyotit	42,08±0,09
Y5	Beyçayır volkaniti	Dasit	Kalkalkalen, orta-yüksek K'lu	Biyotit	37,28±0,09
09-226	Kızıldam volkaniti	Bazaltik trakiandezit	Alkalen, yüksek K, şoşonitik	Plajiolklas	Sonuç alınmadı
				Tüm kaya	35,18±0,26
09-138	Dededağ volkaniti	Trakidasit	Kalkalkalen, yüksek K'lu	Biyotit	32,78±0,04
Y2	Kırcalar volkaniti	Bazaltik andezit	Kalkalkalen, Orta K'lu	Tüm kaya	31,01±0,26
09-201		Bazaltik andezit		Tüm kaya	29,74±0,52
Y9	Harmancık volkaniti	Trakidasit	Kalkalkalen, yüksek K'lu	Tüm kaya	29,95±0,18
Y8		Bazaltik trakiandezit	Alkalen, şoşonitik	Hornblend	29,09±0,05
09-100		Andezit	Kalkalkalen, yüksek K'lu	Plajiolklas	Sonuç alınmadı
	Tüm kaya			29,02±0,29	

4.3. Jeokimya

Jeolojik süreçlerin açıklanması için jeokimyasal veriler kullanılır. Kaynak bölgenin kimyasal bileşimi ve mineralojisi, magmatik kayaların kimyası üzerinde temel bir kontrole sahiptir. Kaynağın kendi bileşimi, kaynak bölgesindeki karışım süreçlerinin bir fonksiyonudur. Bir eriyiğin ana ve iz element bileşimi, ergime sürecinin türü, derinliği ve kısmi ergime derecesi tarafından belirlenir (Şekil 4.99). Çoğu magmatik kaya, yüzeyde veya yüzeye yakın bölgelerdeki yerleşiminden önce bir magma odasına süzülür. Magma odası süreçleri (kaynağın kısmi ergimesi, fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, kirlenme veya bu süreçlerin dinamik bir karışımı) tarafından ilksel magmanın kimyasal bileşimi sıkça değişir. Bu süreçlerde kullanılan jeokimyasal veriler başlıca dört kategoriye ayrılır: ana elementler, iz elementler, radyojenik izotoplar ve duraylı izotoplar (Rollinson, 1993). Bu veriler, yukarıda da belirtilen jeolojik süreçler kapsamında kayaç sınıflandırmasında, kayaç oluşana kadar hangi olayların gerçekleştiğinin tespitinde, kayacı

oluşturan ilksel eriyiğin kökeninin tespitinde kullanılırlar.

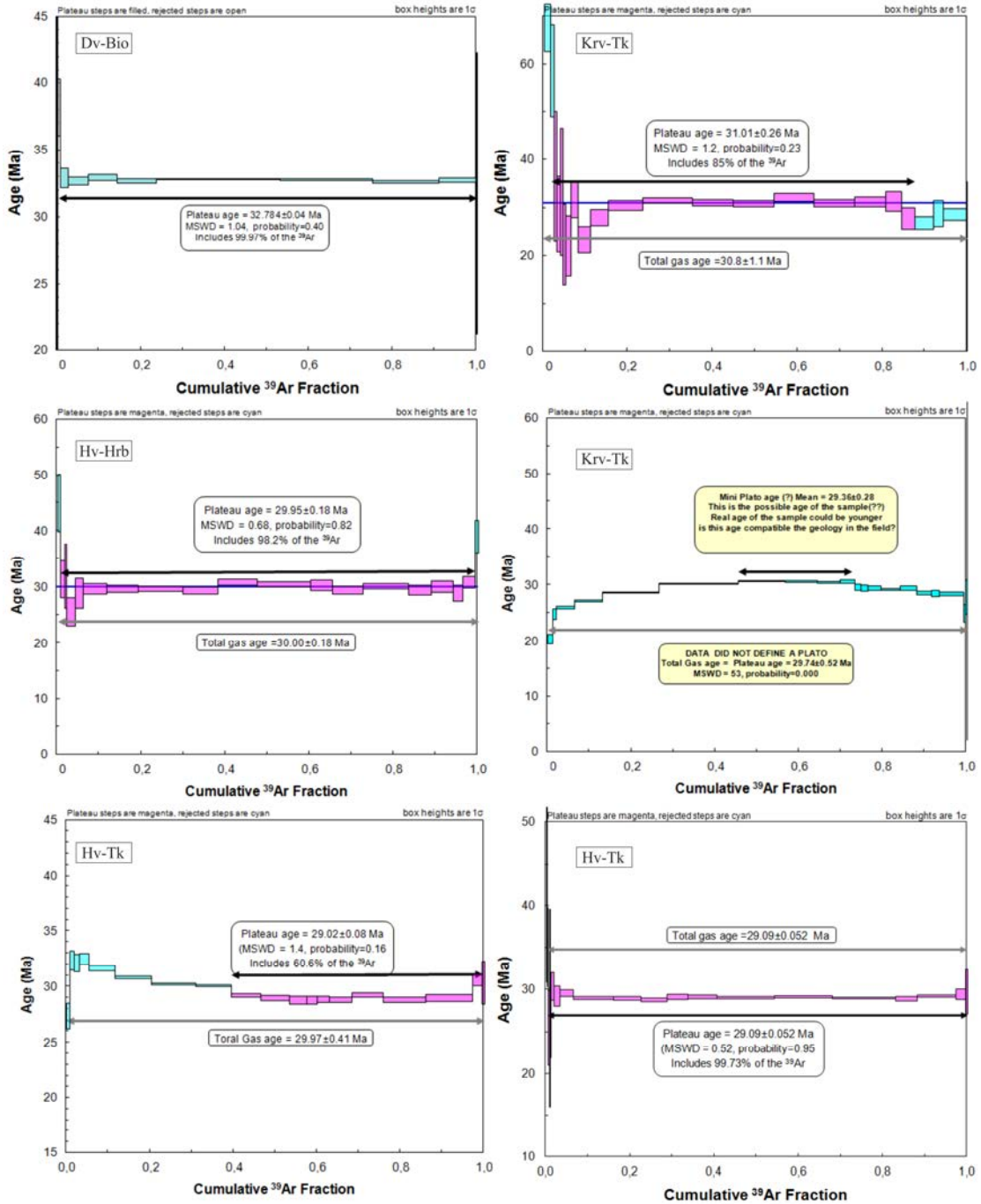


Şekil 4.97. Eosen magmatik kayalarına ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları. (Lgd: Laledağ granodiyoriti, Bv: Beyçayır volkaniti, Kzv: Kızıldam volkaniti).

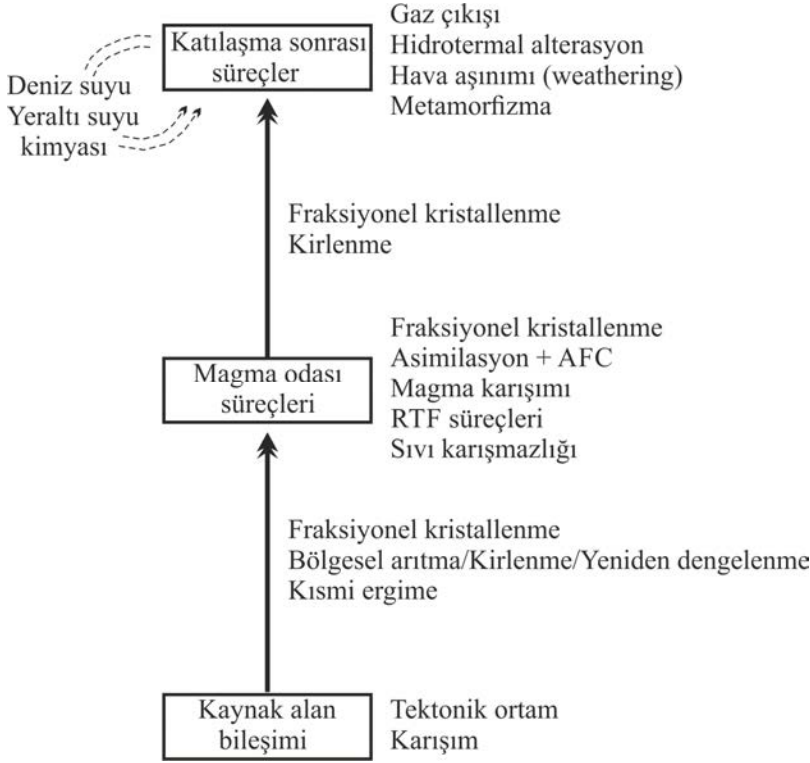
Ana elementler, yer kabuğunda %1'den fazla oranda bulunan elementlerdir. Bunlar Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn, P'den oluşur. Bu elementlerin herhangi bir kayaç içerisindeki konsantrasyonları % oksit (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}^*-\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{toplam demir oksit}$, MgO , CaO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5) cinsinden belirlenir. Kayaç içerisinde ana oksitlerin toplamı % 100 civarında olacak şekilde hesaplanır. H_2O , CO_2 ve S gibi uçucu elementler genel toplama dahil edilir.

İz elementler, yer kabuğunda < %0,1 oranında bulunan elementlerdir ve ppm (milyonda bir) ve ppb (milyarda bir) olarak ifade edilirler. Bunlar, Sc, Be, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, B,

Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu gibi ilk geçiş serisi, platin grubu elementleri ve nadir toprak elementlerini içerirler. İz element çalışmaları modern petrolojinin önemli bir parçası haline gelmiştir ve petrolojik süreçler arasındaki ayrımı yapmada ana elementlerden daha yeteneklidirler.



Şekil 4.98. Oligosen volkanik kayalarına ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları. (Dv: Dededağ volkaniti, Krv: Kırcalar volkaniti, Hv: Harmancık volkaniti).



Şekil 4.99. Magmatik kayaların kimyasal bileşimini kontrol eden ana süreçlerin akış diyagramı (Rollinson, 1993), (AFC: Asimilasyona eşlik eden fraksiyonel kristallenme; RTF: replenishment-tapping-fractionation/tazelenme-yüzeğe yükselme-ayrışma).

İzotoplar radyojenik ve duraylı olmak üzere ikiye ayrılır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla (α -bozuşması, β -bozuşması, nükleer fizyon gibi) başka bir elemente dönüşen izotoplardır. Bunlar Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Th-Pb ve K-Ar gibi element çiftlerini içerirler. Duraylı (kararlı) izotoplar, H, O, C ve S gibi radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. İzotoplar, jeolojide iki temel uygulama alanına sahiptir: jeokronoloji ve jeokimya. Bu çalışma kapsamında izotop verileri, jeokimyasal amaçlı yapıtılamayıp, sadece K'un radyoaktif izotopu olan Ar, jeokronolojik incelemelerde kullanılmıştır.

Bu bölümde Lapseki ilçesi güneydoğusunda bulunan Dededağ ve çevresindeki Eosen ve Oligosen dönemlerine ait magmatik kayaçların, ana, iz ve nadir toprak element (REE) analizlerini içeren jeokimyasal sonuçlar irdelenecek ve değerlerlendirilecektir. Ayrıca volkanitlerin zamana bağlı kimyasal bileşimindeki değişiklikler ile magmatik süreçler arasındaki ilişkisi araştırılarak, oluşumlarında yitim, kabuk ve köken zenginleşmesinin rolü ortaya konulmaya çalışılacaktır.

4.3.1. Eosen-Oligosen magmatik kayaların jeokimyasal özellikleri

Çalışma alanındaki Eosen yaşlı magmatizmayı temsil eden ürünler, Laledağ granodiyoriti, Beyçayır ve Kızıldam volkanitlerini içermektedir. Jeokimyasal özelliklerin irdelenmesi amacıyla saha gözlemleri ve petrografik çalışmalar temel alınarak, Laledağ granodiyoriti (3 adet), Beyçayır volkaniti (8 adet) ve Kızıldam volkanitlerini (13 adet) en iyi temsil eden toplam 24 adet taze örneğin ana oksit, iz ve REE analiz sonuçları Çizelge 4.4'te verilmiştir.

Oligosen yaşlı magmatik ürünler çalışma alanında Dededağ, Kırcalar, Harmancık volkanitleri ve Çamyayla plütonundan oluşmaktadır. Saha gözlemleri ve petrografik çalışmalar doğrultusunda, jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amacıyla, Dededağ volkanitinden 7, Kırcalar volkanitinden 18 ve Harmancık volkanitlerinden 15 adet örnek seçilerek toplamda 40 adet kaya örneği (alterasyondan etkilenmemiş veya az etkilenmiş) analize gönderilmiştir.

Ayrıca bölgedeki volkanizmanın plütonik eşleniği ve kökensel bir birlikteliği olabileceği düşüncesi ile çalışma alanındaki Oligosen volkaniklerinin içine sokulmuş Çamyayla plütonu, jeokimyasal yorumlarda değerlendirmeye alınmıştır. Bu çalışmada intrüzife ait örnekler jeokimyasal analize gönderilmeyip, Söylemezoğlu (2009) tarafından granit olarak sınıflandırılan plütonun 2 örneği kullanılmıştır. Çamyayla plütonuna ait örnekler ile analizden elde edilen ana oksit, iz ve REE verileri Çizelge 4.5'te verilmiştir.

4.3.1.1. Jeokimyasal sınıflama

Bölgedeki magmatik kayaların jeokimyasal niteliklerini belirlemek amacıyla bazı araştırmacılar tarafından önerilen sınıflama diyagramları kullanılmıştır. Volkanik kayaların sınıflamasında Le Bas ve ark., (1986) nın toplam alkali-silis (TAS) diyagramları bunların başında gelir.

Eosen ve Oligosen magmatik kayalarının jeokimyasal çalışmaları, analiz edilen örneklerin jeokimyasal sonuçlarının susuz bazda (LOI-ateşte su kaybı değerleri, ana elementlere orantılı dağıtılarak) hesaplanmış değerleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Eosen dönemi kayalarına ait, Laledağ granodiyoritini oluşturan kayaların % SiO₂ değerleri 60,7-63,2 arasında değişmektedir. Dolayısıyla silis değerleri bu kayaların ortaçağ bileşimli bir intrüzif olduğunu gösterir.

Çizelge 4.4. Çalışma alanındaki Eosen magmatik kayalarına ait ana (%), iz ve REE (ppm) analiz sonuçları

Yaş Volkanik Üniteler Örnek No	Orta-Geç Eosen			Geç Eosen							
	Lgd			Bv							
	Y1	10-79	09-183	09-187	09-191	10-85	11-3	10-70	Y5	Y5-2	10-86
<i>Major elements (wt%)</i>											
SiO ₂	60,7	61,9	63,2	58	61,6	61	60,4	61,6	62,6	63,7	64,9
Al ₂ O ₃	16,85	16,25	16,35	16,85	17,00	16,8	16,3	14,90	17,30	16,7	16,7
Fe ₂ O ₃	5,88	5,86	5,99	6,49	5,69	4,98	4,08	5,20	5,65	3,97	3,75
CaO	5,64	5,55	5,63	6,82	5,90	5,1	6,5	4,89	3,74	3,74	4,09
MgO	2,39	2,22	2,18	1,88	1,24	1,95	1,92	3,02	0,56	0,58	0,47
Na ₂ O	3,16	3,04	3,01	3,10	3,52	3,06	2,97	3,29	4,00	3,87	3,64
K ₂ O	2,79	2,77	2,85	1,94	1,84	2,62	2,26	2,75	2,30	2,2	2,21
TiO ₂	0,56	0,56	0,54	0,69	0,63	0,45	0,43	0,56	0,55	0,47	0,45
MnO	0,1	0,11	0,11	0,14	0,13	0,15	0,1	0,14	0,19	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,17	0,19	0,2	0,18	0,18	0,23	0,17	0,15	0,13
SrO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,08	0,04	0,04	0,04
BaO	0,08	0,07	0,07	0,06	0,08	0,15	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07
LOI	1,04	1,2	1,09	3,88	1,5	4,12	4,07	3,27	4,09	3,6	3,73
Total	99,68	99,8	101,5	100	99,4	100,6	99,36	100,02	101,29	99,18	100,26
<i>Trace elements (ppm)</i>											
Ba	610	648	670	576	765	1300	745	802	644	601	644
Ce	47,6	52,1	55,1	42,7	52,6	54	50,1	54,6	47,7	42,4	42,9
Co	11,4	14,1	13,7	20	8,7	10,1	6,5	14,2	10,2	6,8	5,1
Cr	20	10	10			10	10	20	120	10	20
Cs	3,34	1,85	3,26	0,51	0,92	4,4	3,7	4,43	4,41	3,51	3,43
Cu	201	305	214	70	38	29	20	28	32	20	26
Dy	3,25	3,59	3,47	3,81	4,46	3,29	2,82	4,32	3,09	2,70	2,16
Er	1,84	2,23	2,10	2,45	2,73	1,97	1,81	2,52	1,86	1,53	1,44
Eu	1,07	1,22	1,17	1,16	1,39	1,24	1,02	1,34	1,13	1,06	0,94
Ga	15,3	17,6	17,4	17,4	17,4	16,3	15,2	16,8	21,3	17,8	17,9
Gd	3,62	4,14	3,99	3,96	5,00	4,12	3,26	4,80	3,59	3,03	2,48
Hf	3,1	3,7	4	3,9	4,1	3,2	3,5	4,4	4,2	3,2	3,3
Ho	0,65	0,75	0,70	0,83	0,91	0,70	0,59	0,88	0,63	0,54	0,47
La	26,9	28,2	29,7	22,1	27,5	33,1	27,5	29,8	26	24,1	23,8
Lu	0,32	0,35	0,32	0,40	0,42	0,32	0,30	0,43	0,34	0,28	0,23
Nb	6	7,4	7,5	6,8	8,1	6,2	6,1	8,6	7,2	5,9	6,4
Nd	21,8	24,2	23,9	20,4	27,5	26,4	21,9	26,1	21,5	19	18,9
Ni	7	5	5	8		7	6	8	26	9	9
Pb	24	15	18	11	16	48	19	6	16	21	43
Pr	5,30	6,51	6,61	5,40	7,13	6,42	5,35	7,01	5,77	4,78	4,71
Rb	110,0	102,0	104,0	49,9	44,4	49,1	37,9	65,0	80,4	68,8	72,8
Sm	3,97	4,90	4,87	4,41	5,65	4,48	3,66	5,53	4,15	3,24	3,10
Sr	509	583	601	523	636	613	520	727	339	346	353
Ta	0,7	0,6	0,6	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
Tb	0,53	0,61	0,58	0,61	0,75	0,56	0,46	0,73	0,51	0,45	0,35
Th	16,20	16,45	15,20	9,44	6,40	10,80	11,30	8,27	9,92	8,72	8,73
Tm	0,28	0,30	0,30	0,36	0,38	0,30	0,25	0,38	0,30	0,25	0,18
U	4,89	4,30	4,65	3,26	2,35	3,92	3,47	2,36	3,71	2,71	2,74
V	123	145	138	186	162	93	84	112	109	83	82
W	3	2	3	2	1	2	1	1	1	1	1
Y	17,4	21,8	20,8	24,1	26,2	23,1	16,1	25,3	18,8	15,9	13
Yb	1,87	2,12	2,12	2,58	2,67	1,94	1,79	2,72	2,15	1,64	1,37
Zn	54	47	51	68	64	67	53	53	59	49	39
Zr	100	124	134	142	140	121	123	170	168	117	129
Mg#	0,48	0,46	0,45	0,39	0,33	0,47	0,51	0,57	0,18	0,25	0,22

Çizelge 4.4. devamı

Yaş Volkanik Üniteler Örnek No	Geç Eosen											
	Kzv											
	09-15	13-02	09-77	09-226	09-198	10-60	09-124	OT-228	09-211	OT13-15	13-03	09-29
Major elements (wt%)												
SiO ₂	46,8	46,9	49,1	48,8	47,5	48,7	50,1	49,5	51,2	49,5	50,2	50
Al ₂ O ₃	18,5	20,3	18,15	19,25	18,05	17,55	19,60	18,35	17,55	18,8	18,8	18,95
Fe ₂ O ₃	10,35	9,19	9,36	8,03	8,72	9,81	8,70	8,32	8,84	7,65	5,74	8,64
CaO	7,92	7,36	7,46	7,25	7,14	7,81	7,81	6,61	7,22	4,21	7,08	6,15
MgO	3,81	4,31	5,49	4,17	4,2	4,74	2,94	4,01	4,01	4,96	3,2	3,11
Na ₂ O	3,53	3,22	3,93	5,02	4,38	3,16	4,60	4,72	3,92	4,09	4,92	3,5
K ₂ O	2,67	1,9	1,34	1,76	1,69	2,11	1,67	1,81	3,09	2,78	1,69	3,9
TiO ₂	1,06	1,02	0,95	0,85	0,81	1	0,92	0,83	0,87	0,94	0,87	0,84
MnO	0,22	0,2	0,20	0,20	0,16	0,14	0,23	0,16	0,12	0,14	0,18	0,18
P ₂ O ₅	0,22	0,29	0,22	0,26	0,31	0,29	0,21	0,34	0,27	0,26	0,29	0,26
SrO	0,04	0,11	0,10	0,05	0,1	0,07	0,10	0,09	0,05	0,1	0,05	0,08
BaO	0,12	0,23	0,12	0,04	0,08	0,05	0,16	0,08	0,04	0,2	0,08	0,08
LOI	4,74	3,86	3,97	4,23	4,6	4,19	3,62	4,3	2,92	4,39	4,13	3,19
Total	99,98	98,76	100,39	99,91	97,7	99,62	100,66	99,1	100,1	98	97,23	98,89
Trace elements (ppm)												
Ba	1035	1990	1020	377	701	416	1340	757	379	1755	750	651
Ce	38,4	54,7	29,5	37,6	54	38,5	33,5	56,9	35,8	49,7	46,5	44,2
Co	21,6	21,8	33,9	20,7	22,5	25,8	22,6	23,4	21,7	20,1	17,7	19,1
Cr	10		10	10	10	10	20	10	10		10	10
Cs	5,08	0,5	4,05	5,47	0,9	0,32	1,15	8,09	7,59	1,11	0,32	3,93
Cu	15	68	36	127	81	104	43	91	74	63	20	11
Dy	4,01	4,96	4,14	4,24	4,06	4,14	4,25	4,50	4,87	4,86	4,10	4,45
Er	2,24	2,98	2,33	2,63	2,43	2,62	2,56	2,61	3,04	2,91	2,48	2,51
Eu	1,35	1,74	1,29	1,38	1,53	1,46	1,29	1,67	1,44	1,68	1,15	1,52
Ga	16,6	18,4	19,5	18,5	18	18,5	18,2	19,2	18,7	15,9	14,7	17,4
Gd	4,36	5,64	4,59	4,71	4,95	4,87	4,54	5,40	4,96	5,69	4,49	4,95
Hf	2,6	3,2	2,4	2,5	2,7	3,2	2,6	2,8	3,4	3,1	4,4	3
Ho	0,78	0,98	0,85	0,90	0,78	0,92	0,89	0,92	1,01	1,01	0,85	0,92
La	18,6	27,4	16,3	17,9	26,8	18,7	16,7	27,8	17,1	23,6	23,8	21,2
Lu	0,34	0,42	0,34	0,36	0,35	0,43	0,40	0,35	0,43	0,41	0,40	0,39
Mo		3			2		2					
Nb	5,2	6,1	3,9	4,1	4,1	5,2	4,4	4,8	5,8	5,9	8	5,8
Nd	21,4	29,6	18,2	21,4	29,4	23	19,2	29,9	20,3	28,2	24	24,5
Ni	10	8	12	7	16	10	13	11	12	7	12	9
Pb	19	14	11	8	43	10	10	17	14	18	22	33
Pr	4,80	6,71	4,22	5,27	6,50	4,94	4,63	7,64	4,97	6,16	5,50	5,50
Rb	52,8	28,9	20,0	16,1	33,3	23,5	20,3	39,4	70,5	77,1	22,7	93,1
Sm	4,48	5,85	4,56	5,18	5,39	4,65	4,55	6,44	5,02	5,40	4,69	5,05
Sn	2	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1
Sr	329	926	845	444	826	599	816	864	433	811	454	677
Ta	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,5	0,3
Tb	0,65	0,85	0,70	0,69	0,69	0,76	0,71	0,79	0,78	0,85	0,68	0,73
Th	5,48	6,38	3,12	3,96	7,02	3,78	4,14	7,29	4,17	6,19	5,52	4,98
Tm	0,31	0,42	0,34	0,36	0,34	0,39	0,37	0,35	0,41	0,41	0,36	0,38
U	1,16	1,76	1,21	1,18	1,80	1,11	1,61	1,91	1,47	1,80	1,91	1,67
V	312	267	292	257	224	269	279	239	236	218	162	188
W	1	1		1	1	1	1	1	1	1	1	1
Y	21	27,8	22,6	25,4	22,8	23,9	25	25,9	29,2	26,4	21,9	24,5
Yb	2,06	2,75	2,22	2,43	2,08	2,33	2,64	2,32	2,80	2,51	2,46	2,52
Zn	73	91	85	64	81	88	97	88	56	86	86	76
Zr	98	113	86	84	94	111	102	102	124	110	157	121
Mg#	0,45	0,51	0,57	0,54	0,52	0,52	0,43	0,52	0,50	0,59	0,56	0,45

Çizelge 4.5. Çalışma alanındaki Oligosen magmatik kayalarına ait ana (%), iz ve REE (ppm) analiz sonuçları

Yaş	Erken Oligosen							Erken Oligosen		
	Dv							Krv		
Volkanik Üniteler										
Örnek No	09-94	Y11	09-96	09-139	09-93	09-146	09-107	09-205	09-221	09-150
Major elements (wt%)										
SiO ₂	65,9	66,4	67,2	67,5	72,7	65,1	72,8	47,8	48,6	50,5
Al ₂ O ₃	16,25	16,40	15,65	14,45	14,7	15,80	13,55	18,1	20,9	17,40
Fe ₂ O ₃	3,28	2,94	2,85	3,66	1,3	3,37	2,07	10,65	8,57	9,68
CaO	1,93	2,35	1,44	2,21	0,18	3,66	0,41	10,65	10,15	10,75
MgO	1,44	0,71	1,39	1,84	0,28	1,42	0,16	5,75	3,14	6,24
Na ₂ O	4,16	4,34	3,83	3,80	3,18	3,95	4,63	2,45	3,3	2,47
K ₂ O	4,03	4,24	5,08	3,99	4,64	1,77	3,89	0,98	0,79	0,43
TiO ₂	0,45	0,37	0,41	0,50	0,23	0,39	0,38	0,81	0,85	0,76
MnO	0,12	0,12	0,07	0,05	0,02	0,08	0,01	0,18	0,14	0,17
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,11	0,12	0,02	0,10	0,11	0,18	0,24	0,11
SrO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,05	0,02	0,08	0,08	0,07
BaO	0,10	0,11	0,11	0,09	0,1	0,09	0,22	0,04	0,04	0,03
LOI	2,76	2,25	1,87	2,59	2,29	4,71	1,46	1,6	1,56	1,9
Total	100,6	100,39	100,08	101	99,67	100,5	99,71	99,28	98,37	100,5
Trace elements (ppm)										
Ba	870	957	1005	872	848	855	1880	336	319	319
Ce	59,5	70,7	64,6	53,1	66,1	38,7	55,3	28,6	30,7	21,9
Co	4,8	4,1	3,7	6,4	0,8	5,8	3	31,3	21,2	34,4
Cr	40	30	20	10	10	20	20	20	10	60
Cs	1,85	2,93	1,13	1,55	2,49	4,18	1,57	0,67	0,26	2,58
Cu	5	8	6	33	5	15	10	101	133	100
Dy	3,51	3,72	3,29	3,78	3,72	2,11	2,75	3,35	4,04	3,25
Er	2,27	2,53	2,23	2,47	2,54	1,44	1,82	1,95	2,49	1,96
Eu	0,98	1,00	0,91	0,98	0,85	0,94	0,60	1,20	1,33	1,05
Ga	18,2	17	14,5	15,2	15,5	15,9	7,2	16,1	19	17,1
Gd	3,75	3,89	3,26	3,89	3,92	2,18	2,88	3,67	4,40	3,40
Hf	7,8	9,1	7	6,4	5,1	5,2	4,3	1,6	2,2	1,9
Ho	0,74	0,80	0,71	0,79	0,78	0,45	0,58	0,72	0,86	0,68
La	32,9	39,3	34,4	27,8	39,2	23	32,5	14,5	14,1	10,8
Lu	0,43	0,54	0,42	0,43	0,49	0,26	0,35	0,28	0,36	0,28
Nb	12,1	13,3	12,4	9,6	13,8	6	8,5	2,1	3,3	2,2
Nd	24,2	25,9	23,8	22,9	27,4	14,4	21,3	17,2	19,3	12,7
Ni	7	6						21	11	33
Pb	22	19	41	17	20	20	44	16	20	7
Pr	6,92	7,80	6,66	6,41	7,44	4,22	5,58	3,67	3,90	3,00
Rb	112,5	143,5	122,0	115,0	140,0	56,6	83,2	19,8	6,8	11,5
Sm	4,45	4,69	4,18	4,60	4,60	2,67	3,22	3,62	4,11	3,22
Sr	320	274	272	269	50,8	483	112	618	709	658
Ta	0,8	0,9	0,9	0,6	1,1	0,4	0,7	0,1	0,2	0,1
Tb	0,57	0,60	0,51	0,61	0,60	0,34	0,46	0,57	0,66	0,53
Th	17,60	21,90	21,10	17,45	21,60	10,45	15,85	4,31	3,00	2,84
Tm	0,37	0,43	0,35	0,36	0,44	0,21	0,28	0,27	0,35	0,28
U	5,58	5,62	5,30	4,97	5,35	3,41	4,91	1,31	1,01	0,92
V	46	33	40	79	11	63	21	289	257	292
W	1	2	1	2	1	1	3	1		
Y	22	24,9	21,6	23,8	23,8	13,8	16,6	18	22,7	19
Yb	2,66	3,20	2,65	2,67	3,13	1,64	1,93	1,81	2,21	1,85
Zn	50	39	58	49	58	47	25	73	72	72
Zr	335	383	283	241	178	221	163	51	77	63
Mg#	0,50	0,35	0,52	0,53	0,33	0,49	0,15	0,55	0,45	0,59

Çizelge 4.5. Devamı

Yaş	<i>Erken Oligosen</i>										
Volkanik Üniteler	<i>Krv</i>										
Örnek No	10-24	09-216	09-121	11-2	09-110	09-45	13-04	10-36	10-21	10-45	09-52
<i>Major elements (wt%)</i>											
SiO ₂	54	49,6	46,9	48,8	45	52	51,3	52,8	55,2	52,6	55,5
Al ₂ O ₃	18,40	18,55	17,75	18,65	18,95	18,25	17,7	18,70	18,15	17,60	17,90
Fe ₂ O ₃	8,22	10,3	10,15	10,25	9,01	9,09	8,85	6,96	7,52	9,28	8,37
CaO	8,80	10,3	6,44	9,5	9,72	9,75	8,29	6,70	7,25	8,32	8,27
MgO	4,00	4,26	7,3	4,77	5,45	4,32	4,04	3,31	2,56	4,10	3,34
Na ₂ O	3,33	2,9	3,63	3,02	2,82	3,14	3,1	3,42	4,2	3,12	3,00
K ₂ O	1,10	1,14	0,97	1,08	0,89	1,32	1,26	1,76	0,87	1,50	1,96
TiO ₂	0,79	1,01	0,84	0,96	1,05	0,89	0,8	0,79	0,92	0,97	0,91
MnO	0,17	0,14	0,19	0,15	0,2	0,16	0,18	0,15	0,17	0,18	0,18
P ₂ O ₅	0,15	0,23	0,21	0,22	0,21	0,23	0,25	0,23	0,2	0,26	0,25
SrO	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09
BaO	0,04	0,06	0,05	0,05	0,09	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,08
LOI	0,7	2,02	4,63	1,53	4,78	2,54	1,58	2,59	1,71	1,29	1
Total	99,8	100,5	99,12	99,11	98,21	101,83	97,42	97,6	98,87	99,4	101
<i>Trace elements (ppm)</i>											
Ba	390	461	403	406	740	488	497	620	509	585	708
Ce	28,8	35,7	25,3	32,4	22,3	37,3	41,7	47,9	36,5	48,8	54,5
Co	22,3	27,5	27,3	29,4	25,2	36,9	21,8	17,5	15	25	22,7
Cr	10	20	30	20	20	100	10		20	20	20
Cs	0,32	0,28	1,09	0,23	0,53	0,55	0,59	0,4	2,2	0,89	5,88
Cu	55	123	82	131	74	57	74	28	99	45	49
Dy	4,18	4,18	3,54	4,11	3,83	3,80	4,33	4,71	4,45	5,06	4,57
Er	2,59	2,40	2,16	2,35	2,39	2,34	2,63	2,79	2,81	3,12	2,67
Eu	1,18	1,33	1,04	1,23	1,20	1,34	1,36	1,49	1,27	1,55	1,62
Ga	18,7	18,3	18,4	18,2	17,2	18,7	18,1	18,4	17,4	19,3	19,7
Gd	4,07	4,44	3,67	4,19	4,15	4,25	4,68	5,10	4,67	5,46	5,32
Hf	2,9	2,2	1,9	2,1	1,7	2,7	2,7	3,4	3,2	3,7	4
Ho	0,86	0,90	0,73	0,88	0,82	0,80	0,92	0,95	0,92	1,04	0,91
La	14,1	17,6	11,4	15,2	10	19,5	20,5	23,4	18,2	23,9	27,4
Lu	0,38	0,36	0,29	0,33	0,33	0,36	0,39	0,41	0,43	0,46	0,36
Mo	2			2		2			3	2	
Nb	4,2	3,4	2,6	3,7	2,8	6,8	4,5	5,6	5,9	9,5	8,2
Nd	16,1	20,6	16,5	17,6	15,7	19,5	23,5	25	21	26,1	28,4
Ni	7	19	17	19	11	52	10	5	5	13	8
Pb	7	18	8		15	10	15	11	29	19	9
Pr	3,87	4,39	3,36	4,10	3,09	4,78	5,20	6,35	4,39	6,54	7,24
Rb	14,8	22,3	18,7	16,4	14,0	29,9	27,7	31,3	45,9	34,1	64,2
Sm	4,06	4,38	3,67	3,93	3,57	4,38	4,62	5,79	4,30	6,02	6,25
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1	2
Sr	505	628	520	623	563	551	613	615	518	649	788
Ta	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,5	0,5	0,5
Tb	0,68	0,68	0,57	0,66	0,65	0,63	0,70	0,77	0,74	0,82	0,77
Th	3,84	4,22	1,91	3,86	2,76	4,94	5,43	6,23	5,85	6,28	8,53
Tm	0,36	0,36	0,29	0,36	0,36	0,35	0,39	0,39	0,42	0,43	0,34
U	1,22	1,31	0,66	1,10	1,00	1,35	1,65	1,93	2,02	1,77	2,49
V	237	334	326	304	342	226	217	221	208	242	238
W		1				1	1	1	1	1	2
Y	25,1	23,6	19,5	22,8	20,8	21,6	24,2	27,7	25,4	30,3	25,9
Yb	2,43	2,44	1,81	2,52	2,08	2,29	2,40	2,69	2,59	2,97	2,41
Zn	78	80	65	82	70	75	76	78	82	108	85
Zr	100	77	66	79	55	103	100	124	113	135	141
Mg#	0,52	0,48	0,62	0,51	0,58	0,52	0,51	0,52	0,43	0,50	0,47

Çizelge 4.5. Devamı

Yaş Volkanik Üniteler Örnek No	Erken Oligosen				Erken Oligosen						
	Krv				Hv						
	09-201	OT-229	Y2	09-153	09-34	Y8	Y8-2	Y9	10-55	09-04	09-07
<i>Major elements (wt%)</i>											
SiO ₂	51,1	51,8	51,8	51	48,4	49	50,5	64,4	48,8	51,8	52,5
Al ₂ O ₃	19,20	17,95	19,25	17,7	19,05	18,65	18,60	14,9	18,90	18,65	19,45
Fe ₂ O ₃	8,56	9,02	7,65	7,54	9,97	7,86	7,54	3,91	9,23	7,46	7,22
CaO	9,79	9,03	9,16	8,97	8,54	6,86	7,17	2,25	5,38	7,29	5,96
MgO	3,92	4,24	2,91	3,06	4,02	4,22	4,07	1,67	4,57	3,49	2,98
Na ₂ O	3,13	3,45	3,38	2,92	3,62	2,93	3,24	4,11	4,44	2,58	3,12
K ₂ O	0,77	0,89	1,54	1,5	2,36	2,66	2,51	3,79	3,43	2,48	3,43
TiO ₂	0,99	0,82	0,75	0,87	0,89	0,85	0,91	0,47	1,15	0,8	0,78
MnO	0,15	0,21	0,17	0,1	0,11	0,15	0,18	0,09	0,21	0,13	0,35
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,21	0,2	0,24	0,27	0,38	0,11	0,15	0,25	0,27
SrO	0,07	0,09	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,03	0,03	0,08	0,08
BaO	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	0,08	0,09	0,11	0,02	0,07	0,09
LOI	1,69	1,47	1,9	4,04	3,28	4,99	4,12	3,21	4,69	4,75	3,67
Total	99,6	99,25	98,85	98,04	100,66	98,6	99,4	99,04	101	99,79	99,9
<i>Trace elements (ppm)</i>											
Ba	378	411	406	308	750	738	749	900	228	616	798
Ce	31,9	36,8	35,3	33,4	50	47,5	50,6	51,8	28,9	48,7	55,8
Co	23,4		18,1	21,7	29,7	20,1	21,3	8,4	24,4	17,2	19,7
Cr	10	10	30	20	10	20	20	10	10	20	20
Cs	1,47	5,66	1,25	0,28	1,04	7,97	7,12	5,28	1,15	4,22	7,17
Cu	63		37	73	58	64	73	15	13	46	59
Dy	4,72	4,27	3,82	4,26	3,64	3,53	4,23	3,01	5,22	3,68	3,85
Er	2,84	2,41	2,53	2,46	2,03	2,00	2,26	1,92	3,34	2,07	2,27
Eu	1,38	1,37	1,23	1,27	1,47	1,37	1,62	0,87	1,29	1,44	1,50
Ga	20,2	17,4	18,3	17	22	17,8	19,9	14,7	20,6	16,7	18,9
Gd	5,02	4,49	4,02	4,41	4,55	4,37	5,17	3,12	5,06	4,58	4,49
Hf	2,9	2,8	3,1	3,4	2,7	2,9	3,3	4,5	3,9	3,1	3,5
Ho	0,98	0,90	0,82	0,87	0,75	0,72	0,80	0,63	1,14	0,74	0,77
La	14,8	16,6	16,5	15,7	26,1	24,9	26,3	29,4	13,1	26,7	29
Lu	0,38	0,38	0,38	0,41	0,30	0,30	0,32	0,38	0,49	0,32	0,32
Mo			3					2			2
Nb	4,8	4,6	5,4	5,2	4,2	6,5	6,9	9,4	6,9	6,9	8,3
Nd	19,6	20,7	18,3	19,4	25,7	24,4	26,5	21,1	17	25,6	28,3
Ni	9		16	13	8	11	10	8	5	10	10
Pb	9		9	18	14	20	15	23	9	23	47
Pr	4,55	4,46	4,47	4,31	6,49	5,61	6,55	5,41	4,03	5,90	6,48
Rb	7,7	24,3	37,3	30,6	24,9	84,3	87,0	110,0	45,8	75,6	99,4
Sm	4,92	4,47	4,15	4,18	5,22	4,51	5,63	3,56	4,63	4,69	5,15
Sn	1		1	1	2	1	1	1	1	2	2
Sr	683	675	609	530	833	661	811	259	320	669	680
Ta	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,5	0,5	0,8	0,4	0,5	0,6
Tb	0,77	0,70	0,65	0,70	0,64	0,59	0,74	0,51	0,81	0,59	0,68
Th	3,36	3,25	6,00	5,30	7,58	8,33	8,43	16,45	4,49	9,45	10,75
Tm	0,39	0,39	0,39	0,37	0,30	0,29	0,33	0,30	0,47	0,29	0,30
U	1,01	1,11	1,92	2,02	2,41	2,43	2,56	4,50	1,06	2,74	3,14
V	300	197	200	223	283	188	201	77	287	169	164
W			1	1	1	1	1	2	1	1	2
Y	27,4	23,1	24	22,8	20,7	19,2	22,3	18,3	31,8	21,4	22,1
Yb	2,57	2,24	2,31	2,31	2,00	1,86	2,20	2,08	3,21	1,92	2,06
Zn	82		68	71	99	83	85	53	126	76	225
Zr	100	101	118	116	103	111	125	159	132	117	135
Mg#	0,51	0,51	0,46	0,48	0,48	0,55	0,55	0,49	0,53	0,51	0,48

