

**ELLEK-BÖCEKLİK (OSMANIYE) YÖRESİ  
KUVATERNER YAŞLI BAZALTİK  
VOLKANİZMANIN PETROLOJİSİ**

**BUKET KOZAN**

**MERSİN ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ  
ANABİLİM DALI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**MERSİN  
MART-2007**

**ELLEK-BÖCEKLİK (OSMANİYE) YÖRESİ KUVATERNER  
YAŞLI BAZALTİK VOLKANİZMANIN PETROLOJİSİ**

**BUKET KOZAN**

**Mersin Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü**

**Jeoloji Mühendisliği  
Anabilim Dalı**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Tez Danışmanı  
Doç.Dr.Musa ALPASLAN**

**MERSİN  
MART-2007**

Bu tezin gerek bilimsel içerik, gerekse elde edilen sonuçlar açısından tüm gerekleri sağladığı kanaatine ulaşan ve aşağıda imzaları bulunan biz jüri üyeleri, sunulan tezi oy birliği ile Yüksek Lisans Tezi olarak kabul ediyoruz.

Tez Danışmanı  
Doç.Dr.Musa ALPASLAN

Jüri Üyesi  
Prof. Dr. Abidin TEMEL

Jüri Üyesi  
Doç.Dr. Fevzi ÖNER

Bu tezin Fen Bilimleri Enstitüsü yazım kurallarına uygun olarak yazıldığı Enstitü Yönetim Kurulunun ...../...../.....tarih ve .....sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Mahir TURHAN  
Enstitü Müdürü

Not: Bu tezde kullanılan özgün bilgiler, şekil, çizelge ve fotoğraflardan kaynak göstermeden alıntı yapmak 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunu hükümlerine tabidir.

## ÖZ

Ellek-Böceklik (Osmaniye) yöresinde Kuvaterner yaşlı holokristalin-porfirik dokulu koyu renkli lav akıntıları gözlenmektedir. Bu lav akıntıları petrografik veriler ve ana-iz element verilerine göre alkali olivin bazalt olarak adlandırılmıştır.

Petrografik veri bazaltlarda fenokristal faz olarak olivin ve plajiyoklaz minerallerinin varlığını göstermektedir. Olivin fenokristallerinde iskeletimsi büyümeler, eriyik tarafından resorpsiyon özellikleri, balpeteği dokusu ve bol miktarda eriyik kapanımları gözlenmektedir. Plajiyoklaz fenokristallerinde zonlanma örnekleri ve elek dokusu gelişimi izlenmektedir. Ana ve iz element verisi bazaltların oldukça dar bir bileşimsel aralığa sahip olduklarını göstermektedir. Bazaltların Mg-sayıları bunların ilksel eriyikler olmadıklarını vermektedir. Ana ve iz elementlerin MgO'e karşı değişimi diyagramlarında bazaltların evriminde fraksiyonlanmanın etkili bir süreç olmadığını, ancak ana element verisine dayandırılan Pearce Element Oranı (PER) diyagramları bazaltların evriminde olivin-plajiyoklaz ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının varlığını göstermektedir. İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz element profilleri pozitif Nb-Ta anomalileri ile negatif Th-U-K-Rb anomalileri göstermektedir. Negatif K-Rb anomalileri bu bazaltların köken bölgesinde K-elementini bünyesinde barındıran filogopit gibi kalıntı fazların varlığını belirtmektedir. Nadir toprak elementi profilleri ise hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmiş bir dağılım deseni sunmaktadır. İz element verisine dayalı diyagramlar ve 1' den küçük La/Nb oranları bu bazaltların astenosferik bir kökenden geldiğini belirtmektedir. Jeotektonik ortam ayırtman diyagramlarında bazaltlar plaka içi alkali bazalt alanında yer almaktadır. Nadir toprak elementi verisine dayalı bölümsel ergime modellemesi bu bazaltların oluşumunda hem spinel hem de granat-peridotit alanından türeyen eriyiklerin olduğunu ve bu eriyiklerin birbirleriyle karıştıklarını göstermektedir.

Elde edilen petrografik ve jeokimyasal veriler bu bazaltların, Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca Anadolu levhasının batıya doğru hareketi sırasında meydana gelen trans-tansiyonel hareketlere bağlı olarak litosferik bir genişleme ile ilişkili olduğunu ve bu genişlemeye bağlı olarak astenosferik malzemenin yükseldiğini ve oluşan eriyiklerin daha önceden oluşmuş olan kırıklar boyunca yüzeye çıktıklarını göstermektedir.

## ABSTRACT

Basaltic lava flows with holocrystalline-porphyritic texture exposed in the Ellek-Böceklik (Osmaniye) area. These flows have been classified as alkaline olivine basalt based on petrographical and geochemical data.

Petrographical investigations reveal the presence of the olivine and plagioclase minerals as phenocrystalline phases. Olivine phenocrysts present the skeletal overgrowths and resorption features. They have abundant melt inclusions and honeycomb texture. Plagioclases commonly show the zoning patterns and sieve texture. Major and trace element data indicate that the basalts have a limited compositional variations. Their Mg-numbers show their evolved nature. Major and trace element variations against MgO present that the crystal fractionation is not a major magmatic processes, although Pearce Element Ratio diagrams show the olivine+plagioclase+clinopyroxene fractionation in any combination. Primitive mantle normalized trace element profiles have the characteristic features such as the positive Nb-Ta and negative Th-U-K-Rb peaks. Negative K-Rb anomalies suggest the presence of a relict phases such as phlogopite in the source region. REE profiles show the LREE enrichments relative to heavy REEs. They have the La/Nb ratios  $<1$  indicating the asthenospheric origin. Geotectonic discrimination diagrams based on trace element data show that the studied basalts are within-plate alkaline basalts. Partial melting modelling based on REE data reveals the presence both of the garnet- and spinel peridotite mantle as a source region, and melts originated from both source were mixed to each other.

All the data suggest that the melts formed by asthenospheric upwelling as a result of the lithospheric extension due to transtensional movement of the Anadolu plate along the East Anatolian fault and erupted along the cracks previously occurred.

## TEŞEKKÜR

Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak hazırladığım bu çalışmanın tüm aşamalarında değerli öneri ve eleştirileriyle beni yönlendiren ve çalışmanın meydana gelmesinde büyük katkısı olan danışman hocam sayın Doç.Dr. Musa ALPASLAN'a, çok teşekkür ederim.

Kayaç örneklerinin kırma ve öğütme işlemlerini laboratuvarlarında yaptığım Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne ve Kayaçların ana element analizlerini yapan Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi sayın Prof.Dr.Abidin TEMEL'e çok teşekkür ederim.

Katkılarından dolayı, Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Öğretim Üyesi sayın Doç.Dr. Fevzi ÖNER'e ve yardımlarından dolayı, Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Arş.Gör. Mehmet Ali KURT'a çok teşekkür ederim.

Tezime maddi olarak destek sağlayan Mersin Üniversitesi Araştırma Fonu'na, anlayış ve desteklerinden dolayı Amirlerime ve beni yüreklendiren iş arkadaşlarıma teşekkürler ederim.

Çalışmam sırasında hiçbir fedakarlıktan kaçınmayan ve desteklerini esirgemeyen değerli AİLEM'e, manevi katkılarından dolayı dost ve akrabalarıma sonsuz teşekkürler ederim.

## İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	SAYFA
<b>ÖZ.....</b>	<b>i</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>ii</b>
<b>TEŞEKKÜR .....</b>	<b>iii</b>
<b>İÇİNDEKİLER .....</b>	<b>iv</b>
<b>ŞEKİLLER DİZİNİ .....</b>	<b>vi</b>
<b>ÇİZELGELER DİZİNİ .....</b>	<b>viii</b>
<b>1.GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
<b>2.KAYNAK ARAŞTIRMASI .....</b>	<b>3</b>
<b>3.MATERYAL ve METOT .....</b>	<b>6</b>
3.1.MATERYAL .....	6
3.2.METOT .....	6
3.2.1. Büro Çalışmaları .....	6
3.2.2. Arazi Çalışmaları .....	7
3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları .....	7
3.2.4. Tez Yazımı Çalışmaları.....	8
<b>4.BULGULAR ve TARTIŞMA.....</b>	<b>9</b>
4.1.STRATİGRAFİ.....	9
4.1.1. Pliyosen Öncesi Temel Kayaçları .....	11
4.1.2. Alüvyon.....	11
4.1.3. Bazaltik Volkanikler .....	11
4.2.PETROGRAFİ .....	15
4.3.JEOKİMYA .....	26
4.3.1. Adlandırma.....	26
4.3.2. Ana elementler .....	29
4.3.3. İz elementler.....	30
4.4.PETROJENETİK TARTIŞMA.....	40
4.4.1. Fraksiyonel kristallenme .....	40
4.4.2. Köken bölge karakteristikleri .....	41

4.4.3. Bölümsel ergime modellemesi .....	45
4.4.4. Magma Karışımı.....	46
4.4.5. Jeodinamik yaklaşım .....	48
<b>5.SONUÇLAR .....</b>	<b>50</b>
<b>KAYNAKLAR .....</b>	<b>51</b>



## ŞEKİLLER DİZİNİ

ŞEKİL	SAYFA
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası .....	2
Şekil 4.1. Çalışma alanına ait jeoloji haritası .....	10
Şekil 4.2. Çalışma alanındaki alüvyonların üzerindeki bazalt akıntısı .....	12
Şekil 4.3. Üst seviyelerdeki bol gaz boşluklu bazaltlardan bir görünüm .....	12
Şekil 4.4. Bazaltlarda gelişen gaz bacasından bir görünüm .....	13
Şekil 4.5. Pahohoe türü bazalt akıntısından bir görünüm .....	13
Şekil 4.6. Altıgen soğuma çatlaklı sütunsal bazalttan bir görünüm .....	14
Şekil 4.7. Bazaltların genel görünümü .....	16
Şekil 4.8. İskeletimsi büyüme gösteren olivin fenokristali .....	17
Şekil 4.9. Eriyik tarafından resorbe edilmiş olivin fenokristali .....	18
Şekil 4.10. Akmaya paralel-yarı paralel şekilde dizilmiş plajiyoklaz Mikrolitleri .....	18
Şekil 4.11. Bazaltlarda iddingsitleşme göstermeyen olivin fenokristalleri.....	19
Şekil 4.12. İskeletimsi büyüme gösteren olivin fenokristali .....	19
Şekil 4.13. Bal peteği dokusu gösteren olivin fenokristali .....	20
Şekil 4.14. Eriyik kapanımı içeren olivin fenokristali .....	20
Şekil 4.15. Eriyik tarafından olivin fenokristalinin resorpsiyonu: a- Tek nikol ve b- Çift nikol.....	21
Şekil 4.16. Polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristali .....	22
Şekil 4.17. Zonlu doku gösteren plajiyoklaz fenokristali .....	22
Şekil 4.18. Glomeroporfirik yığılım gösteren olivin fenokristalleri: a- Tek nikol ve b- Çift nikol.....	23
Şekil 4.19. Plajiyoklaz fenokristallerinde elek dokusu: a-Tek nikol ve b- Çift nikol.....	24
Şekil 4.20. Plajiyoklaz fenokristalinin kenarlarında opak mineral kapanımlarının dizilimi .....	25
Şekil 4.21. Bazaltların a- Toplam alkali-silis adlandırma diyagramındaki konumları ve b- Nb/Y-Zr/SiO <sub>2</sub> adlandırma diyagramındaki konumları .....	29
Şekil 4.22. Ana elementlerin MgO'ya göre değişimi diyagramları .....	31
Şekil 4.23. İz elementlerin MgO'ya karşı değişimi diyagramları .....	34

Şekil 4.24. Bazaltların iz element içeriklerinin ilksel mantoya göre normalize edilmiş dağılım deseni.....	38
Şekil 4.25. Bazaltların nadir toprak elementi içeriklerinin kondrite göre normalize edilmiş element profili .....	38
Şekil 4.26. Bazaltların a- Nb-Zr-Y jeotektonik ayırtman diyagramındaki konumları ve b- Ti-Zr-Y jeotektonik ortam ayırtman diyagramındaki konumları .....	39
Şekil 4.27. Ellek-Böceklik yöresi bazaltik volkanitleri için K elementinin denominatör olarak kullanıldığı PER diyagramları .....	42
Şekil 4.28. Kilis-Yavuzeli-Narlı yöresi bazaltik volkaniklerinin Nb/Y-Zr/Y diyagramındaki konumları .....	43
Şekil 4.29. Granat- ve spinel-peridotit kökenlerinin non-modal yığın ergimesi sonucu oluşturulan La/Yb <sub>N</sub> - Dy/Yb <sub>N</sub> diyagramı .....	47

## ÇİZELGELER DİZİNİ

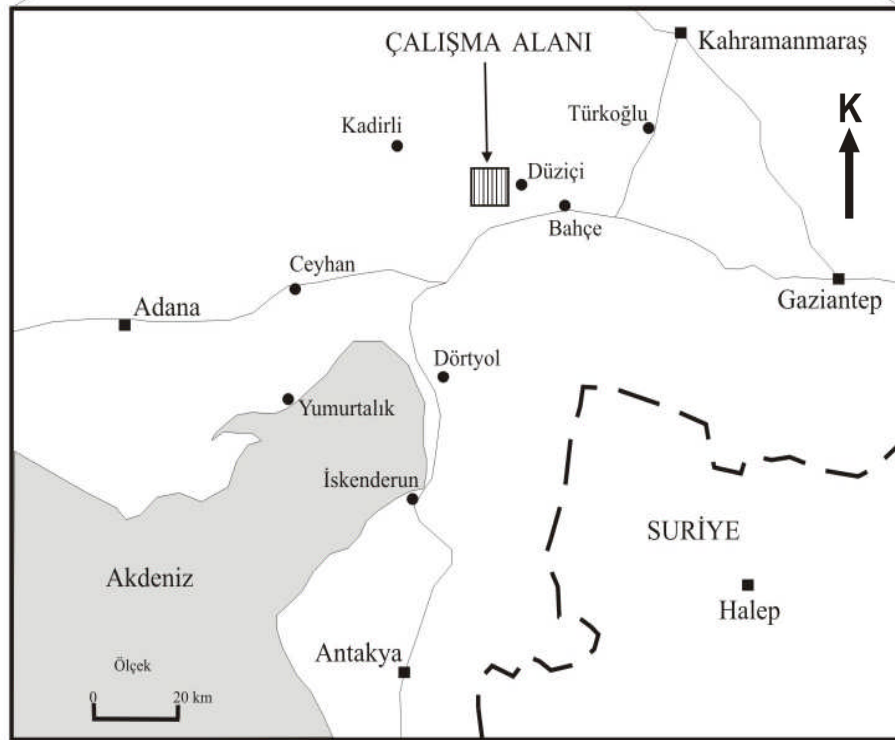
ÇİZELGE	SAYFA
Çizelge 4.1. Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının ana ve iz element içerikleri .....	27
Çizelge 4.2. Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının normatif mineralojik Bileşimleri .....	28

## 1.GİRİŞ

Çalışma alanı; Akdeniz Bölgesinde, Osmaniye İli'nin Düziçi İlçesi, Ellek ve Böceklik Kasabaları sınırları içerisinde olup, MTA'nın 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında Hatay A paftasında yer almaktadır. (Şekil 1.1)

Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak planlanan bu çalışma, Adana'nın Düziçi ilçesinin Ellek ve Böceklik kasabaları içerisindeki Kuvaterner yaşlı bazaltların petrografik olarak incelenmesi amacıyla yapılmıştır.