Çizelge 4.5. Devamı

Yaş Volkanik Üniteler Örnek No	Erken Oligosen								Oligosen	
	Hv								Cg*	
	09-60	11-70	09-59	09-21	10-62	09-113	09-98	09-100	02-110	02-92
Major elements (wt%)										
SiO ₂	55,2	60,4	59,4	60,5	73,6	56,2	57,7	59,7	65,07	64,2
Al ₂ O ₃	17,2	16,30	15,65	14,65	14,90	17,15	15,55	16,40	16,44	16,56
Fe ₂ O ₃	6,46	4,08	4,89	4,68	1,17	7,15	7,34	6,76	3,62	3,95
CaO	3,44	3,55	2,1	2,83	0,13	6,40	5,27	5,89	5,26	3,38
MgO	3,76	1,50	1,95	2,36	0,18	3,89	2,6	2,78	1,27	1,43
Na ₂ O	4,11	3,39	1,3	3,77	1,95	3,10	2,59	2,83	5,78	3,69
K ₂ O	4,64	4,64	6,65	3,03	6,32	1,72	2,79	2,47	4,54	4,07
TiO ₂	0,86	0,48	0,72	0,49	0,42	0,66	0,78	0,74	0,45	0,52
MnO	0,14	0,18	0,13	0,10	0,01	0,21	0,2	0,09	0,07	0,08
P ₂ O ₅	0,22	0,15	0,19	0,12	0,03	0,22	0,18	0,16	0,13	0,15
SrO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05		
BaO	0,11	0,09	0,11	0,08	0,12	0,06	0,07	0,06		
LOI	3,63	3,43	3,92	3,48	2,18	3,71	2,55	2,08	1,2	1,8
Total	99,8	98,23	97,06	96,1	101	100,5	97,62	100	99,83	99,84
Trace elements (ppm)										
Ba	914	836	932	776	1085	556	610	542	958	730
Ce	64	67,6	63,8	47,7	54,9	56,2	58,3	51,8	91	100,9
Co	15	6,4	6,2	12,1	1,1	22,6	18,5	17,5		
Cr	10	60	10	10	10	90	40	30		
Cs	9,33	4,37	1,74	7,81	9,22	1,68	1,46	2,46	4,8	5,5
Cu	6	20	14	29	10	86	27	40		
Dy	6,21	3,35	4,36	3,31	2,51	5,39	4,80	4,49	4,22	4,89
Er	3,60	2,24	2,42	2,14	1,63	3,16	2,89	2,73	2,68	3,05
Eu	1,68	1,04	1,57	0,94	0,88	1,40	1,31	1,24	1,3	1,36
Ga	16,1	17,4	15,8	16,6	14,2	19,6	16,9	17,8	16,3	16,3
Gd	7,17	3,77	5,42	3,49	3,02	6,02	5,28	4,86	4,45	5,02
Hf	6,4	6	4,6	4,2	5	4,4	5	4,7	6,8	6,9
Ho	1,24	0,70	0,82	0,70	0,51	1,12	0,99	0,93	0,93	1,03
La	39,9	37,2	30,9	25,8	30,2	30,8	29,4	26,1	48,1	51,7
Lu	0,52	0,40	0,37	0,36	0,33	0,49	0,47	0,39	0,45	0,5
Mo		4	2	3	2	5	3	2		
Nb	10	12,3	9,6	9,3	10,9	7,7	10,6	10,2	14,5	15
Nd	36,2	24,5	33,8	20,2	20,9	28,2	27,7	24,9	30,6	36,9
Ni	10	11	8	7		21	13	12		
Pb	22	21	39	14	8	16	51	14	8,2	8,3
Pr	8,52	7,16	7,93	5,66	6,24	7,13	6,67	6,52	9,22	10,86
Rb	99,7	123,0	165,5	100,5	187,5	43,0	85,9	82,8	148,6	147
Sm	6,53	4,44	6,02	3,93	3,96	6,16	5,35	5,47	6	6,7
Sr	224	267	299	321	117	445	339	460	397	399
Ta	0,7	0,9	0,8	0,6	0,8	0,6	0,9	0,7	1,1	1,1
Tb	1,03	0,60	0,79	0,54	0,42	0,91	0,81	0,73	0,79	0,83
Th	15,65	18,10	13,40	14,20	18,90	9,44	12,30	10,65	27,8	29,9
Tm	0,53	0,35	0,33	0,31	0,31	0,47	0,43	0,38	0,45	0,47
U	4,02	5,28	3,64	3,90	4,63	3,01	3,46	3,13	7	7,2
V	153	73	116	118	53	174	163	185	68	77
W	2	2	2	2	2	2	1	1	1,2	0,7
Y	37,6	21,9	21,1	20,8	14,5	31,2	28,2	26,8	27,7	31
Yb	3,23	2,37	2,29	2,28	1,94	3,17	2,81	2,65	2,86	2,94
Zn	226	49	83	58	26	77	79	70		
Zr	220	235	164	148	176	169	185	161	236	250
Mg#	0,57	0,45	0,47	0,53	0,26	0,55	0,44	0,48	0,44	0,45

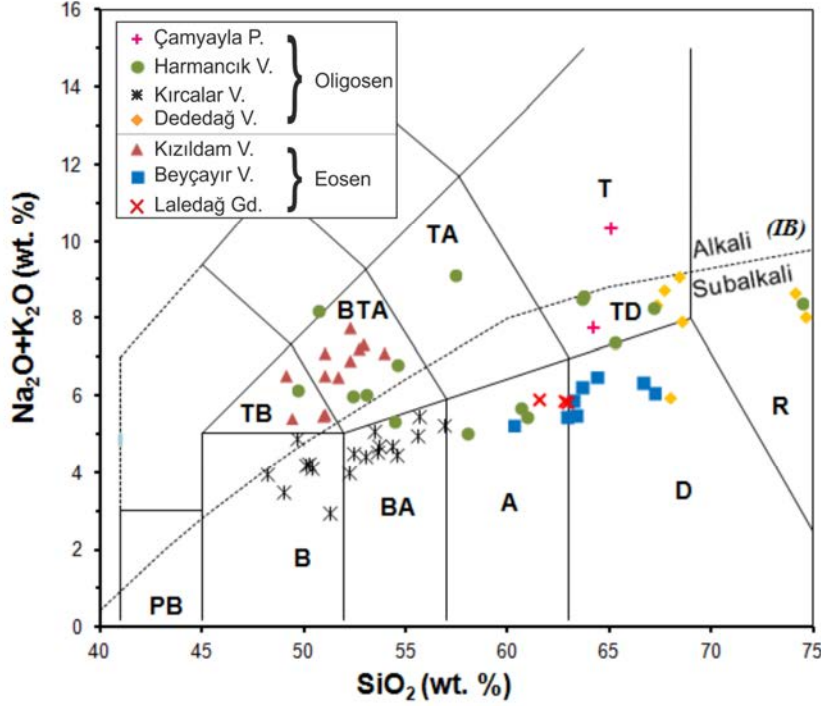
* Çamyayla plütönuna ait örnek numaraları ve analiz değerleri Söylemezoğlu, (2009)'dan alınmıştır.

Beyçayır ve Kızıldam volkanitleri olarak ayrılan volkanik kayaların ise % SiO₂ değerleri sırasıyla 58-64,9 (ortaç) ve 46,8-51,2 (bazik), % MgO değerleri 0,47-3,02 ve 2,94-5,49 aralıklarında değişmektedir. Mg# içerikleri ise Beyçayır volkanitlerinin %0,18-0,57, Kızıldam volkanitlerinin %0,43-0,59'dur.

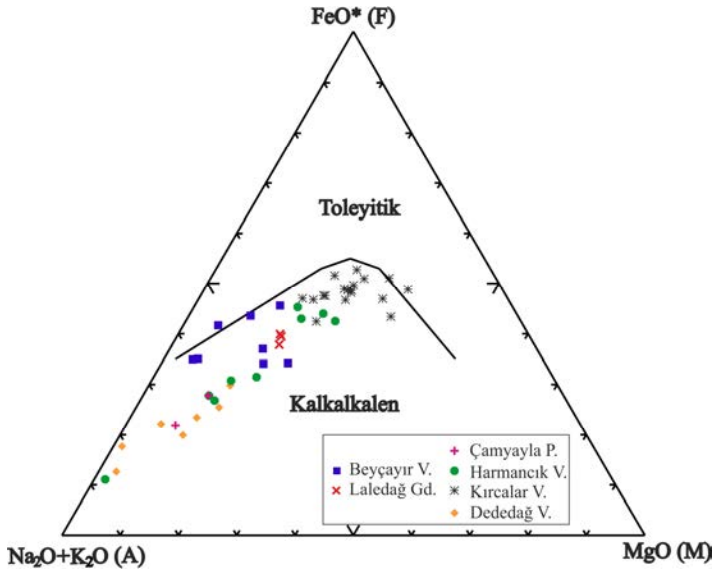
Oligosen volkanik serilerinde, Dededağ volkanitleri 65,9-72,8 % SiO₂ ve 0,16-1,44 % MgO değerleri ile asidik ürünlerden, Kırcalar volkaniti, 45-55,5 % SiO₂ ve 2,56-7,3 % MgO değerleri ile bazik ürünlerden ve Harmancık volkanitleri de 48,4-73,6 % SiO₂ ve 0,18-4,57 % MgO değerleri ile bazikten asidik karakterlere kadar değişen, geniş bir volkanik ürün yelpazesine sahiptir.

Birbirinden farklı volkanik seri ve kayaların sınıflandırılmasında Le Bas ve ark., (1986), toplam alkali-silis (TAS) diyagramları kullanılmıştır (Şekil 4.100). Bu diyagramda, Laledağ intrüzifinin granodiyorit alanını işaret ettiği, Beyçayır volkanitlerinin dasit ve andezit, Kızıldam volkanitlerinin ise trakibazalt, bazaltik trakiandezit alanlarında yer aldıkları görülmektedir. Dededağ volkanitlerine ait örnekler, trakidasit, dasit ve riyoit alanında kümelenirler. Kırcalar volkanitleri, çoğunlukla bazaltik andezit olmakla beraber bazalt bileşimli kayalara da sahiptirler. Harmancık volkanitleri ise kendi içinde bazaltik andezit- trakiandezit kayaları, andezit kayaları, trakidasit kayaları ve riyoit kayaları olmak üzere farklı karakterlerdeki dört birimi içermektedir. TAS diyagramı üzerine Irvine ve Baragar (1971) alkali-subalkali ayırım çizgisi ile volkanik serilerin alkali-subalkali özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu ayırım çizgisine göre, Eosen dönemine ait Laledağ granodiyoriti ve Beyçayır volkanitlerine ait örneklerin subalkali alanda, Kızıldam volkanitlerinin ise alkali alanda kaldıkları görülür. Oligosen dönemine ait Dededağ ve Kırcalar volkanitlerine ait örneklerin tamamının, Harmancık volkanitlerinin ise ortaç ve asidik ürünlerinin subalkali alanda, bazik örneklerinin ise alkali alanda kaldıkları görülmektedir.

Eosen-Oligosen magmatik serilerine ait subalkalin ürünlerin toleyitik mi yoksa kalkalkalen mi ayırımı yapabilmek için Irvine ve Baragar (1971)'in AFM diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramda alkalen olan Kızıldam volkanitleri ve Harmancık volkanitlerine ait örnekler bu sınıflamanın dışında tutulmuştur. Laledağ granodiyoriti, Beyçayır volkanitleri, Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitlerinin subalkalen örneklerinin tamamının ise AFM diyagramı üzerinde kalkalkalen alanda yer aldıkları görülür (Şekil 4.101).



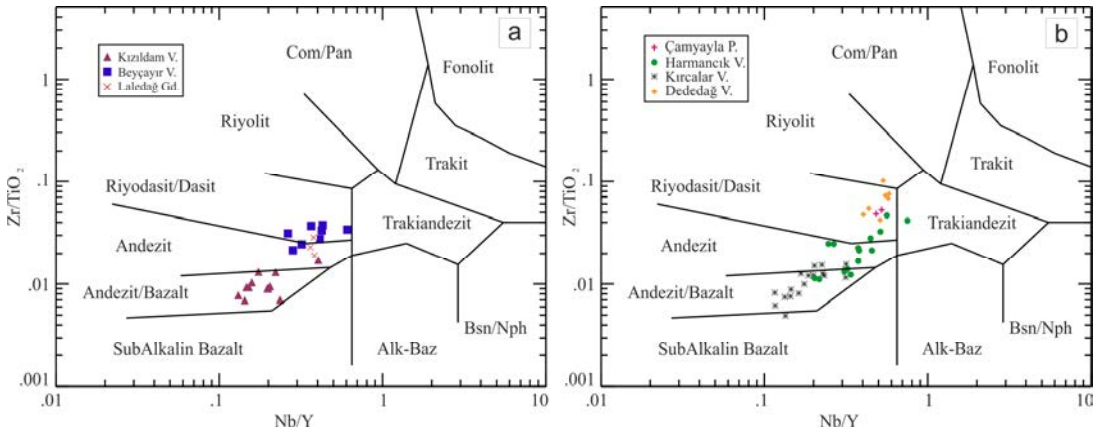
Şekil 4.100. Çalışma alanındaki Eosen-Oligosen magmatik kayaları için kullanılan Le Bas ve ark., (1986), toplam alkali-silis sınıflama diyagramı (PB: Picro bazalt, B: Bazalt, TB: Trakibazalt, BTA: Bazaltik trakiandezit, BA: Bazaltik andezit, TA: Trakiandezit, A: Andezit, T: Trakit, TD: Trakidasit, D: Dasit, R: Riyolit).



Şekil 4.101. Subalkalin Eosen ve Oligosen magmatik serilerinin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki iz düşümü, (A: Alkali element oksitlerin toplamı, F: FeO*-toplam FeO değeri, M: MgO).

Ana element oksitler üzerinde kullanılan bu diyagramlarda alınan numunelerin alterasyonunu denetlemek adına volkanik kayaların sınıflaması, Winchester ve Floyd (1977) tarafından bazı iz elementlerin kullanıldığı $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramına aktarılarak incelenmiştir (Şekil 4.102a, b). Bu diyagramda ana oksit elementlerinin kullanıldığı TAS diyagramı ile iz elementlerin kullanıldığı diyagramların birbirleri ile uyumlu oldukları görülmektedir.

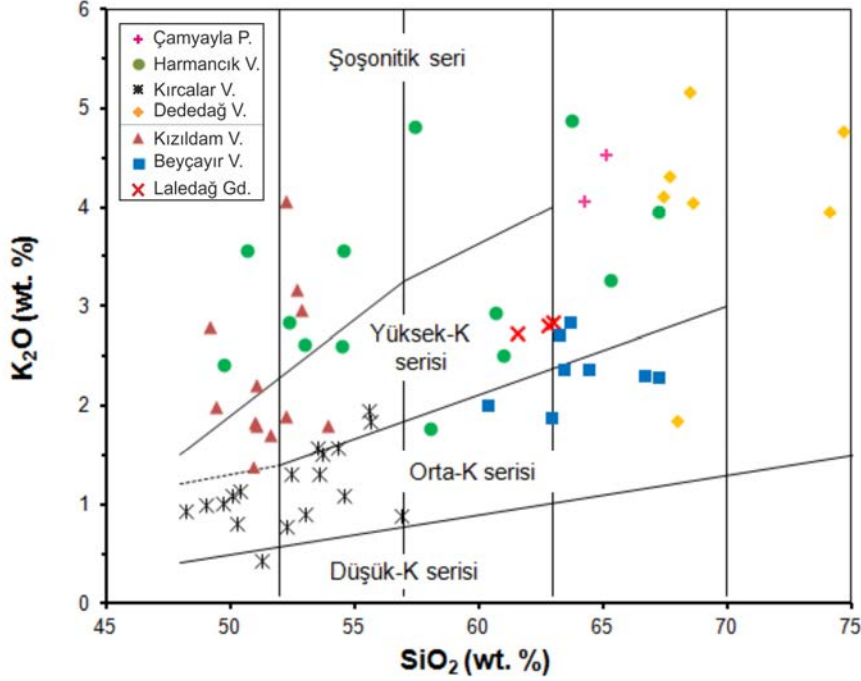
Eosen-Oligosen magmatik kayalarına ait örneklerin hangi potasyum magma serisine ait olduklarını belirlemek için Peccerillo ve Taylor (1976) SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.103). Bu diyagramda Eosen dönemine ait kalkalkalen Beyçayır volkanitlerinin orta-yüksek-K'lu, alkalen Kızıldam volkanitlerinin ise yüksek-K'lu şoşonitik seriye iz düştükleri görülmektedir. Oligosen dönemine ait kalkalkalen Dededağ volkanitleri yüksek-K'lu, Kırcalar volkanitleri orta-K'lu, Harmancık volkanitlerinin ise subalkalen örneklerinin yüksek-K'lu, alkalen örneklerinin şoşonitik serilerde yer aldıkları gözlenir.



Şekil 4.102. a) Eosen magmatik kayalarına b) Oligosen magmatik kayalarına ait Winchester ve Floyd (1977)'e göre $Zr/TiO_2-Nb/Y$ adlanması.

4.3.1.2. Tektonik ortam

Bu bölümde Eosen-Oligosen yaşlı magmatik ürünlerin tektonik ortamına yaklaşımda bulunabilmek için çeşitli ayırım diyagramları kullanılarak tektonik ortam koşulları değerlendirilmiştir. Bu diyagramlarda sınıflama, hareketsiz olan iz elementlere bağlı olarak yapıldığından doğruluğu yüksek sonuçlar verirler.

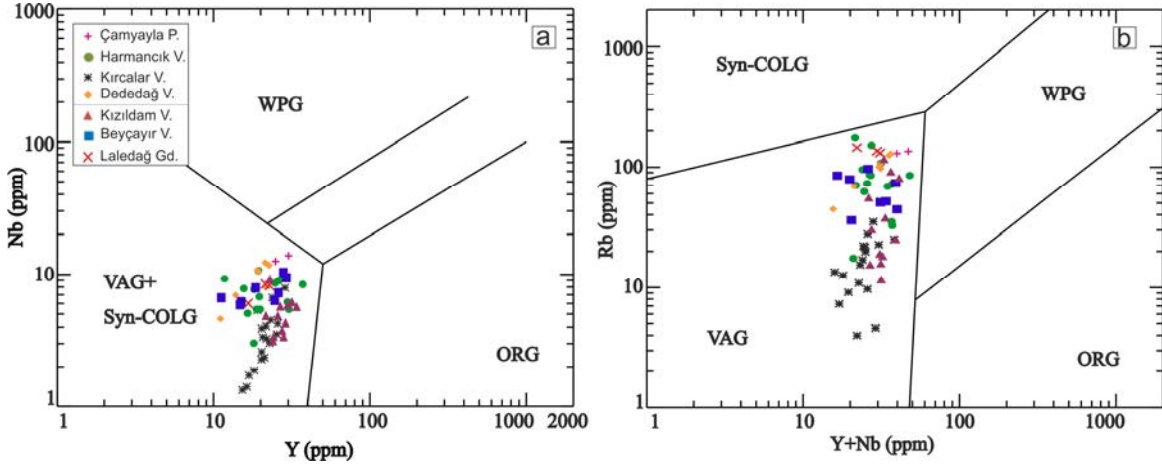


Şekil 4.103. Eosen-Oligosen magmatik kayalarına ait SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

Pearce ve ark., (1984) tarafından Rb, Y ve Nb gibi iz elementler kullanarak oluşturulan sınıflama diyagramı, Eosen-Oligosen magmatizmasının tektonik ortamına yaklaşımda bulunabilmek için kullanılmıştır. Y elementi, volkanik yay granitlerine kıyasla okyanus ortası sırt ve levha içi granitoidlerinde daha yüksek miktarda bulunur. Nb elementi levha içi granitlerde zenginleşme gösterir. Rb elementi ise levha içi granitler (WPG) ile volkanik yay (VAG) ve çarpışma ile eş yaşlı granitler (Syn-COLG) arasında ayırım yapmak için kullanılmıştır. Nb'a karşı Y'un iz düşürüldüğü diyagramda örneklerin tümü VAG+Syn-COLG bölgesinde kümelenmiştir (Şekil 4.104a). Rb'a karşı Y+Nb elementlerinin kullanıldığı diyagramda ise örneklerin tümünün volkanik yay granitleri alanında yer aldığı görülür (Şekil 4.104b).

Bunun yanı sıra volkanik ürünlerin tektonik ortamını yorumlayabilmek için çeşitli ayırım diyagramları (Pearce ve Cann, 1973; Wood, 1980) kullanılmıştır. Bu diyagramlar bazik bileşimdeki kayaları sınıflandırmak için uygun olduğundan SiO_2 içeriği %60'dan küçük olan örnekler kullanılmıştır. Dolayısıyla Eosen için, Kızıldam volkanitlerinin yanı sıra Beyçayır volkanitlerinin sadece 09-187 ve 11-3 nolu örnekleri temsilci olmuş, diğerleri bu sınıflamanın dışında tutulmuştur. Oligosen volkanizmasına ait ürünlerin çoğu

asidik ve ortaç karakterli olduklarından bazik karakterli sadece Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitlerinin alkalen serileri bu diyagramlar üzerine aktarılmıştır (Şekil 4.105).

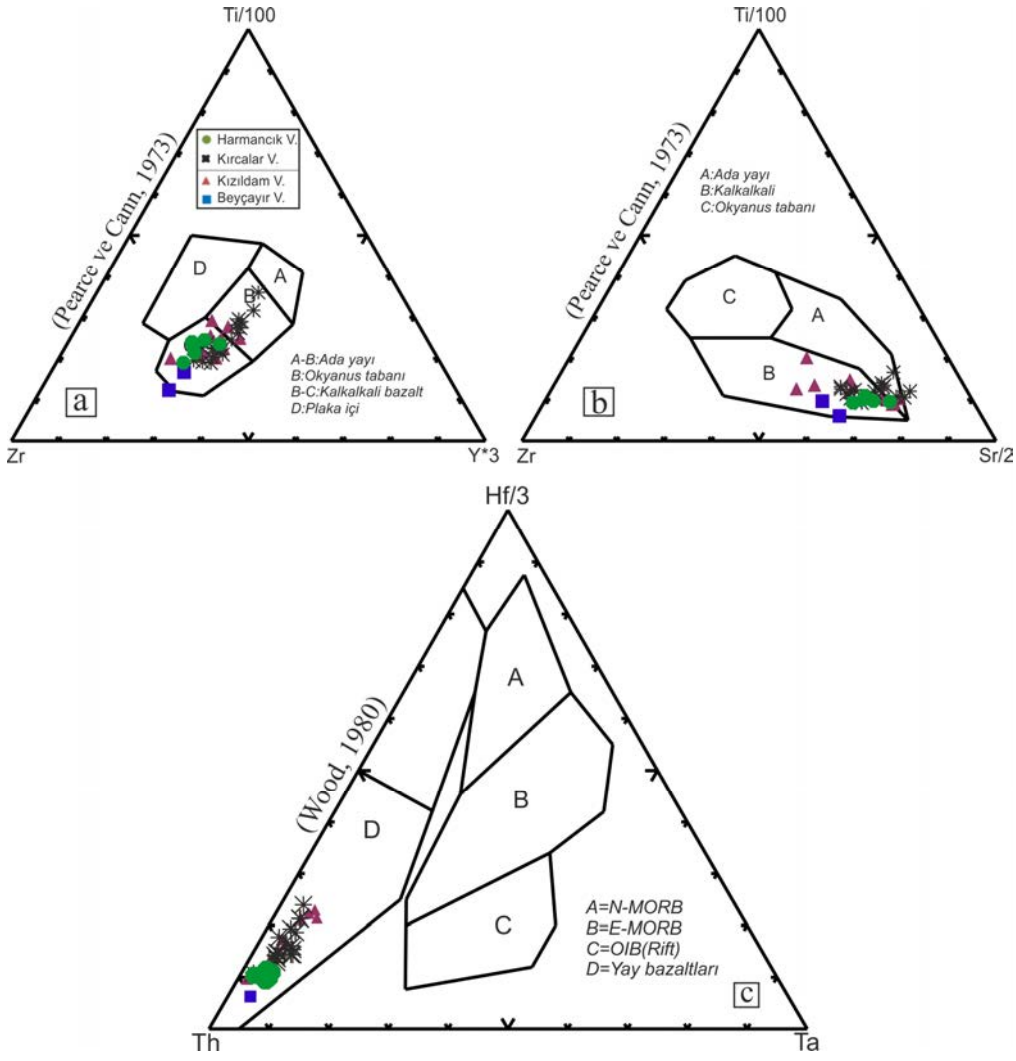


Şekil 4.104. Eosen-Oligosen magmatik kayalarının Pearce ve ark., (1984) göre tektonik sınıflandırma diyagramlarındaki konumu.

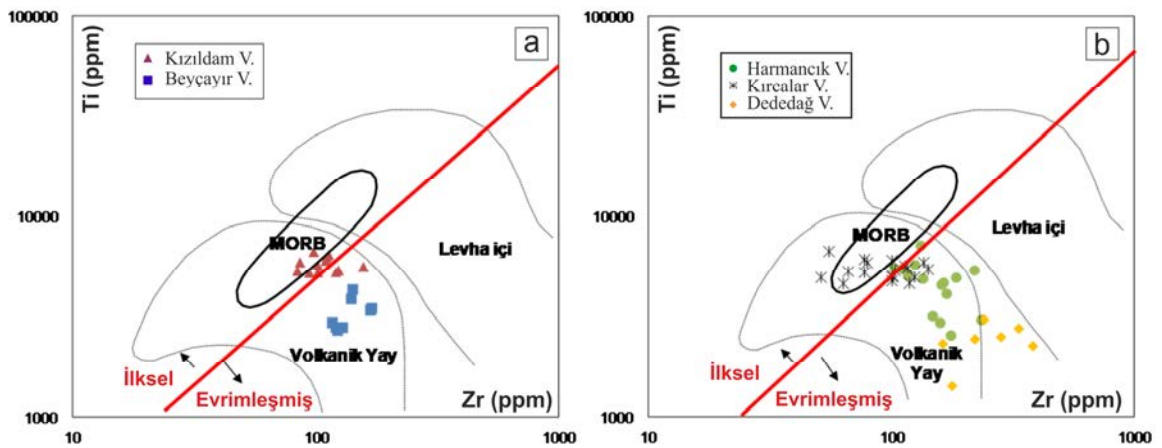
Pearce ve Cann (1973) diyagramlarına göre (Şekil 4.104a, b) Volkanik birimlere ait tüm örnekler kalkalkali alana iz düşerler. Oysa TAS diyagramında (Şekil 4.100) Kızıldam volkanitleri ve Harmancık volkanitlerinin bazik örneklerinin alkali alana düştükleri görülmüştür. Wood (1980) diyagramında ise (Şekil 4.105c), tüm volkanik birimler yay bazaltları alanında yer almaktadırlar.

Bu diyagramlar birlikte düşünüldüğünde, çalışma alanındaki farklı zamanlarda oluşmuş (Eosen-Oligosen) tüm volkanik birimlerin (kalkalkalen ve alkalen) magmasını oluşturan mantonun yay bileşeni içerdiğini söylemek mümkündür.

Bu yorum Pearce (1982)'nin Ti-Zr diyagramı ile desteklenebilir. Şekil 4.106a'da tektonik olarak volkanik yay bölümüne iz düşen Eosen dönemine ait Beyçayır ve Kızıldam örneklerinde, Beyçayır volkanitinin evrimleşmiş bir magma kaynağından, Kızıldam volkanitlerinin ise daha primitif ancak yay bileşeni içeren bir mantodan türemiş olabileceği söylenebilir. Şekil 4.106b'de ise Oligosen volkanizması kayalarının Dededağ örneklerinin birkaç tanesi dışında hemen hemen tamamının volkanik yay bölgesi içinde kaldığı görülmektedir. Ayrıca Dededağ ve Harmancık volkanitlerinin evrimleşmiş bir magma kaynağından, Kırcalar volkanitlerinin ise daha primitif ancak yay bileşeni içeren bir manto kaynağından türemiş olabileceğini söylemek mümkündür.



Şekil 4.105. Eosen-Oligosen volkanitlerine ait tektonik ayırım diyagramları ($SiO_2 < 60$).



Şekil 4.106. a) Eosen volkanitlerine, b) Oligosen volkanitlerine ait Ti-Zr tektonik ayırım (Pearce, 1982) diyagramı.

4.3.1.3. Ana oksit element ayrışma trendleri

Belirli bir magmatik alandan elde edilen tablo halindeki jeokimyasal veriler, ilk bakışta her bir element konsantrasyonu için anlaşılabilir görülebilmektedir. Bu jeokimyasal verilerin incelenmesinde en yaygın olarak kullanılan yöntem ikili değişim diyagramlarıdır. 1900'lü yıllar gibi uzun zaman önce Alfred Harker tarafından yaygınlaştırılan bu tür diyagramlar, "Harker diyagramları" olarak bilinir.

Bu değişim diyagramları üzerindeki çoğu trend, magma karışım süreçlerinin bir sonucudur. Magmadaki karışım (mixing) iki magmadan kaynaklı olabilir, kirlenme veya fraksiyonel kristallenme sırasında katı fazların ilavesi ve/veya ayrılmasından oluşabilir veya kısmi ergime boyunca eriyik artışının ilavesinden kaynaklanan mixing ile meydana gelebilir (Rollinson, 1993).

Bu çalışmada bölgedeki magmatik kayaların ana oksit element değerleri kullanılarak, fraksiyonel kristalleşme sonucu magmada meydana gelen değişimleri izleyebildiğimiz Harker değişim diyagramları kullanılmıştır (Şekil 4.107). Ana element oksit - SiO₂ diyagramlarında çalışma alanındaki en primitif uç üyeyi net olarak temsil ettiği düşünülürse de, Kırcahar volkanitlerine ait 09-110 nolu (SiO₂ içeriği %45, MgO %5,45, ve Mg# 0,58) örnek primitif magmaya en yakın bileşimi göstermektedir. Bu örnek diyagramlar üzerinde ayrıca işaretlenmiş ve ana element oksit - SiO₂ arasında oluşabilecek olası ayrışma eğilimleri çizilmiştir.

Diyagramlarda tüm volkanitler için SiO₂'ye karşı Al₂O₃, TiO₂ ve Fe₂O₃, doğrusal negatif korelasyon gösterir. MgO ve CaO diyagramlarında kalkalkalen örneklerin doğrusal negatif korelasyon göstermelerine karşın alkalin karakterli Kızıldağ volkanitlerinde ve Harmancık volkanitlerine ait örneklerinin bir kısmında SiO₂ içeriğinin dar bir aralığında hızlı tüketilme görülmektedir. P₂O₅, Eosen ve Oligosen'in bazik kayalarında SiO₂ %57-58'e ulaşana kadar artar, daha sonra ortaç-asidik lavlarda artan SiO₂ ile düzenli olarak azalır. Na₂O ve K₂O'da Eosen ve Oligosen'in hem bazik kayaları hemde ortaç-asidik kayaları için pozitif korelasyon sergilemektedir. MnO'de Eosen ve Oligosen'in bazik kayalarında hızlı azalma görülürken, ortaç-asidik kayalar için artan SiO₂'ye karşı azalma ancak SiO₂'in %57-58'e ulaşmasından sonra gerçekleşmektedir.

Bu şekildeki, pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir. Ana oksitlerin gösterdiği negatif trend, kristallenme sürecinde magmada giderek tüketildikleri ve kristal bileşimine katıldıkları anlamına gelir. Kristallenmelerin ilk evrelerinde olivin, piroksen ve Ca'ca zengin plajyoklasların kristallenmesi nedeniyle tüm

volkanik birimler için artık magma eriyiği, Fe₂O₃, MgO, CaO gibi ana oksitlerde fakirleşme gösterir. Al₂O₃'deki ani azalma magma bileşiminin daha ortaç hale gelmesiyle feldispat, amfibol ve biyotit minerallerinin kristallenme sürecine katılması ile açıklanabilir. İlerleyen evrelerde ise amfibol ve biyotit kristallenmesi, ferromagnezyen elementler ile birlikte TiO₂ ve MnO konsantrasyonlarının da eriyikte tedricen azalması ile sonuçlanır.

Ortaç magma bileşiminde P₂O₅ genel olarak apatit gibi aksesuar minerallerin bünyesinde yer alan bir oksittir. Harker diyagramında da P₂O₅'in bazik kayalarda mafik mineraller tarafından tercih edilmediği ve dolayısıyla artan bir trend izlediği, ortaç-asidik kayalarda da muhtemelen aksesuar minerallerin bünyesine katılarak kristallenmiş olabileceği düşünülmektedir.

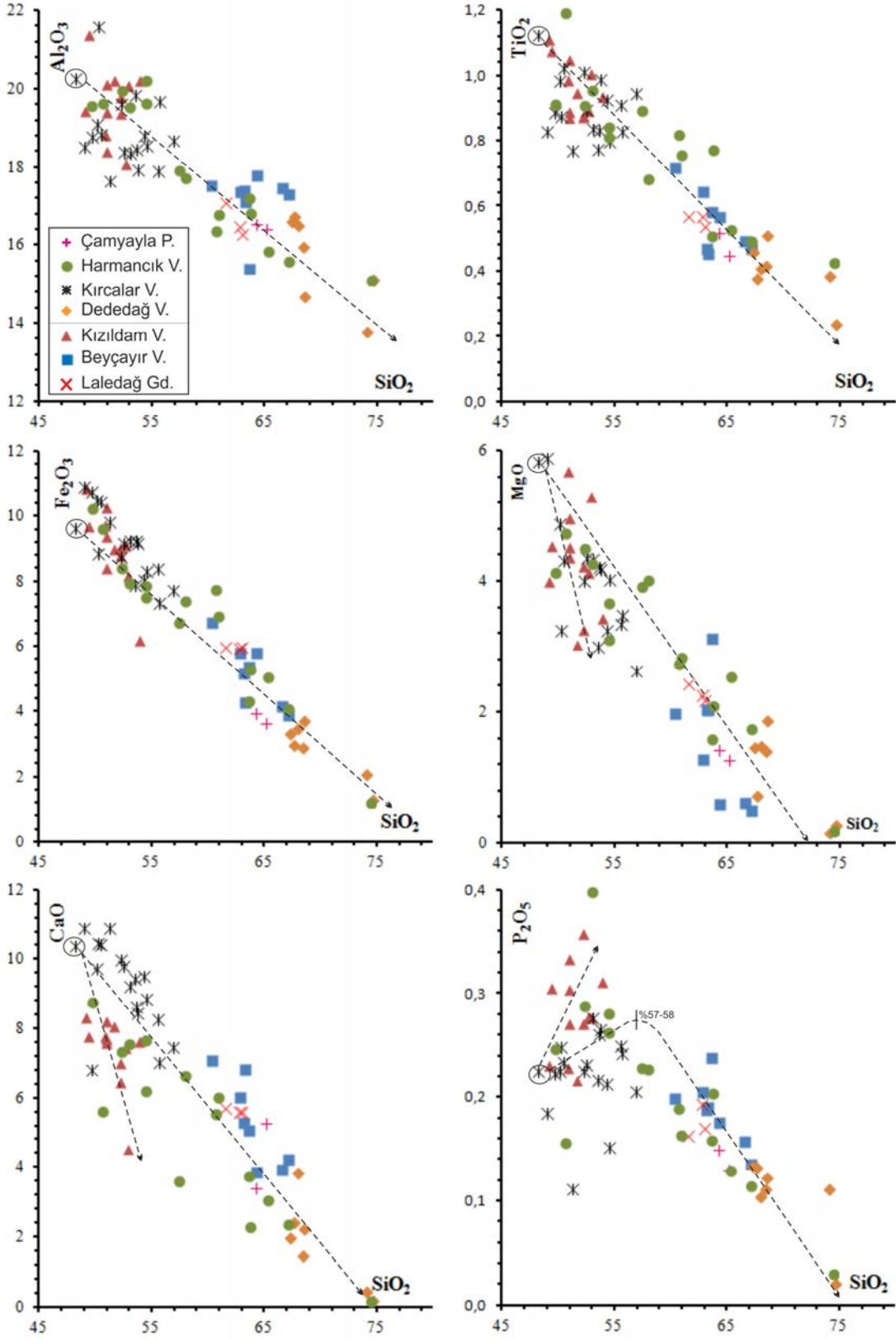
Na₂O ve K₂O, alkali feldispat, Na-plajyoklas, mika ve amfibol minerallerinin bünyelerine katılmaya eğilimlidirler. Kristallenmenin son evrelerine kaldıklarından tüm volkanik birimler için artan bir trend gösterirler.

4.3.1.4. İz element ayrışma trendleri

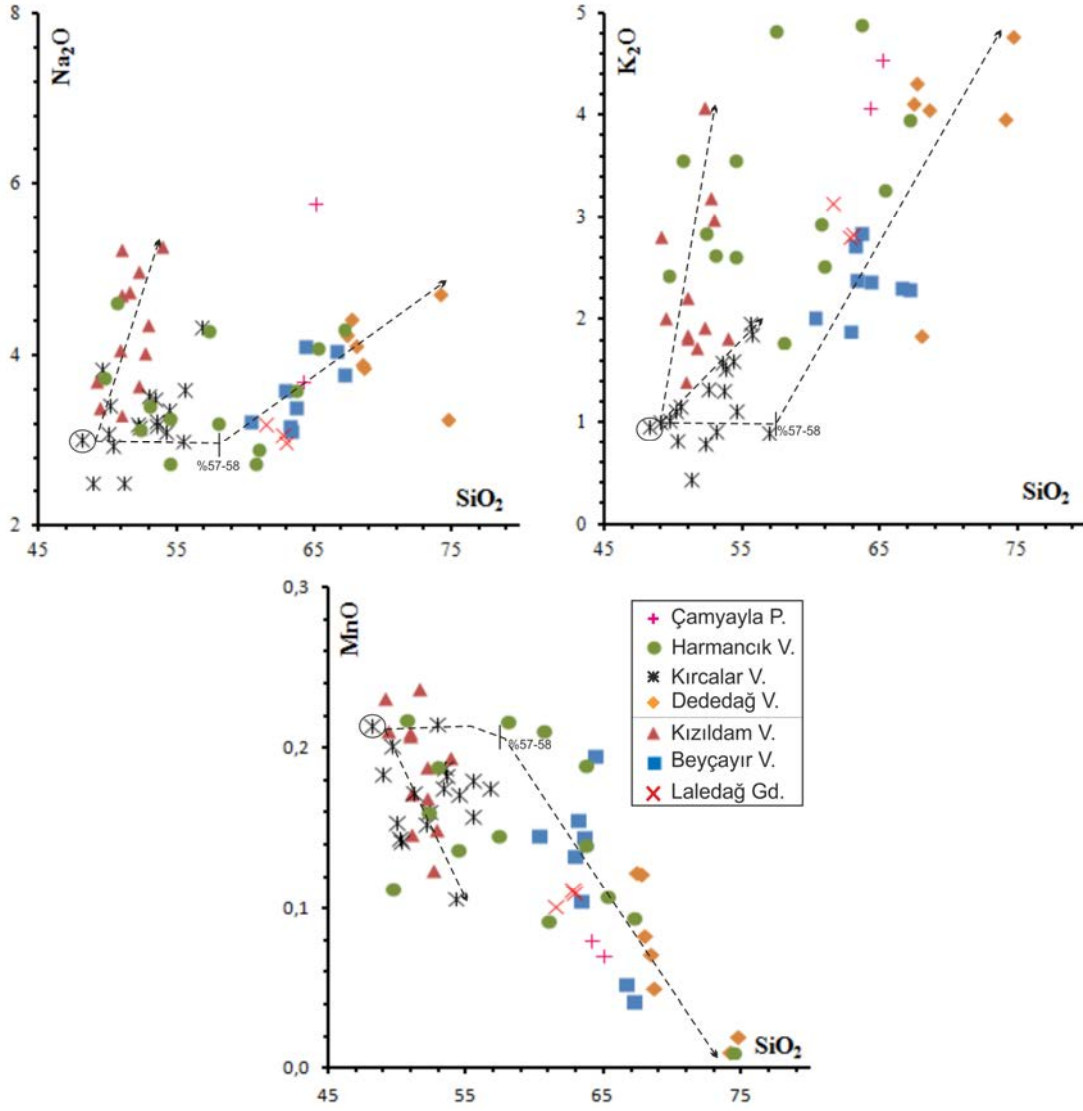
Kristal kafes yapısı içinde iyon yarı çapları ve yükleri ile benzer iz elementler birbirlerinin yerlerini alabilirler. Magmada mineral fazı tercih eden (minerallerin kafes yapılarına, yük ve iyon çapı açısından uygun olan) iz elementler uyumlu element olarak bilinir. Eriyik fazda kalanlar ise uyumsuz davranmaktadırlar. Genel olarak; volkanik kayaçların silis içeriği arttıkça, uyumsuz element içeriklerinin artması ve uyumlu element içeriklerinin azalması ayrışma ile açıklanmaktadır. Bu özellik kayaçların bir ana magmadan kristal ayrışmasıyla türemiş olabileceklerini ve kayaçların gelişiminde diğer magmatik olayların da (magma karışımı v.b) etkili olabileceklerine işaret etmektedir.

Cs, Rb, Sr, Ba gibi iyon çapı büyük (LILE) ve iyon yükü büyük olan (HFS) Nb, Zr, Y, Th, Hf gibi iz elementler ile nadir toprak elementler (REE) magmanın evrimi sürecinde meydana gelen kimyasal değişimleri anlamada büyük önem taşımaktadırlar.

Ana oksit değişim diyagramlarında olduğu gibi ayrılanma trendlerini gözden geçirebilmek amacı ile iz elementler, SiO₂'ye karşı log-normal değişim diyagramlarına iz düşülmüştür (Şekil 4.108). Primitif magmaya en yakın bileşimli Kırccalar volkanitlerine ait 09-110 nolu örnek diyagramlar üzerinde işaretlenmiş ve bu olası ilksel magma bileşiminden başlamak suretiyle ayrışma eğilimleri çizilmiştir.



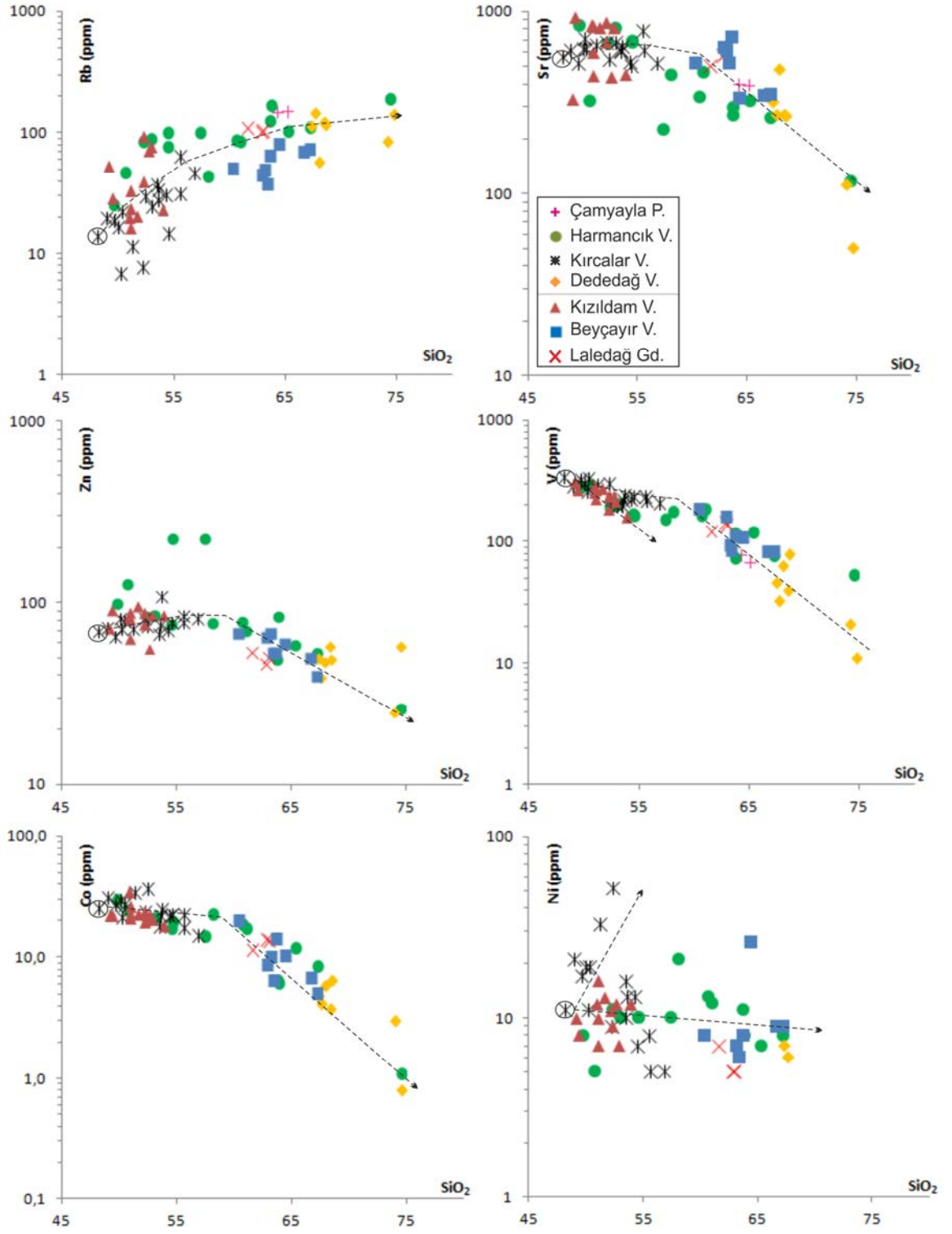
Şekil 4.107. Eosen-Oligosen magmatik kayaların SiO_2 -ana element oksit Harker değişim diyagramları.



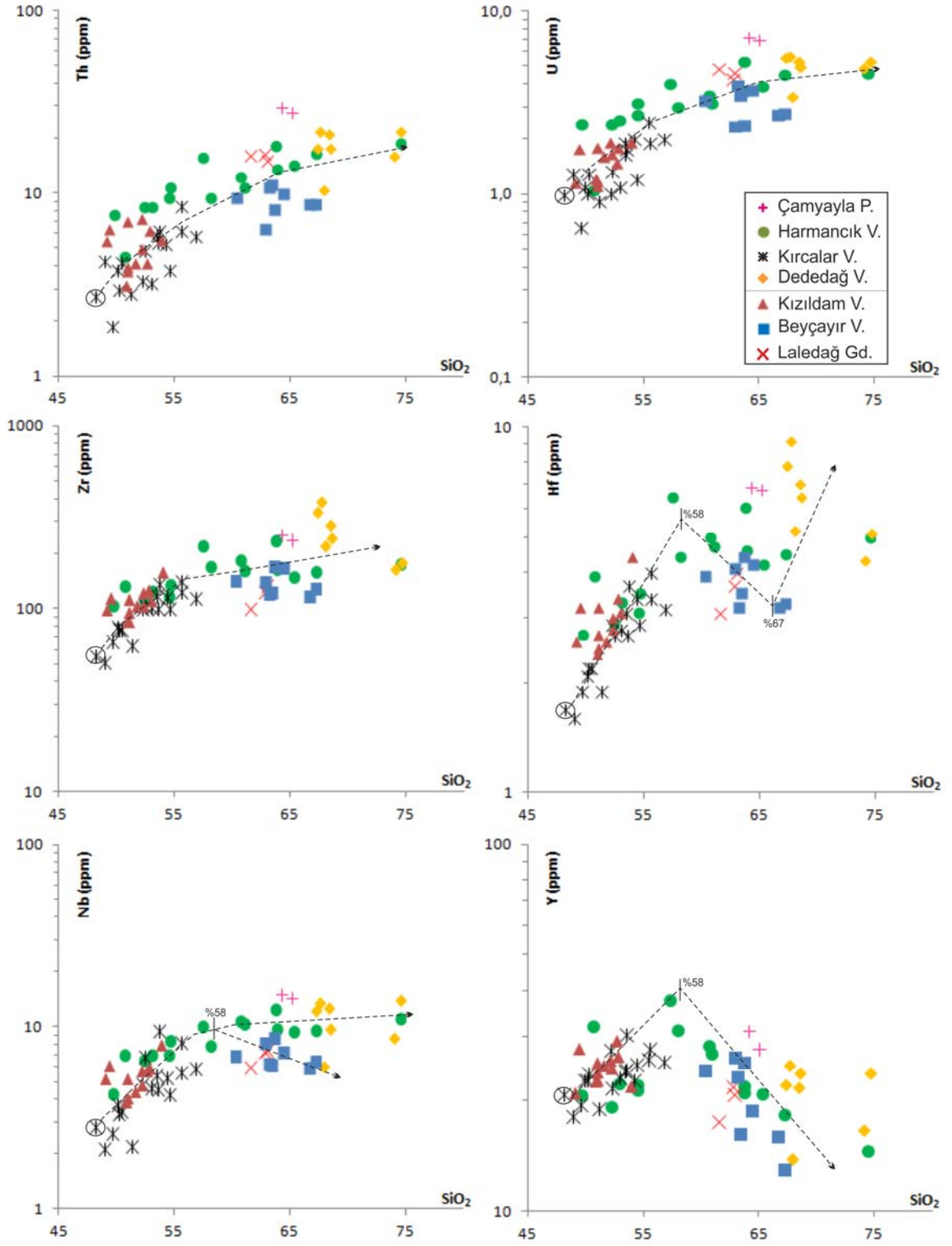
Şekil 4.107. Devamı.

Rb ve Ba elementlerin tüm davranışları aynıdır. Bu elementler oldukça uyumsuz olduklarından, kristallenmenin son evrelerine kadar minerallerden ziyade eriyik fazda kalırlar ve magma evriminin son evrelerinde kristallenmiş olan biyotit, K-feldispat ve aksesuar minerallerin bünyelerine girebilirler. Dolayısıyla artan SiO_2 miktarına karşı Rb elementi tüm volkanik birimler için hafif pozitif bir trend göstermektedir.

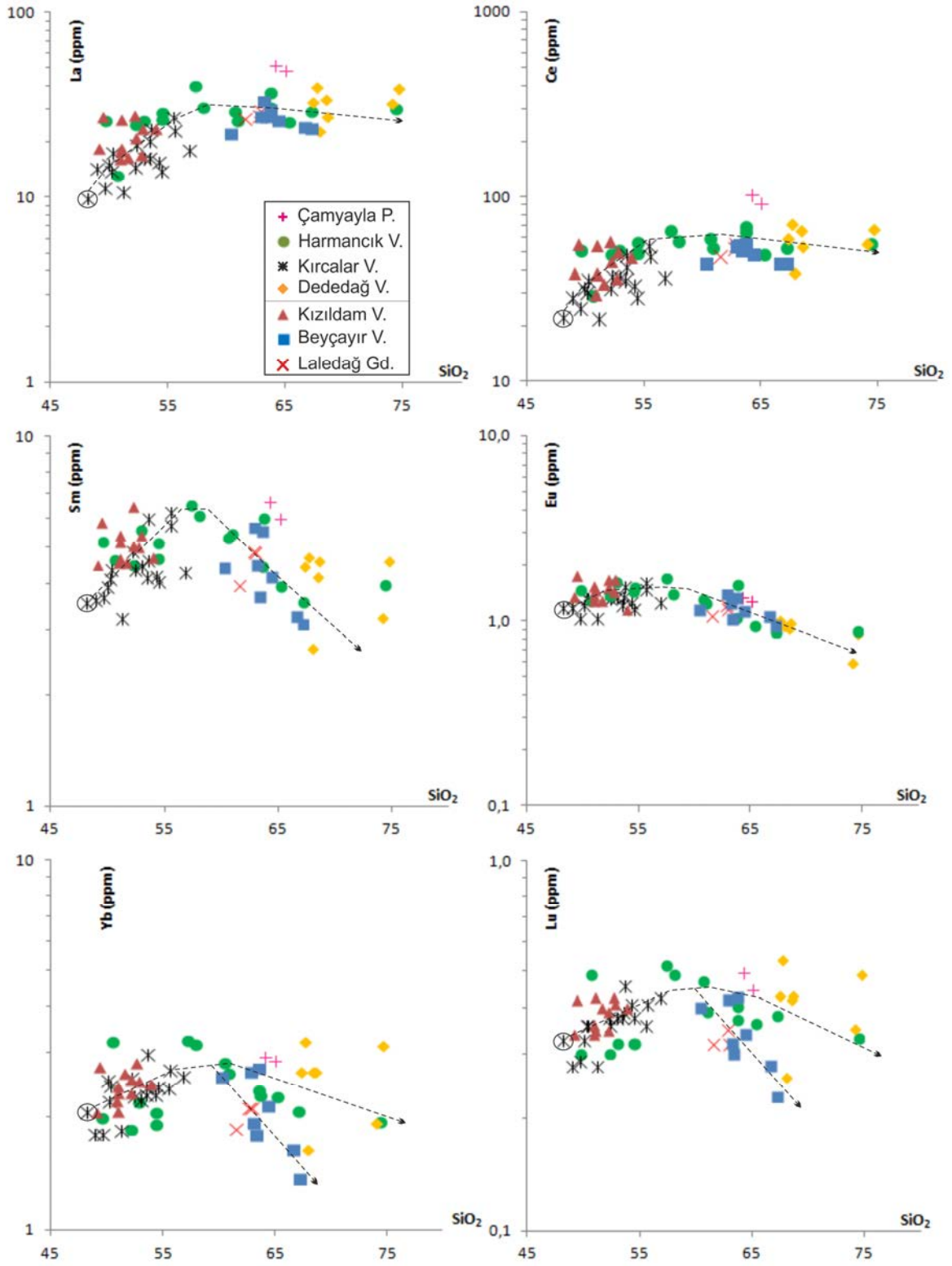
Sr elementi, Ca elementi ile birlik oluşturmasından dolayı, SiO_2 artışı ile plajyoklas minerallerinin bünyesine girebilirler. Şekil 4.108'da Sr fraksiyonlanmasının farklı zamanlarda oluşmuş volkanik birimler üzerinde özellikle ortaç-asidik bileşimli kayalarda negatif bir trend izlediği görülmektedir.



Şekil 4.108. Eosen-Oligosen magmatik kayalarının SiO_2 -iz element Harker değişim diyagramları.



Şekil 4.108. Devamı.



Şekil 4.108. Devamı.

Co, Cr, Zn, Ni ve V gibi geçiş metalleri olarak bilinen elementler, ferromagnezyan mineralleri tercih ettiklerinden artan SiO₂ ile negatif trendler oluştururlar. Co ve V, Fe minerali ile benzer davranırken, Ni hemen hemen Mg elementinin eş değeri durumundadır. Kristallenmenin ilk evrelerinde oluşan olivin, piroksen ve daha ileri evresinde az miktarda da olsa ortaya çıkabilen amfibol minerallerinin bünyelerine giren bu elementler, artık eriyikte fakirleşmiş olacaklardır. Eosen ve Oligosen'in bazik kayaları için SiO₂ ye karşı Co, Zn, V'da hafif negatif trendler görülürken, ortaç-asidik bileşimli kayalarda belirgin bir düşüş gözlenmektedir. Ni'de volkanik kayaların örnekleri genelde dağınık olarak iz düşmüştür. Sadece Kırcalar volkanitlerindeki bazı örnekler için artan SiO₂ ye karşı Ni'in artış göstermesi bu örneklerdeki mafik minerallerin noksanlığı ile açıklanabilir.

İyon yükü büyük olan (HFS) Nb, Zr, Y, Th, Hf gibi elementler kristallenmenin son evrelerinde minerallerin bünyelerine katılırlar. Th, U, Zr, Hf gibi elementler ana minerallerden ziyade geç evrelerde kristallenen alkali feldispat, zirkon, allanit, sfen, rutil ve apatit gibi mineralleri tercih ederler. Tüm volkanik birimlerde bu minerallerin yok denecek kadar az olması nedeniyle, bu elementler artan SiO₂ ile magmada zenginleşme göstererek, pozitif trend oluşturmuşlardır. Sadece Hf elementinde, ortaç Beyçayır ve Harmancık volkanitleri için muhtemel amfibol kristallenmesinden dolayı negatif bir trend oluşmuştur.

Bunlara kıyasla, Nb elementi biyotit ile, Y elementi ise amfibol minerali ile uyumlu davranış sergilemektedir. Nb, Beyçayır volkanitleri dışındaki tüm birimlerde artan bir trend gösterir, yani biyotit mineralinin fraksiyonlanması bu kayalarda önemli yer tutmamaktadır. Ancak SiO₂'nin yaklaşık %58 lardan sonraki artışında Beyçayır volkanitleri için Nb'un negatif trendi, önemli bir biyotit fraksiyonlanmasını işaret etmektedir.

Buna benzer amfibol fraksiyonlanması için Y elementine baktığımızda, bazik karakterli Eosen-Oligosen volkanitleri için bu mineralin önemli bir yer tutmadığını hatta artan SiO₂ ile birlikte artış gösterdiklerini söylemek mümkündür. Ancak ortaç-asidik kayalar için SiO₂'nin %58 lere ulaşmasından sonra amfibol kristallenmesinin etkili olmaya başladığı görülmektedir.

Nadir toprak elementlerden MREE amfibol, LREE piroksen ve HREE magmatik granatın bünyelerine girebilirler. Ayrıca tıpkı HFS elementler gibi ana minerallerden ziyade aksesuar minerallerin bünyelerinde de bulunabilirler. La, Ce, Sm, Ho gibi elementler tüm volkanik birimler için magmada kalarak zenginleşmiş ve pozitif trendler

oluşturmuşlardır. Eu elementi de, amfibol minerali ile uyumludur. Ayrıca başlıca Ca ve Sr elementleri ile birlik oluşturacak şekilde plajyoklasların bünyelerine de girebilmektedir. Bazik kayalardaki Eu artışı kalsik plajyoklaslardan ziyade, ortaç kayalardaki negatif trend ile amfibol fraksiyonlanmasını işaret ediyor olmalıdır.

HREE karakterinde olanlar (Yb ve Lu) granat mineralinin bünyelerine girebilmektedir. Eosen - Oligosen bazik kayalarındaki pozitif trend bu elementlerin önemli yer tutmadığını göstermektedir. Ancak, ortaç kayaçlar için muhtemel granat kristallerinin bünyelerinde tutulduklarından dolayı negatif bir trend kazanmıştır.

Ana ve iz element değişim diyagramlarında gözlenen pozitif ve negatif ilişkiler, bazik (Kızıldam volkanitleri, Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitlerinin bazik örnekleri) ve ortaç-asidik (Beyçayır volkanitleri, Dededağ volkanitleri, Harmancık volkanitleri) kayaçların gelişiminde kristal ayrımlaşmasının zaman-stratigrafi bakımından birbirinden farklı geliştiğini ve önemli bir süreç olduğunu göstermiştir. Bazik kayaçların gelişiminde olivin, klinopiroksen, plajiyoklas ayrımlaşmasının, ortaç kayaçların gelişiminde ise hornblend, biyotit, plajiyoklas ± granat ayrımlaşmasının rol oynadığı görülmektedir.

4.3.1.5. Çoklu (multi) element paternleri

İz elementlerin petrolojik incelemelerdeki diğer bir kullanım alanı da çoklu element paternlerini içermektedir. Çalışma alanındaki volkanik serilerin magma odası işlemlerine, kaynak alanın bileşimi ve doğasına yaklaşımda bulunabilmek amacıyla N-tipi MORB'a normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları oluşturulmuştur. Bu diyagramlar oluşturulurken, Pearce (1983) tarafından önerilen elementlerin dizilimi ve Sun ve McDonough (1989) tarafından önerilmiş olan normalizasyon değerleri kullanılmıştır. Bu diyagramların amacı, kaynak alanın doğasına ulaşmak olduğu için, SiO₂ içeriği % 60'ın altında kalan örnekler bunu daha doğru bir şekilde yansıtacaktır. Fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon evrimleşmiş lavlar için bazik lavlara göre daha etkin bir süreç olmasına rağmen, çoklu element paternleri de ortaç ve asidik kayalar için yaklaşımlar yapılmasına olanak vermektedir.

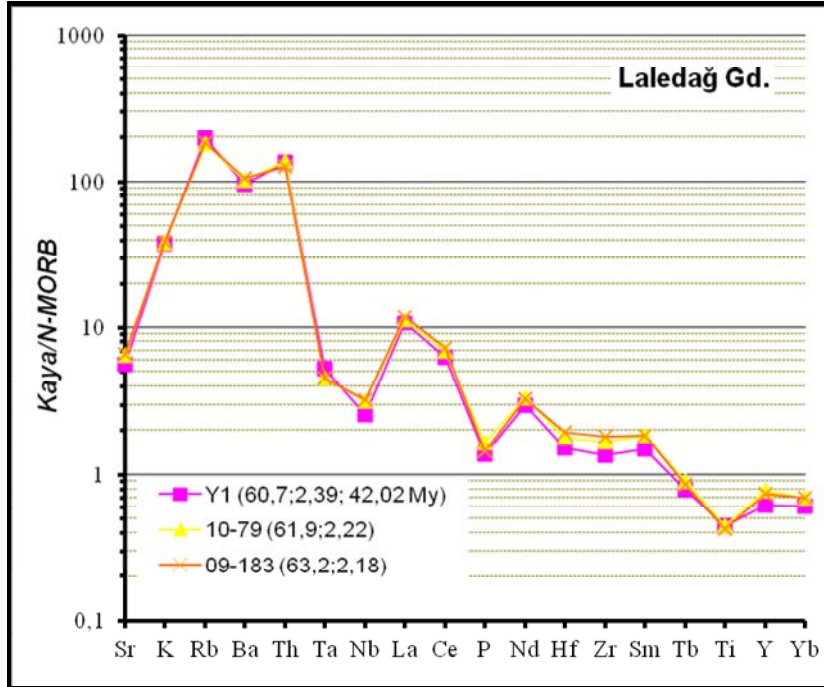
Bu bölümde, çalışma alanındaki Eosen ve Oligosen yaşlı magmatizmayı temsil eden Laledağ granodiyoriti, Beyçayır volkanitleri, Kızıldam volkanitleri, Dededağ volkanitleri, Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitlerine ait ürünler ayrı örümcek diyagramlarında gösterilmiştir. Diyagramlar üzerinde bu volkanitlere ait örnek numaralarının yanına SiO₂

ve MgO değerleri verilmiştir. Ayrıca jeokronolojisi gerçekleştirilen örneklerin yaş verileri de artı olarak eklenmiştir.

Laledağ granodiyoritine ait çoklu element örümcek diyagramında, LILE’de (iri katyonlu litofil elementler, Sr’dan Th’a) ve hafif nadir toprak elementlerde (LREE, La, Ce, Nd) belirgin bir zenginleşme ve Ta, Nb’ da belirgin bir fakirleşme olduğu görülür (Şekil 4.109). LIL elementlerdeki zenginleşmeyle karşılaştırıldığında, LRE elementleri arasındaki zenginleşmenin daha zayıf olduğu dikkati çekmektedir. Söz konusu bu zenginleşmeler, kabuksal kirlenmeden kaynaklanabileceği gibi, kaynak bölgesindeki zenginleşmeden de kaynaklanabilir.

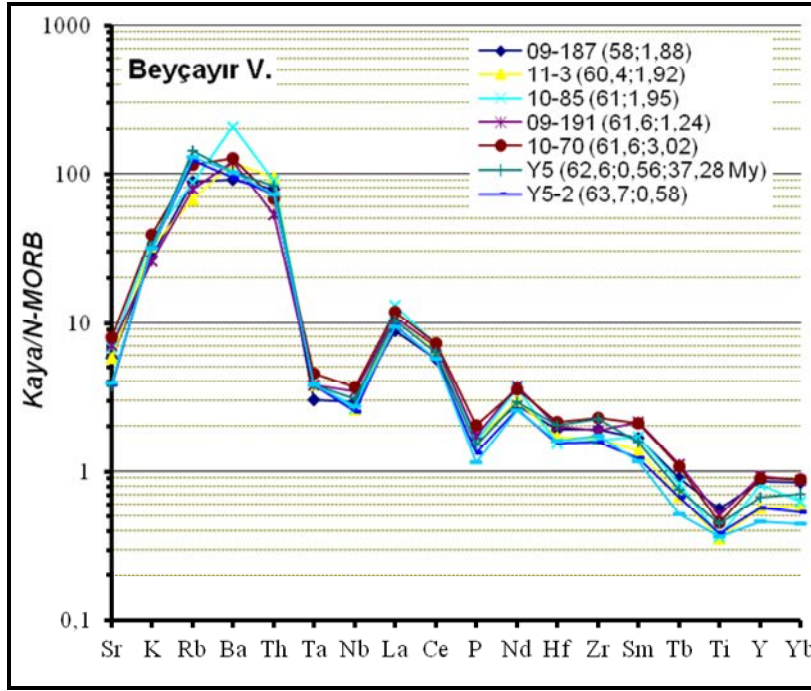
Buna karşın, Ta ve Nb’da MORB çizgisine göre zenginleşmiş izlenir. Bu genelde dalma batma ve bununla ilişkili magmatizmanın işaretleri olarak kabul edilmektedir.

Ta, Nb, Y, Hf, Zr, Ti gibi HFS (yüksek değerlikli katyonlu) elementlerdeki fakirleşme bu elementlerin dalan levhadaki rutil ve sfen gibi mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (Ringwood, 1990; Mc Donough, 1991). Örneklerin, Tb, Ti, Y ve Yb elementleri bakımından MORB’a göre fakirleşmiş olmaları, kaynak alanda amfibol veya granatın varlığı ile ilişkili olabilir. Bunun yanında bu tür negatif anomaliler, kıtasal kabuğun Nb bakımından fakir olması nedeniyle kabuksal kirlenmeden kaynaklanabilir.



Şekil 4.109. Laledağ granodiyoritine ait çoklu iz element örümcek diyagramı.

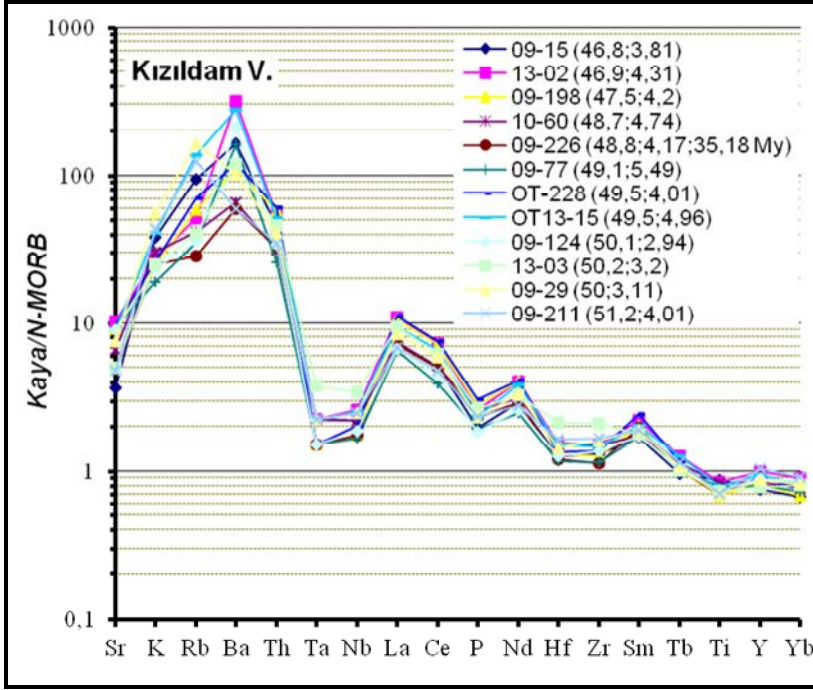
Beyçayır volkanitlerine ve Kızıldam volkanitlerine ait çoklu element örümcek diyagramlarına bakıldığında (Şekil 4.110, Şekil 4.111), elementlerdeki iz düşümlerin hemen hemen tamamı granodiyorittekine benzer şekilde görülmektedir. Dolayısıyla Eosen dönemi magmatizmasının N-MORB'a normalize edilen örümcek diyagramlardaki paternleri göz önüne alındığında bu lavların yitim bileşenince zenginleşmiş bir manto kaynağından türemiş olduğu söylenebilir.



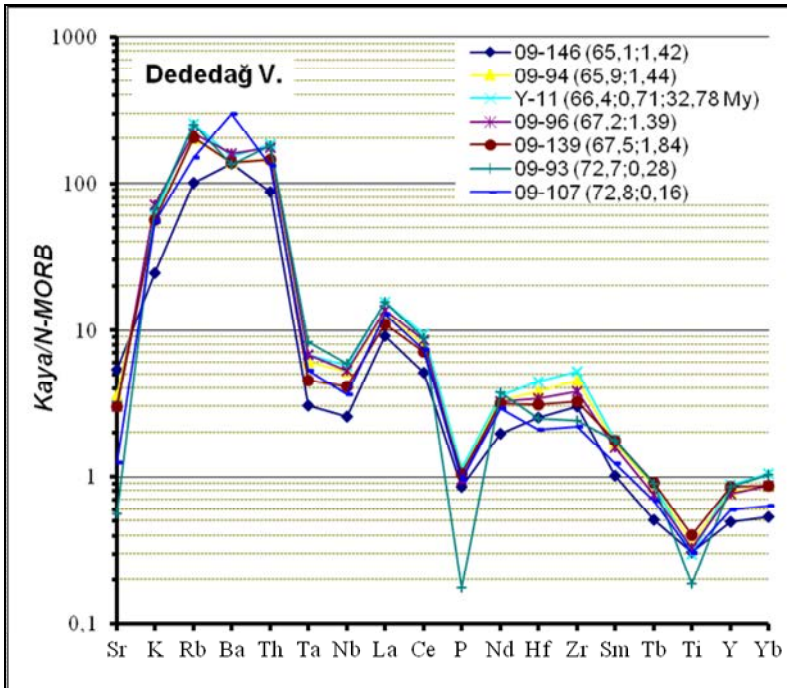
Şekil 4.110. Beyçayır volkanitlerine ait çoklu iz element örümcek diyagramı.

Dededağ volkanitlerine ait çoklu element örümcek diyagramında, basamaklı şekilde, LILE'de (Sr'dan Th'a) ve LREE'de (La, Ce, Nd) ve HFS elementlerde (Hf, Zr) belirgin bir zenginleşme olduğu görülür (Şekil 4.112). LIL elementlerdeki zenginleşmeyle karşılaştırıldığında, LRE ve HFS elementleri arasındaki zenginleşmenin daha zayıf olduğu dikkati çekmektedir. Söz konusu bu zenginleşmeler, kabuksal kirlenmeden kayanaktanabileceği gibi, dalan levhanın kaynak bölgesinde gerçekleştirdiği zenginleşmeden de kaynaklanabilir. Ta ve Nb'da MORB çizgisine doğru azalma da dalma batma sonucundaki yitim bileşeni ile zenginleşen mantoyu desteklemektedir. Uyumsuz Tb, Ti, Y ve Yb elementlerinin MORB değerinin altında olduğu görülmektedir. 09-93 nolu örnekteki P ve Ti elementlerindeki değer diğer örneklere göre düşmüş olması, bu elementlerin mafik mineraller ve/veya aksesuar mineraller tarafından tutulması ile

açıklanabilir.

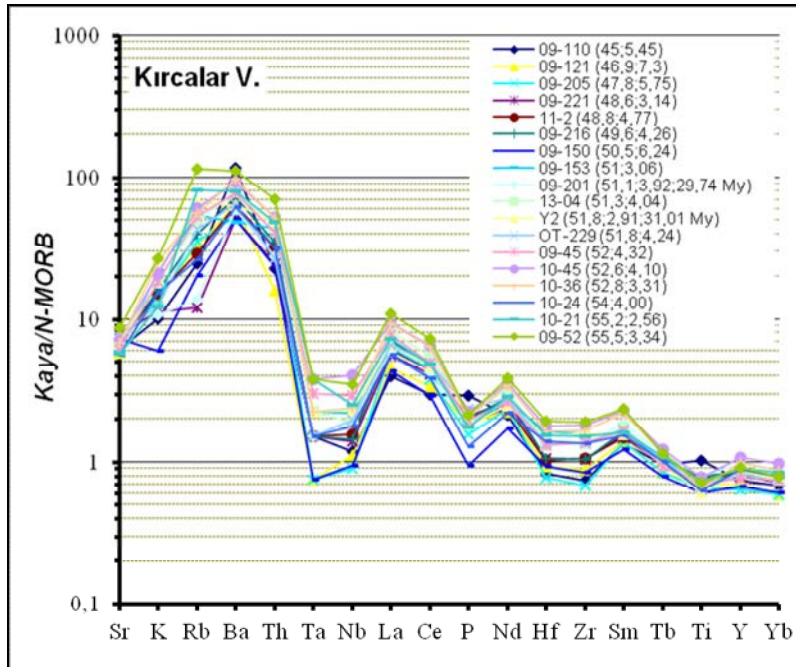


Şekil 4.111. Kızıldam volkanitlerine ait çoklu iz element örümcek diyagramı.



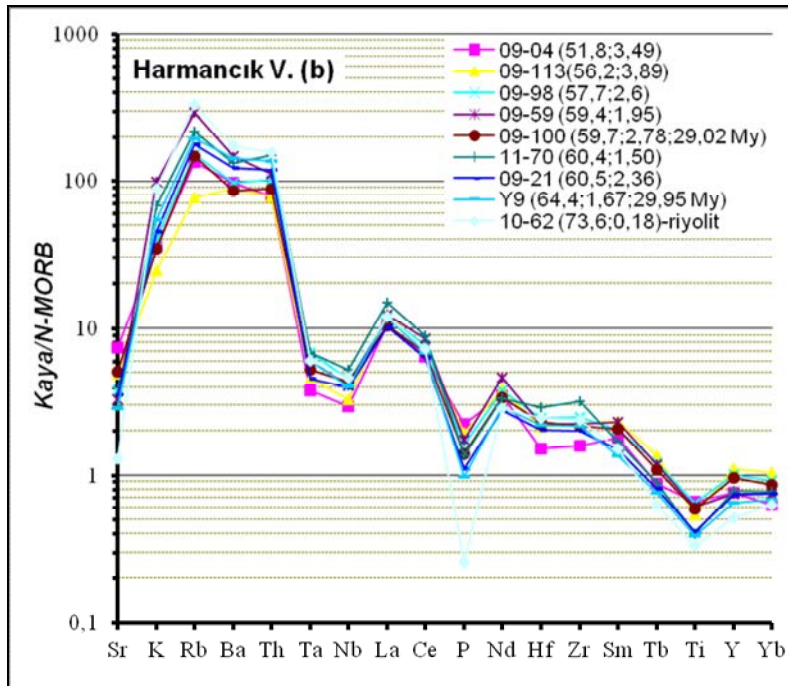
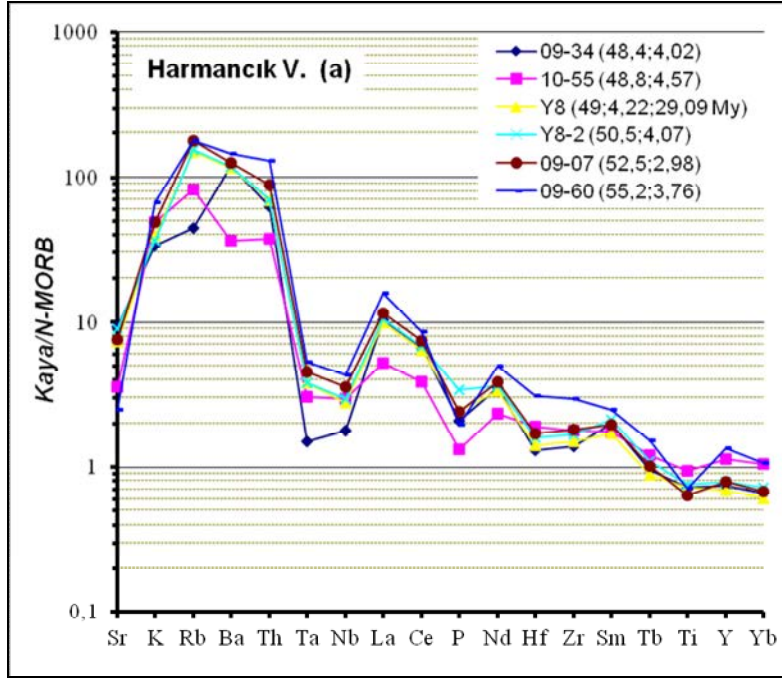
Şekil 4.112. Dededağ volkanitlerine ait çoklu iz element örümcek diyagramları.

Oligosen volkanitlerine ait diğer birimlerin (Kırcalar ve Harmancık volkanitleri) çoklu element örümcek diyagramlarına bakıldığında (Şekil 4.113; 4.114), elementlerdeki iz düşümlerin Dededağ volkanitlerindeki benzer şekilde oldukları görülmektedir. Sadece Ta ve Nb elementleri için, SiO₂ değerleri %56'dan fazla olan Dededağ ve Harmancık volkanitlerinin ortaç ve asidik örneklerinde Ta'dan Nb'a düşüş, yukarıda da belirtildiği gibi yitim bileşeni ile zenginleşen mantoyu gösterirken, bazik karakterli örneklerde Ta'dan Nb'a görülen zenginleşme (özellikle HFS elementlerinden Hf, Zr, Ti ve Y'a göre), bu lavların daha önce levha içi magmatizma ile zenginleşmiş bir manto kaynağından veya kısmi ergimeye uğramış bir mantodan türemiş olabileceğini düşündürmektedir. Levha içi tektonik ortamın jeokimyasal işareti söz konusu olmadığı için, bu zenginleşmenin kısmi ergimeden kaynaklanmış olabileceği yorumu daha doğru olacaktır.



Şekil 4.113. Kırcalar volkanitine ait çoklu iz element örümcek diyagramları.

Oligosen dönemi volkanizmasının N-MORB'a normalize edilen örümcek diyagramlardaki paternleri göz önüne alındığında kaynak alanın yitim bileşenince zenginleşmiş olduğu, Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitlerinin bazik örnekleri için düşük miktardaki kısmi ergimenin etkilerinin görüldüğü söylenebilir.



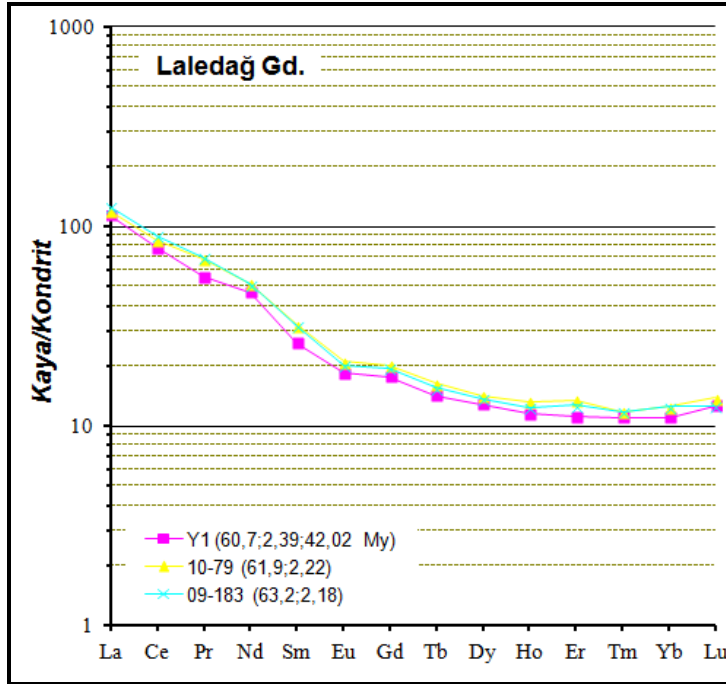
Şekil 4.114. a) Harmancık volkanitlerinin alkalin örneklerine, b) Harmancık volkanitlerinin kalkalkalin örneklerine ait çoklu iz element örümcek diyagramları.