Bu amaca yönelik olarak inceleme alanında yüzeyleyen Bazaltlardan 20 adet numune toplanmıştır. Bu örneklerin ince kesitleri hazırlanarak petrografik inceleme ve jeokimyasal analizleri yapılarak arazi verileriyle birlikte değerlendirilip tez yazılmıştır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

## 2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Schmidt [1], Adana havzasında yapmış olduğu incelemelerde Misislerin jeolojik yapısını da ele alarak iki ayrı fasiyes ayırt etmiştir. Bu fasiyeslerden kumtaşı, marn ve çamurtaşı ardalımalı kırıntılar “Karataş Klastik Fasiyesi”, karbonat kayaçları ile ofiyolitik kayaçlar “İsali Katostrofik Fasiyesi” olarak tanımlanmıştır. Söz konusu çalışmada Karataş tepelerinde ve Misis dağlarında yapının çok fazla karışık olmasından kalınlık bilinmemekle beraber yaklaşık birkaç bin metre kalınlıkta olduğu belirlenmiştir. Havzadaki bazaltlarla ilgili olarak Kuvaterner’e ait olduğu söylenmiş, detaylı bilgi verilmemiştir.

Ertürk ve Sözen [2], Dörtüol ve Erzin ovalarında jeofizik rezistivite çalışmaları yapmışlardır. Söz konusu bu çalışmanın amacı; ovalardaki alüvyon ve Neojen konglomerasının kalınlığını saptamak, formasyonların su içerikleri hakkında bilgi edinmektir. Rezistivite hatlarının aralıkları 1km olmak üzere ovalarda tam karelej yapılmış ve Wenner sistemiyle 123 noktada ölçü alınmıştır. Alüvyon kalınlığı Dörtüol ovasında yaklaşık 20-30m, Erzin ovasında 25-60m olarak saptanmıştır. Pliyosen konglomerasının tabanı belirlenememiştir. Rezistivite çalışmaları sırasında ovaların kıyı kesimlerinde denizden tuzlu su girişimine ait değerler kaydedilememiştir.

ScMetteeatte [3], Misis dağlarının jeolojisine ait bazı çalışmalar yapmış, Schmidt [1] tarafından tanımlanan fasiyesleri “İsali Formasyonu” ve “Karataş Formasyonu” şeklinde değiştirerek kullanmıştır. Misis grubu olarak tanımladığı bu iki formasyona Oligo-Miyosen yaşını vermiştir.

Bilgin ve ark. [4], MTA adına yapmış oldukları araştırmada Karataş ve Kadirli ilçeleri arasında kalan geniş bir sahanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarını hazırlamışlardır. Çalışma sahasında Andırın formasyonu, Karataş formasyonu, Kadirli formasyonu, Delihalil Bazalt formasyonları gibi birimleri ayırt etmişlerdir. Ayrıca sahada büyük olistolitleri kapsayan Olistostromal seviyelerin bulunduğu, bloklar arasında matriks olarak filiş içerdiğini ifade ettikleri, Olistostromal seviyeler, taşınmış ofiyolitik kayaçlar, çeşitli yaşlardaki kireçtaşı blokları ile arasında bulunan matriks nitelikli “Andırın Formasyonu”, sahada yüzeyleşmiş filiş ise “Karataş Formasyonu” olarak verilmiştir. Andırın formasyonu Alt Lutesiyen-Burdigaliyen, Karataş formasyonuna ise Burdigaliyen-Tortoniyen yaşı verilmiştir.

Bilgin ve Ercan [5], Misis karmaşığı ile ilgili olduğu düşünölen, Kuvaterner yaşı bazaltların petrolojisi üzerine araştırma yapmışlardır. Söz konusu çalışmada petrolojik sonuçlar değişik parametrelere göre (Al, Alk, FM, k, an, p) adlandırılmıştır. Yapılan bu adlamaya göre alınan örnekler “Olivin-Andezin Bazalt”, “Olivin-Bazalt”, Andezin-Bazalt”, “Nefelin-Bazalt” alanlarına düşmektedir. Çalışma alanının Türkiye’nin levha tektoniği açısından son derece ilginç bir bölgesinde, Arabistan, Afrika ve Anadolu Plakalarının düğüm noktasında bulunduğu belirtilmiştir. Sıkışma tektoniğinin halen etkin olduğu çalışma alanında KD-GB yönlü ikincil kırık hatlarının oluşturduğu zayıf zonlardan manto malzemesi olarak toleyitik ve bazaltik lavların yeryüzüne ulaştığı, mantodan yükselerek yeryüzüne gelirken yer yer kirlenen bu bazaltlara potasyumun karıştığı ve hafif alkali nitelik kazandığı belirtilmiştir.

Gökçen ve ark. [6], yapmış oldukları çalışmada Misis karmaşığı, Karataş formasyonunun kil mineralojisini araştırıp bölgenin Sedimanter Jeolojisine değinerek, kumtaşlarında yapılan petrografik çalışmadan bahsetmişlerdir. İnceleme sonucunda, kum taşlarında hakim kil minerallerinin simektit ve serpantin olduğu düzenli ve düzensiz tabakalı kaolinit mineralinin de var olduğu kil mineralojisi ile petrografik, jeolojik veriler birleştirildiğinde, bölge kırıntılı materyalinin kuzeyden beslendiği görüğu savunulmuştur. Daha önceki araştırmacılar tarafından Oligo-Miyosen olarak değerlendirilmiş olan Çukurova Baseninin yaşının Miyo-Pliyosen olduğu ileri sürölmüştür.

Aslan [7], “Kızıldereköy-İsalı-Vayvaylar (Adana) yöresi Misis karmaşığı Olistolitlerinin kökensel incelemesini yapmıştır. Yaklaşık 130km<sup>2</sup>’lik alanda gözlenen “İsalı Formasyonu”, “Ofiyolitik Birim”, “Kireçtaşı Birimi”, “Kumlu-Marnlı Birim” olmak üzere üç bölüme ayırmıştır. Ofiyolitik birimin; Ultramafik kümilat, ultramafik tektonit, mafik kümilat, levha dayk kompleksi ve pillov lav yapılı seviyelerine ait kayaçları karmaşık olarak içerdıği belirtilmiştir. Kireçtaşı birimine ait örneklerin Sedimanter, Petrografik incelemesi sonucunda az derin deniz ortamında oluşmuş olanı, “Mikritik mikrofasiyese”, sığ deniz ortamında oluşmuş olanı “Sparit Çimentolu mikrofasiyese”, kataklastik metamorfizma sonucu birincil yapısını kaybedenler ise “Kataklastik mikrofasiyese” dahil edilmiştir. Araştırmada, örnekler üzerinde yapılan paleontolojik tayinler sonucunda, kireçtaşı biriminin yaşı Üst

Kretase-Eosen bulunmuştur. Kumlu-Marnlı birimin kumtaşı örnekleri üzerinde yapılan petrografik çalışma sonucunda Sedimanter kayaç parçaları yönünden zengin grovak kumtaşı oldukları saptanmıştır. Söz konusu birimin yaşını Akitaniyen olduğu belirtilmiştir. İnceleme alanındaki kırık hatlarının genellikle kuzeydoğu-güneybatı yönlü olduğu, bölgenin kuzey-güney yönlü sıkışmakta olan aktif bir kıta kenarı olduğu vurgulanmıştır. Araştırma sonucunda; Kızıldere, İsalı, Vayvaylar yöresinde yüzeylenmiş Misis karmaşığı Olistolitlerinin; Ofiyolitik kayaç (Jura-Alt Tersiyer), Kireçtaşı (Üst Kretase-Eosen) ve kırıntılı birimlerin (Kumlu-Marnlı birim) Akıtaniyen'de sualtı kütle çekim akıntılarıyla bölgeye taşınıp çökeldiği ortaya konulmuştur.

Şenol ve ark. [8], Yumurtalık (Adana) Botaş tesislerinin 500m kadar kuzeydoğu kesimlerinde bulunan terk edilmiş cüruf ocaklarının bulunduğu sahada volkanik kayaçların (bazaltların) ve bunlarda kalış-toprak oluşumu ile içerdikleri kil minerallerini saptamaya yönelik araştırma yapmışlardır. İncelenen sahada volkanik kayaçların genç tektoniğe bağlı olarak gelişen, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu sıkışma faylarının zayıf zonlarında magma malzemelerinin yeryüzüne çıkmaları sonucunda oluştuğu vurgulanmıştır. Bölgedeki volkanizma üç evrelidir; birinci evrede monojenik aglomera, ikinci evrede polijenik aglomera ve üçüncü evrede lav akıntısı birimlerinin geliştiği ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca simektitçe zengin koyu kahverengi bazalt toprağının en üstteki bazalt biriminin ayrışması sonucunda oluştuğu tespit edilmiştir.