4.3.1.6. Nadir toprak elementler

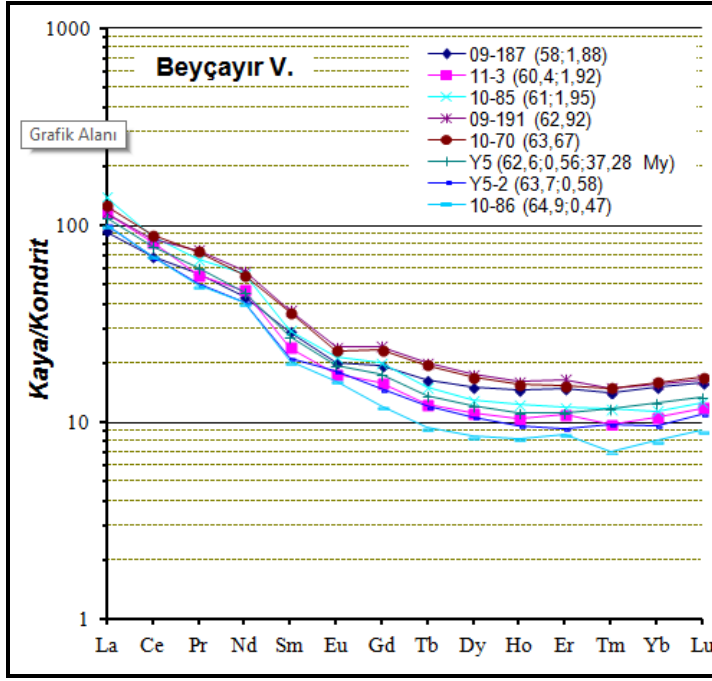
Lantanidler olarak da bilinen REE, benzer fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptirler. Kendi arasında hafif nadir toprak elementler (LREE, La'dan Pm'a) ve orta nadir toprak

elementler (MREE, Sm'dan Ho'a) ve ağır nadir toprak elementler (HREE, Er'dan Lu'a) olarak da ayrılabilen bu elementlerden LREE karakterinde olanlar, piroksen minerallerinin, MREE karakterindekiler amfibol minerallerinin ve HREE'ler magmatik granatın bünyelerinde bulunurlar. Bu elementler evrimleşmiş magmalarda daha bol, ilksel magmalarda ise daha az miktarlarda bulunurlar. Ayrıca HREE karakterinde olanlar, Y ve Ho elementinde olduğu gibi, granat ve amfibol minerallerin bünyelerine ve diğer taraftan Eu elementi de plajyoklasların bünyesine girebilmektedir. Bu nedenle, eş kökenli ve magmatik ayrımlanma yoluyla meydana gelmiş ilksel kayaçlar, bağlı olarak LREE bakımından fakir, HREE bakımından zengin, buna karşılık sonra oluşarlarda ise tam tersi bir bileşim sergileyecektir.

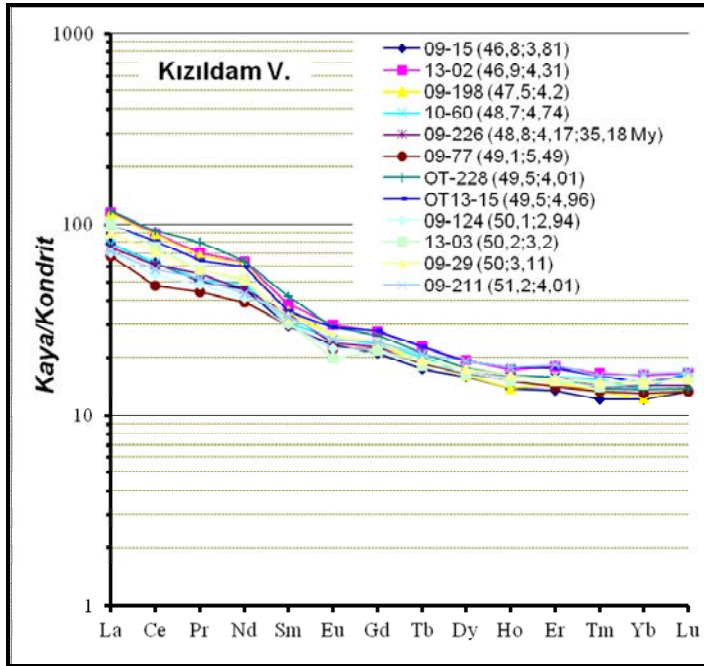
Bu çalışmada Eosen-Oligosen dönemi magmatizmasının kısmi ergime ve fraksiyonel kristalleşme süreçleri hakkında yaklaşımda bulunabilmek için, Kondrite göre normalize edilmiş REE (Nadir toprak elementleri) kullanılmıştır. Normalize değerler, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. % SiO₂, MgO ve elde edilen yaş verilerine göre sıralanan örnekler ile örümcek (spider) diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.115; 4.116; 4.117).



Şekil 4.115. Laledağ granodiyoritine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.



Şekil 4.116. Beyçayır volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.

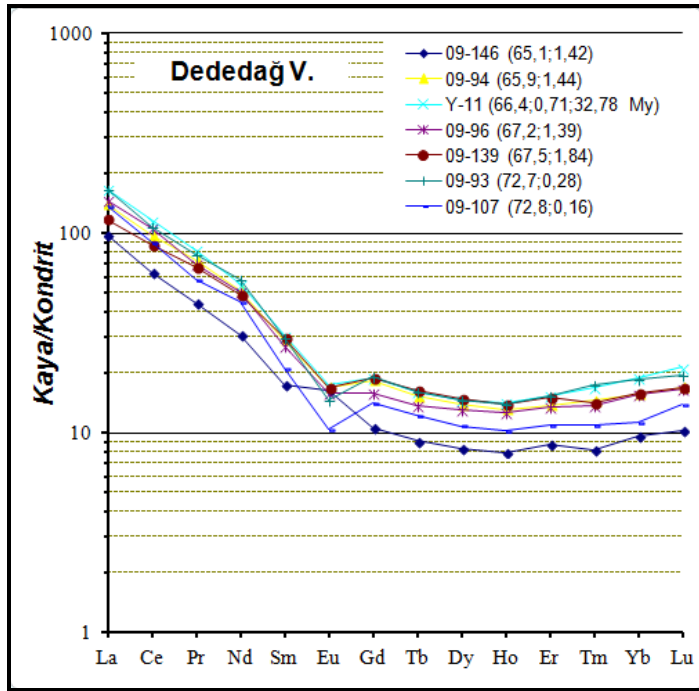


Şekil 4.117. Kızıldam volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.

REE diyagramlarına bakıldığında hafif nadir toprak elementlerin (LREE) ağır nadir toprak elementlere (HREE) göre daha fazla zenginleşmiş olduğu gözlenmektedir. Tüm volkanik ürünlerde Eu anomalisinde az miktarda da olsa bir düşüş göze çarpmaktadır. Bu

da plajyoklas mineralinin fraksiyonel kristallenmesine ve/veya plajyoklas fraksiyonu geçirmiş ve Eu tüketimine uğramış kıta kabuğu malzemesinden kirlenmesine bağlı olabilir.

Oligosen dönemindeki üç birime ait örneklerin her birinde LREE’lerde HREE’lere göre belirgin bir zenginleşme görülmektedir (Şekil 4.118; Şekil 4.119; Şekil 4.120). Ancak bu zenginleşme Dededağ ve Harmancık volkanitlerine göre Kırcalar volkanitinde daha düşük görülmektedir. Bunun yanı sıra, Dededağ ve Harmancık volkanitlerinde Eu anomalisinin az orandaki düşüşü plajyoklas mineralinin fraksiyonel kristallenmesine işaret edebilmektedir.



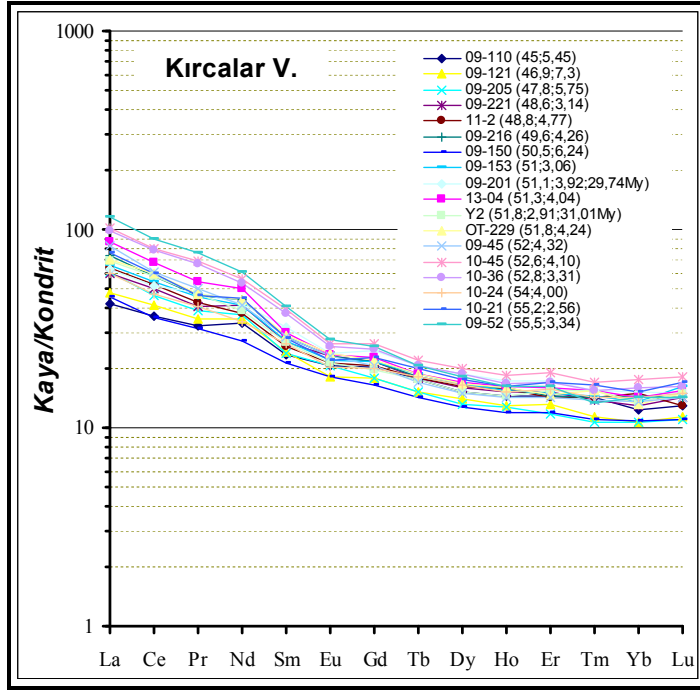
Şekil 4.118. Dededağ volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.

4.4. Volkanik Kayaçların Petrojenezi

Bu bölüm, Dededağ ve çevresindeki yaklaşık 37 My'dan başlayan ve 28 My'a kadar devam eden Eosen-Oligosen volkanizmasının petrografik ve jeokimyasal verileri doğrultusunda, derinde türedikleri magmadan yüzeyde katılaşıp kadar geçirmiş oldukları süreçlerin (ayrışma, magma karışımı, kabuksal kirlenme, asimilasyon, manto kaynak alanı ve kısmi ergime) ayrıntılı irdelemesini içermektedir. Bu değerlendirmeler, zamana bağlı volkanizma süreçlerini de daha iyi anlayabilmek için tüm volkanik birimler bir arada incelenmiştir. Öncelikle Eosen-Oligosen zaman aralığında magma odalarındaki fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçleri incelenecektir. Daha sonra magmaların evrimi

sırasında magmanın kirlenmesine neden olan kabuksal özümlemenin varlığı araştırılarak, asimilasyon ile birlikte görülen fraksiyonel kristalleşme süreçleri irdelenecektir. Magmadaki FC ve AFC süreçlerinin ortaya konulmasından sonra volkanizmayı oluşturan manto kaynak alanı ve bu alandaki zenginleşmeler hakkında yorum yapılacaktır.

Elde edilen tüm veriler ile yaklaşımlar göz önüne alınarak, Biga Yarımadası'nın jeodinamiği içinde incelenen Eosen-Oligosen volkanizması ve petrojenezinde magmatik süreçlerin önemi ve rolü ortaya konulacaktır.



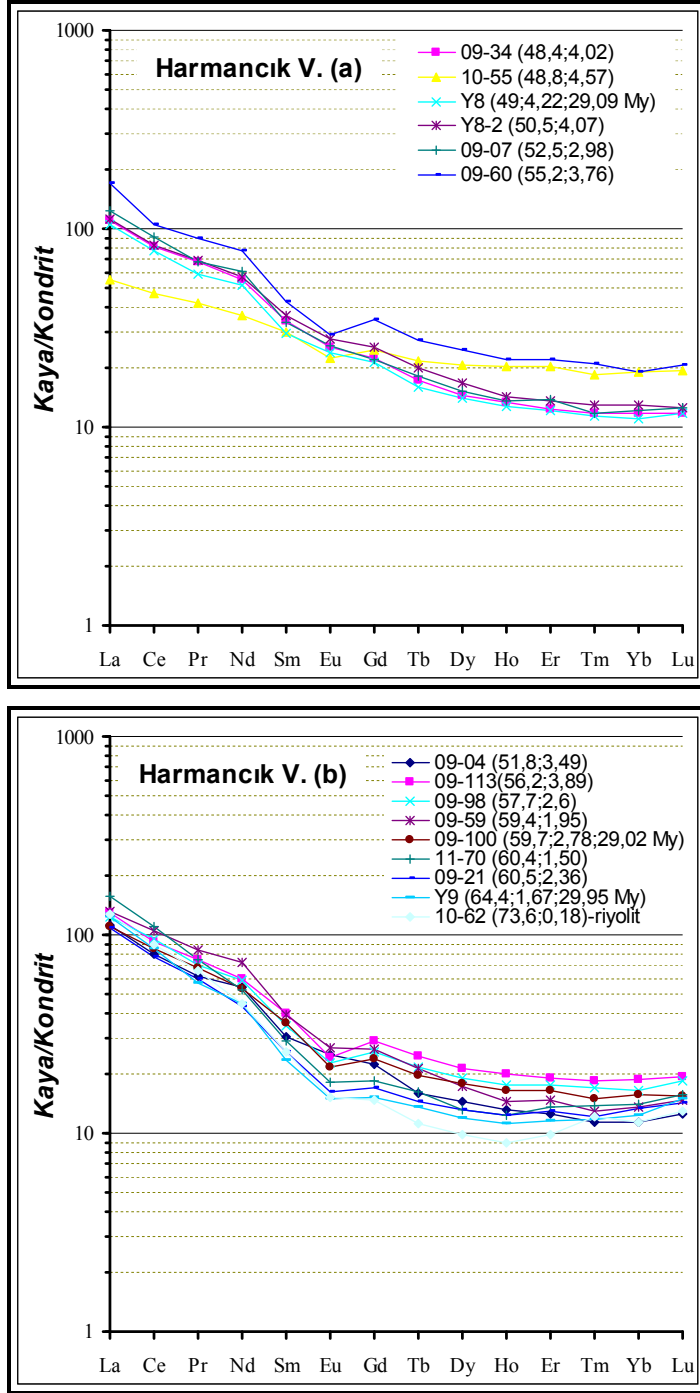
Şekil 4.119. Kırcalar volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.

4.4.1 Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçleri

Ada yaylarındaki volkanitlerin ana ve iz element çalışmaları, genelde ana magmadan kristal ayrışmasının önemini göstermektedir (Hawkesworth ve ark., 2000). Bu çalışmada da Eosen ve Oligosen volkanitleri üzerindeki petrografik ve jeokimyasal değişimler fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçlerinin bölgede etkin olabileceğini göstermektedir.

Farklı dönemlerde oluşan volkanik malzemelerin beslendikleri magma odalarındaki fraksiyonel kristallenme süreçleri, petrolojik veriler ışığında değerlendirilecektir. İleri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin normal-normal eksenli diyagramları üzerinde, volkanik birimlerin oluşturdukları trendlerin geometrisi, bu kayaçların gelişiminde

fraksiyonel kristallenme ve magma karışımının magma odalarında ne derece etkili bir süreç olduğunu açıklamaktadır (Keskin ve ark., 2008).



Şekil 4.120. Harmancık volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.

Bu diyagramlarda y eksenine oldukça uyumlu olan (Co, V, Ni, Sc, Fe gibi) elementler, x eksenine ise oldukça uyumsuz olan (Rb, Th, U, Zr gibi) elementlerin

yerleştirilmesi ile ortaya çıkan eğilimler magma odalarında FC veya magma karışımı süreçlerinin etkili olup olmadığını yansıtabilir. Eğer sistem, magma evrimini sadece FC ile gerçekleştiriyor ise, uyumlu ve uyumsuz elementlerin birbirine karşı oluşturulan diyagramlarında örnek noktalarının parabolik eğriler üzerinde dizilmeleri beklenir. Ancak diyagramlarda örnekler arasında doğrusal trendler oluşmuş ise, bu durum FC süreci ile değil, magmadaki periyodik tazelenme ve/veya iki farklı kaynaktan türemiş magmaların birbirleriyle karışımı ile açıklanabilmektedir.

FC süreçleri, magmaların katılaşmasına kadar geçen zamanda kristallenmenin (Rayleigh fraksiyonlanması) etkisini görebilmek amacıyla Keskin (2002) tarafından FC-Modeller isimli bir modelle programı geliştirilmiştir. Yazar bu çalışmada, Rayleigh fraksiyonlanma eşitliği olarak;

$C_L = C_0 \cdot F^{(D-1)}$ formülünden yararlanmıştır.

C_L , iz elementin eriyikteki konsantrasyonu,

C_0 , iz elementin ilksel katı kaynak malzemedeki konsantrasyonu,

F , geriye kalan eriyiğin % oranı,

D , tüm kayaç ayrılma katsayısı (bulk partition coefficient-bir element için kayaçtaki minerallerin ağırlık oranlarına göre Nernst farklılaşma katsayılarından " K_d " hesaplanır).

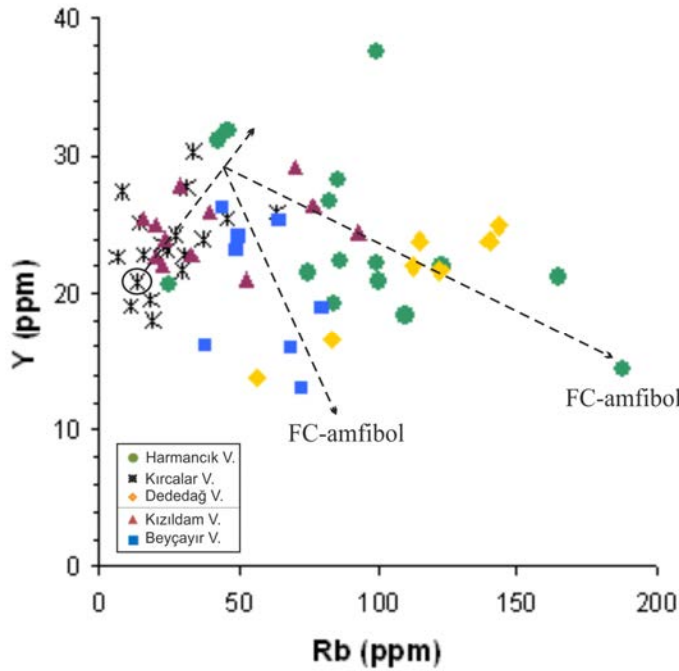
Bu modellemede, volkanik örneklerin oluşturduğu trendlere yakın farklı mineral bileşimlerine ve oranlarına sahip magmalar üretilerek, teorik Rayleigh fraksiyonlanma vektörleri elde edilir ve bu vektörlerin her biri o magmaların içinden geçtikleri FC süreçlerinde, hangi bileşimdeki magmadan hangi minerallerin ne kadar yüzdelerle kristallendiklerini yansıtmaktadır.

Modellemelerde kullanılan mineral-eriyik ayrılma katsayıları (K_d), Rollinson (1993) ve <http://earthref.org/> "Geochemical Earth Reference Model (GERM)-Partition Coefficient (Kd) Database" internet sitesinden temin edilmiştir.

Bu çalışma kapsamında fraksiyonel kristallenme etkilerini ve magma karışımı süreçlerini araştırmak amacıyla modellemelerde bazı uyumlu (Co, V, Y) ve uyumsuz elementler (Rb, Th, Yb) kullanılarak normal-normal ve log-log değişim diyagramları oluşturulmuştur.

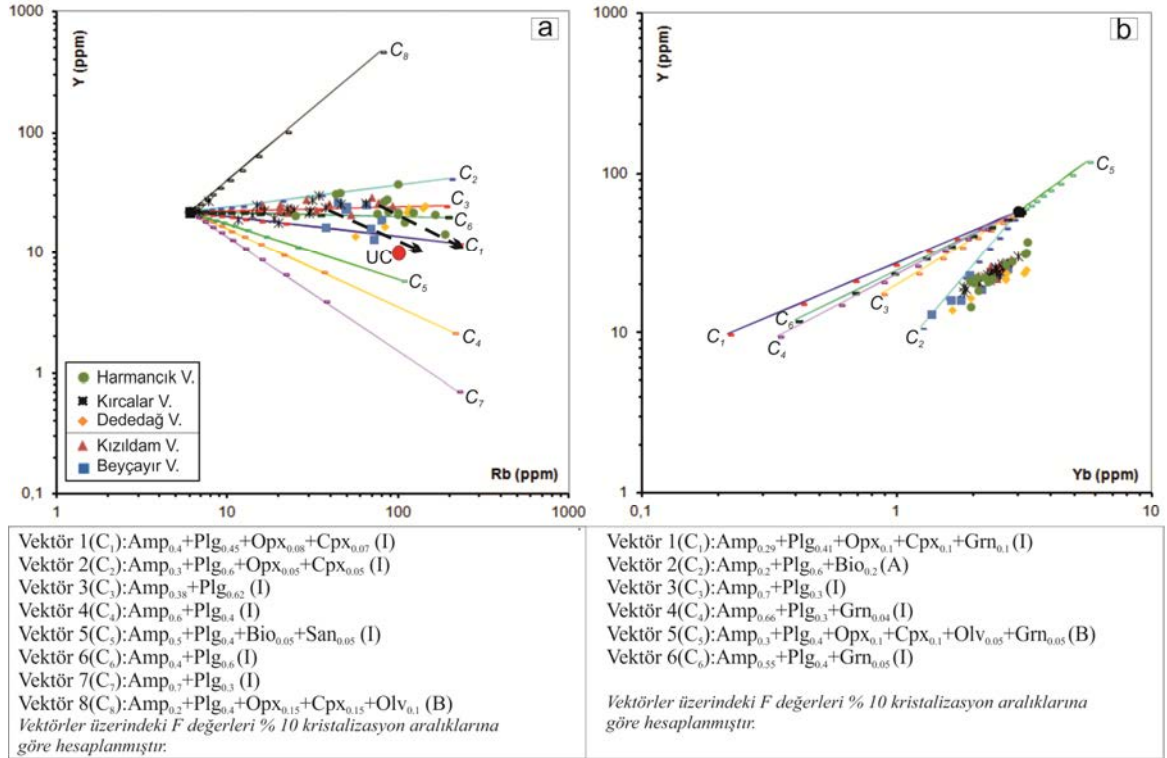
Eosen ve Oligosen dönemine ait volkanik ürünlerin majör ve iz element Harker

değişim diyagramlarında gözlenen amfibol mineralinin kristallenmeye etkisinin belirlenmesi amacıyla, amfibol ile uyumlu Y ve yüksek derecede uyumsuz Rb elementinin yer aldığı normal-normal diyagram kullanılmıştır (Şekil 4.121). Teorik olarak giderek evrimleşen magmada amfibol kristallenmesi olması durumunda Rb arttıkça Y değerinde düşme, aksine amfibol kristallenmesi yoksa Rb artışıyla Y değerinde yükselme gözlenmesi beklenir. Bu teoriden yola çıkarak, Şekil 4.121’de çalışma alanındaki bazik karakterli Eosen yaşlı Kızıldam volkanitleri, Oligosen yaşlı Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitlerinin bazı örneklerinde amfibol kristallenmesinin etkili olmadığı ve Y’da artan bir trend izledikleri görülmektedir. Buna karşın, Eosen’in ortaç Beyçayır volkanitleri ve Oligosen’in ortaç-asidik Dededağ ve Harmancık volkanitlerinde Y konsantrasyonunun kristallenme ilerledikçe azaldığı görülmektedir. Ayrıca yine aynı volkanik birimler için Y elementinde olduğu gibi, iz element değişim diyagramlarında ve MORB’a normalize çoklu element diyagramlarındaki gözlenen Yb elementindeki azalış (Şekil 4.108; 4.110) kaynak alanında az oranda granatın kalık (residual) olarak varlığına veya oluşan magmalardan granatın kristallenmesine işaret etmektedir.



Şekil 4.121. Amfibol kristallenmesini gösteren ileri derecede uyumlu (Y) ve uyumsuz elementlerin (Rb) birbirlerine karşı iz düşürüldükleri normal-normal diyagram.

Bu çalışma kapsamında amfibol ve granatın kristallenmesi ve oranlarını test etmek amacıyla, FC modellenmesinde Y-Rb, Y-Yb log-log değişim diyagramları kullanılmıştır (Şekil 4.122). Bu diyagramlarda kullanılan elementlerin her bir mineral için asidik, ortaç ve bazik magma kompozisyonlarındaki mineral-ergiyik ayırılma katsayıları (K_d) Çizelge 4.6’da verilmiştir. Bölgedeki primitif uç üyeyi temsilen ana ve iz element değişim diyagramlarında olduğu gibi Kırcalar volkanitlerine ait 09-110 (SiO_2 %45, MgO %5,45, ve Mg\# 0,58) nolu örnek alınmıştır.



Şekil 4.122. Y-Rb / Y-Yb log-log değişim diyagramları. Diyagramlar üzerindeki her bir vektör Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %100'e kadar kristallenmelerini temsil eder. (Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Bio: biotit, San: sanidin, Grn: granat) (B: bazik, I: ortaç, A: asidik magma).

Şekil 4.122a’da verilmiş Y-Rb diyagramı incelendiği zaman, çalışma alanındaki Kızıldam, Kırcalar ve Harmancık volkanitlerinin bazik örneklerinde Y konsantrasyonunun Rb arttıkça değişmediği veya kısmen artan bir trend izledikleri görülür. Buna karşın diyagram üzerinde kesikli çizgiler ile yönleri gösterilen Beyçayır volkanitlerinin ve Harmancık volkanitlerinin ortaç-asidik örnekleri için Y konsantrasyonlarında tedricen bir

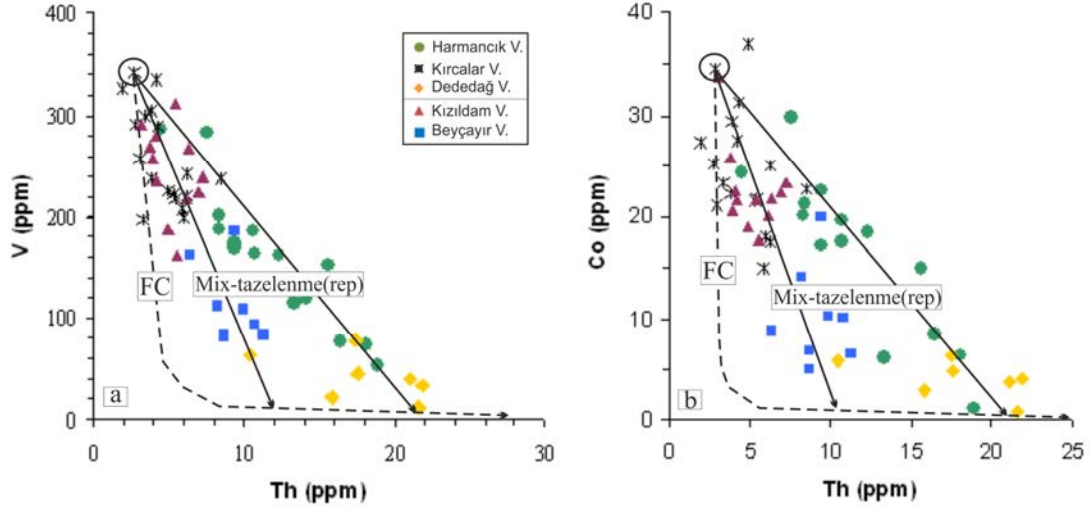
azalmanın gerçekleştiği görülmektedir. Bu trendlere en uygun modellenen Rayleigh fraksiyonel kristallenme vektörleri arasında bazik örnekler için en çok C₃, ortaç-asidik örnekler içinde C₇'nin uygun oldukları görülmektedir. Dolayısıyla bazik kayalar üzerinde amfibol kristallenmesinin az oranda etkili olduğu söylenebilmektedir. Ayrıca diyagram üzerine Taylor ve Mc Lennan (1985)'in üst kıtasal kabuk değeri (UC) iz düşürülmüştür. Diyagramdaki volkanik birimlere ait örneklerin hiç biri UC kompozisyonuna yönelmemektedir. Bu da genel olarak kıtasal kirlenmenin negatif eğilimden sorumlu olmayacağına işaret etmektedir.

Şekil 4.122b'de tüm volkanik birimlere ait örnekler Y-Yb diyagramına iz düşürüldüğünde her iki element de birbiriyle azalan bir ilişki sergilemektedir. Kristallenmeyi modellemek için kullanılan vektörler içinde örnek noktaları, C₁, C₆, C₄ ve C₃ vektörleri arasında yer almaktadır. C₃ ve C₄ vektörleri negatif trendi izleyen en yakın vektörler olarak görülmektedir. Y ve Yb'daki düşüşlerin magma odasında amfibol ve granat kristallenmesine bağlanabileceği bu diyagram üzerinde görülmektedir. Ancak modellenen vektörlerden granat kristallenmesinin zorunlu olmadığı da C₃ vektörü ile belirlenmiştir.

Çalışma alanında gözlenen Eosen ve Oligosen volkanizmasının incelenmesinde magma odasında gerçekleşen süreçleri incelemek için uyumlu (Co, V gibi) ve uyumsuz element (Th gibi) çiftleri ile oluşturulmuş diyagramlarda fraksiyonel kristallenme ve magma tazelenmesine ait teorik trendler oluşturulmuştur (Şekil 4.123). Diyagramlarda işaretlenen hipotetik parabolik trend FC (fraksiyonel kristallenme) sürecini yansıtırken, Eosen ve Oligosen volkanik birimlerine ait örnek noktalarının çoğunluğunun iz düştüğü doğrusal negatif trendler magma tazelenmesi süreçlerinin FC süreçlerinden daha etkin olduğunu düşündürmektedir. Şekil 4.123a, b'ye bakıldığında Eosen ve Oligosen dönemleri için FC eğrisinden primitif başlangıç bileşime doğru uzanan ve olasılıkla magma tazelenmesi (replenishment) işlemine bağlı olan iki negatif gradyanlı trendler görülmektedir.

Çalışma alanında gözlenen farklı volkanik evreler için oluşturulmuş bu diyagramlar, teorik Rayleigh fraksiyonlanma trendlerinin sayısal olarak modellenmesi ile test edilebilir. Magma kristallenme evriminde ilk kristalleşen mineraller için oldukça uyumlu olan V ve Co elementleri ve magma evrimi boyunca oldukça uyumsuz olduğu bilinen Th elementi, modelleme için ideal çiftleri oluşturmaktadır. Co özellikle demir ve magnezyumca zengin olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, amfibol ve biyotit ve magnetit mineralleri için oldukça uyumludur. Th ise bazikten asidiğe değişen lav kompozisyonları için en son evrede

kristallenebilen birkaç aksesuar mineral dışında bütün mineraller ile uyumsuzdur. Bu nedenle çok uyumlu ve uyumsuz bu elementler, Rayleigh fraksiyonlanma işleminin farklı mineral kombinasyonlarının modellenmesi ve gerçek lav serilerinin oluşturduğu trendlerle karşılaştırılması için FC modelleme diyagramı üzerinde değerlendirilmiştir (Şekil 4.124).

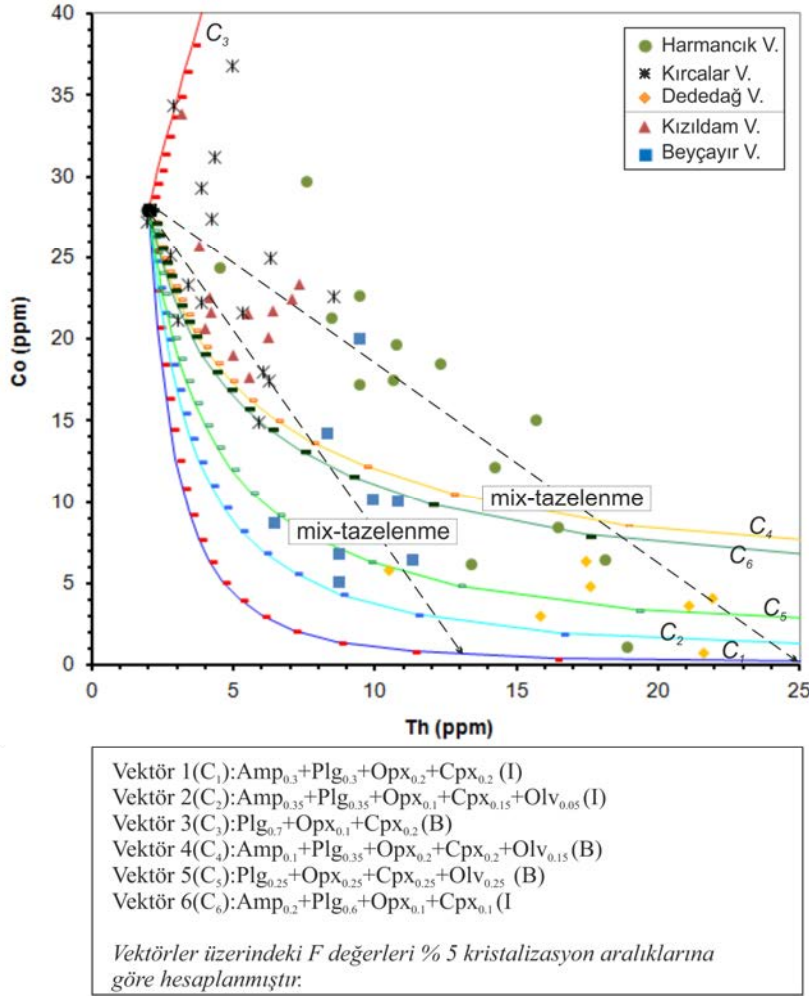


Şekil 4.123. Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçlerini gösteren ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin birbirlerine karşı iz düşürüldükleri normal-normal diyagramlar.

Petrolojik modellemelerde kullanılan asidik, ortaç ve bazik magma kompozisyonlarındaki Co, Th elementleri için mineral-ergiyik ayrımlanma katsayıları (Kd) Çizelde 4.4.1’de verilmiştir. Bu diyagramlar volkanizmanın evrimi konusunda çok değerli kanıtlar üretebilecek niteliktedirler.

Co-Th diyagramında en primitif uç üye bileşimi olarak Harker değişim diyagramlarında da kullanılan 09-110 nolu örnek alınmıştır. Bu diyagramdaki önemli nokta örnek noktalarının modellenen herhangi bir eğriyi takip etmek yerine, doğrusal negatif trendler oluşturacak şekilde diziliyor olmalarıdır. Trendlerden birisi primitif uç üyeden başlayıp Kırcalar, Kızıldam volkanitlerinin büyük bir kısmını ve Beyçayır volkanitlerinin hemen hemen tamamını içine alan mixing-tazelenme trendidir. Diğer trend ise, çoğunlukla Harmancık volkanitlerini içermekle beraber, kısmen Kırcalar ve Kızıldam örneklerini de barındırır. Bu doğrusal eğilimler ile FC süreci kesin olarak açıklanamamaktadır. Dolayısıyla bu bulgular bize çalışma alanında yüzeyleyen volkanik birimlerin derinlerde gerçekleşmiş magma odası evriminden büyük oranda mixing ve/veya

AFC süreçlerinin sorumlu olabileceği yönünde ipuçları vermektedir.



Şekil 4.124. Co-Th normal-normal değişim diyagramı. Diyagramlar üzerinde modellenen her bir eğri Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %100'e kadar kristallenmelerini temsil eder. (Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin)(B: bazik, I: ortaç, A: asidik magma).

4.4.2 Kabuksal kirlenme - AFC süreçleri

Çalışma alanında gözlenen Eosen ve Oligosen volkanitlerini üreten magmatizmanın evriminde fraksiyonel kristallenme ve magma karışım-tazelenme süreçlerinin etkileri bir önceki bölümde detaylı olarak tartışılmıştır. Bunun yanı sıra kıtasal kirlenmenin de magma evriminde önemli rol oynadığı bilinmektedir. Çalışma alanı Sakarya kıtası üzerinde bulunmakta olup, son yıllarda yapılan jeofiziksel çalışmalar, bölgenin bu kesiminde kıta

kabuğunun ortalama 25-32 km kalınlıkta olduğunu ortaya koymuştur (Tezel ve ark., 2013).

Çizelge 4.6. Petrolojik modellemelerde kullanılan asidik, ortaç ve bazik magma kompozisyonlarında Y, Rb, Yb, V, Th, Co elementleri için mineral-eriyik ayrılma katsayıları (Partition coefficients, K_d)

<i>Magma Kompozisyonu</i>	<i>Element</i>	<i>Ol</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Plj</i>	<i>Amf</i>	<i>Bio</i>	<i>Grn</i>	<i>San</i>	<i>Mag</i>
ASİDİK	<i>Y</i>	0,01 ^{a3}	1 ^{a3}	2,5 ^{a3}	0,15 ^{a3}	9 ^{a3}	0,8 ^{a3}		0,13 ^{a3}	0,15 ^{a3}
	<i>Rb</i>	0,035 ^{a3}	0,2 ^{a3}	0,07 ^{a5}	0,3 ^{c1}	0,15 ^{a3}	4,5 ^{a3}	0,02 ^{a3}	0,39 ^{c2}	0,04 ^{a3}
	<i>Yb</i>			3 ^{c1}	0,1 ^{c1}	5,5 ^{b1}	0,6 ^{f3}	140 ^{d2}		0,44 ^{c1}
	<i>V</i>			14 ^{d1}		17 ^{b1}		7 ^{d2}		
	<i>Th</i>	0,12 ^{d3}	0,13 ^{c1}	0,15 ^{c1}	0,03 ^{d4}	0,16 ^{c1}	0,31 ^{d5}	0,14 ^{e1}	0,02 ^{e2}	0,01 ^{c1}
	<i>Co</i>			17 ^{c1}	0,15 ^{c1}	37 ^{c1}	28,5 ^{d5}			80 ^{c1}
ORTAÇ	<i>Y</i>	0,018 ^{a1}	0,45 ^{a3}	1,2 ^{a3}	0,066 ^{a5}	2,46 ^{b1}	0,6 ^{a5}	12 ^{b3}		
	<i>Rb</i>	0,062 ^{a5}	0,025 ^{a3}	0,07 ^{a5}	0,3 ^{c1}	0,18 ^{a5}	3,2 ^{a3}			0,003 ^{a3}
	<i>Yb</i>	0,03 ^{c3}		2 ^{c1}	0,1 ^{c1}	1,42 ^{d5}	0,67 ^{d5}	26 ^{b3}		
	<i>V</i>	0,08 ^{c3}	1,1 ^{c5}	1,1 ^{c3}	0,07 ^{c3}	6,3 ^{c3}				8,7 ^{c3}
	<i>Th</i>	0,02 ^{e1}	0,1 ^{e1}	0,1 ^{e1}	0,02 ^{e1}	0,14 ^{e1}	0,15 ^{e1}		0,01 ^{e1}	
	<i>Co</i>	1,81 ^{e4}	6 ^{a3}	5,5 ^{c1}	0,07 ^{c1}	1,77 ^{d5}	4 ^{b4}	1,8 ^{a3}		7,4 ^{e3}
BAZİK	<i>Y</i>	0,0036 ^{a2}	0,2 ^{a3}	0,421 ^{b2}	0,023 ^{a4}	1,1 ^{a3}	0,2 ^{a3}	2,8 ^{b2}		0,2 ^{a3}
	<i>Rb</i>	0,04 ^{b4}	0,003 ^{a3}	0,021 ^{a4}	0,13 ^{b4}	1,9 ^{b4}	1,9 ^{b4}			0,001 ^{a3}
	<i>Yb</i>	0,28 ^{f2}	0,077 ^{f1}	0,44 ^{f2}	0,009 ^{f2}	0,2 ^{b3}		6,6 ^{c1}		0,018 ^{d3}
	<i>V</i>	0,06 ^{c5}	0,6 ^{c5}	1,35 ^{c5}	0,01 ^{a4}	3,4 ^{c5}		3,8 ^{c4}		26 ^{c5}
	<i>Th</i>	0,0001 ^{e1}	0,01 ^{e1}	0,01 ^{e1}	0,01 ^{e1}	0,07 ^{e1}	0,12 ^{e1}		0,01 ^{e1}	0,02 ^{e1}
	<i>Co</i>	4,3 ^{e5}	2,06 ^{f1}	1,3 ^{f2}	0,026 ^{f2}	1,88 ^{f1}	23 ^{b4}			3,4 ^{d3}

Kd değerleri için referanslar: Dunn ve Sen,1994(a1); Nielsen ve ark., 1992(a2); Keskin, 1994(a3); Bindeman ve ark., 1998(a4); Ewart ve Griffin, 1994(a5); Sisson, 1994(b1); Johnson, 1994(b2); Irving ve Frey, 1978(b3); Villemant ve ark., 1981(b4); Bacon ve Druitt, 1988(c1); Noble ve Hedge, 1970(c2); Luhr ve Carmichael, 1980(c3); Johnson, 1998(c4); Rollinson, 1993(c5); Sisson, 1991(d1); Sisson ve Bacon, 1992(d2); Lemarchand ve ark., 1987(d3); Streck ve Grunder, 1977(d4); Matsui ve ark., 1977(d5); Keskin ve ark., 2008(e1); Stix ve Gorton, 1990(e2); Esperania ve ark., 1997(e3); Gaetoni ve Grove, 1997(e4); Kloeck ve Palme, 1988(e5); Adam ve Gren, 2006(f1); Paster ve ark., 1974(f2); Nash ve Crecoft, 1985(f3).

Volkanitlerin yüksek oranda SiO₂ (%), La (ppm) ve Ca (ppm) içerikleri, ana magmaların kabuk malzemesiyle etkileşimini işaret eder. Bu zenginleşme muhtemelen magmanın yükselimi sırasındaki kıtasal kabuk özümlemesi ve fraksiyonel kristallenme ile birlikte gelişen asimilasyon (AFC) ile açıklanmaktadır. AFC, herhangi bir magmanın katılaşması sırasında, yan kayaçları özümseyerek ilksel bileşimini değiştirmesi ve bu sırada

katılmış olan bazı minerallerin magmadan ayrılmasının etkilerini birlikte inceler. Böylece magmanın katılması sırasında hem asimilasyon hem de fraksiyonel kristallenme süreçlerinin birlikte etkin olduğu durumlar söz konusu olabilmektedir.

AFC sürecinin modellenmesinde önemli sayılabilecek petrolojik araştırmalar bazı araştırmacılar (DePaolo, 1981; Powell, 1984; Sparks ve ark., 1984; Taylor ve Sheppard, 1986) tarafından ele alınmış, hem izotop hem de iz element verileri kullanılarak AFC modelleri ortaya konulmuştur. AFC modellemesinin özü, FC modellemesine benzemekle birlikte aradaki tek fark, FC sırasında aynı zamanda belli miktarda katının asimilasyona uğrayarak magmaya katılması ve bileşiminin değiştirilmesidir.

Magma evriminde AFC süreçlerinin yanı sıra açık magmatik sistemlerde magma karışımı veya tazelenmesi süreçlerinin de etkin olabildiği bilinmektedir. Fraksiyonel kristallenmeye eşlik eden kabuk asimilasyonu veya magma tazelenme süreçlerinin magma sistemini ne ölçüde etkilediğini DePaolo (1981), Aitchison ve Forrest (1994), Spera ve Bohron, 2001) gibi araştırmacılar tarafından önerilmiş eşitliklerle modellemek mümkündür. Bu modellemelerden DePaolo (1981)'nin eşitliği kullanılarak oluşturulmuş AFC Modeler (Keskin, 2013) programı ve makalede tanıtılan sistematik yaklaşım ile bölgedeki AFC süreçleri irdelenmiştir.

DePaolo (1981)'nin AFC modelleme sistematığında Rb, Th, Ta, Nb ve Zr iz elementlerinin konsantrasyonları ve Rb/Th, Ta/Zr ve Nb/Zr gibi iz element oranları ile izotopik oranlar sık kullanılan değerlerdir. Ta, Nb ve Rb, kıtasal kabukta çoğu primitif magmaya nazaran çok daha yüksek konsantrasyonlarda bulunurlar. Buna karşılık Th ve Zr elementler kabukta Rb, Ta ve Nb'a nazaran daha az zenginleşmişlerdir. Bu nedenle kıtasal kabuğun asimilasyonu Rb/Th, Ta/Zr ve Nb/Zr oranları üzerinde arttırıcı bir etkiye sahipken, kristallenmede ise söz konusu oranlar çok az değişir. Çünkü Rb, Th, Ta, ve Zr elementlerinin tümü farklı magma bileşimlerinde uyumsuz davranış gösterirler ve dolayısıyla kristallenme ile konsantrasyonları benzer derecelerde artar. Bu modellemelerde Rb, Zr ve Th gibi magma odası evrimlerinde çok önemli olmayan ve alterasyon süreçlerinden fazla etkilenmeyen elementler, ayırılma indisi olarak kullanılırken, Rb/Th, Ta/Zr ve Nb/Zr gibi iz element oranları asimilasyon indisi olarak kullanılmaktadır.

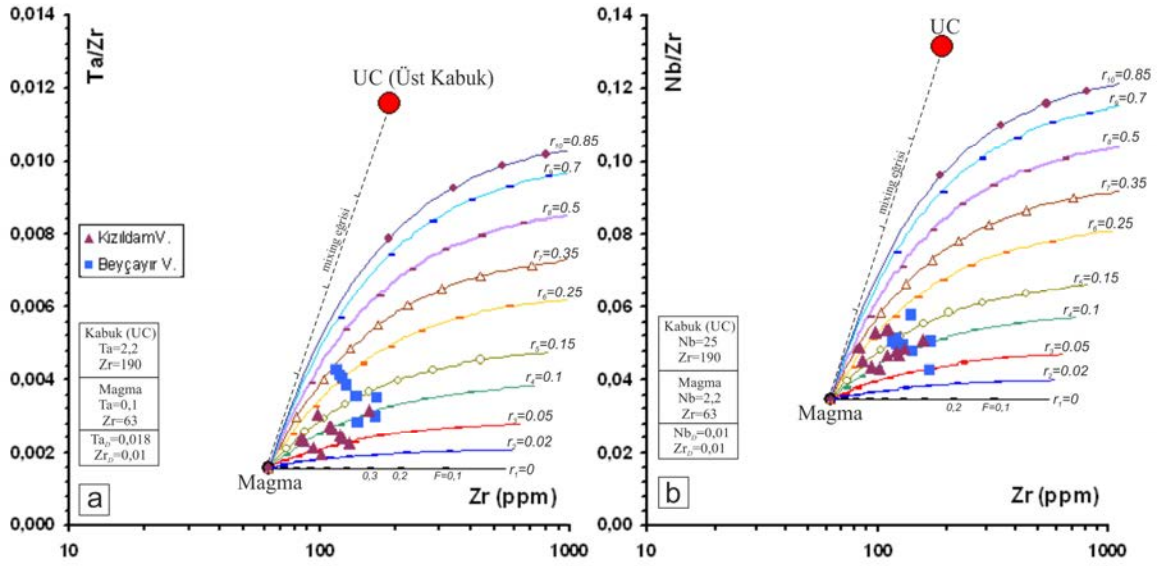
Şekil 4.125 ve Şekil 4.126'da çalışma alanındaki Eosen ve Oligosen dönemlerine ait volkanik birimler ayrı ayrı ele alınarak, AFC-Modeler (Keskin, 2013) programında değerlendirilmişlerdir. Bu volkanikler için primitif uç üye olarak 09-150 numaralı örnek kullanılmıştır. DePaolo (1981) modellemesi için Zr elementi ayırılma indisi, Ta/Zr ve

Nb/Zr oranları ise asimilasyon belirteci olarak seçilmiştir. Diyagramlarda r değerleri (asimilasyonun fraksiyonel kristallenmeye oranı) 0 ile 0,85 arasında değişen ve birbirinden farklı 10 tane teorik eğriden oluşmaktadır. Ayrıca magma ile asimilant uç bileşenleri arasında magma mixing trendi modellenerek iz düşülmüştür.

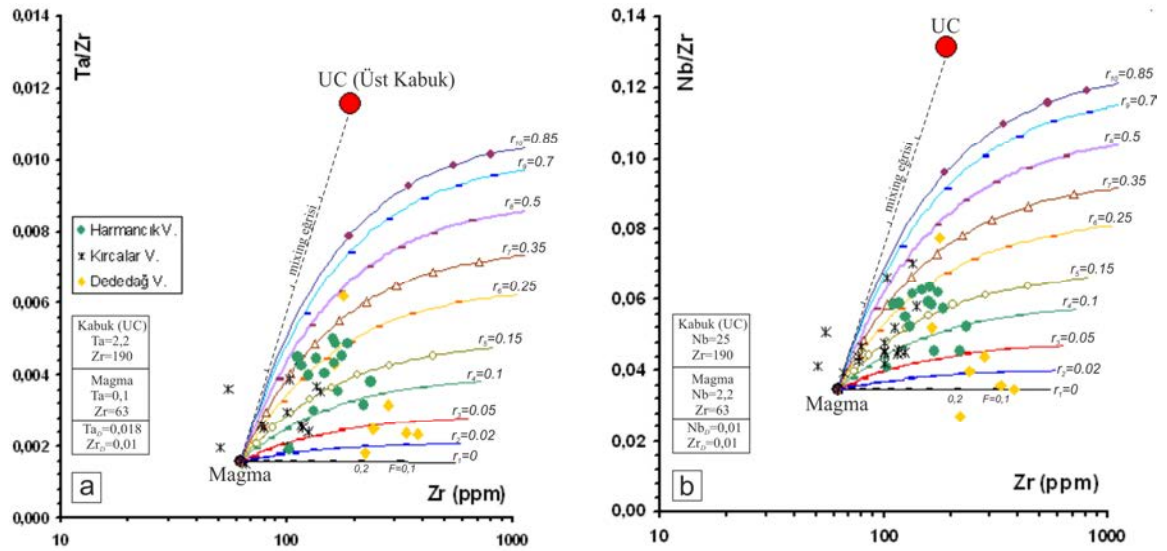
Şekil 4.125a'da Eosen dönemine ait ortaç nitelikli Beyçayır volkanitleri ile başlayan volkanizmada r değerlerinin 0,05 - 0,35, Şekil 4.125b'de 0,05 - 0,25 arasında toplandığı görülmektedir. Aynı dönemde bazik nitelikteki Kızıldam volkanitleri için r değerleri daha düşük olan ve grafiklerde sırasıyla 0,02 - 0,25; 0,05 - 0,35 arasındaki örneklerden oluşmaktadır. Bu veriler ele alındığında, Eosen döneminin ilk başlangıç lavlarında AFC nin daha sonraki dönemde oluşan lavlara göre daha etkin bir süreç olduğu söylenebilir.

Şekil 4.126a'da Oligosen dönemine ait ortaç-asidik bileşimli Dededağ volkanitleri ile başlayan volkanizmada r değerlerinin 0 - 0,5, Şekil 4.126b'de 0 - 0,45 arasında toplandığı görülmektedir. Daha sonra gelişen bazik nitelikli Kırcalar volkanitleri için r değerleri kısmen daha düşük olan ve 0,05 - 0,35 (a); 0,05 - 0,50 (b) arasındaki örneklerden oluşmaktadır. Oligosen'in çalışma alanında gözlenen son evrelerindeki Harmancık volkanitlerinde r değerleri 0,02 - 0,40 (a); 0,05 - 0,35 (b) arasında iz düşmektedir ve örneklerin büyük bir kısmının ise 0,15 - 0,35 aralığında yoğunlaştığı görülür. Bu veriler doğrultusunda bölgede Dededağ volkanitleri için daha yüksek miktarda kabuk asimilasyonundan söz etmek mümkündür.

Eosen ve Oligosen dönemlerine ait iki AFC diyagramı bir arada düşünüldüğünde, Eosen döneminde Beyçayır volkanitlerinde AFC süreçlerinin daha sonraki evrede oluşan Kızıldam volkanitlerine kıyasla kısmen daha fazla etkili olduğu görülür. Oligosen dönemine geçişte muhtemelen mantodan türeyen primitif ergiyikler ile tazelenen magma, sıcaklığının artması nedeniyle yüksek miktarlarda özümsemeye neden olmuş ve Dededağ volkanitlerinde kabuksal katkının en fazla olmasını sağlamış olmalıdır. Tazelenmesinde etkisiyle bazik karaktere yaklaşan magma odasında Kırcalar volkanitleri için kirlenmenin miktarının azalarak etkisinin devam ettiğini söylemek mümkündür. Bölgedeki son evreyi temsil eden Harmancık volkanitleri ise, ileri derecede evrimleşerek ısısını kabeden magmanın onu çevreleyen ve daha soğuk kabuk malzemesini özümseyecek ısıya sahip olamamasından ötürü Oligosen'in diğer lavlarına oranla kısmen daha az kirlenmiştir.



Şekil 4.125. AFC-Modeler (Keskin, 2013) programı ile Eosen volkanitleri için DePaolo (1981) eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafikleri, F değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.



Şekil 4.126. AFC-Modeler (Keskin, 2013) programı ile Oligosen volkanitleri için DePaolo (1981) eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafikleri, F değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.

4.4.3 Manto kaynak alanı ve zenginleşmeler

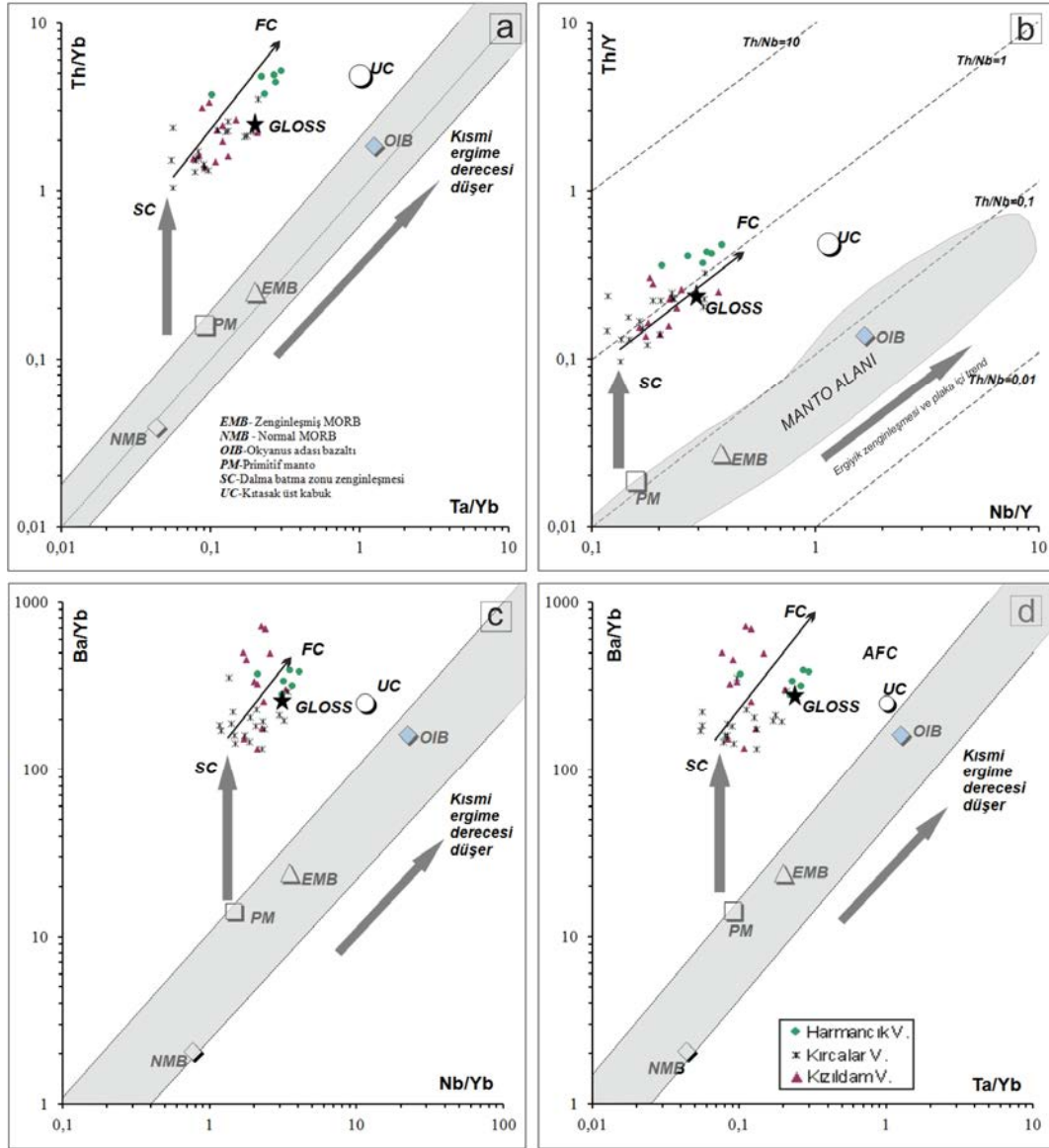
Mantodan türemiş ergiyiklerde yaklaşık aynı ayırılma katsayısı (K_d) ve uyumsuzluğa sahip olan elementler manto kaynak alanının doğasını ve manto

zenginleşmelerini yansıtmada çok elverişli olarak kullanılabilirler. Ta, Nb, Th ve Ba elementleri benzer uyumsuzluk özellikleri ile mantodaki değişimleri yansıtmak için kullanılmışlardır. Y ve Yb elementleri ise fraksiyonel kristallenme, kristal birikimi ve kıtasal kirlenmenin etkilerini minimize etmek için normalizasyon faktörü olarak kullanılmışlardır (Pearce ve ark., 2005). Ta/Yb ve Th/Yb elementlerinin her ikisinin de yüksek değerleri manto ergimelerinin yüksek derecelerine işaret eder ve bu tip değerlere sahip lav kaynaklar diyagramlarda manto alanı (veya manto metasomatizması) boyunca iz düşerler. Ama yitim bileşeni içeren ve bu bileşence zenginleşmiş kaynaklar Th ve Ba elementlerince zenginleşeceklerinden dolayı yükselen Th/Yb veya Ba/Yb oranlarına bağlı olarak manto alanından saporak ayrılırlar. Bunun yanı sıra Ba elementi dalma batma olayının sığ olduğu çevrelerde karakteristiktir ve bundan dolayı yitim bileşeni içeren sistemlerde levhanın ergimesiyle Ba ve Th zenginleşir ama levhadan açığa çıkan akışkanlarda Th elementine göre Ba zenginleşmesi söz konusudur (Pearce ve ark., 2005). Yukarıda verilmiş olan elementlerin manto ve manto zenginleşme süreçlerindeki davranışları manto kaynak alanının doğasını yansıtmakta çok kullanışlıdır ve bu nedenle bu element çiftleri kullanılarak oluşturulan diyagramlar Şekil 4.127’de verilmiştir.

Bu diyagramlara N-tipi MORB (normal tip okyanus ortası sırt bazaltı), E-tipi MORB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı), OIB (okyanus adası bazaltı), PM (Primitif manto) ve global okyanusal slab (GLOSS) değerleri ve ortalama manto alanı (veya manto metasomatizma alanı) iz düşülmüştür. Bu diyagramlarda normalizasyon faktörü olarak kullanılan Yb ve Y elementlerinin en önemli özelliği dalma batma sistemlerinde oldukça uyumsuz elementler olmalarıdır. Bu nedenle bu elementler yitim bileşeni ile zenginleşen manto kaynak alanlarında sabit kalma eğiliminde olacaklarından oransal olarak pay da kullanılan LIL elementin (Th, Ba) davranışı manto kaynak alanının yitim bileşeniyle zenginleşip zenginleşmediği konusunda veriler üretilebilecektir.

Element çiftlerinin kullanıldığı ikili değişim diyagramlarında SiO₂ içeriği % 60 dan az olan örnekler iz düşürülmüş ve olası FC eğrileri de gösterilmiştir. Şekil 4.127’de görüleceği gibi tüm volkanik seriye ait örnekler manto alanından ayrılarak yükselen Th/Yb, Ba/Yb ve Th/Y oranlarına doğru eğilim içindedirler. Bu veri volkanik serilerde dalma batma sistemlerinde oldukça mobil olan uyumlu Th ve Ba elementlerinin daha uyumsuz immobil olan Nb, Ta ve Yb elementlerine göre zenginleştiğini göstermektedir. Bu da volkanik ürünleri oluşturan magmaların manto kaynaklarında dalan okyanusal litosferin veya sedimentlerin mantoyu zenginleştirdiğini veya dalan slabden açığa çıkan

akışkanlar ile zenginleşmiş olabileceğini gösterir niteliktedir.



Şekil 4.127. Çalışma alanındaki volkaniklere ait uyumsuz element çiftleriyle oluşturulmuş ikili değişim diyagramları. PM (primitif manto), EMB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı), OIB (okyanus adası bazaltı), NMB (normal tip okyanus ortası sırt bazaltı) değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan, GLOSS (global okyanusal sediment) değeri Plank ve Langmuir (1998)'den ve üst kıtasal kabuk (UC) değeri Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır. Şekillerde kesikli çizgilerle gösterilen manto alanı Pearce ve ark. (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders ve ark. (1991)'den elde edilen değerlere göre çizilmiştir.

4.4.4 Kısmi ergime süreçleri

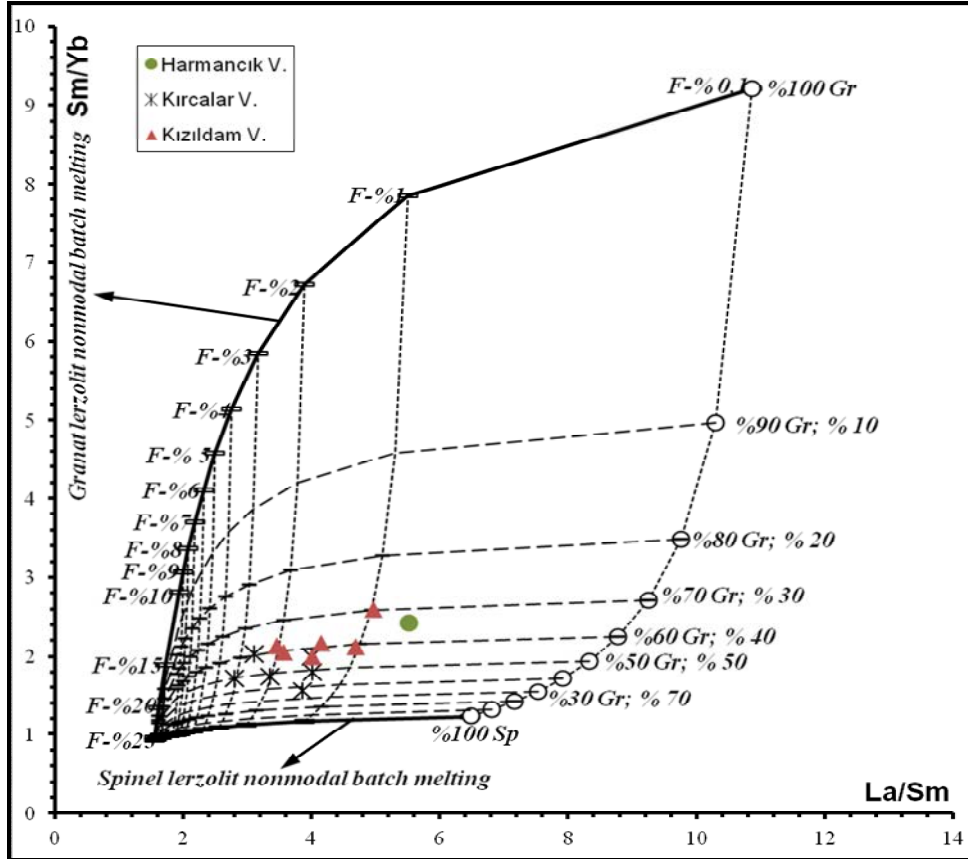
Volkanitlerin manto kaynak alanının doğası ve kaynak alanının oluşumunda etkili olan kısmi ergime süreçlerinin belirlenebilmesi için, nadir toprak elementler (REE) çok kullanışlıdır. Çünkü spinel peridotitik veya granat peridotitik kaynağın kısmi ergimesinde, nadir toprak elementler (REE) bu kaynak alanlara farklı katı-mineral/ergiyik paylaşım katsayısı ile katılırlar (Shaw ve ark., 2003). Bunun yanı sıra not edilmelidir ki hafif nadir toprak elementler (LREE) aşırı derece uyumsuzdurlar (incompatible) ve kaynak mineralojisindeki değişimlerden önemli miktarda etkilenmezler (Aldanmaz 2000). Granat veya spinel peridotitin kısmi ergimesi sonucunda ergiyikte öncelikli olarak hafif nadir toprak elementler (LREE) zenginleşecek (La, Ce v.b.) ve spinel peridotit fasiyesine nazaran granat peridotit fasiyesinin kısmi ergimesi çok daha yüksek LREE/HREE (La/Yb veya Ce/Yb v.b.) oranı üretecektir (Thirwall ve ark., 1994; Shaw ve ark., 2003, Peters ve ark., 2008). Bunun en önemli sebebi kısmi ergimenin düşük derecelerde LREE elementler çok uyumsuz davranacağından dolayı hızlıca ergiyikte zenginleşecek ama HREE elementler ve özellikle Yb granat için oldukça uyumlu olduğundan dolayı kalık fazdaki (residual) granat içinde kalacak ve ergiyikte LREE lere göre çok daha az oranda bulunacaktır.

Bu nedenle mantonun yaklaşık 30-80 km derinlikleri arasında yer aldığı kabul edilen spinel peridotit ergiyiğinde manto kaynak alanında HREE'leri bünyesinde hapsedecek bir mineral bulunmadığı için LREE/HREE oranları düşük kalacaktır. Çünkü HREE'lerde bir düşme görülmeyecektir. Oysa daha derinde (>70-80 km) yer alan granat peridotit ergiyiğinde, granat ergimeye katılmayıp kalık fazda kaldığı için HREE'leri bünyesinde tutan bu mineral nedeniyle magmanın HREE konsantrasyonları LREE'e nazaran düşük kalacaktır. Böylece granatlı peridotitten türeyen magmanın HREE'ler açısından fakirleşmesi bu magmaların LREE/HREE (La/Yb, Ce/Yb vb.) oranlarını spinel peridotitten türemiş magmalara nazaran önemli ölçüde arttıracaktır.

Yukarıda verilen bilgiler ışığında kısmi ergime dereceleri ve farklı kaynak mineralojilerinin REE ler üzerindeki etkileri farklı olacağından, kısmi ergime derinliğinin ve alanının sınırları net olarak nadir toprak elementlerin oranları ile ortaya koyulabilir. LREE/MREE, LREE/HREE ve MREE/HREE element oranlarının birbirlerine göre iz düştükleri diyagramlar kısmi ergime süreçlerinin yansımalarını izlemede iz sürücüler olarak kullanılabilir.

Çalışma alanındaki volkanik kayaların kısmi ergime süreçlerini belirleyebilmek

amacıyla Sm/Yb (LREE/MREE - MREE/HREE) ikili değişim diyagramı üretilmiş ve diyagramlar Şekil 4. 128’de verilmiştir. Bu diyagramlarda çizilen Granat peridotit ve spinel peridotit ergime eğrileri Shaw (1970) in metodolojisi ve nonmodal (modal olmayan) yığın (batch) ergime eşitlikleri kullanılarak oluşturulmuştur. Diyagramın oluşturulmasında Doç. Dr. Mehmet Keskin ve Yrd. Doç. Dr. Vural Oyan’ın birlikte geliştirmiş oldukları ve yayınlanmak üzere hazırladıkları “Crucible of Mantle Melting” adlı program kullanılmıştır.



Şekil 4.128. Çalışma alanındaki Eosen ve Oligosen volkanitleri için “Crucible of Mantle Melting” programı ile üretilmiş kısmi ergime modellemesi.

Modellemede: Kaynak modu; granat peridotit: 0,598 Ol, 0,211 Opx, 0,076 Cpx, 0,115 Grn, spinel granat peridotit: 0,578 Ol, 0,27 Opx, 0,119 Cpx, 0,033 Sp (McKenzie ve O’Nions, 1991). Eriyik modu; granat peridotit: 0,05 Ol, 0,2 Opx, 0,3 Cpx, 0,45 Grn, spinel peridotit: 0,1 Ol, 0,27 Opx, 0,5 Cpx, 0,13 Sp (Thirlwall ve ark., 1994) parametreleri kullanılmıştır. Dağılım katsayıları, McKenzie ve O’Nions, (1991)’den alınmıştır. La, Sm, Yb, Dy konsantrasyonları Peters ve ark., (2007)’den alınmıştır.

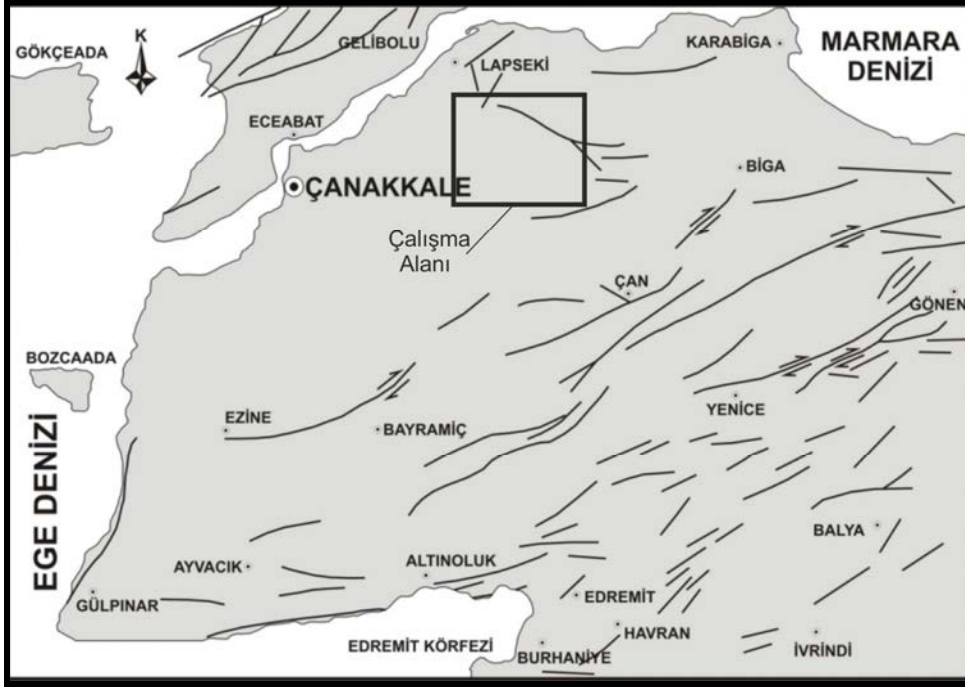
Şekil 4. 128'deki diyagramda SiO₂ içeriği %52'den az ve MgO içeriği %4'ten fazla olan primitif lav örnekleri iz düşürülmüştür. Dolayısıyla sadece bölgedeki alkalen nitelikli bazik karakterli Kızıldam volkanitlerinin birkaç ve Harmancık volkanitlerine ait (Y8 nolu) bir örnek ile kalkalkalen nitelikli Kırcalar volkanitlerine ait örnekler kullanılabilmektedir.

Diyagramlar üzerine kaynak mineralojisindeki değişimler iki bileşenli karışım (Langmiur ve ark., 1978) çizilerek (yüzde değerler) gösterilmiştir. Ayrıca ergime dereceleri de (*F*) modellenmiş diyagram üzerinde verilmiştir. Bu diyagramda veri noktalarının iz düştükleri alanlar yakından incelendiğinde Alkale lavlara kaynak alan oluşturabileceği düşünülen manto bölgesinin, %55-70 granat peridotit ile %30-45 spinel peridotit karışım eğrileri arasında yer almış olabileceği, kısmi ergimenin ise %0,8 ile %2 arasında değişmiş olabileceği anlaşılmaktadır. Buna göre bu lavların türedikleri manto kaynak alanı spinel peridotitten ziyade granat peridotit fasiyesi ile temsil ediliyor olmalıdır.

Kalkalkalen lavların kaynak alan oluşturabileceği düşünülen manto bölgesinin ise, %35-59 granat peridotit ile %41-65 spinel peridotit karışım eğrileri arasında yer almış olabileceği, kısmi ergimenin ise %1,5 ile %3 arasında değişmiş olabileceği anlaşılmaktadır. Bu durumda da bu lavların türedikleri manto kaynak alanı alkale lavların aksine granat peridotitten ziyade spinel peridotit fasiyesi ile temsil ediliyor olmalıdır. Bu sonuçlardan alkale lavların kalkalkalen lavlara göre daha derinden gelen ve/veya ergime derecesi düşük kaynağı işaret ettiği söylenebilir. Dolayısıyla ergime süreçlerindeki bu değişikliklerde alkaliniteyi etkiliyor olmalıdır.

4.5 Yapısal Jeoloji

Biga Yarımadası, Neotektonik dönem başlangıcından itibaren, Anadolu Bloğu'nun batı-güneybatı yönündeki rotasyonel kaçış hareketinin Helen yayı tarafından karşılanması ile Batı Anadolu'da etkinleşen K-G yönlü gerilmenin kuzeyinde kalan bir alan olup, hem Batı Anadolu gerilme rejiminin hem de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı uzantısındaki sıkışma rejiminin etkisiyle deforme olmaktadır. Bölge Neotektonik dönemde KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi ile KD-GB doğrultulu gerilme rejimi etkisinde kalmıştır (Özden ve ark., 2008). Biga Yarımadası'nın genelinde sağ yönlü doğrultu atımlı deformasyon etkin olurken, çalışma sahasında BKB-DGD doğrultulu normal faylar gelişmiştir (Şekil 4.129). Tezin bu bölümünde çalışma alanında gözlenen uyumsuzlar, kıvrımlar ve faylar gibi yapısal unsurlar mercek altına alınacaktır.



Şekil 4.129. Biga Yarımadası'nın tektonik haritası (Siyako ve ark., 1989'dan değiştirilmiştir).

4.5.1. Uyumsuzluklar

Çalışma alanında bulunan kaya birimleri arasında litolojik ve zamansal farklılıklardan ileri gelen uyumsuzluklar mevcuttur. Bölgedeki ilk uyumsuzluk, Geç Kretase yaşlı Kemer metamorfileri ile Orta Eosen yaşlı Soğucak formasyonu arasındaki zaman ve ayrımlı kaya uyumsuzluğudur. Diğeri, Eosen dönemi içinde eş zamanlı gelişmiş Beyçayır ve Kızıldam volkanitleri ile Soğucak ve Ceylan formasyonlarının çökelleri arasındaki ayrımlı kaya uyumsuzluğudur. Son olarak, Kuvaterner yaşlı, alüvyon çökelleri bölgedeki tüm kaya birimlerini zamansal uyumsuzluk ile örtmektedir.

4.5.2. Kıvrımlar

Çalışma alanında magmatik topluluklar egemen olduğundan sıkışmalı tektonik, kıvrımlanmadan çok kırıklarla karşılaşmıştır. Ancak temel kayaları oluşturan metamorfik kayalarda, çok sık olmasa da özellikle şistlerde, foliasyon düzlemlerinde küçük ölçekli kıvrımlanmalara rastlanılmıştır (Şekil 4.130).



Şekil 4.130. Şistlerde gözlenen kıvrım yapıları (UTM: 487216 D, 4458141 K).

4.5.3. Faylar

Çalışma alanı ve yakın çevresinde aktif olduğu düşünülen bir tektonik unsur yoktur (Şekil 4.4.9). Daha önceki yapılan çalışmalarda (MTA, 2008) metamorfik temel ile bölgedeki volkanik kayalar ve çökel kayalar tektonik sınır ile ayrılmışlardır. Sahadaki ana tektonik hatlar D-B ve KB-GD yönündedir.

D-B yönünde uzanan Kocabaşlar Fayı çalışma alanında Ulu dere vadisi boyunca görülür. Kocabaşlar jeotermal alanı da bu fay üzerinde bulunmaktadır. Fayın genel doğrultusu K82B-K72D olup 70-71° kuzeybatıya eğimlidir (Şekil 4.131; 4.132).



Şekil 4.131. Yaklaşık D-B uzanımlı Ulu Dere boyunca uzanan Kocabaşlar Fayı (Bakışyönü, GD).

Beyçayır ve Dumanlı köyleri arasında Beyçayır volkanitleri ile Ceylan formasyonuna ait kumtaşları tektonik dokanakla yan yana gelmişlerdir (Şekil 4.133).

Çalışma alanının güneybatı kesiminde Bakacak barajının güney kıyısında gözlenen Harmancık volkanitlerine ait akma breşleri üzerinde bir normal fay düzlemine rastlanılmıştır (Şekil 4.134). Fayın doğrultusu K61D yönündedir.

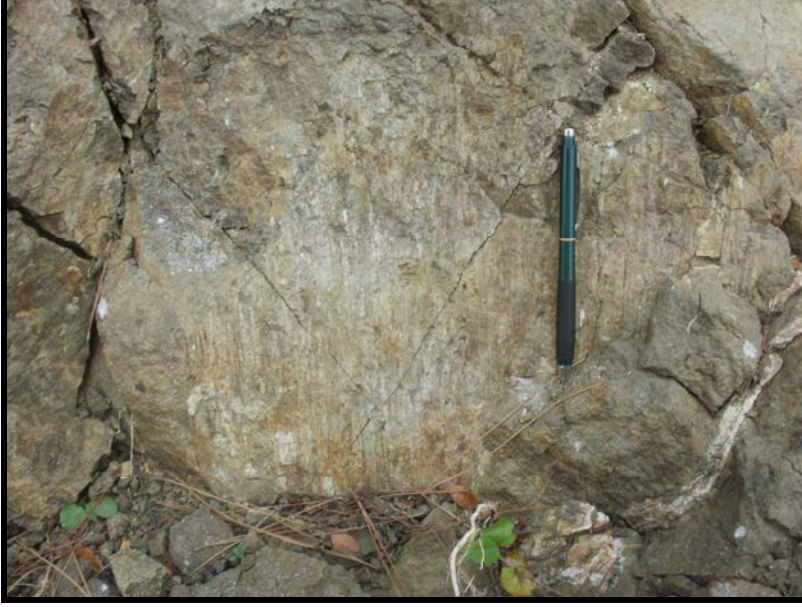


Şekil 4.132. Kocabaşlar Fayı'na ait bir fay düzlemi görüntüsü.
(UTM: 457827 D, 4483250 K).



Şekil 4.133. Beyçayır volkanitleri ile Ceylan formasyonu arasındaki tektonik dokanak
(UTM: 492991 D, 4456198 K; Bakışyönü, KD).

Ayrıca Ahmetler köyünden Harmancık deresi boyunca Bakacak barajının güney kıyısına geçerken volkanik kayaların kendi içinde gelişmiş sol yanal doğrultu atımlı bir fay düzlemine rastlanılmıştır (Şekil 4.135). Bu fay düzleminin konumu K5B/74KD'dur.



Şekil 4.134. Bakacak barajı güney kıyısında akma breşlerinde gözlenen normal fay düzlemi (UTM: 93731 D, 4444971 K).



Şekil 4.135. Akma breşlerinde gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemi (UTM: 492633 D, 4444451 K; Bakışyönü, K).

Çalışma alanındaki tektonizmanın jeomorfolojideki izlerini asimetrik vadi, çizgisel vadi, ötelenmiş dere yatakları, ani yükselimler gibi tektonik kökenli yer şekli ile ayırt etmek mümkündür. Çalışma alanında bu şekilde belirlenmiş olan çizgiselliklerde mevcuttur.