Pelen [9], Dört Yol-Erzin ovasının kuzeybatısında bulunan bazaltların jeolojik, petrografik ve hidrojeolojik özellikleri incelenmiş, inceleme alanında üç ayrı safhada yüzeyleme gösteren bazaltların makroskobik ve mikroskobik yönden incelenmeleri yapılmıştır. Ana volkan konisi olarak belirlenen "Delihalil Tepesinin" yanında Küçükhama, Kocahama, Domuz, Tüysüz Tepelerinin tali volkan konileri oldukları ortaya konulmuştur. Ayrıca bölgedeki bazaltların B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> olarak üç ayrı safhada yüzeyleme gösterdiğini, B<sub>1</sub> olarak gösterilen bazaltların alt seviyelerinde masif, daha üst seviyelerde gaz boşluklu prizmatik debili bazalt ve en üst seviyedeki ise 2-5cm kalınlığında halat akıntı görünümlü bazalt akıntı seviyeleri tespit edilmiş ve bu bazaltlarda labrador mikrolitlerin yanında bol miktarda olivin minerallerinin ve daha az olarak da titanlı ojitlerin var olduğu tespit edilmiştir.



### 3. MATERYAL ve METOT

#### 3.1. MATERYAL

Akdeniz bölgesinde yer alan çalışma alanı kuzeyde Andırın, güneyde Osmaniye, doğuda Düziçi, Bahçe ve Türkoğlu ve batıda Adana ve Kadirli ile sınırlanmış bir alanda olup, Osmaniye iline bağlı Elek ve Böcekli kasabaları arasında yer almaktadır (Şekil 1.1).

Bölgede, yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı olan Akdeniz iklimi hüküm sürer. Başta narenciye üretimi olmak üzere bölgenin önemli bir kısmında tarımsal faaliyetler yapılmaktadır. Bölgeye ulaşımı sağlayan en önemli yol Tarsus-Adana-Gaziantep Otoyoludur.

#### 3.2. METOT

Yüksek Lisans tezi olarak hazırlanan “Elek-Böcekli (Osmaniye) yöresi Kuvaterner yaşlı Bazaltik Volkanizmanın Petrolojisi” başlıklı bu çalışma, MTA'nın 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında Hatay-a paftasında, 40 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplamaktadır. Bu çalışma 4 aşamada gerçekleştirilmiştir.

##### 3.2.1. Büro Çalışmaları

Bu aşamada çalışma alanı ve yakın çevresinde daha önce yapılmış çalışmalara ilişkin literatür taraması ve ön çalışma yapılmıştır. Bu amaçla MTA, YÖK ve üniversite kütüphaneleri taranmıştır. Arazi çalışmalarında kullanılmak üzere çalışma alanı ve yakın çevresinin topoğrafik haritaları edinilmiştir ve ayrıca yine arazide kullanılmak üzere arazi defteri, fotoğraf makinesi, çekiç, balyoz, örnek torbası ve permanent kalem hazırlanmıştır.

### 3.2.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları aşamasında toplam 5 gün arazi çalışması yapılmıştır. Bu süre içerisinde çalışma alanında yer alan birimlerin litolojik özellikleri, dokanak ilişkileri belirlenmiştir. Ayrıca birimlerin litolojik özelliklerine, petrografik ve kimyasal analize yönelik 20 adet örnek derlenmiştir. Volkanik kayaçların karakteristik özelliklerinin iyi gözlemlendiği noktalardan fotoğraf çekimi yapılmış ve gerekli çizimler arazi defterine çizilmiştir.

Bu çalışmalar sırasında jeolog çekici, jeolog pusulası, balyoz, şerit metre, lup, örnek torbası, permanent örnek kalemi, fotoğraf makinası gibi araç ve gereçler kullanılmıştır.

### 3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Bu aşamada

- Arazi çalışmaları sırasında alınan toplam 20 adet örneğin ince kesitleri Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında yapılmıştır.
- Bu kayaç örneklerinden hazırlanan toplam 20 adet ince kesit alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop yardımıyla incelenerek kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri saptanmıştır.
- Bu 20 adet örnek kimyasal analiz için yeterli miktarda hazırlanarak kırma ve öğütme işlemleri yapılmıştır. Kırma ve öğütme işlemleri Hacettepe Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme Laboratuvarı'nda yapılmıştır.
- Ana element analizleri saptanan örneklerin iz ve nadir toprak element içerikleri ACME (Vanvouver-KANADA) laboratuvarlarında füzyon-ICP-MS yöntemiyle ücret karşılığında yaptırılmıştır.
- Kayaçlardan elde edilen kimyasal analiz sonuçları Petrograf, Newpet ve İgpet adlı bilgisayar programları kullanılarak ilgili diyagramlara aktarılıp petrografik ve jeokimyasal değerlendirmeler yapılmıştır.

### 3.2.4. Tez Yazımı Çalışmaları

Bu aşamada arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler kullanılarak şunlar yapılmıştır:

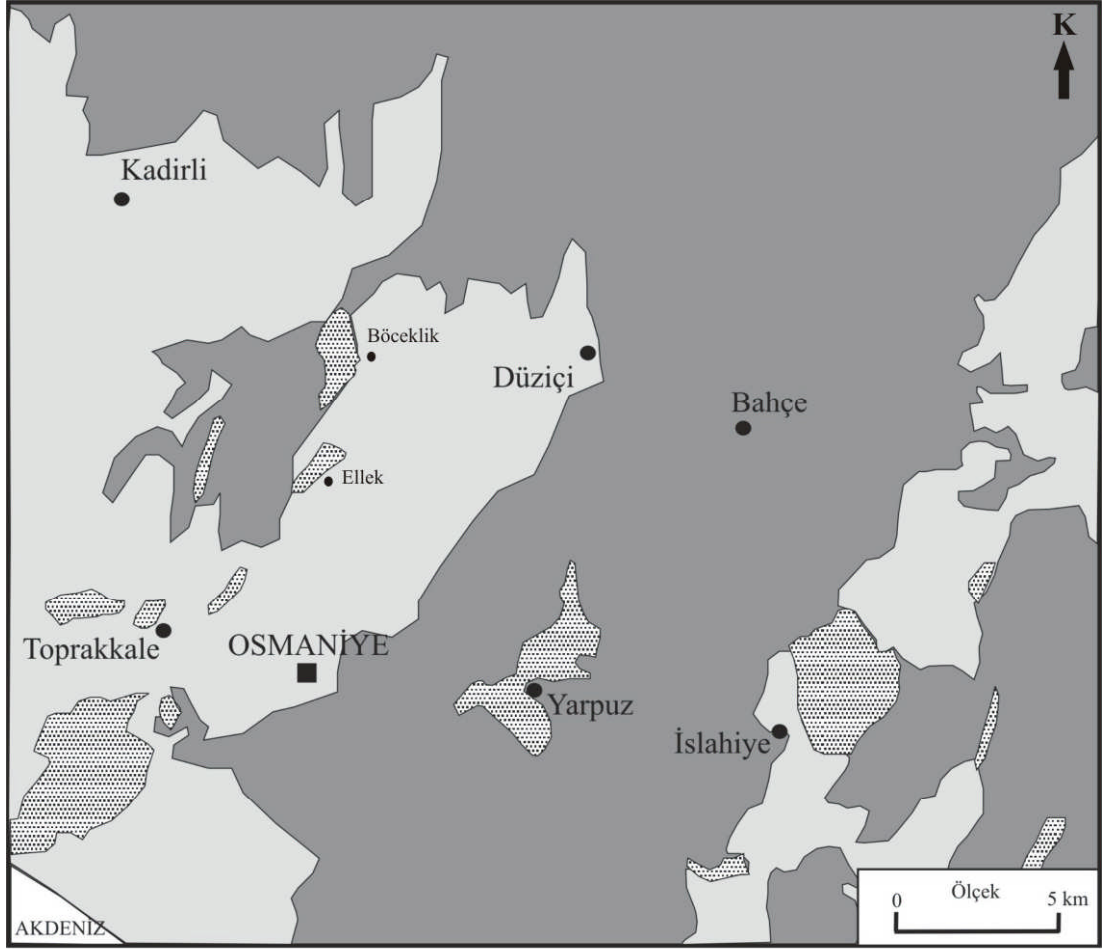
- Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti çizilmiştir.
- Çalışma alanından elde edilen jeolojik ve diğer veriler harita üzerine aktarılmıştır.
- Arazi çalışmaları sırasında elde edilen arazi fotoğrafları seçilmiş ve tez formatına uygun olarak düzenlenmiştir.
- Petrografik inceleme yapılmış, mikroskop fotoğrafları çekilmiş ve tez formatında düzenlenmiştir.
- Elde edilen verilerden Petrograf, Nevpet ve Igpet programları yardımıyla gerekli diyagramlar oluşturulmuştur.
- Elde edilen tüm veriler bölgesel jeolojik konum dikkate alınarak yorumlanmış ve volkanik kayaların oluşum mekanizmaları belirlenmiştir.
- Bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veriler “Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans ve Doktora Tezleri Yazım Kuralları Yönergesi”ne uygun olarak düzenlenerek Yüksek Lisans Tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