4.6. Tartışma

4.6.1. Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Oligosen magmatizmasının bölgesel volkanizma içindeki önemi

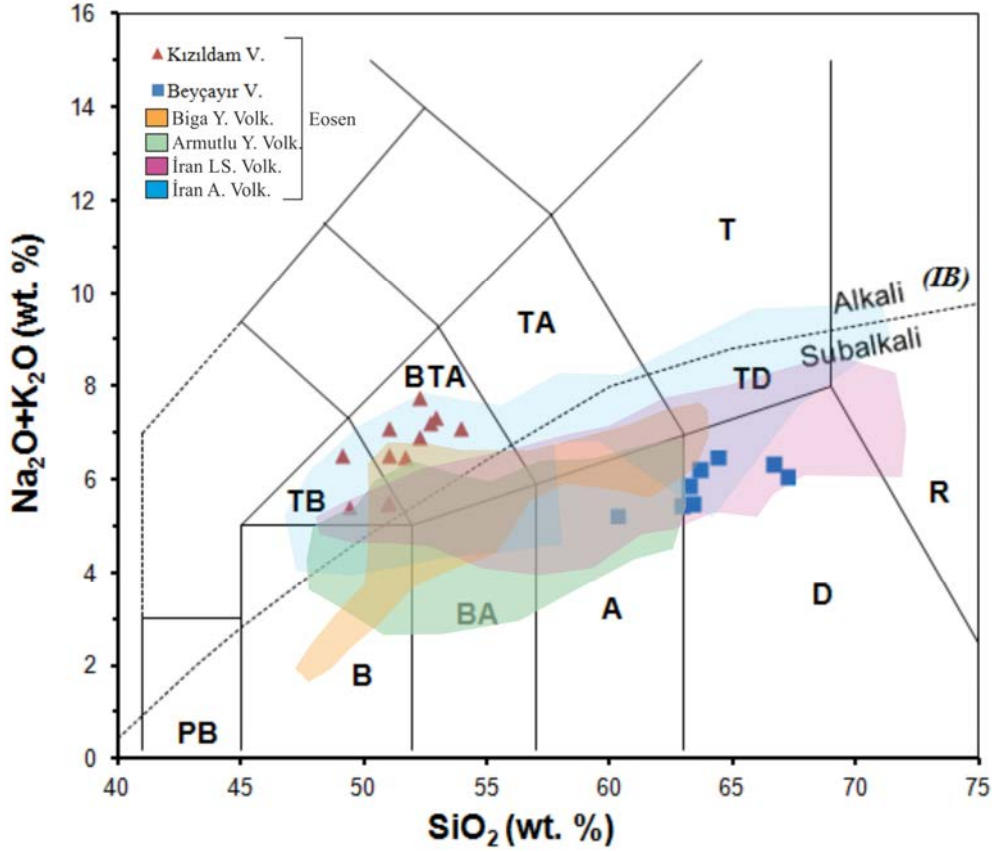
Biga Yarımadası'nda Üst Kretase-Erken Eosen boyunca Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid kıtasının çarpışmasını takiben, magmatizma Eosen döneminde başlamış ve bu magmatizma uzun yıllardır bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Yapılan tüm çalışmalar plütonik ve volkanik kayaların bileşimi, karakteri, kökeni ve bölge jeodinamiğinin aydınlatılması açısından önemli yer tutmaktadır.

Eosen sonunda kıtasal kabuğun kalınlaşması sonucunda anatektik ergimeler ile granitik intrüzyonlar sığ sokulumlar şeklinde yerleşmişlerdir (Yılmaz, 1989). Sığ derinliklere ulaşan plüton ve stoklara (Karabiga, Kapıdağ, Dikmen, Kuscayir, Kestanbol, Evciler ve Yenice plütonları ve bunlara ait stoklar) ait jeolojik, jeokronolojik ve petrolojik çalışmalar (Bingöl ve ark., 1982; Birkle ve Satır, 1995; Karacık, 1995; Genç, 1998; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000; Yılmaz ve ark., 2001; Karacık ve ark., 2008) Geç Eosen'den itibaren volkanikler ile birlikte Erken Miyosen dönemlerine kadar gelişimlerini devam ettirmiş ortaç-felsik, granitoid ailesini işaret ederler. Volkanizma ise plütonizmaya eş zamanlı eşlik etmiş ve en yaygın yüzleklerine ulaşmıştır.

Biga Yarımadası'nda volkanik kayalar üzerinde bugüne kadar yapılan çoğu çalışmada çarpışma sonrasında Eosen'den başlayan kalkalkalen volkanizma, Oligosen'den Miyosen'e kadar daha şiddetlenerek devam etmiş, Üst Miyosen'den sonra yeni bir tektonik rejim (gerilme) altında karakter değiştirerek yeni bir evre ile kendini göstermiştir. Nitekim çalışma alanındaki Eosen volkanizmasının daha doğuda Armutlu yarımadasında bulunan yüzleklerinde de yapılan son çalışmalarda (Gülmez ve ark., 2012; Altunkaynak ve Dilek, 2013) Orta Eosen'de çarpışma sonrası bir magmatik rejimin etkin olduğunu öne sürmektedirler.

Şekil 4.136'daki TAS (toplam alkali-silis) diyagramında çalışma alanındaki Eosen volkanik kayalarının Biga Yarımadası ve hatta bu bölgeye yakın Armutlu Yarımadası ve Dünya'da bu bölgeye benzer İran'daki (Lut-Sistan ve Albroz bölgesi) çarpışma sonrası

gelişen Eosen volkanitleri ile alansal bazda karşılaştırması yer almaktadır. Bu diyagramda Batı Anadolu Eosen volkanizmasındaki alkalen karakterli örneklerin bugüne kadar bahsi edilmemiş de, bir benzerinin Albroz bölgesinde dikkate alındığı söylenebilir. Ayrıca diyagram üzerinde taralı alanların tamamı bir bütün olarak dikkate alındığında Biga Yarımadası ve yakın çevresindeki Eosen volkanizmasının (daha geniş aralıktaki İran örnekleri dışında) bazalttan dasite kadar bileşimleri değişen geniş bir aralıkta yüzeye ulaştıkları söylenebilir.

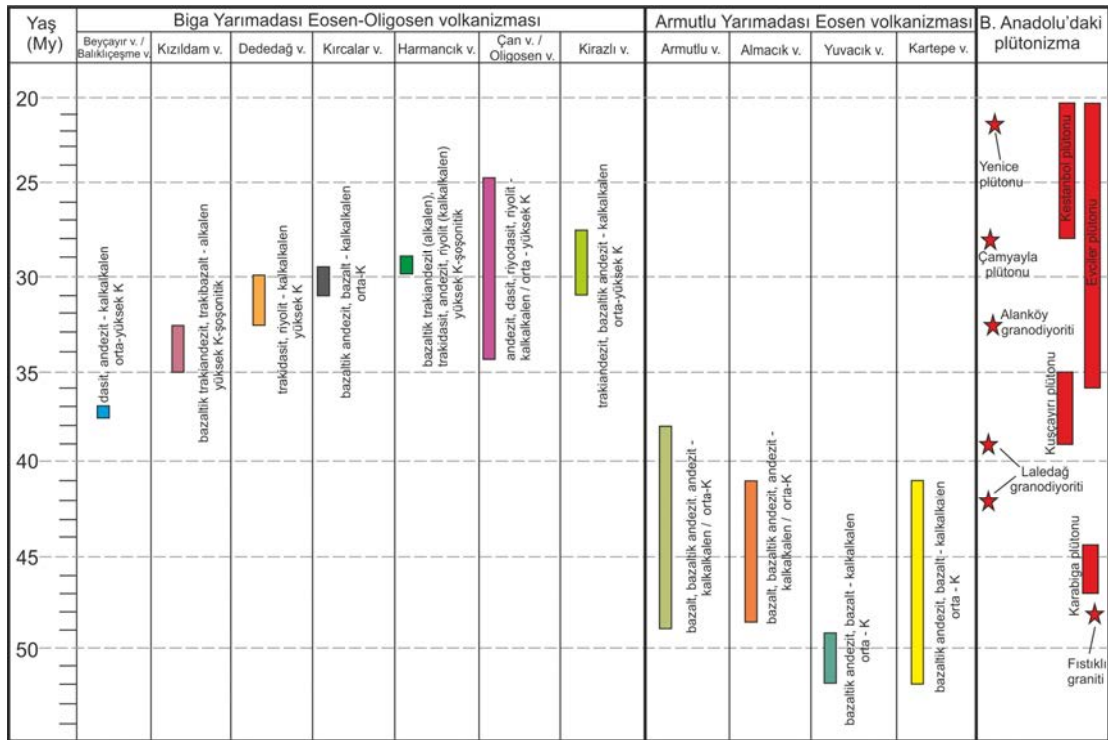


Şekil 4.136. Çalışma alanındaki Eosen volkanitlerinin Batı Anadolu ve Dünya'daki örnekleri ile karşılaştırması. (Alansal veriler için, Biga Yarımadası volkanikleri: Ercan ve ark., (1995), Altunkaynak ve Genç, (2008); Armutlu Yarımadası volkanikleri: Gülmez ve ark., (2012), Altunkaynak ve Dilek (2013); İran, Lut–Sistan volkanikleri “LS”: Pang ve ark., (2013); İran, Albroz volkanikleri “A”: Asiabanha ve Foden, (2012) kullanılmıştır).

Bunun yanı sıra Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Oligosen volkanizmasının Batı Anadolu'daki Eosen volkanizmaları ile olan ilişkilerini net olarak görebilmek adına zamana karşı jeokimyasal özelliklerinin karakter değişimleri Şekil 4.137'de gösterilmiştir.

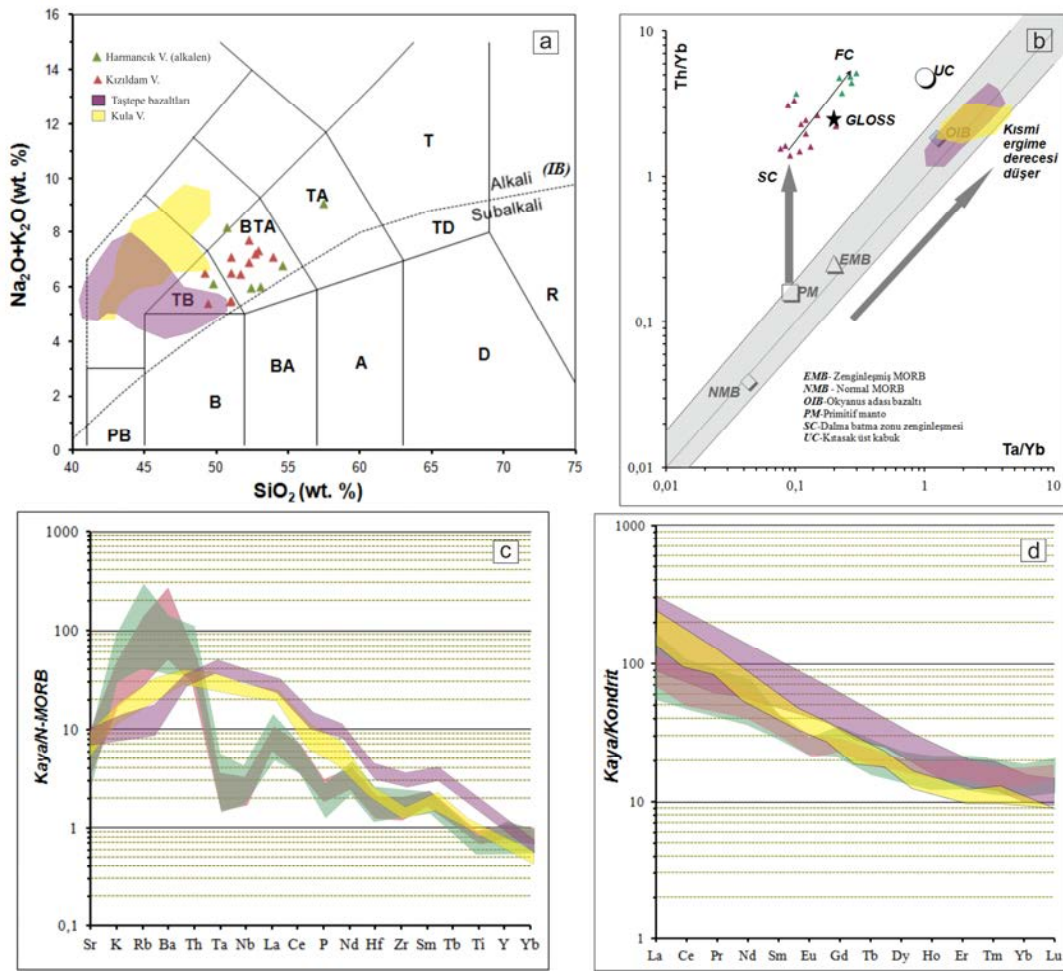
Bu şekilde dikkat edilecek en önemli husus tabloda da görüleceği üzere, Batı Anadolu’da Orta Eosen’de başlayan volkanizmanın çoğunlukla bazik karakterli, orta- K’lu ve kalkalkalen nitelikte gelişmiş olmasıdır. Biga Yarımadası’nda ise bugüne kadar yapılan çalışmalarda (Ercan ve ark., 1995; Dönmez ve ark., 2005) ortaç, orta-yüksek K ile karakterize edilirdi. Ancak bu çalışma ile detaylandırılan Eosen volkanizması ve volkanizmanın Eosen-Oligosen geçişi, magmatizmanın evrimi konusunda bugüne kadar bahsedilenlerden ziyade, Eosen döneminde bazik karakterli alkali bir volkanizmanın varlığını ve devam eden süreçte de bunların devamı olabilecek volkanik ürünleri göstermiştir.

Şekil 4.137’de açıktır ki, Batı Anadolu’da çarpışma sonrası mafik volkanizma yaklaşık olarak 38-37 My’ları arasında karakterini değiştirerek Biga Yarımadası’nda yayılımına devam etmiştir. Muhtemelen bu süreç, o zaman aralığında gerçekleşen tektono-magmatik evrimin sonucunu yansıtmaktadır (bkz. Bölüm 4.6.2).



Şekil 4.137. Biga Yarımadası’ndaki Eosen-Oligosen volkanizmasının Batı Anadolu’daki Eosen volkanizmaları ile olan ilişkisi. (Yaş ve jeokimyasal veriler; Çan v. / Kirazlı v.: Ercan ve ark., 1995; Armutlu / Almacık v.: Gülmez ve ark., 2012; Yuvacık v.: Kürkçüoğlu ve ark., 2008; Kartepe v.: Altunkaynak ve Dilek, 2013; Fıstıklı graniti: Delaloye ve Bingöl, 2000).

Çalışma alanında, 37 My'dan 29 My'a kadar kısa aralıklarla devam eden volkanik seri de dikkat çekici diğer bir nokta, Eosen volkanitlerinde olduğu gibi Biga Yarımadası'nda Oligosen'de de bir alkalen volkanizmanın varlığının kendini göstermiş olmasıdır. Çünkü gerçekleştirilen önceki çalışmaların tümünde Oligosen dönemi volkanizması Eosen döneminden sonraki kalkalkalen serinin devamı niteliğinde düşünülmüştür. Eosen ve Oligosen volkanizması içindeki bu alkalen kayaların bileşimsel ve kökensel olarak, Biga Yarımadası'ndaki alkalen Üst Miyosen yaşlı Taştepe bazaltları ve Batı Anadolu'daki Kula volkanitleri ile karşılaştırıldığında bazik karakterli olmalarının dışında kesinlikle aynı kökenden gelmedikleri görülmektedir (Şekil 4.138).



Şekil 4.138. Çalışma alanındaki Eosen-Oligosen alkalen lavalarının Biga Yarımadası ve Batı Anadolu'daki Üst Miyosen alkalen lavalar ile karşılaştırılması (Alansal veriler için Taştepe bazaltı: Ercan ve ark., (1995), Aldanmaz ve ark., (2000), Altunkaynak ve Genç, (2008); Kula volkanitleri: Alıcı ve ark., (2002) kullanılmıştır).

Özellikle Şekil 4.137b’de Kızıldam ve Harmancık volkanitlerine ait alkalen kayaların MORB bileşimine yakın, ancak bir yitim bileşeni ile zenginleşmiş kayaktan oluştukları oldukça açıktır. Üst Miyosen alkalenleri ise manto alanı içinde kalırlar. Şekil 4.137c ve d’de çoklu ve REE iz element paternlerinde de kökensel olarak farklılıkları kolaylıkla ayırt edilmektedir. Taştepe bazaltları ve Kula volkanitleri önceki çalışmalardan da bilindiği üzere (Siyako ve ark., 1989; Ercan ve ark., 1995; Aldanmaz ve ark., 2000; Alıcı ve ark., 2002) astenosferik manto kaynağını temsil ederler. Dolayısıyla diyagramlardan da görüldüğü üzere Eosen- Oligosen dönemindeki alkalen lavlar ile Biga Yarımadası ve Batı Anadolu’daki Üst Miyosen dönemi alkalen lavları ile kesinlikle birbirlerinden farklı manto kaynak bölgelerinden sağlandıkları söylenebilir.

4.6.2. Jeodinamik evrim

Biga Yarımadası ve Batı Anadolu’daki Eosen-Pliyosen aralığındaki geniş alanlarda yüzeyleme gösteren magmatizmanın gelişimi için değişik modeller öne sürülmüştür. Bunların genelleştirilmiş özeti aşağıdakiler gibidir;

a) *Subduction (dalma-batma) zonu ve slab roll-back (dilimin geri çekilişi) modelleri:* Üst Kretase’de Neotetis okyanusunun kuzey kolunun Sakarya kıtası altına kuzeye doğru dalması ile yitim magmatizmasını içeren süreçtir.

Ancak son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda Biga Yarımadası’ndaki magmatik faaliyetin yitim ile ilişkili değil, yitim sonrasındaki çarpışmayı takiben geliştiği görüşü yaygın olarak benimsenmektedir. Çünkü Üst Kretase-Eosen aralığında bölgede dalma-batmanın çoktan bitmiş olduğu ve çarpışmanın sonlanıp, sutureların geliştiği aşikardır. Bu nedenle Orta Eosen’de başlayan magmatizmanın dalma-batma sistemiyle ilişkisinin olmamış olması gerekir. Ancak dalma-batma süresince kirlenmiş olan litosferik manto ürünlerinin yitim imzasını taşıdığı inkar edilemez bir varsayımdır.

b) *Slab break-off (Dilim kopması):* Batı Anadolu’nun kuzeyindeki Eosen magmatik kayalarının kökensel yorumlarında kullanılmıştır (Altunkaynak ve Genç, 2008; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Dilek ve Sandvol, 2009; Gülmez ve ark., 2012). Slabın kırılmasından sonra orojenik kuşak altında önceki subduction metasomatizmasına uğrayan manto litosferinin, yükselen sıcak astenosfer ile kısmi ergimeye uğramasından kaynaklanan potasik kalkalkalen magmaların oluşumu bu model ile açıklanmıştır.

c) *Orojenik çökme:* Yitim sonrasındaki Anatolid-Torid platformu ile Sakarya kıtası arasındaki K-G yönlü sıkışma Üst Kretase-Miyosen aralığında devam etmiş ve kıta kabuğu

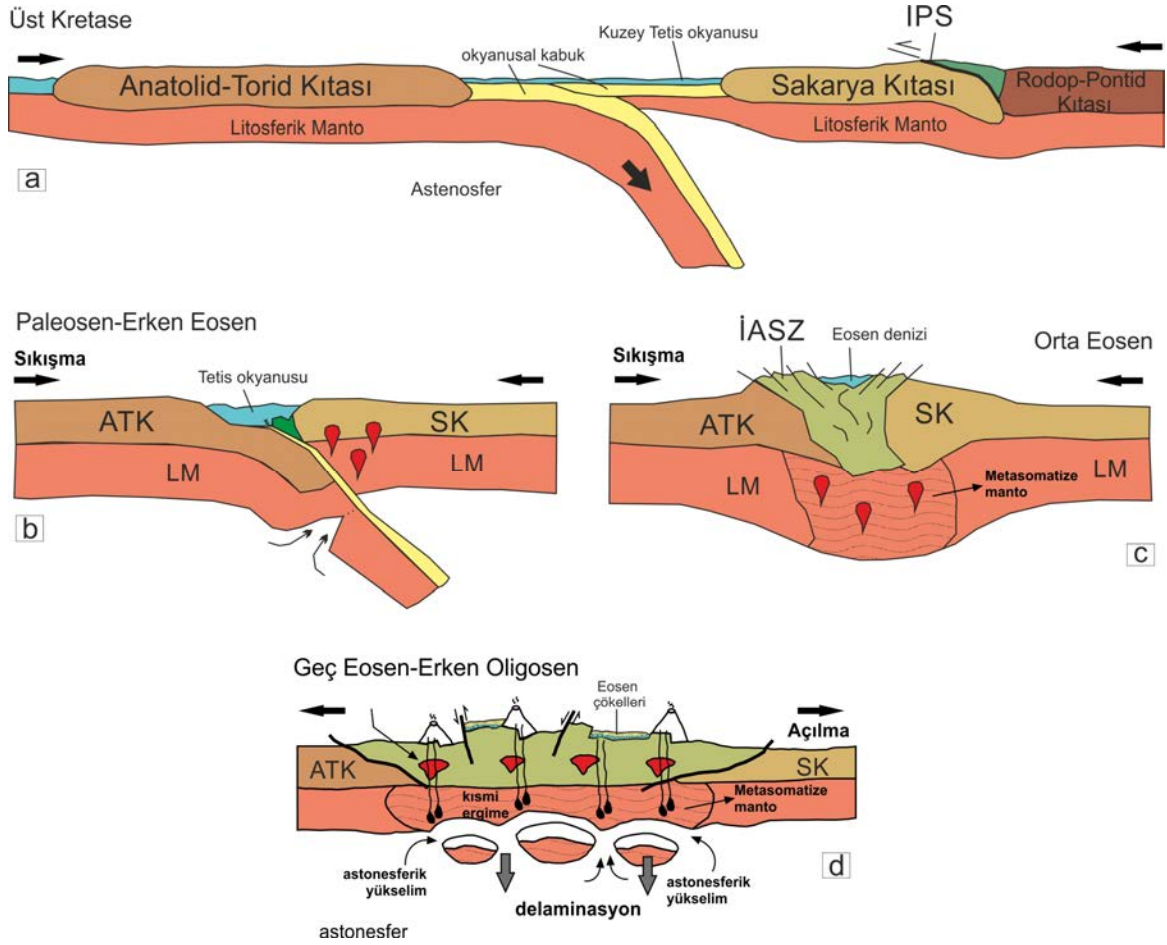
kısalıp kalınlaşmıştır (Yılmaz, 1989). Kalınlaşan kabuk kendi yoğunluğunu taşıyamadığından dolayı bir çökme gerçekleştirecektir (Dewey, 1988; Ersoy ve ark., 2008; Güleç, 1991; Yılmaz ve ark., 2001). Orojenik çökmeden sonra Geç Oligosen-Erken Miyosen zamanı Batı Anadolu’da gerilmenin başlangıcı olarak kabul edilmiştir ve magmatik aktivitenin ürünleri bu tektono-magmatik süreçte ele alınmıştır (Seyyioğlu ve Scott, 1992; 1996).

d) *Litosferik delaminasyon*: Çarpışma sonrasında kalınlaşan litosferik mantoda sıcak magmanın kabuk/litosferik parçayı delemine etmesi ve/veya mekanik olaylar sonucunda mantodan bir parçanın kopması şeklinde tanımlanır. Aldanmaz ve ark., (2000), Dilek ve Altunkaynak, (2007; 2009), Ersoy ve Palmer, (2013) Batı Anadolu’nun jeodinamik evriminde litosferik delaminasyonun etkili bir süreç olduğundan bahsetmişlerdir.

Bu çalışma kapsamında petrolojik veriler ile bölge dinamiği bir arada değerlendirildiğinde Biga Yarımadası’nda çarpışma sonrasında gelişen Eosen ve sonrasındaki jeodinamik evrim Şekil 4.139’da özetlenmiştir.

Batı Anadolu, Tetis okyanusunun kuzey kolunun Üst Kretase’den itibaren dalıp batmaya başlaması ve Eosen döneminde Anatolid-Torid kıtası ile Sakarya kıtası arasında çarpışmasıyla sonuçlanmıştır (Şekil 4.139a, b, c). Dalan okyanus kabuğu Sakarya kıtası altındaki manto bölgesini yitim malzemesince zenginleştirmiş ve litosferik mantonun kısmi ergimesi ile Batı Anadolu’da, Eosen döneminin erken evrelerinde kalkalkali lavların egemen olduğu magmatizmayı geliştirmiştir (Kürkçüoğlu ve ark., 2008; Gülmez ve ark., 2012; Altunkaynak ve Dilek, 2013). Biga Yarımadası’nda ise plütönizma 52 My, volkanizma 37 My’dan itibaren kendini göstermiştir (bkz. Çizelge 4.1; 4.2). Bölgenin jeodinamik evriminde gerilme rejimi, çarpışma sonrası kabuk kalınlaşması ve kalınlaşan kabuğun delaminasyonu ile açıklanmaktadır (Şekil 4.6.3d; Aldanmaz ve ark., 2000; Dilek ve Altunkaynak, 2007; Altunkaynak ve ark., 2012). Bir orojenik kuşakta çarpışma sonrası slabin kırılması ve delaminasyon süreçlerinden dolayı genişlemeye bağlı çökmenin örneklerden biri de doğu Pontitler’deki Eosen volkaniklerini üreten orojenik sistem için anlatılmıştır (Keskin ve ark., 2008; Karanlı ve ark., 2010; Temizel ve ark., 2012; Arslan ve ark., 2013).

Biga Yarımadası’nda Eosen volkanik kayalarının doğası ve jeokimyasındaki değişiklikler gerilme rejimindeki değişikliklerle ilgilidir. Gerilme, normal ve doğrultu atımlı tektonik rejim yer yüzüne magma transferini sağlar (Shaw 1980; Maury et al. 2004).



Şekil 4.139. Biga Yarımadası'nın Eosen-Oligosen dönemlerine ait jeodinamik evrim modeli (Dilek ve Altunkaynak, 2009; Arslan ve ark., 2013'den değiştirilmiştir. IPS: Intra-Pontid Süturu, İASZ: İzmir-Ankara Suture Zonu, ATK: Anatolide-Toride Kıtası, SK: Sakarya Kıtası, LM: Litosferik Manto).

Böyle bir sistem içinde, çalışma alanındaki jeolojik, stratigrafik, petrolojik ve jeokronolojik bulgular, Biga Yarımadası'ndaki Geç Eosen'den itibaren magmatizmanın kısa aralıklarla devam eden ürünlerini gösterir. Geç Eosen'deki kalkalkali volkanizma (Beyçayır volkanitleri) jeokimyasal karakterleri ile subductiondan etkilenen ve az orandaki kabuksal kirlenme izlerini taşıyan litosferik manto kaynağını işaret etmektedir. Ayrıca dikkat edilmelidir ki, Eosen döneminde bölge derin denizel ortamı (Trakya, Gelibolu ve Biga Yarımadası'ndaki Karaağaç, Fiçitepe, Soğucak ve Ceylan formasyonları) yansıtmaktadır ve bu koşulda kabuk kalınlığının çok da fazla olamayacağı söz konusudur. Alkalen Kızıldam volkanitleri ise, subduction bileşeni içeren, kabukta kalma süresi ve kirlenmenin çok daha az olduğu, muhtemelen daha derinden gelen litosferik manto

kaynağını işaret etmektedir.

Batı Anadolu'daki litosferik delaminasyon Eosen volkanizmasından yani 35 My'dan sonra gerçekleşmiş olmalıdır. Çünkü, Erken Oligosen'de gelişen Dededağ, Kırcalar ve Harmancık volkanitlerine ait jeokimyasal veriler kısmi ergimenin ve kabuksal kirlenmenin daha fazla etkilerini yansıtmaktadır. Bu etkiyi sağlayacak süreç ise, sıcak astenosferik katkı ile açıklanabilir. Mekanik ve/veya astenosferik etkilerle kopan metasomatize manto litosferini üzerleyen sıcak astenosferik katkı, kısmi ergimeyi artırır ve potasik Geç Oligosen volkanizması için kalkalkalen magmaların oluşmasını sağlar. Harmancık volkanitlerine ait alkalin lavların oluşumu da aynı Eosen alkalin kayaları gibi, kalkalkalen bir volkanizmanın ardından kirlenmenin daha az olduğu ve daha derinden gelen litosferik manto kaynağından kaynaklanmış olmalıdır.

BÖLÜM 5

SONUÇ VE ÖNERİLER

Biga Yarımadası'nda Dededağ ve çevresinde gerçekleştirilmiş olan bu tez çalışmasında yapılan arazi çalışmalarının, petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik analiz verilerinin değerlendirilmesi ile ortaya çıkan sonuçlar aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir.

- Yaklaşık 400 km²'lik bir alan kaplayan ve Lapseki ilçesinin güneydoğusunda yer alan çalışma alanı, metamorfik temel kayalar, granitik plütonlar ve volkanik kayalardan oluşan magmatik ve çökel kaya topluluğunun bir arada izlendiği bölgedir. Çalışma alanında metamorfik temel üzerinde yer alan magmatik üniteler; litostratigrafik ve kronostratigrafik olarak 6 farklı üniteye ayrılabilir. Bunlar Laledağ granodiyoriti, Beyçayır ve Kızıldam volkanitleri, Dededağ volkanitleri, Kırcalar volkanitleri ve Harmancık volkanitleridir.
- Yapılan mineralojik-petrografik incelemeler ile magmatik kayaların bileşimleri belirlenmiştir. Bu çalışmalar sonucunda, Laledağ intrüzifi granodiyorit bileşimden oluşan monojenik bir stoktur. Beyçayır volkanitleri ortaç karakterde çoğunlukla dasitik bileşim göstermekle beraber andezit bileşimlerine de rastlanılmıştır. Kızıldam volkanitleri, bazaltik trakiandezit, trakibazalt bileşimlerde bazik kaya litolojilerinden oluşur. Dededağ volkanitleri ortaç-asidik dasit ve riyolit bileşimli lav ve piroklastik ürünler içermektedirler. Kırcalar volkanitleri bazik karakterli bazalt ve bazaltik andezit kayalarından oluşmaktadır. Harmancık volkanitlerinin ise bazalttan riyolite kadar değişen geniş bir bileşim aralığına sahip oldukları belirlenmiştir. Elde edilen bu sonuçlar, ana oksit elementler kullanılarak gerçekleştirilen TAS (toplam alkali-silika) diyagramı ile uyumludur.
- Bölgedeki magmatik birimlerde ⁴⁰Ar/³⁹Ar yöntemi ile gerçekleştirilen jeokronolojik yaş analizlerinde Laledağ granodiyoriti için biyotit mineralinden 42,08±0,09, hornblend mineralinden 39,21±0,11 Geç Eosen yaşları elde edilmiştir. Beyçayır volkanitleri için dasit örneğindeki biyotit yaşı 37,28±0,09 My; Kızıldam volkanitleri için tüm kayada gerçekleştirilen analiz 35,18±0,26 My Geç Eosen zamanını işaret etmektedir. Dededağ

volkanitlerindeki trakidasit örneğinde biyotit mineralinden gerçekleştirilen $32,78 \pm 0,04$ My yaşı volkanizmanın bölgedeki Oligosen zamanındaki başlangıç ürünleri olarak kabul edilmiştir. Kırcalar volkanitinde bazaltik andezit kayalarında tüm kayada elde edilen jeokronolojik sonuçlar $31,01 \pm 0,26$ ve $29,74 \pm 0,52$ My yaşlarını vermiştir. Harmancık volkanitlerinde trakidasit, bazaltik trakiandezit ve andezit örneklerinden sağlanan yaş verileri sırasıyla $29,95 \pm 0,18$, $29,09 \pm 0,05$ ve $29,02 \pm 0,29$ My Erken Oligosen volkanizmasını gösterirler.

- Jeokimyasal analiz sonuçları ile elde edilen, ana oksit element ve iz element verileri, bölgede kalkalkalen (Beyçayır, Dededağ, Kırcalar, Harmancık volkanitleri) ve alkalen (Kızıldam ve Harmancık volkanitlerinin bazik örnekleri) nitelikli iki farklı volkanik ürünü ayırt etmemizi sağlar. Alkale lavlar SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramında yüksek K'lu ve şoşonitik olarak sınıflanırken, kalkalkalen lavlar orta-yüksek K'ludurlar.
- Eosen ve Oligosen dönemlerine ait volkanik birimlerin N-MORB'a normalize edilen örümcek diyagramlardaki paternleri göz önüne alındığında kaynak alanın yitim bileşenince zenginleşmiş bir magma kaynağından sağlandığı söylenebilir. N-tipi MORB ve kondrite göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramlarında ise, tüm volkanik birimlerde, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) ve hafif nadir toprak elementler (LREE) bakımından zenginleşme, yüksek alan enerjili elementler (HFSE) ve ağır nadir toprak elementler (HREE) bakımından tüketilme görülmüştür.
- Volkanik serilere ait örnek noktalarının FC ve AFC modellerinde çoğunluğun iz düştüğü doğrusal negatif trend magma karışımı ve/veya magma tazelenmesi süreçlerinin FC süreçlerinden daha etkin olduğunu göstermiştir.
- Manto kaynak alanına yaklaşımda bulunabilmek için element çiftlerinin kullanıldığı ikili değişim diyagramlarında volkanik ürünleri oluşturan magmaların manto kaynaklarında dalan okyanusal litosferin veya sedimentlerin mantoyu zenginleştirdiğini veya dalan slabden açığa çıkan akışkanlar ile zenginleşmiş olabileceği söylenebilir.
- Kısmi ergime modellerinde elde edilen sonuçlardan alkale lavların kalkalkalen lavlara göre daha derinden gelen ve ergime derecesi düşük

kaynağı işaret ettiği görülmüştür. Ergime süreçlerindeki bu değişiklikler alkaliniteyi arttırmaktadır.

- Bu tez çalışması kapsamında magmatik ünitelere ait izotop çalışmaları yapılamamıştır. Her ne kadar manto kaynak alanındaki kabuksal kirlenme-asimilasyon etkileri iz elementler vasıtası ile açıklanmış olsa da bu volkanik serilerde yaptırılacak izotopik veriler, magma oluşumu sırasında ve/veya magma oluşumunu takiben gelişen olası mixing (karışım) ve kabuksal kirlenme süreçlerini belirlemek adına önemli katkılar sağlayacaktır.
- Yapılan petrojenez çalışmaları ile bölgedeki tüm volkanik kayaçların, magma karışımı/tazelenmesi, kontaminasyon/asimilasyon süreçleri sonucunda farklılaştıkları anlaşılmaktadır.
- Tektono-magmatik evrim ile bölgedeki Geç Eosen volkanizmasının kaynağının çarpışmadan sonra dalan slabin kırılmasını takiben gerilme rejimlerinin etkisi ile daha önceden zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiş olabileceği düşünülmektedir. Eosen'den Oligosen volkanizmasına geçişte ise kabuksal kirlenmenin etkisini arttırıcı litosferik manto delaminasyonu söz konusu olmalıdır.

KAYNAKLAR

- Aitcheson S.J. ve Forrest A.H., 1994. Quantification of Crustal Contamination in Open Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, 35: 461–488
- Adam J. ve Green T., 2006. Trace Element Partitioning between Mica- and Amphibolebearing Garnet Lherzolite and Hydrous Basanitic Melt: 1. Experimental Results and the Investigation of Controls on Partitioning Behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 1-17.
- Akyürek B. ve Soysal Y., 1983. Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama Ayvalık) Temel Jeoloji Özellikleri. *MTA Dergisi*, 95/96: 1-12.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F. ve Mitchell J.G., 2000. Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post Collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67-95.
- Aldanmaz E., Köprübaşı N., Gürer Ö.F., Kaymakçı N. ve Gourgaud A. 2006. Geochemical Constraints on the Cenozoic, OIB-type Alkaline Volcanic Rocks of NW TURKEY: Implications for Mantle Sources and Melting Processes. *Lithos*, 86 (1-2): 50-76.
- Alıcı P., Temel A. ve Gourgaud A., 2002. Pb-Nd-Sr Isotope and Trace Element Geochemistry of Quaternary Extension-related Alkaline Volcanism: A Case Study of Kula Region (Western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115: 487-510.
- Altunkaynak S, ve Dilek Y., 2006. Timing and Nature of Postcollisional Volcanism in Western Anatolia and Geodynamic Implications. In: Dilek, Y. ve Pavlides, S., Eds. *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*. Geological Society of America Special Paper, 409: 321–351.
- Altunkaynak Ş., 2007. Collision-Driven Slab Breakoff Magmatism in Northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, 115: 63-82.

- Altunkaynak Ş. ve Genç Ş.C., 2008. Petrogenesis and Time-Progressive Evolution of the Cenozoic Continental Volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia. *Lithos*, 102 (1): 316-340.
- Altunkaynak Ş., Sunal G., Aldanmaz E., Genç C.Ş., Dilek Y., Furnes H., Foland K.A., Yang J. ve Yıldız M., 2012. Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) Revisited: New Implications from Comparative Zircon SHRIMP U–Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar Geochronology and Isotope Geochemistry on Magma Genesis and Emplacement. *Lithos*, 55: 289–309.
- Altunkaynak S. ve Dilek Y., 2013. Eocene Mafic Volcanism in Northern Anatolia: Its Causes and Mantle Sources in the Absence of Active Subduction. *International Geology Review*, 13 (55): 1641-1659.
- Arslan M., Temizel İ., Abdioğlu E., Kolaylı H., Yücel C., Boztuğ D. ve Şen, C., 2013. ^{40}Ar – ^{39}Ar Dating, Whole-Rock and Sr–Nd–Pb İsoptop Geochemistry of Post Collisional Eocene Volcanic Rocks in the Southern Part of the Eastern Pontides (NE Turkey): İmplications for Magma Evolution in Extension-Induced Origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166: 113-142.
- Asiabanha A. ve Foden J., 2012. Post-Collisional Transition from an Extensional Volcano-Sedimentary Basin to a Continental Arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148 (1): 98-111.
- Aslaner M., 1965. *Etude Geologique et Petrographique de la Region d'Edremit-Havran (Turquie)*. M.T.A. Publ., 119, Ankara. 98 p.
- Aygül M., 2009. Kemer Metamorfitlerinin (Biga, Çanakkale) Jeolojik Evrimi ve Jeodinamik Önemleri. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Aygül M., Topuz G., Okay A., Satır M. ve Meyer H.P., 2012. The Kemer Metamorphic Complex (NW Turkey): A Subducted Continental Margin of the Sakarya Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21: 19–35.

- Aysal N., 2005. Biga (Çanakkale) Doğusu'nun Mesozoyik – Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale.
- Aysal N., Öngen S. ve Keskin M., 2011. Cenozoic Volcano-Stratigraphy and Petrological Evolution of Post-Collisional Volcanic Rocks in Eastern Biga Peninsula, NW, Anatolia, Turkey. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2011*, Bulgaristan, 19-26.
- Bacon C.R. ve Druitt T.H., 1988. Compositional Evolution of the Zoned Calcalkaline Magma Chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 224-256.
- Beccaletto L. ve Jenny C., 2004. Geology and Correlations of the Ezine Zone: a Rhodope Fragment in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 145–176.
- Beccaletto L., Bartolini A.C., Martini R., Hochuli P.A. ve Kozur H., 2005. Biostratigraphic Data from the Çetmi Melange, Northwest Turkey: Palaeogeographic and Tectonic Implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 221: 215–244.
- Beccaletto L., Bonev N., Bosch D. ve Bruguier O., 2007. Record of a Palaeogene Syncollisional Extension in the North Aegean Sea: Evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, 144: 393-400.
- Best M.G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Freeman, San Fransisco, 630 p.
- Bindeman I.N., Davis, A.M. ve Drake M.J., 1998. Ion Microprobe Study of Plagioclase-Basalt Partition Experiments at Natural Concentration Levels of Trace Elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (7): 175-193.
- Bingöl E., 1968. Contribution à l'etude Geologique de la Partie Centrale et Sud-Est du Massif de Kazdağ (Turquie). These du Doctorat (Doktora Tezi). Université de Nancy, Fransa.
- Bingöl E., 1969. Kazdağ Masifinin Merkezi ve Güneydoğu Kesiminin Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 72: 110-123.

- Bingöl E., 1971. Fiziksel Yaş Tayini Metotlarını Sınıflama Denemesi ve RB-SR ve K-A Metotlarının Kazdağ'da Bir Uygulaması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14 (1): 1-16.
- Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B., 1975. Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun Bazı Özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri*, 70-77.
- Bingöl E., Delaloye M. ve Ataman G., 1982. Granitic Intrusion in Western Anatolia: a Contribution to the Geodynamic Study of This Area. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75 (2): 437-446.
- Birkle P. ve Satır M., 1995. Dating, Geochemistry and Geodynamic Significance of the Tertiary Magmatism of the Biga Peninsula, NW-Turkey. *Geology of the Black Sea Region*. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. ve Örcen, S., Eds. *Geology of the Black Sea Region*. MTA, Ankara. 171-180.
- Borsi S., Ferrar C., Innocenti, F. ve Mazzudi R., 1972. Geochronology and Petrology of Recent Volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36: 473-496.
- Bozcu M. ve Çalık A., 2006. Biga Yarımadasının Morfotektonik Özellikleri ve Kazdağlarının Jeolojisi. *Kazdağları II. Ulusal Sempozyumu*, Özler ve Bildiriler Kitabı, 3-19.
- Bozcu A. ve Bozcu M., 2009. Küçükkuşu Formasyonu'nun (Biga Yarımadası) Ana Kaya Özellikleri. *Türkiye 17. Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongre ve Sergisi (IPETGAS 2009)*, Özler ve Bildiriler Kitabı, Ankara. 285-288,
- Bozcu M., 2009. Çan-Etili (Çanakkale) Linyit Havzasının Sedimantolojik Özellikleri ve Jeolojik Evrimi. *62. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara. Bildiri Özleri Kitabı, 344-345.
- Bozcu A. ve AYTEPE Ç., 2011. Stratigraphy and Hydrocarbon Potential of Tertiary Sequences in Edremit Gulf and Surrounding Areas (Northwestern Turkey). *EGU General Assembly*, Avusturya, 13: 1-2

- Bozkaya G. ve Gökçe A., 2001. Kuru (Çanakkale) Pb-Zn Yataklarının Jeolojisi, Cevher Mikroskopisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, Seri A- Yer Bilimleri 18 (1): 50-75.
- Bozkaya G. ve Gökçe A., 2002. Kuru (Çanakkale) Kurşun-Çinko Yataklarının Ana, Eser ve Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası İncelemeleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45 (2): 1-17.
- Bozkaya G. ve Gökçe A., 2009. Lead and Sulfur Isotope Studies of the Kuru (Çanakkale, Turkey) Lead-Zinc Deposits. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18: 127-137.
- Cas R.A.F. ve Wright J.V., 1987. *Volcanic Successions*. Modern and Ancient, London, Boston, Sydney, Wellington: Allen & Unwin. 528 p.
- Cavazza W., Okay A.I. ve Zattin, M., 2009. Rapid Early–Middle Miocene Exhumation of the Kazdağ Metamorphic Core Complex (Western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1935–1947.
- Çağlayan M.A. ve Yurtseven A., 1998. *Türkiye Jeoloji Haritaları (1:100000 ölçekli)*, No: 20, 21, 22, 23, MTA Enstitüsü, Ankara.
- Çiftçi N.B., Temel R.Ö. ve Terzioğlu M.N., 2004. Edremit Körfezi Civarının Neojen Stratigrafisi ve Hidrokarbon Sistemi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 16 (1): 81-104.
- Dayal A., 1984. Yenice (Çanakkale) Granitinin Petrografisi ve Buna Bağlı Cevherleşmeler. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Dayal A. ve Özgenç İ., 2000. Yenice Yöresinde Skarn Oluşturan Plutonik ve Volkanik Kayaçların Radyometrik Yaşı (Çanakkale - Biga Yarımadası) Türkiye. 53. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Bildiri Özleri Kitabı, 296-297.
- Debon F. ve Le Fort P., 1983. A Cationic Classification of Common Plutonic Rocks and Their Magmatic Associations: Principals, Method, Applications. *Earth Sciences*, 73: 135-149.

- Delaloye M. ve Bingöl E., 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geology Review*, 42: 241-268.
- DePaolo D.J., 1981. A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470-10488.
- Dewey J.F. ve Şengör A.M.C., 1979. Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone. *Bulletin of the Geological Society of America*, 90: 84-92.
- Dewey J.F., 1988. Lithospheric Stress, Deformation and Tectonic Cycles: The Disruption of Pangea and the Closure of Tethys. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 37: 23-40.
- Dilek Y. ve Altunkaynak Ş., 2007. Cenozoic Crustal Evolution and Mantle Dynamics of Post-Collisional Magmatism in Western Anatolia. *International Geology Review*, 49: 431-453.
- Dilek Y. ve Altunkaynak Ş., 2009. Geochemical and Temporal Evolution of Cenozoic Magmatism in Western Turkey: Mantle Response to Collision, Slab Breakoff, and Lithospheric Tearing in an Orogenic Belt. In Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., and Govers, R., eds., Collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone. *Geological Society of London Special Publications*, 311: 213–233.
- Dilek Y., ve Sandvol E., 2009. Seismic Structure, Crustal Architecture and Tectonic Evolution of the Anatolian-African Plate Boundary and the Cenozoic Orogenic Belts in the Eastern Mediterranean Region. In Murphy, J.B., Keppie, J.D., and Hynes, A.J., eds., Ancient Orogens and Modern Analogues. *Geological Society of London Special Publications*, 327: 127–160.
- Dodson M., 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological System. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40 (3): 259-274.
- Donaldson C.H. ve Henderson C.M.B., 1988. A New Interpretation of Round Embayments in Quartz Crystals. *Mineralogical Magazine*, 52: 27–33.

- Doust H. ve Arıkan Y., 1974. The Geology of the Thrace Basin. *Türkiye II. Petrol Kongresi*, 119-136.
- Dönmez M., Akçay A.E., Genç Ş.C. ve Acar Ş., 2005. Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen Volkanizması ve Denizel İgnimbiritler. *MTA Dergisi*, 131: 49-61.
- Druitt C.E., 1961. *Report on the Petroleum Prospects of Thrace, Turkey*. Turkish Gulf Oil Co. Ankara (Yayımlanmamış).
- Dunn T. ve Şen C., 1994. Mineral/Matrix Partition Coefficients for Orthopyroxene, Plagioclase and Olivine in Basaltic to Andesitic Systems: A Combined Analytical and Experimental Study. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 58: 717-733.
- Duru M., Pehlivan Ş., Şentürk Y., Yavaş F. ve Kar H., 2004. New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, A special issue commemorating, Okan Tekeli, 177-186.
- Ercan T., 1979. Batı Anadolu Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik Volkanizması. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 9: 23-46.
- Ercan T., Günay E. ve Türkecan A., 1984. Edremit-Korucu Yöresinin (Balıkesir) Tersiyer Stratigrafisi, Magmatik Kayaçların Petrolojisi ve Kökensel Yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27 (1): 21-30.
- Ercan T., Satır M., Kreuzer H., Türkecan A., Günay E., Çevikbaş A., Ateş M. ve Can B., 1985. Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine ait Yeni Kimyasal İzotopik ve Rodyometrik Verilerin Yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28: 121-136.
- Ercan T., Türkecan A., Can B., Günay E., Çevikbaş A. ve Ateş M., 1987. Batı Anadolu'da Manisa-Balıkesir Arasındaki Tersiyer Yaşlı Yalancı Bazaltların Özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 30/31: 31-42.
- Ercan T., Yeğingil Z. ve Bigazzi G., 1989. Obsidian, Definition, Characteristics and Distribution in Anatolia; Geochemical Features of Central Anatolian Obsidians. *Jeomorfoloji Dergisi*, 17: 71-83 (in Turkish with abstract in English).

- Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakıoğlu E., Adis C., Walter H.J. ve Yıldırım T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki KB Anadolu Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. *MTA Dergisi*, 117: 55–86.
- Erkan Y., 2006. *Magmatik Petrografi*. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 93: 176 s
- Ersoy E.Y. ve Palmer M.R., 2013. Eocene–Quaternary Magmatic Activity in the Aegean: Implications for Mantle Metasomatism and Magma Genesis in an Evolving Orogeny. *Lithos*, 180/181: 5-24.
- Ertin G., 2001. Biga Yarımadasında Madencilik, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi*, 9: 81-108.
- Ertürk O., 1990. Petrology of the Cenozoic Volcanics in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Proc. Int. Earth. Sci. Cong. on Aegean Region*, 368-384.
- Ertürk O. ve Uygur E., 1994. Petrographical, Sedimentological and Diagenetic Characteristics of the Ceylan Tuffs and Their Reservoir Potential, Thrace Basin, Turkey, *IAVCEI International Volcanology Congress*, Abstracts, Ankara.
- Esperania S., Carlson R.W., Shirey S.B. ve Smith D., 1997. Dating Crust-Mantle Separation: Re-OS Isotopic Study of Mafic Xenoliths from Central Arizona. *Geology*, 25: 651-654.
- Ewart A. ve Griffin W.L., 1994. Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks. *Chemical Geology*, 117: 251-284.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A., ve Villari L., 1984. Tertiary to Quaternary Evolution of Volcanism in the Aegean Region. In: Dixon, J.E. ve Robertson, A. H. F., Eds. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication. 17: 687–700.
- Gaetani G.A. ve Grove T.L., 1997. Partitioning of Moderately Siderophile Elements among Olivine, Silicate Melt, and Sulfide Melt: Constraints on Core Formation in the Earth and Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 9) 829-846.

- Genç S.C., 1998. Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 233–249.
- Genç S.C. ve Yılmaz Y., 1994. Post Collisional Magmatism in Armutlu Peninsula, NW Anatolia, *IAVCEI International Volcanology Congress, Abstracts*, Ankara.
- Genç S.C. ve Yılmaz Y., 1995. Evolution of the Triassic Continental Margin, Northwest Anatolia. *Tectonophysics*, 243: 193-207.
- Genç S.C. ve Yılmaz Y., 1997. An Example of Postcollisional Magmatim in Northwestern Anatolia: The Kizderbent Volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6: 33–42.
- Gevrek A.İ. ve Kazancı N., 1991. İğnimbitler ve Genel Özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 38: 39-42.
- Gilbert C.M., 1938. Welded Tuff in Eastern California. *Geological Society of America Bulletin*, 49 (12): 1829-1862.
- Gradstein F.M, Ogg J., Schmitz M.D., Ogg G., 2012. The Geologic Time Scale 2012. *Elsevier*, DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.
- Güleç N., 1991. Crust-Mantle Interaction in Western Turkey: Implications from Sr and Nd Isotope Geochemistry of Tertiary and Quaternary Volcanics. *Geological Magazine*, 128/5: 417-435.
- Gülmez F., Genç S.C., Keskin M. ve Tüysüz O., 2012. A Post-Collision Slab-Breakoff Model for the Origin of the Middle Eocene Magmatic Rocks of the Armutlu - Almacik Belt, NW Turkey and Its Regional Implications. In: Robertson, A. H. F., Parlak, O. ve Ünlügenç U. C., Eds. *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region*. Geological Society of London, Special Publications, 372.
- Gümüş A., 1964. *Contribution à l'etude Geologique du Secteur Septentrional de Kalabak Köy-Eymir Köy (region d'Edremit), Turquie*. MTA Publications, 117, 109 p.

- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Kirstein L., Mantovani M.S.M., Peate D.W. ve Turner, S.P., 2000. Tectonic Controls on Magmatism Associated with Continental Break-up: An Example from the Paraná-Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 335-349.
- Helvacı C. ve Erkül F., 2001. *Vulkaniklastik Kayaçlar. Oluşumu, Genel Özellikleri ve Sınıflaması*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Yayınları, 285, İzmir. 93 s.
- Holmes A.W., 1961. *A Stratigraphic Review of Thrace*. TPAO Raporu, 368 (Yayımlanmamış).
- Innocenti F., Agostini F., Di Vincenzo G., Doglioni C., Manetti P., Savaşçın M.Y. ve Tonarini S., 2005. Neogene and Quaternary Volcanism in Western Anatolia: Magma Sources and Geodynamic Evolution. *Marine Geology*, 221: 397–421.
- Irvine T.N. ve Baragar W.A.R., 1971. A Guide to Chemical Classification of Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-547.
- Irving A.J. ve Frey F.A. 1978. Distribution of Trace-Elements between Garnet Megacrysts and Host Volcanic Liquids of Kimberlitic to Rhyolitic Composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42 (NA6): 771-787.
- Johnson K.T.M., 1994. Experimental Cpx/ and Garnet/Melt Partitioning of REE and Other Trace Elements at High Pressures: Petrogenetic Implications, *Mineralogical Magazine*, 58A: 454–455.
- Johnson K.T.M., 1998. Experimental Determination of Partition Coefficients for Rare Earth and High Field-Strength Elements between Clinopyroxene, Garnet, and Basaltic Melt at high Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133: 60-68.
- Jackson J. ve McKenzie D., 1988. The Relationship between Plate Motions and Seismic Tremors, and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93: 45-73.

- Kaaden G., 1959. Age Relations of Magmatic Activity and of Metamorphic Processes in the Northwestern Part of Anatolia - Turkey. *Bulletin of the Mineral Research Exploration Institute of Turkey*, 52: 15-33.
- Karacık Z., 1995. Ezine-Ayvacık (Çanakkale) Dolayında Genç Volkanizma Plutonizma İlişkileri, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Karacık Z., Yılmaz Y., Pearce J.A. ve Ece Ö.I., 2008. Petrochemistry of the South Marmara Granitoids, Northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 97: 1181-1200.
- Karlı O., Dokuz A., Uysal I., Aydın F., Kandemir R. ve Wijbrans R.J., 2010. Generation of the Early Cenozoic Adakitic Volcanism by Partial Melting of Mafic Lower Crust, Eastern Turkey: Implications for Crustal Thickening to Delamination. *Lithos*, 114:109–120.
- Kasar S., Burkan K.A., Siyako M. ve Demir O., 1983. *Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez Bölgesinin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları*. TPAO Raporu, 1171 (Yayımlanmamış).
- Kaymakçı N., Aldanmaz E., Langereis C.G., Spell T.L., Gürer Ö.F. ve Zanetti K.A., 2007. Late Miocene Transcurrent Tectonics in NW Turkey: Evidence from Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of the Alkaline Rocks. *Geological Magazine*, 144 (2): 379-392.
- Kellog H.E., 1973. *Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saroz and Vicinity Southwestem Thrace: Ashland Oil of Turkey*. Inc. TürkiyePetrol işleri Genel Md. Arşivi, (Yayımlanmamış).
- Kemper E., 1961. *The Kırklareli Limestone (Upper Eocene) of the Northern Basin Rim*. Geological Report, Deilman Bergbau GMBH, T 37c.
- Kesgin Y. ve Varol B., 2003. Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer Jeolojisi (Çanakkale), Türkiye. *MTA Dergisi*, 126: 49-67.

- Keskin C., 1966. Pınarhisar Resif Karmaşığının Mikrofasiyes İncelemesi. *I.Ü.F.F. Mecmuası*, İstanbul, 31(B): 3-4.
- Keskin C., 1971. *Pınarhisar Alanının Jeolojisi*. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayınları, Ankara, 14 (1): 31-84.
- Keskin, M., 1994. Genesis of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey. Doktora Tezi, Durham Üniversitesi, Durham, İngiltere.
- Keskin M., Pearce J.A. ve Mitchell J.G., 1998. Volcano-Stratigraphy and Geochemistry of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 355-404.
- Keskin M., 2002. FC-Modeler: A Microsoft® Excel© Spreadsheet Program for Modeling Rayleigh Fractionation Vectors in Closed Magmatic Systems. *Computers & Geosciences*, 28: 919-928.
- Keskin M., 2007. Eastern Anatolia: A Hot Spot In A Collision Zone Without A Mantle Plume. *GSA Special Paper*, 430: 695-722.
- Keskin M., Genç C.Ş. ve Tüysüz O., 2008. Petrology and Geochemistry of Postcollisional Middle Eocene Volcanic Units in North-Central Turkey: Evidence for Magma Generation by Slab Breakoff Following the Closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104: 267-305.
- Keskin M., 2013. AFC-Modeler: A Microsoft® Excel© Workbook Program for Modelling Assimilation Combined with Fractional Crystallization (AFC) Process in Magmatic Systems by using Equations of DePaolo (1981). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 304-319.
- Keskin M., Genç Ş.C. ve Tüysüz O., 2008. Petrology and Geochemistry of Post-Collisional Middle Eocene-Oligocene Volcanic Units in North-Central Turkey: Evidence for Magma Generation by Slab-Breakoff Following the Closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104: 267-305.
- Ketin İ. 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *MTA Dergisi*, 66: 20-34.

- Kissel C. ve Laj C., 1988. The Tertiary Geodynamical Evolution of the Aegean Arc: A Paleomagnetic Reconstruction. *Tectonophysics*, 146: 183-201.
- Kloock W. ve Palme H., 1988. Partitioning of Siderophile and Chalcophile Elements between Sulfide, Olivine, and Glass in a Naturally Reduced Basalt from Disko Island, Greenland. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*, Pergamon, New York. 471-483.
- Krushensky R.D., 1976. Neogene Calc-Alkaline Extrusive and Intrusive Rocks of the Karalar–Yeşiller Area, Northwest Anatolia, Turkey. *Bulletin of Volcanology*, 40: 336-360.
- Kürkçüoğlu B., Furman, T., and Hanan, B., 2008. Geochemistry of Post-Collisional Mafic Lavas from The North Anatolian Fault Zone, Northwestern Turkey: *Lithos*, 101: 416–434.
- Langmiur C.H., Vocke R.D., Hanson G.N. ve Hart S.R., 1978. A General Mixing Equation with Applications to Icelandic Basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 380-392.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. ve Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Pichon X. ve Angelier J., 1979. The Hellenic Arc and Trench System: A key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 60: 1- 42.
- Le Pichon X. ve Angelier J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London. A* (300): 357-372.
- Lemarchand F., Benoit V. ve Calais G., 1987. Trace Element Distribution Coefficients in Alkaline Series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 1071-1081.
- Ludwig K.R., 1993. *Isoplot: A Plotting and Regression Program for Radiogenic-Isotope Data, Version 2.60*. United States Geological Survey, Open-File Report 91-445, Denver, Colorado.

- Ludwig K.R., 2003. *User's Manual for Isoplot, v. 3.0, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication no. 4.
- Luhr J.F. ve Carmichael I.S.E., 1980. The Colima Volcanic Complex, Mexico. I: Postcaldera Andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 343-372.
- Marshall D., 1995. Hydrothermal Conditions of Mineralisation in the Mont Chemin Area, Mont Blanc Massif, Valais, Switzerland. PhD Dissertation (Doktora Tezi). University of Lausanne, Lausanne.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H. ve Banno, S., 1977. Crystal Structure Control in Trace Element Partition between Crystal and Magma. *Tectonics*, 100: 315-324.
- Maury R.C., Pubellier M., Rangin C., Wulput L., Cotton J., Socquet A., Bellon H., Guillaud JP., ve Htun H.M., 2004. Quaternary calcalkaline and alkaline volcanism in an hyper-oblique convergence setting, central Myanmar and western Yunan. *Bulletin de la Socié'te' Ge'ologique de France*, 175(5): 461–472.
- Mcbride F.E. ve Picard D.M., 2000. Origin and Development of Tafoni in Tunnel Spring Tuff, Crystal Peak, Utah, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 869-879.
- McDonough W.F., 1991. Partial Melting of Subducted Oceanic Crust and Isolation of Its Residual Eclogitic Litology. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A* (335): 407-418.
- McKenzie D.P., 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- McKenzie D.P. ve O'Nions R.K., 1991. Partial Melt Distributions From Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology*, 32:1021-1091.
- Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., van Wamel W.A., Spakman W. ve Hoogerduyn Strating E., 1988. On the Hellenic Subduction Zone and the Geodynamic Evolution of Crete

- since the Late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146:203-215.
- Meulenkamp J.E., van der Zwaan G.J. and van Wamel W.A., 1994. On Late Miocene to Recent Vertical Motions in the Cretan Segment of the Hellenic Arc. *Tectonophysics*, 234: 53-72.
- Middlemost E.A.K., 1985. *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman Group Limited, Essex, 266 p.
- Moix P., Beccaletto L., Kozur H.W., Hochard C., Rosselet F. ve Stampfli G.M., 2008. A New Classification of the Turkish Terranes and Sutures and its Implication for the Paleotectonic History of the Region. *Tectonophysics*, 451: 7-39.
- MTA, 2001. *1:500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları: İstanbul ve İzmir Paftaları*, MTA, Ankara.
- MTA, 2002. *1:500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları*, No:9, MTA, Ankara.
- MTA, 2007. *1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları*, No:98, MTA, Ankara.
- MTA, 2008. *1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları*, No:101, MTA, Ankara
- Nash W.P. ve Crecoft H.R., 1985. Partition Coefficients for Trace Elements in Silicic Magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2309–2322.
- Nelson S.T. ve Montana A., 1992. Sieve-Textured Plagioclase in Volcanic Rocks Produced by Rapid Decompression. *American Mineralogist*, 77: 1242-1249.
- Nielsen R.L., Gallahan W.E. ve Newberger F., 1992. Experimentally Determined Mineral–Melt Partition Coefficients for Sc, Y and REE for Olivine, Orthopyroxene, Pigeonite, Magnetite and Ilmenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 488-499.
- Noble D.C. and Hedge C.E., 1970. Distribution of Rubidium between Sodic-Sanidine and Natural Silicic Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 234-241.
- Okay A.I., 1987. The Oxygen Fugacity Stability of Deerite: An Alternative View. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 553-555.

- Okay A.İ., Siyako M. ve Bürkan K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2 (1): 83-121.
- Okay A.İ., Siyako, M. ve Bürkan K.A., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Biga Peninsula. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, Special Issue on Tectonics (Ed. Dewey J.F.), 44: 191-255.
- Okay A.I. ve Tansel, İ., 1992. Pontid-İçi Okyanusu'nun Üst Yaşı Hakkında Şarköy Kuzeyinden (Trakya) Yeni Bir Bulgu. *MTA Dergisi*, 114: 21-24.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S., 1996. Paleo-and Neotethyan Events in Northwest Turkey. In: Yin, A. ve Harrison, M., Eds. *Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge. 420-441.
- Okay A.I. ve Tüysüz O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand, B, Jolivet, L., Horvath, F., ve Seranne, M. Eds. *Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication, 156: 475-515.
- Okay A.I. ve Satır M., 2000a. Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137: 495-516.
- Okay A.I. ve Satır M., 2000b. Upper Cretaceous Eclogite Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9: 47-56.
- Okay A.I. ve Altın D., 2004. Uppermost Triassic Limestone in the Karakaya Complex - Stratigraphic and Tectonic Significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 187-199.
- Okay A.I. ve Göncüoğlu M.C., 2004. Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 77-95.
- Okay A. ve Satır M., 2006. Geochronology of Eocene Plutonism and Metamorphism in Northwest Turkey: Evidence for a Possible Magmatic Arc. *Geodinamica Acta*, 19: 251-266.

- Önal M., 1985. Gelibolu Yarımadası'ndaki İki Anakayanın Organik Jeokimyası ve Kil Mineralleri ile İncelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara. Bildiri Özleri Kitabı, 18.
- Önem Y., 1974. *Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale Dolaylarının Jeolojisi*. TPAO Raporu, 877 (Yayımlanmamış).
- Öngen S., 1978a. Genetische Aussagen Über das Çavuşlu-Karaköy Granitoid Massiv. *İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B*, 43: 141-150.
- Öngen S., 1978b. Petrographie und Petrochemie des Çavuşlu-Karaköy Granitoid Massivs. *İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B*, 43: 93-115.
- Özden, S., Bekler, T., Tutkun, S. Z., Kürçer, A., Ateş, Ö., Bekler, F., Kalafat, D., Gündoğdu, E., Bircan, F., Çınar, S., Çağlayan, Ö., Gürgen, M., İşler, H., Yalçınöz, A., 2008. Biga Yarımadası ve Marmara Denizi Güneyinin Sismotektoniği, *ATAG-12, Bildiri Özleri Kitapçığı*, 48-49.
- Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub H.S., Lin Y.C., Lee H.Y., Lo C.H., Khatib M.M., 2013. Iranian Ultrapotassic Volcanism at ~11 Ma Signifies the Initiation of Postcollisional Magmatism in the Arabia–Eurasia Collision Zone. *Terra Nova*, 25 (5): 405–413.
- Paster T.P., Schauwecker D.S. and Haskin, L.A., 1974. The Behavior of Some Trace Elements During Solidification of the Skaergaard Layered Series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10: 1549-1577.
- Pe-Piper G.G. ve Piper D.J.W., 1989. Spatial and Temporal Variations in Late Conozoic Back-Arc Volcanic Rocks, Aegean Sea Region. *Tectonophysics*, 196: 113-134.
- Pearce J.A. ve Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290– 300.
- Pearce J.A., 1982. Trace Element Characteristics of Lava from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe R.S. Ed. *Andesites*. Wiley: New York. 525- 548.
- Pearce J.A., 1983. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active

- Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J. ve Norry, M.J., Eds. *Continental Basalts and Mantle Xenolites*. Nantwich, Shiva. 230–249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. ve Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer H.S. ve Fryer P., 2005. Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem (3G)*, 6: 1-27.
- Peters T.J., Menzies M., Thirlwall M. ve Kyle P., 2008. Zuni-Bandera Volcanism, Rio Grande, USA – Melt Formation in Garnet- and Spinelfacies Mantle Straddling the Asthenosphere-Lithosphere Boundary. *Lithos*, 102: 295-315.
- Pickett E.A., Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo-Tethyan Accretionary Complex. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. ve Örçen, S., Eds. *Geology of the Black Sea Region*. MTA Dergisi, Ankara, Special Publication, 11-18.
- Plank T. ve Langmuir, C.H., 1998. The Chemical Composition of Subducting Sediment and its Consequences for the Crust and Mantle. *Chemical Geology*, 145: 325-394.
- Powell R., 1984. Inversion of the Assimilation and Fractional Crystallization (AFC) Equations; Characterization of Contaminants from Isotope and Trace Element Relationships in Volcanic Suites. *Journal of the Geological Society*, London. 141: 447–452.
- Renne P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner D.B., Owens T.L. ve DePaolo D.L., 1998. Intercalibration of Standards, Absolute Ages and Uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating. *Chemical Geology*, 145: 117-152.
- Ringwood A.E., 1990. Slab-Mantle Interactions: Petrogenesis of Intraplate Magmas and Structure of the Upper Mantle. *Chemical Geology*, 82: 187-207.
- Rollinson H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*.

- Longman Scientific & Technical, Newyork. 352 p.
- Saka K., 1979. *Edremit Körfezi ve Civarı Neojen'inin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları*. TPAO Raporu, 1342: 1-17.
- Saltık O., 1974. *Şarköy-Mürefte Sahaları Jeolojisi ve Petrol Olanakları*. TPAO Raporu, 879 (Yayımlanmamış).
- Saltık O., 1975. *1. Bölge Malkara-Tekirdağ-Işıklardağı Sahalarının jeolojisi ve petrol Olanakları*. TPAO Raporu, 918 (Yayımlanmamış).
- Saner S., 1985. Saros Körfezi Dolayının Çökme İstifleri ve Tektonik Yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28: 1-10.
- Saunders A.D., Norry M.J. ve Tarney, J., 1991. Origin of MORB and Chemically Depleted Mantle Reservoirs: Trace Elements Constraints. *Journal of Petrology*, 415-445.
- Savaşçın M.Y ve Güleç N., 1990. Relationship between Magmatic and Tectonic Activities in Western Turkey. In: Savaşçın, M.Y, ve Eronat, A.H. Eds. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA)*. Proceedings II'da, 300-313.
- Schuilng R.D., 1959. Kaz Dağı Kristalinin İhtiva Ettiği Bir Pre-Hersiniyen Hakkında. *MTA Dergisi*, 53: 87-91.
- Seyitoğlu G. ve Scott B.C., 1991. Late Cenozoic Crustal Extension in West Anatolia, Turkey. *Tethyan Workshop*, Edinburgh University, Scotland, UK.
- Seyitoğlu G. ve Scott B.C., 1992. Late Cenozoic Volcanic Evolution of the Northeastern Aegean Region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54: 157-176,
- Seyitoğlu G. ve Scott B.C. 1996. The Cause of N-S Extensional Tectonics in Western Turkey: Tectonic Escape vs. Back-Arc Spreading vs. Orogenic Collapse. *Journal of Geodynamics*, 22: 145-153.
- Seyitoğlu G., Anderson D., Nowell G., Scott ve B.C., 1997. The Evolution from Miocene Potassic to Quaternary Sodic Magmatism in Western Turkey: Implications for Enrichment Processes in the Lithospheric Mantle. *Journal of Volcanology and*

- Geothermal Research*, 76: 127-147.
- Sfondrini G., 1961. *Surface Geological Report on AR/TGÜ/1/338 ve 537 (Eceabat-Çanakkale areas)*. Turkish Gulf Oil Co. Ankara.
- Shaw H.R., 1980. The Fracture Mechanisms of Magma Transport from the Mantle to the Surface. In: Hargraves R.B (ed) *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, 201–264.
- Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F. ve İbrahim K.M., 2003. Petrogenesis of the Largest Intraplate Volcanic Field on the Arabian Plate (Jordan): A Mixed Lithosphere–Asthenosphere Source Activated by Lithospheric Extension. *Journal of Petrology*, 44: 1657– 1679.
- Shelley D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman and Hall, London. 445 p.
- Sisson T.W., 1991. Pyroxene-High Silica Rhyolite Trace Element Partition Coefficients Measured by Ion Microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (6): 1575-1585.
- Sisson T.W., 1994. Hornblende–Melt Trace-Element Partitioning Measured by Ion Microprobe. *Chemical Geology*, 117: 331-344.
- Sisson T.W. ve Bacon C.R. 1992. Garnet High-Silica Rhyolite Trace-Element Partition-Coefficients Measured by Ion Microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (5): 133-136.
- Stix J. ve Gorton M.P., 1990. Variations in Trace-Element Partition-Coefficients in Sanidine in the Cerro Toledo Rhyolite, Jemez Mountains, New-Mexico - Effects of Composition, Temperature, and Volatiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10: 2697-2708.
- Streck M.J. ve Grunder A.L., 1997. Compositional Gradients and Gaps in High-Silica Rhyolites of the Rattlesnake Tuff, Oregon. *Journal of Petrology*, 38: 133-163.

- Siyako M. Burkan K.A. ve Okay A.I., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımada ları Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanak ları. *Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 1: 183–199.
- Söylemezoğlu S., 2009. Kuzey Batı Anadolu'da Çanakkale-Çan Yöresi Volkanik Kayaç larının Jeolojik ve Petrolojik Özellikleri ve Evriminin Araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Sparks R., Self S. ve Walker, G., 1973. Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology*, 1 (3): 115–118.
- Sparks R.S.J., Huppert, H.E. ve Turner J.S. 1984. The Fluid Dynamics of Evolving Magma Chambers. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310: 511-34.
- Spera F.J. ve Bohron W.A., 2001. Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes I: General Model and Energy-Constrained Assimilation and Fractional Crystallization (EC-AFC) Formulation. *Journal of Petrology*, 42: 999-1018.
- Sun, Shen-su ve McDonough W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D. ve Norry, M.J., Eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond., 42: 313-345,
- Sümengen M., Terlemez İ., Şentürk K., Karaköse C., Erkan N.E., Ünay E., Gürbüz M. ve Atalay Z., 1987. *Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer havzasının Stratigrafisi, Sedimantolojisi ve Tektoniği*. MTA Teknik Raporu, 2121, (Yayımlanmamış).
- Sümengen M. ve Terlemez İ., 1991. Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 113: 17-30.
- Şengör A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault; Its Age , Offset and Tectonic Significance. *Journal of the Geological Society*, London, 136: 269-282.
- Şengör A.M.C., 1982. Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler. In: Erol, O. ve

Oygür, V., Eds. *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli Bildiri Kitabı*. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara,.59-72.

Şengör A.M.C., 1987. Cross-Faults and Differential Stretching of Hanging Walls in Regions of Low-angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. ve Hancock, P.L., Eds. *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society London, Special Publications 28: 575–589.

Şengör A.M.C. ve Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.

Şengör A.M.C., Görür N. ve Şaroğlu F., 1985. Strike- Slip Deformation Basin Formation and Sedimentation: Strike – Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as A Case Study. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 37: 227-264.

Şengün F. ve Çalık A., 2007. Çamlıca Metamorfitlerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 50: 1-16.

Şentürk K. ve Okay A.I., 1984. Blueschists Discovered East of Saros Bay in Thrace, *MTA Dergisi*, 97/98: 68-72.

Şentürk K. ve Karaköse, C., 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi. MTA Teknik Raporu, 9333, (Yayımlanmamış).

Taylor S.R. ve McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312 p.

Taylor H.P. ve Sheppard S.M.F., 1986. Igneous Rocks I: Processes of Isotopic Fractionation and Isotopic Systematics. In: Valley, J. W., Taylor, H. P. ve O'Neill, J. R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Reviews in Mineralogy 16. Washington, D.C. Mineralogical Society of America 227–271.

Temel A., 2001. *Volkanik Kayaçların Jeokimyasal Özellikleri*, Magmatik Petrojenez Lisansüstü Yaz Okulu Kitabı, 196–220.

Temel R.Ö. ve Çiftçi N.B., 2002. Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer

Çökellerinin Stratigrafisi ve Ortamsal Özellikleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 14: 17-40.

Temizel I., Arslan M., Ruffet G. ve Peucat JJ., 2012. Petrochemistry, Geochronology and Sr–Nd Isotopic Systematics of the Tertiary Collisional and Post-collisional Volcanic Rocks from the Ulubey (Ordu) Area, Eastern Pontide, NE Turkey: Implications for Extension-related Origin and Mantle Source Characteristics. *Lithos*, 128:126–147.

Thirlwall M.F., Upton B.G.J. ve Jenkins, C., 1994. Interaction between Continental Lithosphere and the Iceland Plume-Sr–Nd–Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology*, 35: 839–879.

Toker V., ve Erkan E., 1985. Gelibolu Yarımadası Eosen Formasyonları Nannoplankton Biyostratigrafisi. *MTA Dergisi*, 101/102: 68-72.

Turkse Shell, 1969 *AR/NTS/837, 838 ve 839 Hak Sıra No'lu Arama Ruhsatlarına Ait Terk Raporu*. TPAO Raporu, 1468 (Yayımlanmamış).

Türkdönmez O., 2007. Etili (Çanakkale) Güneydoğusu'ndaki Magmatik Kayaçların Jeolojisi ve Petrografisi. Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale.

Umut M., İmİK M., Kurt Z., Özcan İ., Ateş M., Karabıyıköğlü M. ve Saraç, G., 1984. *Edirne İli-Kırklareli İli-Lüleburgaz (Kırklareli İli)- Uzunköprü (Edirne İli) Civarının Jeolojisi*. MTA Raporu, 760 (Yayımlanmamış).

Ünal O.T., 1967. *Trakya Jeolojisi ve Petrol İmkanları*. TPAO Raporu, 391 (Yayımlanmamış).

Vernon H.R., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press. 594 p.

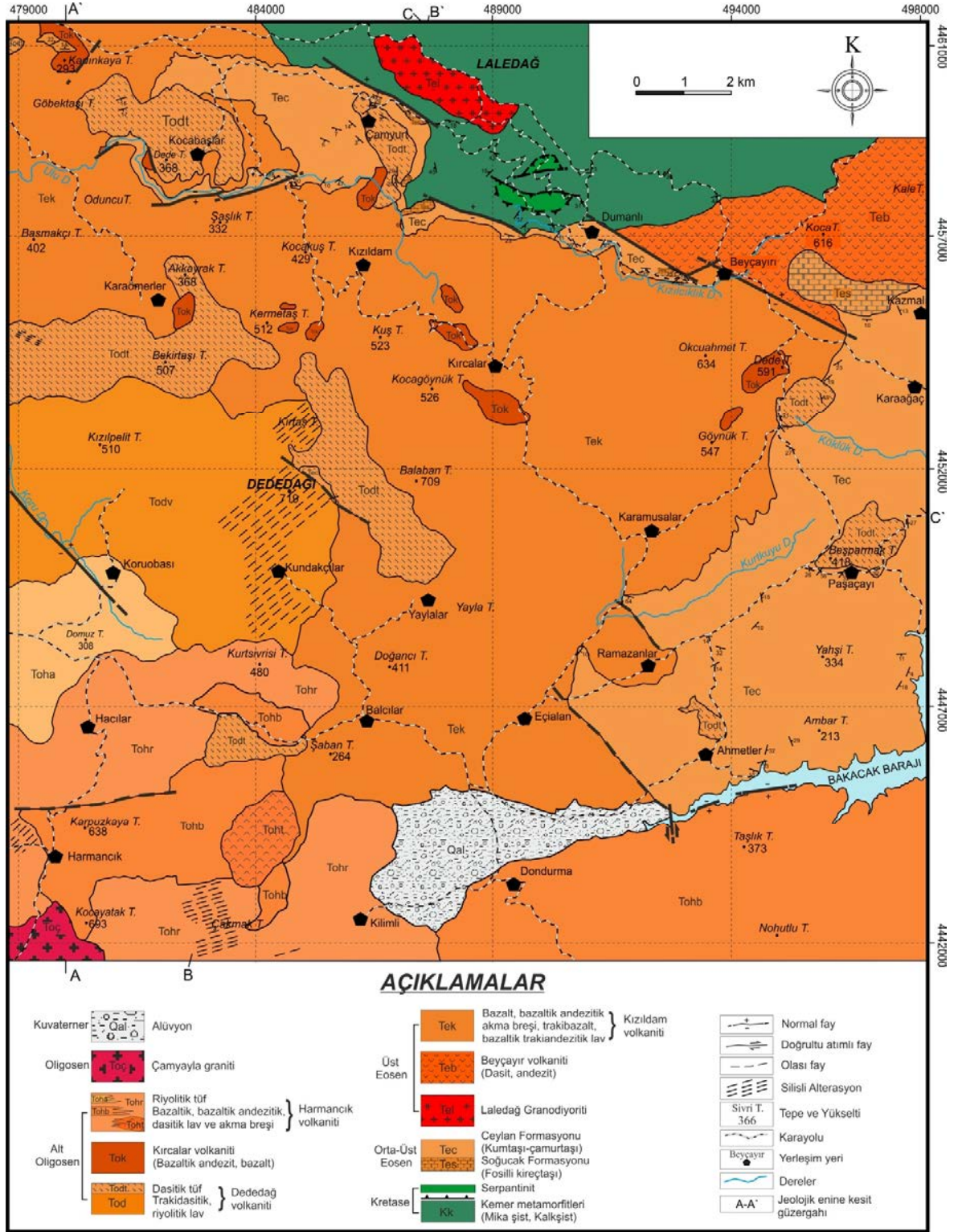
Villemant B., Jaffrezic H., Joran J.-L. ve Treuil, M., 1981. Distribution Coefficients of Major and Trace Elements; Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaine des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1997–2016.

- Winchester J.A. ve Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Wood D.A., 1980. The Application of a Th–Hf/Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11–30.
- Yalçınkaya N.K. 2010 Kuru Köyü (Lapseki-Çanakkale) PB-ZN-AG Yatağının, Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelemesi. Yüksek Lisans Tezi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale.
- Yılmaz Y., 1989. An Approach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey. In: Şengör, A.M.C. Ed. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer, The Hague. 159- 189.
- Yılmaz Y., 1990. Comparison of Young Volcanic Associations of Western and Eastern Anatolia under Compressional Regime; A Review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 69–87.
- Yılmaz Y., 1995. Ege Bölgesinde Genç Magmatizmanın Oluşumu ile Litosferin Evrimi Arasındaki İlişki Üzerine Düşünceler. *Jeofizik*, 9/10: 107-110.
- Yılmaz Y., Altunkaynak Ş., Karacık Z., Gündoğdu N. ve Temel, A., 1994. Development of Neo-Tectonic related Magmatic Activities in Western Anatolia. *IAVCEI International Volcanology Congress*, Abstracts, Ankara.
- Yılmaz Y., Genç Ş.C., Gürer O.F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık, Z., Altunkaynak Ş. ve Elmas, A., 2000. When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. ve Piper, J.D.A., Eds. *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London. Special Publications, 173: 353-84.