Bu tezin hazırlanması sırasında yapılan jeolojik harita, mikroskop görüntüleri, yerbulduru haritası, arazi resimlerin ve diyagramların çizilmesinde ve düzenlenmesinde Corel PHOTOPAİNT 9.0, CorelDRAW 11.0, Mikrosoft Photo Editor, Petrograf, Newpet ve İgpet programları kullanılmıştır.

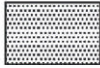


## 4. BULGULAR ve TARTIŞMA

### 4.1. STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve yakın civarında Paleozoyikten günümüze kadar değişen dönemlerde meydana gelmiş kayaçlar yer almaktadır. Çalışma alanı ve yakın civarındaki kayaçlar, çalışmanın amacına yönelik olarak, 3 gruba ayrılmıştır. Bunlar; yaşlıdan gence doğru, Temel Kayalar (Pliyosen ve Öncesi), Alüvyon (Pliyo-Kuvaterner), ve Bazaltik Volkaniklerdir.(Kuvaterner) (Şekil 4.1).



#### AÇIKLAMALAR

Bazalt		Kuvaterner
Alüvyon		Pliyo-Kuvaterner
Temel Kayalar		Pliyosen ve Öncesi

Şekil 4.1. Çalışma alanına ait jeoloji haritası (1/500.000 ölçekli MTA 2002 haritasından değiştirilmiştir).

#### 4.1.1. Pliyosen ve Öncesi Temel Kayaçları

Çalışma alanı ve yakın çevresinde Pliyosen ve öncesinde oluşmuş ve değişik çalışmalarda birçok farklı adlandırma yapılan birim, bu çalışmanın temel amacı dışında olduğu için bu çalışmada tek bir birim olarak ele alınmıştır. Bu birim bu çalışmanın amacı dışında olduğu için bu birimlere burada değinilmeyecektir.

#### 4.1.2. Alüvyon (Pliyo-Kuvaterner)

Çalışma alanında, özellikle düzlük alanlarda ve vadi içlerinde yoğun olarak gözlenmekte olup çalışma alanı ve yakın civarında yer alan volkanik, sedimanter kayaç kırıntılarından oluşmaktadır. Kaya türü ve ayrışma özelliklerine göre değişik renk ve değişik tane boyutundaki malzemenin oluşmuştur. Birim önceki çalışmalarda eski alüvyon ve yeni alüvyon olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Birim tarım için elverişli olup yörede narenciye tarımı ve tarla tarımı yoğun olarak yapılmaktadır.

#### 4.1.3. Bazaltik Volkanikler (Kuvaterner)

Çalışma alanında bazaltik volkanikler Düziçi ilçesinin batısında iki farklı lokasyon halinde yüzeylenmektedir. Bu yüzeylenmeler Ellek kasabası ve Böcekli kasabası ve civarında bazaltik lav akıntıları şeklindedir.

Bazaltik lavlar çalışma alanının en genç birimi olup Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyon biriminin üzerinde yatay ve yataya yakın bir şekilde ve birkaç değişik akıntı katmanı şeklinde yer almaktadır (Şekil 4.2). Birim açık-koyu gri, sarımsı-gri ve yeşilimsi bir dış yüzey rengi sunmakta olup, kayaçların taze kırık yüzeyleri, grinin tonlarında ve siyahımsı renkler sunmaktadır. Bu lav akıntılarının genel olarak üst seviyeleri bol gaz boşluklu (Şekil 4.3) olup yüzeyde gaz bacalarına sık sık rastlanılmaktadır (Şekil 4.4). Lav akıntıları genel olarak bloklu ve pahohoe (Şekil 4.5) türünde görülmektedir. Bloklu lav akıntılarında altıgen soğuma çatlakları yer yer görülmektedir (Şekil 4.6). Kayaçta bazı olivin ve plajiyoklas fenokristalleri gözle görülebilmektedir.



Şekil 4.2.Çalışma alanındaki alüvyonların üzerindeki bazalt akıntısı.



Şekil 4.3. Üst seviyelerdeki bol gaz boşluklu bazaltlardan bir görünüm.



Şekil 4.4. Bazaltlarda gelişen gaz çıkış bacasından bir görünüm.



Şekil 4.5. Pahohoe türü bazalt akıntısından bir görünüm.





Şekil 4.6. Altıgen soğuma çatlaklı sütunsal bazaltdan bir görünüm.

## 4.2. PETROGRAFİ

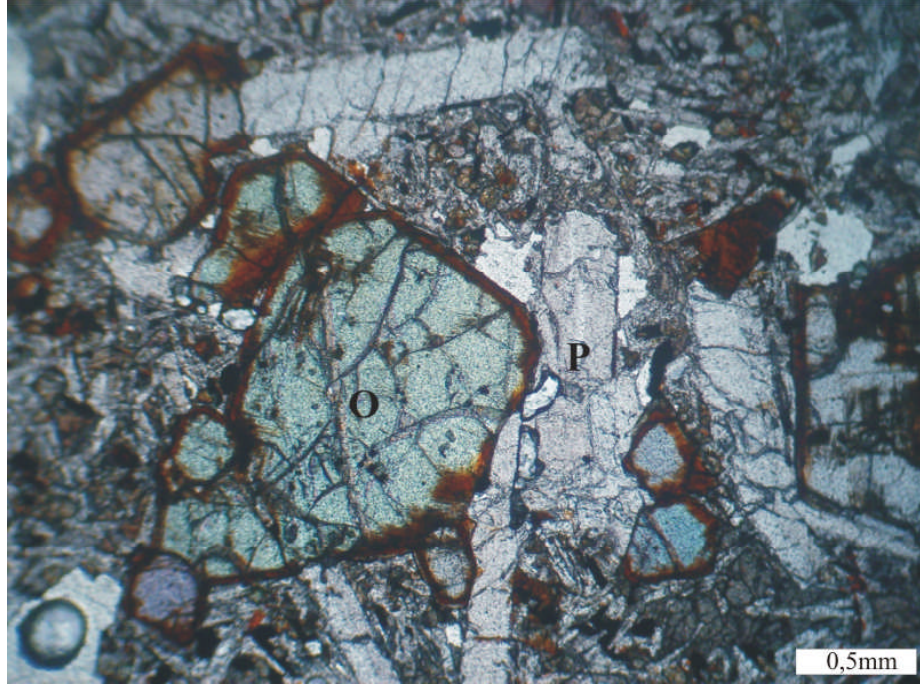
Bazaltlar Mikroskopik olarak koyu grimsi siyah renkli olup porfirik doku göstermektedirler. Mikroskopik olarak hipokristalin-porfirik-intersertal doku göstermekte olup, fenokristal olarak 0.5-2 mm arasında değişen büyüklükte yarıözşekilli ve özşekilli olivin fenokristalleri ve 0.5-1 mm arasında değişen tane boyuna sahip plajiyoklaz fenokristalleri izlenmektedir (Şekil 4.7). Hamur, birbirini keser konumda gelişmiş plajiyoklaz mikrolitleri, plajiyoklaz mikrolitlerinin arasını dolduracak şekilde gelişen klinopiroksen ve opak minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.8).