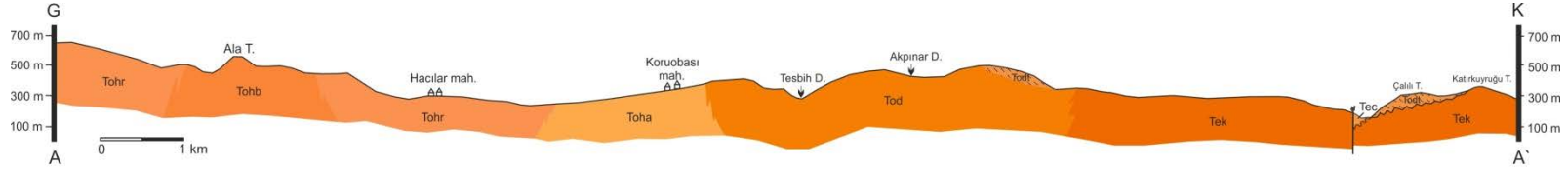
- Yılmaz Y. Genç Ş.C., Karacık Z. ve Altunkaynak, Ş., 2001, Two Contrasting Magmatic Associations of NW Anatolia and Their Tectonic Significance. *Journal of Geodynamics*, 31: 243-271.
- Yılmaz M., (2004). Kirazlı (Çanakkale) Bölgesinin Volkanik Kayalarının Petrografik-Petrolojik İncelemesi ve Çıkış Merkezleri ile Yapısal Unsurların Araştırılması. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Yılmaz, H., Oyman, T., Sönmez, F.N., Arehart, G.B., Billor, Z., 2010. Intermediate Sulfidation Epithermal Gold-Base Metal Deposits in Tertiary Subaerial Volcanic Rocks, Şahinli/Tespilh Dere (Lapseki/Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37: 236-258.
- Yiğit Ö., 2009. Mineral Deposits of Turkey in Relation to Tethyan Metallogeny: Implications for Future Mineral Exploration. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, 104: 19–51.
- Yiğit Ö., 2012. A Prospective Sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and Geochronology of Mineral Deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46: 118–148.

EKLER

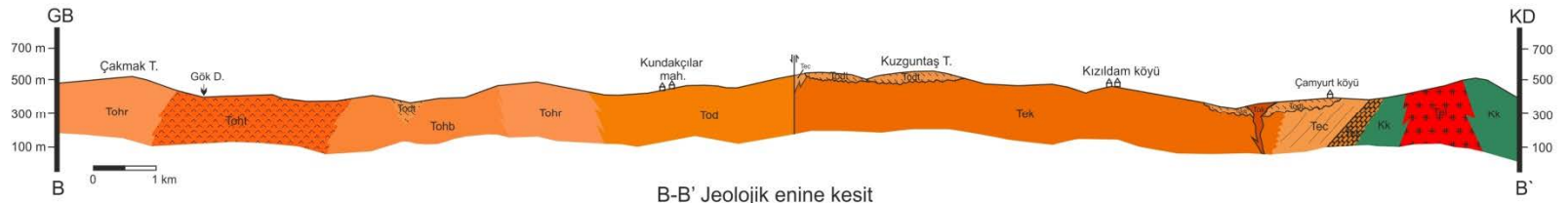
Ek-I Çalışma Alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası



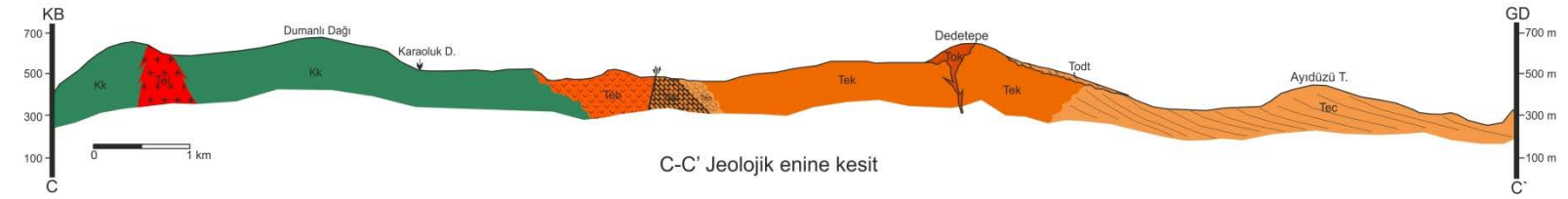
Ek-II A-A', B-B', C-C' jeolojik enine kesitler



A-A' Jeolojik enine kesit



B-B' Jeolojik enine kesit



C-C' Jeolojik enine kesit

Ek-III Çalışma alanından derlenen kaya örneklerinin coğrafi koordinatları ve bunlar üzerinde gerçekleştirilen analizler

Numune No	UTM Koordinatları		İncekesit	Jeokimyasal Analiz	Jeokronoloji
	X (m)	Y (m)			
09-04	479647	4444608	✓	✓	
09-06	481423	4443835	✓		
09-07	481650	4443920	✓	✓	
09-10	483294	4446865	✓		
09-13	485094	4445754	✓		
09-15	485000	4445802	✓	✓	
09-18	483547	4446241	✓		
09-20	484031	4445133	✓		
09-21	484031	4445133	✓	✓	
09-27	484034	4442422	✓		
09-29	484298	4443098	✓	✓	
09-34	488060	4442410	✓	✓	
09-38	491384	4442843	✓		
09-39	494493	4445788	✓		
09-40	494853	4442808	✓		
09-43	489171	4446543	✓		
09-45	492049	4445145	✓	✓	
09-52	479804	4443841	✓	✓	
09-57	480135	4443157	✓		
09-59	481954	4443940	✓	✓	
09-60	482513	4444613	✓	✓	
09-62	480393	4447429	✓		
09-68	479709	4446713	✓		
09-69	479587	4446206	✓		
09-70	479879	4448172	✓		
09-73	489561	4446480	✓		
09-77	491920	4449956	✓	✓	
09-80	493911	4451551	✓		
09-83	486076	4447715	✓		
09-87	485330	4450870	✓		
09-93	483818	4450697	✓	✓	
09-94	482972	4451066	✓	✓	
09-96	481842	4450719	✓	✓	
09-98	480982	4450008	✓	✓	
09-99	480384	4450264	✓		
09-100	480984	4449598	✓	✓	✓
09-103	480842	4450693	✓		
09-107	481978	4449419	✓	✓	

09-110	488947	4453524	✓	✓	
09-113	481744	4448342	✓	✓	
09-120	486770	4449345	✓		
09-121	485914	4450600	✓	✓	
09-123	491775	4450601	✓		
09-124	489683	4450098	✓	✓	
09-125	488542	4450159	✓		
09-129	485618	4451380	✓		
09-130	485501	4451664	✓		
09-139	483485	4452732	✓	✓	
09-142	483450	4453494	✓		
09-143	483450	4453494	✓		
09-144	483215	4454332	✓		
09-145	483215	4454332	✓		
09-146	483254	4454683	✓	✓	
09-148	482548	4455634	✓		
09-150	482390	4455264	✓	✓	
09-153	482143	4461100	✓	✓	
09-154	482143	4461100	✓		
09-158	483196	4460152	✓		
09-159	482969	4460595	✓		
09-164	486218	4459824	✓		
09-170	487053	4458064	✓		
09-175	488911	4458014	✓		
09-179	490162	4457052	✓		
09-182	490916	4456434	✓		
09-183	488949	4459328	✓	✓	
09-184	490139	4458563	✓		
09-187	493909	4457340	✓	✓	
09-190	494315	4456194	✓		
09-191	494508	4456622	✓	✓	
09-198	489828	4453989	✓	✓	
09-199	489677	4452953	✓		
09-201	495176	4454175	✓	✓	✓
09-202	478965	4460091	✓		
09-203	478965	4460091	✓		
09-205	478830	4459715	✓	✓	
09-207	479385	4458574	✓		
09-208	479999	4458390	✓		
09-210	480215	4458152	✓		
09-211	480173	4457807	✓	✓	
09-213	481350	4456065	✓		
09-214	482606	4455877	✓		
09-216	481217	4456415	✓	✓	
09-217	479394	4454632	✓		

09-221	485152	4454911	✓	✓	
09-226	487401	4455279	✓	✓	✓
09-227	487708	4455131	✓		
09-228	488028	4455166	✓	✓	
09-229	488213	4455033	✓	✓	
09-230	480514	4452425	✓		
10-01	494423	4445706	✓		
10-02	495175	4446286	✓		
10-03	496793	4446856	✓		
10-05	500869	4448595	✓		
10-06	501349	4448865	✓		
10-11	501323	4453613	✓		
10-13	501045	4453773	✓		
10-18	483149	4459698	✓		
10-19	483114	4459825	✓		
10-21	482383	4457996	✓	✓	
10-22	482755	4457990	✓		
10-23	481617	4458663	✓		
10-24	486465	4458275	✓	✓	
10-27	493226	4442454	✓		
10-28	494044	4455533	✓		
10-29	494475	4455143	✓		
10-31	496981	4449867	✓		
10-32	480152	4458380	✓		
10-33	488318	4450630	✓		
10-34	488349	4451164	✓		
10-36	489105	4451316	✓	✓	
10-37	489156	4450772	✓		
10-38	491210	4450375	✓		
10-39	491584	4450700	✓		
10-40	491447	4450881	✓		
10-41	491210	4451170	✓		
10-42	497588	4438998	✓		
10-43	497415	4439202	✓		
10-45	496719	4440114	✓	✓	
10-46	496501	4440264	✓		
10-47	496387	4440358	✓		
10-49	496415	4441017	✓		
10-50	495825	4440735	✓		
10-52	495700	4441237	✓		
10-54	494450	4441380	✓		
10-55	494828	4442792	✓	✓	
10-58	488678	4460012	✓		
10-59	487467	4459386	✓		
10-60	484371	4460378	✓	✓	

10-61	491366	4456788	✓		
10-62	482123	4447077	✓	✓	
10-64	494540	4442490	✓		
10-65	492575	4443978	✓		
10-67	498560	4454045	✓		
10-68	498570	4455140	✓		
10-69	496980	4455260	✓		
10-70	495632	4455586	✓	✓	
10-71	496188	4455150	✓		
10-77	489362	4459351	✓		
10-78	487385	4459430	✓		
10-79	488621	4459253	✓	✓	
10-81	486793	4460619	✓		
10-83	495788	4457671	✓		
10-85	496218	4458250	✓	✓	
10-86	495601	4457295	✓	✓	
10-89	497753	4455684	✓		
11-02	479831	4459644	✓	✓	
11-03	496643	4458593	✓	✓	
11-15	480095	4444738	✓		
11-26	482031	4446498	✓		
11-70	484284	4442655	✓	✓	
Y1	486859	4460658	✓	✓	✓
Y2	480224	4461222	✓	✓	✓
Y5	495603	4457237	✓	✓	✓
Y8	479728	4444694	✓	✓	✓
Y9	483853	4444973	✓	✓	
Y10	484120	4445197	✓	✓	✓
Y11	483697	4453065	✓	✓	✓
22-05	484372	4451678	✓		
13-02	490131	4447905	✓	✓	
13-03	491923	4451193	✓	✓	
13-04	492065	4450758	✓	✓	

Çizelge 4.1. Biga Yarımadası'nda plütonik kayalarda elde edilen jeokronolojik veriler.....	123
Çizelge 4.2. Biga Yarımadası'ndaki volkanik kayalarda elde edilen jeokronolojik veriler.....	124
Çizelge 4.3. Jeokronolojik analize gönderilen kayaç örneklerinin genel özellikleri.....	127
Çizelge 4.4. Çalışma alanındaki Eosen magmatik kayalarına ait ana (%), iz ve REE (ppm) analiz sonuçları.....	132
Çizelge 4.5. Çalışma alanındaki Oligosen magmatik kayalarına ait ana (%), iz ve REE (ppm) analiz sonuçları	134
Çizelge 4.6. Petrolojik modellemelerde kullanılan asidik, ortaç ve bazik magma kompozisyonlarında Y, Rb, Yb, V, Th, Co elementleri için mineraleriyik ayrışma katsayıları (Partition coefficients, K_d).....	169

ŞEKİLLER

Sayfa No

Şekil 1.1. Türkiye'nin tektonik haritası ve Senozoyik magmatik kayalarının dağılımı.....	3
Şekil 1.2. Biga Yarımadası'nda gözlenen magmatik birimler ve çalışma alanının konumunu gösteren bulduru haritası.....	4
Şekil 1.3. Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayaçların dağılım haritaları	5
Şekil 1.4. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.....	7
Şekil 1.5. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik ve ofiyolit kayalarının dağılımı.....	11
Şekil 1.6. Biga Yarımadası'ndaki sedimanter kayaların dağılımı	13
Şekil 1.7. Biga Yarımadası'nda plütonik ve volkanik kayaların dağılımı.....	16
Şekil 4.1. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası.....	29
Şekil 4.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).....	30
Şekil 4.3. Çalışma alanındaki gri, kahve renkli, iyi gelişmiş foliasyona sahip mika şistlerin genel görünümü.....	32
Şekil 4.4. a) Şistler içerisinde görülen kuvarsit damarı (UTM: 488987 E, 4458202 N) b) kuvarsit damarı (UTM: 489966 D, 4457137 K).....	32
Şekil 4.5. Çalışma alanındaki serpantin kayalarına ait genel görünüm.....	33
Şekil 4.6. Kemer metamorfikleri (Km) ile Soğucak kireçtaşı (Skçt) arasındaki dokanak ilişkisi.....	33
Şekil 4.7. Beyçayır-Çataltepe yolu üzerindeki Kemer metamorfiteilerinin Beyçayır volkanitleri ve Ceylan formasyonu ile dokanak ilişkilerinin şematik kesiti.....	34
Şekil 4.8. Kemer metamorfiteilerini (Km) intrüzif olarak kesen Laledağ granodiyoriti (Lgd).....	34
Şekil 4.9. a) Kemer metamorfiteilerine ait kalsit-muskovit-kuvars şist (ÇN), b) Kalkşist (ÇN), c) Epidot-kalsit-kuvars şist (ÇN), d) Serpantin (ÇN) kayalarına ait ince kesit görüntüleri (Mus: Muskovit, Q: Kuvars, Cal: Kalsit, Ep: Epidot).....	36

Şekil 4.10. Pontid-içi okyanusunun kapanması ve Kemer metamorfitlerinin oluşumunu gösteren model.....	37
Şekil 4.11. Soğucak formasyonuna ait karbonatlı çakıltaşı ve üzerinde yer alan kireçtaşının görünümü.....	39
Şekil 4.12. Soğucak formasyonuna ait kireçtaşları içinde gözlenen Nummulites ve Gastropoda fosilleri.....	39
Şekil 4.13. Soğucak kireçtaşı üzerinde uyumlu dokanakla yer alan Ceylan formasyonu.....	40
Şekil 4.14. Soğucak formasyonunu oluşturan kireçtaşlarının dokusu ve gözlenen fosiller a) mikritik kireçtaşı, b) Nummulites sp. fosili, c) Discocyclina sp. fosili ve Crinoid sapı, d) Discocyclina sp. fosili, e) Pellatispira sp. f) Lithothamnium sp. (kırmızı alg).....	41
Şekil 4.15. Kumtaşı silttaşı aralanmasından oluşan Ceylan formasyonu.....	43
Şekil 4.16. Ceylan formasyonunda gözlenen sin-sedimenter faylanmalar.....	44
Şekil 4.17. Bazalt lavı ile kesilen Ceylan formasyonunun görünümü.....	44
Şekil 4.18. Kocabaşlar köyü civarının şematik jeolojik enine kesiti.....	45
Şekil 4.19. Ahmetler köyü kuzeydoğusunda Ceylan formasyonuna ait kumtaşı (Ckmt) ve silttaşlarının (Cst) genel görünümü	45
Şekil 4.20. Ceylan formasyonu içinde gözlenen slump yapısı.....	46
Şekil 4.21. Ceylan formasyonu ile Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntıları arasındaki uyumsuz dokanak.....	46
Şekil 4.22. Ceylan formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Kızıldam volkanitlerine ait lavlar.....	47
Şekil 4.23. a) Ceylan formasyonuna ait volkanojenik kumtaşı incekesit görüntüsü, b) Silttaşı incekesit görüntüsü, c) Volkanojenik kumtaşı içindeki Nummulites sp. fosili, d) Volkanojenik kumtaşı içindeki Miliolidae fosili ve Nummulites sp. fosilleri.....	48
Şekil 4.24. Biga Yarımadası'nda gözlenen Eosen magmatik kayaları.....	49
Şekil 4.25. Laledağ granodiyoritinde ileri alterasyon ile birlikte gözlenen arenitleşme ve kırık-çatlaklar.....	51
Şekil 4.26. Laledağ granodiyoritini kesen ince aplit dayklar.....	51

Şekil 4.27. Granodiyorit içinde gözlenen mafik anklavlar.....	52
Şekil 4.28. a) Holokristalen dokudaki Laledağ granodiyoritinin mineral bileşimi (ÇN), b) Granodiyorit içindeki ana ve tali mineraller (ÇN), c) Özşekilli-yarıözşekilli hornblend mineralleri çevresinde görülen ve içinde kapantı olarak bulunan opak mineraller (ÇN), d) Granodiyorit örneğinde alterasyon ürünü gözlenen ikincil mineraller (ÇN) (Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, Hrb: Hornblend, Or: Ortoklas, Sf: Sfen, Kl: Klorit, Ep: Epidot, Op: Opak mineral).....	53
Şekil 4.29. Beyçayır volkanitlerine ait masif lav akıntıları genel görünümü.....	55
Şekil 4.30. Beyçayır volkanitine ait porfirik dokudaki dasitik lav içinde felsik ve mafik mineraller.....	56
Şekil 4.31. a) Beyçayır volkanitlerine ait hipokristalen, hipidiyomorf dokuda dasit lavının mineral bileşimi (ÇN), b) Dasitik lavlar içinde görülen iri kristalli biyotit minerali (ÇN), c) plajiyoklas mineralinin kenarları boyunca gelişen killeşme d) dasitlerde, magma tarafından korozyona uğratılmış plajiyoklas fenokristalleri (ÇN), e) Hipokristalen dokudaki andezit lavın mineral bileşimi (ÇN) f) Hipokristalen dokuda felsik minerallerin yaygın görüldüğü andezitik lav örneği (ÇN), (Plj: Plajiyoklas, Q: Kuvars, Hrb: Hornblend, Bio: Biyotit, Px: Piroksen).....	58
Şekil 4.32. Kızıldam volkanitlerde gözlenen piroklastik ve lav akıntılarının taslak kesiti.....	62
Şekil 4.33. Kızıldam köyünde gözlenen Kızıldam volkanitlerinin genel görünümü.....	62
Şekil 4.34. Akma breşleri içinde gözlenen değişik boyutlardaki volkanik çakıllar...	63
Şekil 4.35. Akma breşlerinde gözlenen akış katmanları.....	63
Şekil 4.36. Kızıldam volkanitlerine ait akma breşleri üzerinde yer alan lav akıntıları.....	64
Şekil 4.37. Akma yönleri belirgin sütunsal soğuma yapısı gösteren Kızıldam lavları.....	65
Şekil 4.38. Volkanik çakıl ve blok klastlarının yaygın görüldüğü lahar akıntısı.....	66

Şekil 4.39. Volkanik çakıl ve blok klastlarının az görüldüğü çamur akıntısı.....	66
Şekil 4.40. a-b) Kızıldam volkanitlerine ait akma breşlerini kesen bazaltik dayklar (a- UTM: 478830 D, 4459715 K; Bakışyönü, KD; b- UTM: 480430 D, 4458348 K; Bakışyönü, GB) c-d) Kızıldam volkanitlerine ait akma breşlerini kesen siller (c- UTM: 479508 D, 445777 K; Bakışyönü, KD; d- UTM: 489828 D, 4453989 K; Bakışyönü, B).....	67
Şekil 4.41. Kızıldam volkanitinin Soğucak kireçtaşı ile olan uyumsuz dokanak ilişkisi.....	68
Şekil 4.42. Kızıldam volkanitlerinin Dededağ volkanitleri ile olan dokanak ilişkileri.....	68
Şekil 4.43. Kızıldam volkanitlerine ait akma breşleri içindeki kaya parçalarının ince kesit görüntüleri a-b) Plajioklaslar üzerinde magma korozyonundan kaynaklanan elek dokusu (ÇN), c-d) Bazaltik andezit örneklerin mineral bileşimi, intersertal doku ve plajioklaslardaki glomeraporfirik doku (ÇN), (Plj: Plajioklas, Cpx: Klinopirksen, Kl: Klorit).....	69
Şekil 4.44. Kızıldam volkanitlerine ait bazaltik trakiandezit lavların mineral bileşimi a) Hipokristalen, intersertal doku (ÇN), b) plajioklaslar kristallerinde gözlenen serisitleşme (ÇN), c-d) plajioklas kristallerindeki magmatik korozyonun etkileri (ÇN), e-f) trakitik ve intersertal dokular ve piroksen fenokristalleri üzerinde opak mineral inklüzyonları (ÇN), (Plj: Plajioklas, Cpx: Klinopiroksen, Ser: Serizit, Zeo: Zeolit, Op: Opak mineral).....	71
Şekil 4.45. Kızıldam volkanitlerinde lavlar içinde gözlenen zeolit mineralleri ve boşluk dolguları (ÇN), (Plj: Plajioklas, Px: Piroksen, Zeo: Zeolit, Q: Kuvars, Cal: Kalsit).....	72
Şekil 4.46. Biga Yarımadası'nda gözlenen Oligosen magmatik kayaları.....	74
Şekil 4.47. Dededağ volkanitlerine ait trakidasitik lavların genel görünümü.....	76
Şekil 4.48. Trakidasitik lavlarda gözlenen eklem-çatlak sistemleri ve sütunsal soğuma yapıları.....	77
Şekil 4.49. Dededağı üzerinde gözlenen silisleşmiş trakidasit lavlar.....	78
Şekil 4.50. Kuyutaşı tepenin batı yamacında gözlenen riyolit lavlarının genel görünümü.....	78

Şekil 4.51. Dededağ volkanitlerine ait riyolitik lavlarda gözlenen demir oksidasyonu ve killi alterasyon.....	79
Şekil 4.52. Riyolitik lav akıntılarında gözlenen soğuma izleri.....	79
Şekil 4.53. Riyolitik lavlar içinde gözlenen malakit-azurit (bakır mineralleri) mineralizasyonları.....	80
Şekil 4.54. Riyolitik lavlar üzerinde daha önceden işletilmiş maden ocakları.....	80
Şekil 4.55. Dededağ volkanitlerine ait masif riyolitik tüflerin genel görünümü.....	81
Şekil 4.56. Ulu dere vadisi içindeki kristalen ve litik tuf ardalanması.....	82
Şekil 4.57. a) Kocabaşlar (Kazıklı tepe) çevresinde ve Çamyurt köyü çevresinde gözlenen dasitik tabakalı tüfler.....	83
Şekil 4.58. Kazmalı güneydoğusunda gözlenen tabakalı vitrik tüfler.....	84
Şekil 4.59. Kirazoluk deresi içinde gözlenen Dededağ volkanitlerinin üst seviyesinde gözlenen a-b) erozyonel ayrışım yapıları, c-d) epiklastik akma biriminin yakından görünümü, e-f) dasitik tabakalı tüflerin genel görünümü.....	85
Şekil 4.60. Dededağ volkanitlerine ait tüfler üzerinde gözlenen tafoniler.....	86
Şekil 4.61. Kızıldam volkanitlerine ait lahar akıntısı üzerinde yer alan tabakalı kristalen tüfler.....	87
Şekil 4.62. Kızıldam volkanitleri üzerinde gözlenen Dededağ volkanitlerine ait tüfler.....	88
Şekil 4.63. a-b) Dededağ volkanitlerine ait trakidasit ve dasit lavların incekesit görüntüleri (ÇN), c-d) Plajioklas mineralleri üzerinde gözlenen serizitleşme (ÇN-TN), (Plj: Plajioklas, Hrb: Hornblend, Bio: Biyotit, San: Sanidin, Q: Kuvars, Ser: Serizit).....	89
Şekil 4.64. a-b) Dededağ volkanitlerine ait riyolitik lavların incekesit görüntüleri (ÇN), c) Riyolitik tüflerde gözlenen sferulitler (ÇN), d) riyolitik tüflerde ikincil olarak gelişen klorit mineralleri (ÇN), e-f) riyolitik tüflerinde gözlenen pirit mineralizasyonu (e, ÇN; f, TN), (Plj: Plajioklas, Q: Kuvars, Bio: Biyotit, Kl: Klorit, Sfr: Sferulit, Pr: Pirit).....	91
Şekil 4.65. a-b) Dededağ volkanitlerindeki kristalen dasitik tüflere ait incekesit görüntüleri (ÇN), c-d) vitrik tüfler (ÇN), (Plj: Plajioklas, Q: Kuvars, VC: Volkanik cam).....	92

Şekil 4.66. Epiklastik akma birimlerinde gözlenen plajioklas fenokristallerindeki kırılğan deformasyonlar (brittle deformation), ÇN, (Plj: Plajioklas, Q: Kuvars, Cal: Kalsit).....	93
Şekil 4.67. Dededağ volkanizmasının gerçekleştiği Yalçinkaya (2010) tarafından önerilen olası kaldera sınırı.....	95
Şekil 4.68. a-b-c) Kırcalar volkanitlerinin çalışma alanında gözlenen siller şeklindeki görünüşleri, d) bazaltik andezit lavlarda gözlenen soğan zarı ayrışma (eksfoliasyon), e) Kırcalar volkanitlerinin çatlak çıkışlı lav akıntıları (Krv: Kırcalar volkaniti, Kzv: Kızıldam volkaniti).....	97
Şekil 4.69. Kırcalar volkanitine ait bazaltik andezitlerin genel görünümü (Sarımsı kahve rengi alanlar altere dış yüzeyleri, siyah görülen alanlar temiz kırılmış yüzeyleri gösteriyor. UTM: 495176 D, 4454175 K; Bakışyönü, GB).....	98
Şekil 4.70. Kırcalar volkanitlerinin Kızıldam volkanitlerine ait akma breşlerini keserek üzerine akmaları.....	99
Şekil 4.71. Kırcalar volkanitine ait, Kızıldam volkaniti akma breşlerini ve Ceylan formasyonunu kesen bazalt daykısı.....	99
Şekil 4.72. Dededağ volkanitlerine ait dasitik tabakalı tüfleri keserek yerleşen Kırcalar volkanitine ait bazalt lavının görünüşü.....	99
Şekil 4.73. Kızıldam ve Dededağ volkanitlerinin üzerinde yer alan Kırcalar volkaniti.....	100
Şekil 4.74. Kırcalar volkanitlerine ait bazalt ve bazaltik andezit kayalarının ince kesit görüntüleri (ÇN), (Plj: Plajioklas, Px: Piroksen, Ol: Olivin, Kl: Klorit).....	101
Şekil 4.75. Harmancık volkanitlerine ait riyolit lavlarının arazi görünüşleri.....	104
Şekil 4.76. a) Riyolit akıntısı, b) Riyolit domu.....	105
Şekil 4.77. Riyolit lavları üzerinde gözlenen demirli ve killi alterasyon.....	105
Şekil 4.78. Harmancık volkanitlerine ait trakidasit lavların genel görünümü.....	106
Şekil 4.79. Sütunsal soğumalı trakidasit lavlar.....	107
Şekil 4.80. Trakidasit lavlar içinde gözlenen litik parçalar.....	107
Şekil 4.81. Karpuzkaya tepe üzerindeki bazaltik trakiandezit lavlar.....	108

Şekil 4.82. Harmancık volkanitlerine ait trakiandezit lavların genel görünümü.....	109
Şekil 4.83. Trakiandezit lavlar üzerinde gözlenen ileri derecedeki demiroksit ve sülfirik alterasyon.....	109
Şekil 4.84. Harmancık volkanitlerinin bazik akma breşlerine ait genel görünüm.....	110
Şekil 4.85. Kuruobası köyü civarında mostra veren andezitik lavların genel görünümü.....	111
Şekil 4.86. Kızıldam volkanitleri üzerine akmış Harmancık volkanitlerine ait riyolitik lavlar.....	111
Şekil 4.87. Kızıldam volkanitlerinin Harmancık volkanitleri ile olan dokanak ilişkisi.....	112
Şekil 4.88. Kızıldam volkanitleri ve Dededağ volkanitlerine ait tüflerin üzerinde yer alan Harmancık volkanitleri.....	112
Şekil 4.89. Harmancık volkanitlerine ait trakidasit lavların ince kesit görüntüleri (ÇN), (San: Sanidin, Plj: Plajioklas, Q: Kuvars, Kl: Klorit).....	114
Şekil 4.90. Harmancık volkanitlerine ait bazik lavlarının ince kesit görüntüleri (ÇN), (Plj: Plajioklas, San: Sanidin, Hrb: Hornblend, Px: Piroksen).....	115
Şekil 4.91. Harmancık volkanitlerine ait trakiandezit, andezit lavlarının ince kesit görüntüleri (ÇN), (Plj: Plajioklas, Hrb: Hornblend, San: Sanidin, Kl: Klorit).....	116
Şekil 4.92. Çamyayla plütonuna ait granitik kayalarda gözlenen fenokristaller.....	118
Şekil 4.93. Anklav içeren Çamyayla Plütonunun arenitleşmiş ileri derecede altere görünümü.....	119
Şekil 4.94. Çamyayla plütonuna ait granit kayasının incekesit görünümü (ÇN; Hrb: Hornblend, Plj: Pilajioklas, Q: Kuvars).....	119
Şekil 4.95. Biga Yarımadası'ndaki magmatik kayaçların yayılımı ve yaş verileri.....	121
Şekil 4.96. Jeokronolojik analizi gerçekleştirilen örneklerin jeolojik harita üzerindeki lokasyonları.....	126
Şekil 4.97. Eosen magmatik kayalarına ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları. (Lgd: Laledağ granodiyoriti, Bv: Beyçayır volkaniti, Kzv: Kızıldam volkaniti).....	128
Şekil 4.98. Oligosen volkanik kayalarına ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları. (Dv: Dededağ volkaniti, Krv: Kırcalar volkaniti, Hv: Harmancık volkaniti)...	129

Şekil 4.99. Magmatik kayaların kimyasal bileşimini kontrol eden ana süreçlerin akış diyagramı (Rollinson, 1993), (AFC: Asimilasyona eşlik eden fraksiyonel kristallenme; RTF: replenishment-tapping-fractionation/tazelenme-dağılma-ayrılma).....	130
Şekil 4.100. Çalışma alanındaki Eosen-Oligosen magmatik kayaçları için kullanılan Le Bas ve ark., (1986), toplam alkali-silis sınıflama diyagramı (TB: Trakibazalt, BTA: Bazaltik trakiandezit, TA: Trakiandezit, A: Andezit, TD: Trakidasit, D: Dasit, R: Riyolit).....	139
Şekil 4.101. Subalkalin Eosen ve Oligosen magmatik serilerinin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki iz düşümü, (A: Alkali element oksitlerin toplamı, F: FeO*-toplam FeO değeri, M: MgO).....	139
Şekil 4.102. a) Eosen magmatik kayaçlarına b) Oligosen magmatik kayaçlarına ait Winchester ve Floyd (1977)'e göre Zr/TiO ₂ -Nb/Y adlaması.....	140
Şekil 4.103. Eosen-Oligosen magmatik kayalarına ait SiO ₂ 'ye karşı K ₂ O diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).....	141
Şekil 4.104. Eosen-Oligosen magmatik kayalarının Pearce ve ark., (1984) göre tektonik sınıflandırma diyagramlarındaki konumu.....	142
Şekil 4.105. Eosen-Oligosen volkanitlerine ait tektonik ayırım diyagramları (SiO ₂ <60).....	143
Şekil 4.106. a) Eosen volkanitlerine, b) Oligosen volkanitlerine ait Ti-Zr tektonik ayırım (Pearce, 1982) diyagramı.....	143
Şekil 4.107. Eosen-Oligosen magmatik kayaçlarının SiO ₂ -ana element oksit Harker değişim diyagramları.....	146
Şekil 4.108. Eosen-Oligosen magmatik kayalarının SiO ₂ -iz element Harker değişim diyagramları.....	148
Şekil 4.109. Laledağ granodiyoritine ait çoklu iz element örümcek diyagramı.....	153
Şekil 4.110. Beyçayır volkanitlerine ait çoklu iz element örümcek diyagramı.....	154
Şekil 4.111. Kızıldam volkanitlerine ait çoklu iz element örümcek diyagramı.....	155
Şekil 4.112. Dededağ volkanitlerine ait çoklu iz element örümcek diyagramları.....	155
Şekil 4.113. Kırcalar volkanitine ait çoklu iz element örümcek diyagramları.....	156
Şekil 4.114. a) Harmancık volkanitlerinin alkalin örneklerine, b) Harmancık volkanitlerinin kalkalkalen örneklerine ait çoklu iz element örümcek diyagramları.....	157

Şekil 4.115. Laledağ granodiyoritine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.....	158
Şekil 4.116. Beyçayır volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.....	159
Şekil 4.117. Kızıldam volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.....	159
Şekil 4.118. Dededağ volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.....	160
Şekil 4.119. Kırcalar volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.....	161
Şekil 4.120. Harmancık volkanitlerine ait nadir toprak element örümcek diyagramı.....	162
Şekil 4.121. Amfibol kristallenmesini gösteren ileri derecede uyumlu (Y) ve uyumsuz elementlerin (Rb) birbirlerine karşı iz düşürüldükleri normal-normal diyagram.....	164
Şekil 4.122. Y-Rb / Y-Yb log-log değişim diyagramları.....	165
Şekil 4.123. Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçlerini gösteren ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin birbirlerine karşı iz düşürüldükleri normal-normal diyagramlar.....	167
Şekil 4.124. Co-Th normal-normal değişim diyagramı.....	168
Şekil 4.125. AFC-Modeler (Keskin, 2013) programı ile Eosen volkanitleri için DePaolo (1981) eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafikleri, <i>F</i> değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.....	172
Şekil 4.126. AFC-Modeler (Keskin, 2013) programı ile Oligosen volkanitleri için DePaolo (1981) eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafikleri, <i>F</i> değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.....	172
Şekil 4.127. Çalışma alanındaki volkaniklere ait uyumsuz element çiftleriyle oluşturulmuş ikili değişim diyagramları.....	174
Şekil 4.128. Çalışma alanındaki Eosen ve Oligosen volkanitleri için “Crucible of Mantle Melting” programı ile üretilmiş kısmi ergime modellemesi....	176
Şekil 4.129. Biga Yarımadası'nın tektonik haritası (Siyako ve ark., 1989'dan değiştirilmiştir).....	178

Şekil 4.130. Şistlerde gözlenen kıvrım yapıları.....	179
Şekil 4.131. Yaklaşık D-B uzanımlı Ulu Dere boyunca uzanan Kocabaşlar Fayı (Bakışyönü, GD).....	179
Şekil 4.132. Kocabaşlar Fayı'na ait bir fay düzlemi görüntüsü.....	180
Şekil 4.133. Beyçayır volkanitleri ile Ceylan formasyonu arasındaki tektonik dokanak.....	180
Şekil 4.134. Bakacak barajı güney kıyısında akma breşlerinde gözlenen normal fay düzlemi.....	181
Şekil 4.135. Akma breşlerinde gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemi.....	181
Şekil 4.136. Çalışma alanındaki Eosen volkanitlerinin Batı Anadolu ve Dünya'daki örnekleri ile karşılaştırması.....	183
Şekil 4.137. Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Oligosen volkanizmasının Batı Anadolu'daki Eosen volkanizmaları ile olan ilişkisi.....	184
Şekil 4.138. Çalışma alanındaki Eosen-Oligosen alkalin lavlarının Biga Yarımadası ve Batı Anadolu'daki Üst Miyosen alkalin lavlar ile karşılaştırılması.....	185
Şekil 4.139. Biga Yarımadası'nın Eosen-Oligosen dönemlerine ait jeodinamik evrim modeli.....	188

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER:

Adı-Soyadı: Oya ERENOĞLU

Doğum Yeri: İstanbul

Doğum Tarihi: 25.10.1982

EĞİTİM DURUMU:

Lisans Eğitimi: Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Yüksek Lisans Eğitimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Doktora Eğitimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Bildiği Yabancı Diller: İngilizce

BİLİMSEL FAALİYETLERİ:

SCI, SSCI, ve AHCI dışındaki indeks ve özet tarafından taranan dergilerde yayımlanan teknik not, editöre mektup, tartışma, vaka takdimi ve özet türünden yayınlar dışındaki makaleler

- 1- Türkdönmez, O., Bozcu, M., 2012. The Geological, Petrographical and Engineering Properties of Rhyolitic Tuffs (Çan Stone) in Çan-Etili Area (Çanakkale), NW Turkey: Their Usage as Building and Covering Stones, Open Journal of Geology, Vol.2 No.1, PP.25-33, DOI: 10.4236/ojg.2012.21003.

Ulusal hakemli dergilerde yayımlanan teknik not, editöre mektup, tartışma, vaka takdimi ve özet türünden yayınlar dışındaki makaleler

- 1- Şengün, F., Karahan, Ş., Türkdönmez, O., Baba, A., Engineering Properties Of Monuments In The Gallipoli Peninsula, Northwest Turkey, 2007/4 pp. 17-22, Journal Of Istanbul Kultur University

Uluslararası kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunularak, programda yer alan tam metin olarak yayınlanan bildiri

- 1- Erenoglu O, Erenoglu R C, Akcay O, Sinecen M "Preliminary Results on the Geology and Alteration Characteristics Obtained by UAV. A Case Study from Biga Peninsula (NW Turkey)" International Symposium on Modern Technologies, Education and Professional Practice in Geodesy and Related Fields, November 07-08, 2013, Sofia, Bulgaria.
- 2- Erenoglu R C, Akcay O, Uluocak Sengul E, Komut T, Erenoglu O "Monitoring of Landslides Using Geomatics and Geophysical Methods: The First Findings from Sevketiye Landslide, Canakkale, NW Turkey" International Symposium on Modern Technologies, Education and Professional Practice in Geodesy and Related Fields, November 07-08, 2013, Sofia, Bulgaria.
- 3- Akcay O, Erenoglu R C, Erenoglu O, Sinecen M "The Visualization of Historical Monuments Using Photogrammetry Case study: Gallipoli Peninsula" International Symposium on Modern Technologies, Education and Professional Practice in Geodesy and Related Fields, November 07-08, 2013, Sofia, Bulgaria.

Uluslararası kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunularak, programda yer alan özet metin olarak yayınlanan bildiri ya da poster veya gösteri

- 1- Erenoglu R C, Akcay O, Erenoglu O, Seker D Z "Effect of Climatic Change on Guzelyalı Landslides, NW Canakkale, Turkey" 17th International Symposium on Environmental Pollution and its Impact on Life in the Mediterranean Region, September 28 - October 1, 2013, Istanbul, Turkey.
- 2- Çalık, A., Hanelçi, Ş., Türkdönmez, O., 2010. Preliminary Results On The Geology, Petrography and Geochemistry of The Karaabalar (Kırklareli) Magmatic Rocks in the Istranca Region, NW Turkey, EGU, 2-7 May Vienna.

Ulusal kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunularak, programda yer alan tam metin olarak yayımlanan bildiri

- 1- Özden, S., Ateş, Ö., Şengün, F., Tunç, İ.O., Türkdönmez, O., Şanlıyüksel, D., Avcıoğlu, M., Ertekin, C., Gökçeada'nın Jeolojik Özellikleri, Çanakkale İli Değerleri Sempozyumu, 2008/ pp. 47-58

Ulusal kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunularak, programda yer alan özet metin olarak yayımlanan bildiri ya da poster veya gösteri

- 1- Türkdönmez, O., Bozcu, M., 2012. Dededağ ve Çevresindeki (Çanakkale-Biga Yarımadası) Volkanik Kayaçlarının Volkanostratigrafisi ve Petrolojik Özellikleri.

65. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 2-6 Nisan 2012-Ankara, s. 358-359.
- 2- Çalık, A., Hanelçi, Ş., Türkdönmez, O., Savaş, G., 2010. Karaabalar (Kırklareli) Magmatik Kayaçlarının Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, KB Türkiye, 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
- 3- Türkdönmez, O., Bozcu, M., Çan-Etili (Çanakkale) Bölgesindeki Riyolitik Tüflerin (Çantaşı) Jeolojik ve Petrografik Özellikleri: Yapı ve Kaplama Taşı Yönünden İrdelenmesi, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara
- 4- Türkdönmez, O., Bozcu, M., Etili (Çanakkale) Güneyindeki Volkanik Plütonik Kayaların Petrografisi ve Jeokimyası, 30. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Adana, s.70.

İŞ DENEYİMİ:

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Görevliliği, 2005-devam ediyor.

İLETİŞİM:

Adres: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Terzioğlu Yerleşkesi, No.227, 17020 ÇANAKKALE
E-posta: o_turkdonmez@comu.edu.tr
Tel: (286) 218 0018 / 2135
Fax: (286) 218 0541