Bazı örneklerde olivin fenokristallerinin yer yer biraraya gelerek glomeroporfirik yığılımlar oluşturdukları izlenmektedir (Şekil 4.9). Bazı örneklerde olivin fenokristallerinin kenarlarından itibaren iddingsitleştikleri gözlenirken (Şekil 4.10) bazı örneklerde ise iddingsitleşmenin gelişmediği gözlenmektedir (Şekil 4.11). Bazı olivin fenokristallerinin iskeletimsi bir şekilde büyüdükları (Şekil 4.12) bazı olivin fenokristallerinin ise balpeteği dokusu gösterdikleri izlenmektedir (Şekil 4.13). Olivin fenokristallerinin iç kısımlarında eriyik kapanımları içerdikleri (Şekil 4.14) bazılarının ise yer yer eriyik tarafından resorbe edildikleri (Şekil 4.15) gözlenmektedir.

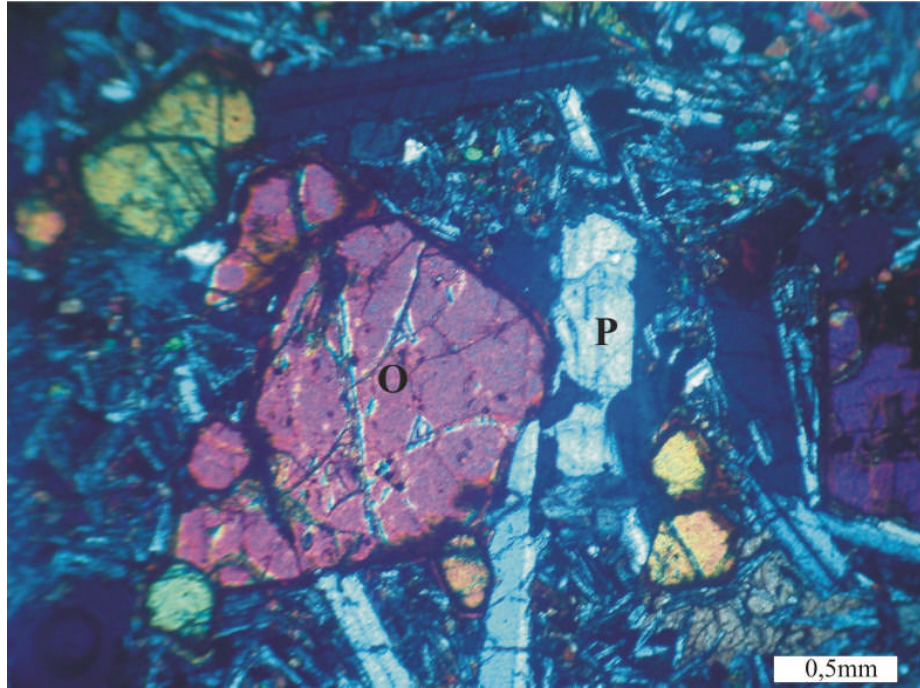
Plajiyoklaz fenokristalleri yarı-özşekilli ve özşekilli fenokristaller ve hamur içerisinde birbirini kese konumda gelişmiş mikrolitler halinde gözlenmektedir. Plajiyoklaz fenokristallerinde yaygın olarak polisentetik ikizlenme gözlenirken (Şekil 4.16) bazı plajiyoklaz fenokristallerinde zonlu doku da izlenmektedir (Şekil 4.17). Plajiyoklaz fenokristalleri yer yer biraraya gelerek glomeroporfirik yığılımlar oluşturmuşlardır (Şekil 4.18). Bazı örneklerde plajiyoklaz fenokristallerinde erime-çözünme dokusu (elek dokusu) gözlenmektedir (Şekil 4.19). Bazı örneklerde ise plajiyoklaz fenokristallerinin kenar kısımlarında opak mineral kapanımlarının düzenli bir şekilde dizildiği izlenmektedir (Şekil 4.20).

Klinopiroksenler plajiyoklaz mikrolitlerinin arasını dolduran yarıözşekilli ve özşekilsiz mikrolitler halinde izlenmektedir. Tek nikolde kahverengimsi leylak bir renkte gözlenmekte olup hafif bir şekilde pleokroizma göstermektedirler. Optik mineralojik özelliklerine göre klinopiroksenlerin titanojit bileşimli oldukları belirtilebilmektedir.

a-

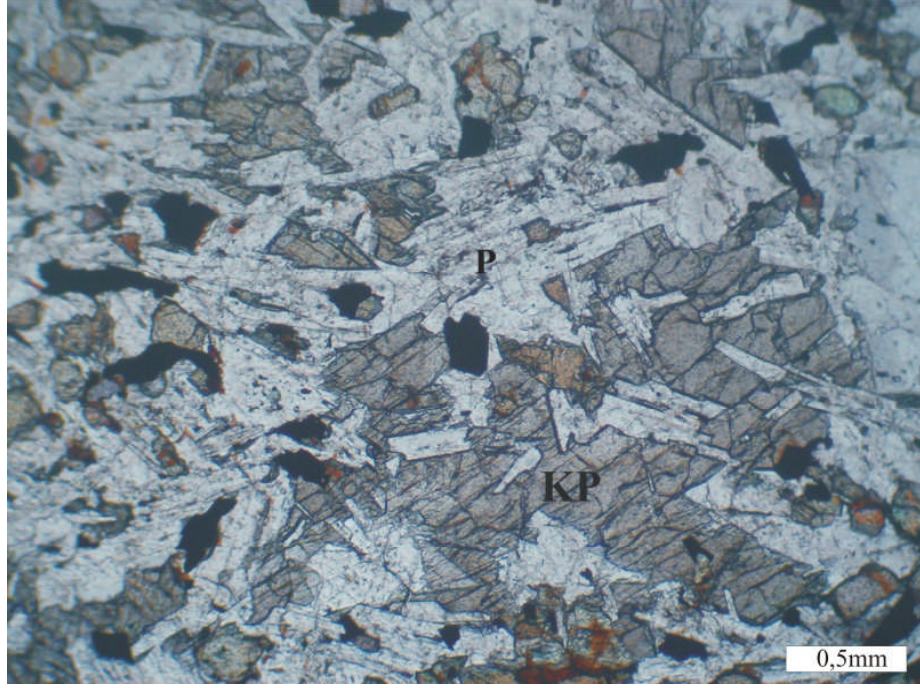


b-

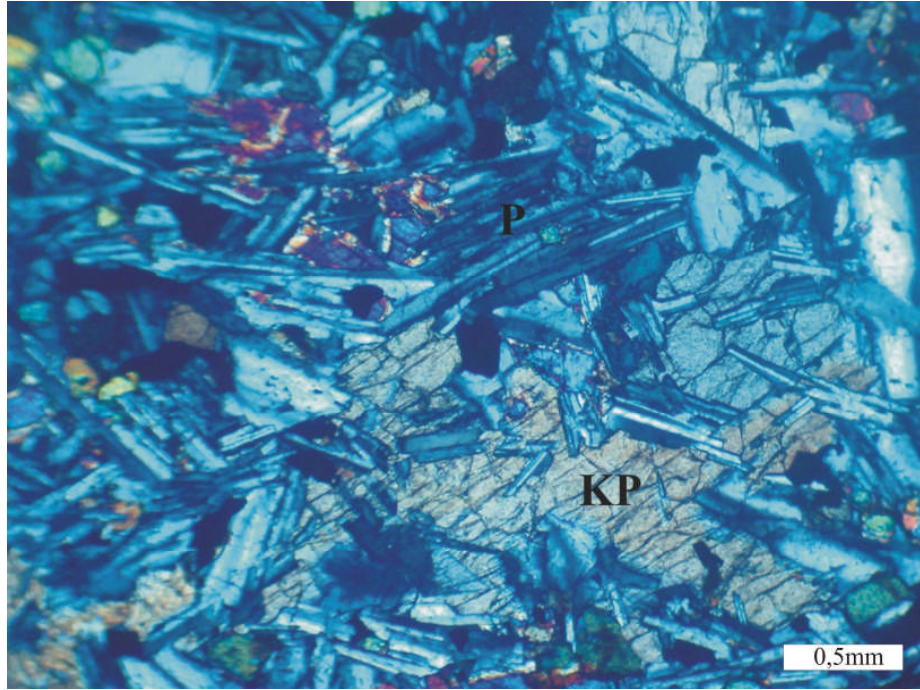


Şekil 4.7. Bazaltların mikroskop altındaki genel görünümü: a- tek nikol, b- çift nikol (Örnek no: D-17, Büyültme 10X, O: Olivin, P: Plajiyoklas).

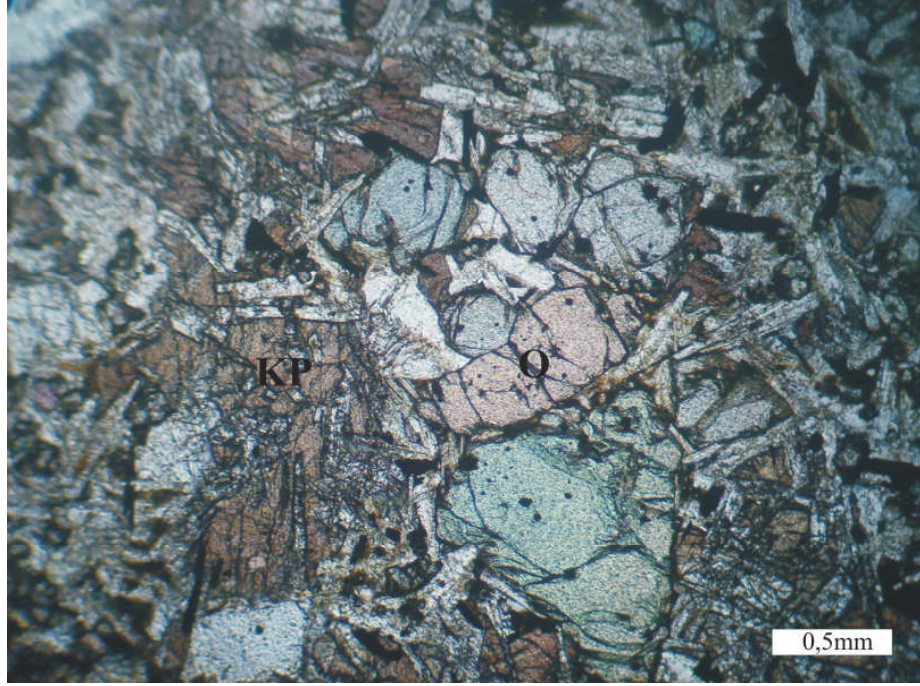
a-



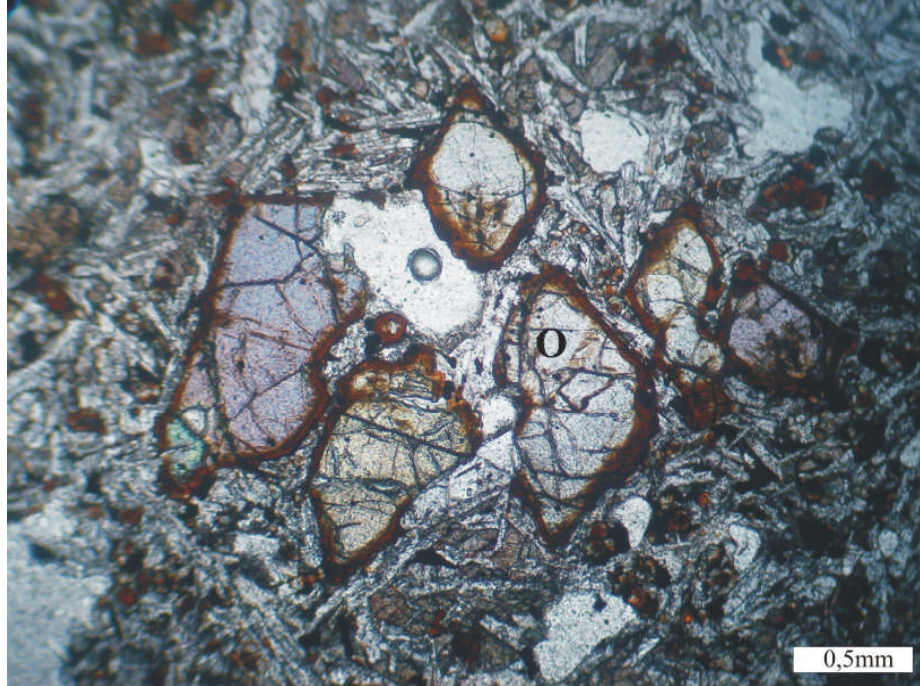
b-



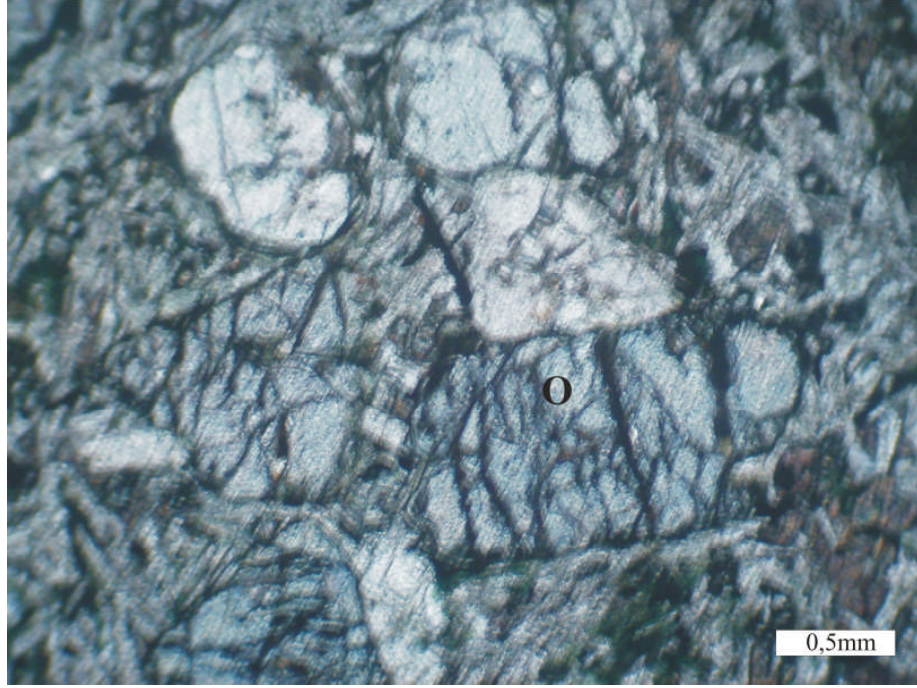
Şekil 4.8. Bazaltların hamurunun genel görünümü a- Tek nikol ve b- Çift nikol (Örnek no: D-7, P: Plajiyoklas, KP: Klinopiroksen).



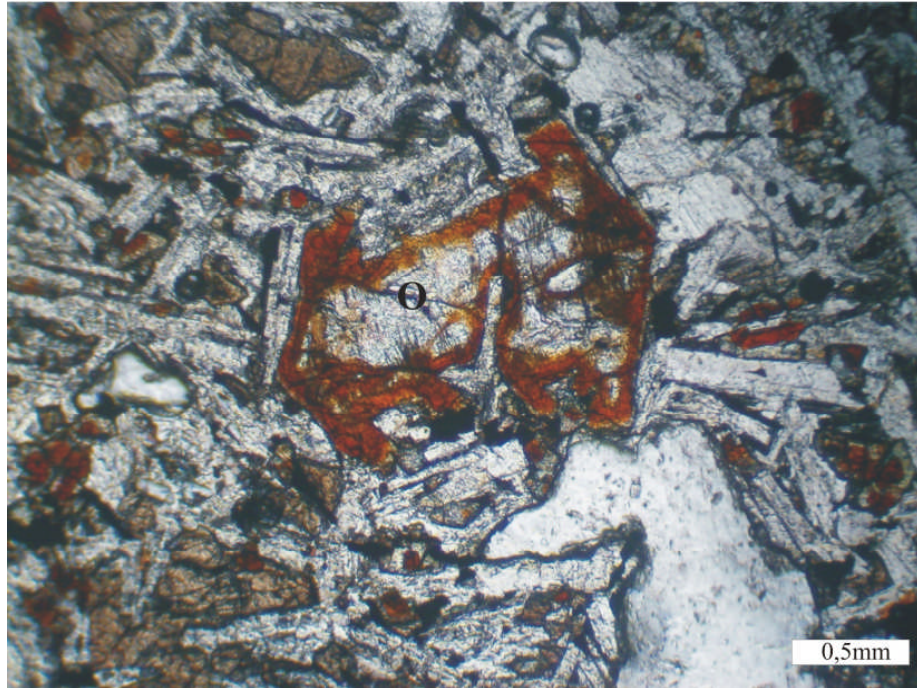
Şekil 4.9. Olivin fenokristallerinin biraraya gelerek oluşturdukları glomerofirik yığılım (Tek nikol, Örnek no: D4, Büyütlme: 10X, O: Olivin, KP: Klinopiroksen)



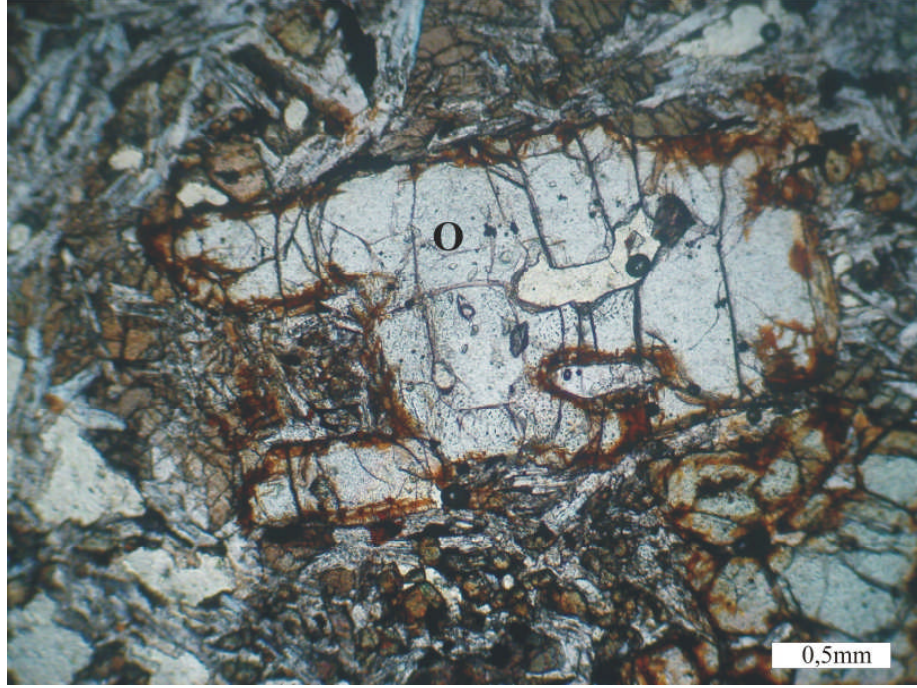
Şekil 4.10. Kenarlarından itibaren iddingsitleşmiş olivin fenokristalleri (Tek nikol, Örnek no: D-12, Büyütlme: 10X, O: Olivin)



Şekil 4.11. Bazaltlarda iddingsitleşme göstermeyen olivin fenokristalleri  
(Tek nikol, Örnek no: D-8, Büyültme 10X, O: Olivin)



Şekil 4.12 İskeletimsi büyüme gösteren olivin fenokristali  
(Tek nikol, Örnek no: D-20, Büyültme 10X, O: Olivin)

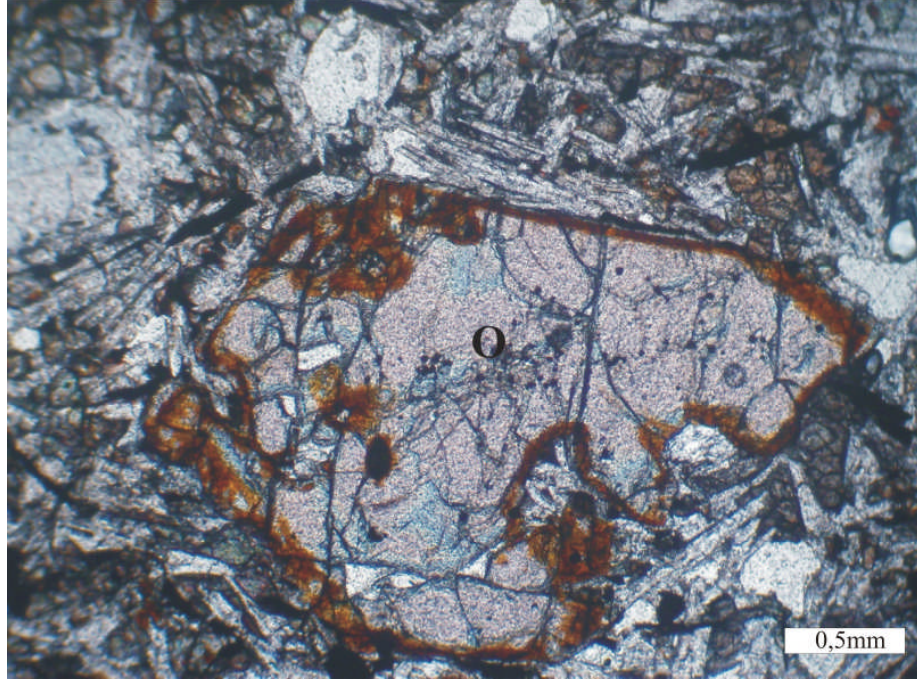


Şekil 4.13. Bal peteği dokusu gösteren olivin fenokristali  
(Tek nikol, Örnek no: D-7, Büyültme 10X, O: Olivin).

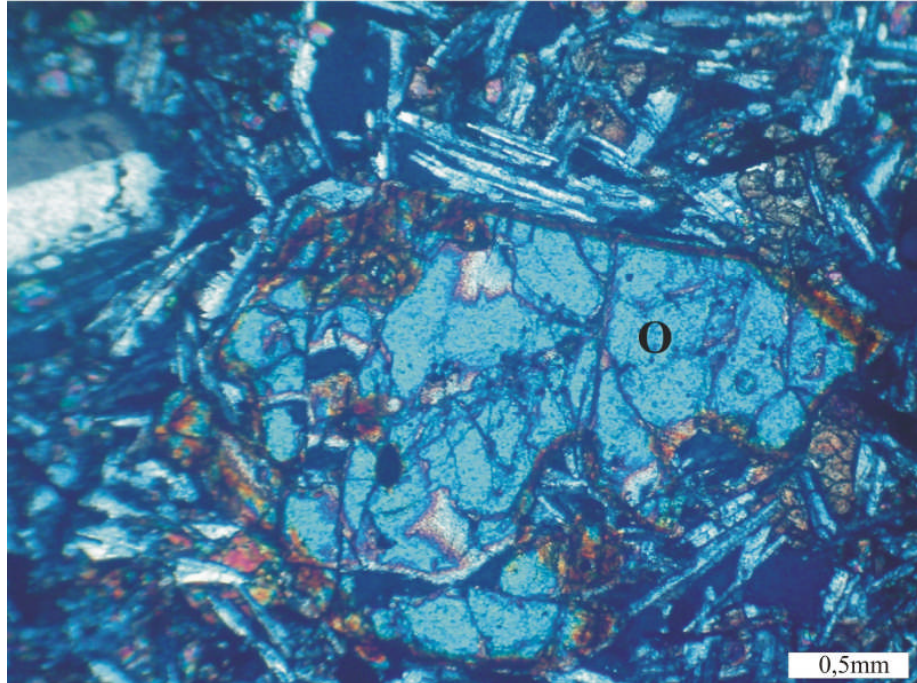


Şekil 4.14. Eriyik kapanımı içeren olivin fenokristali  
(Tek nikol, Örnek no: D-19, Büyültme: 10X, O: Olivin)

a-

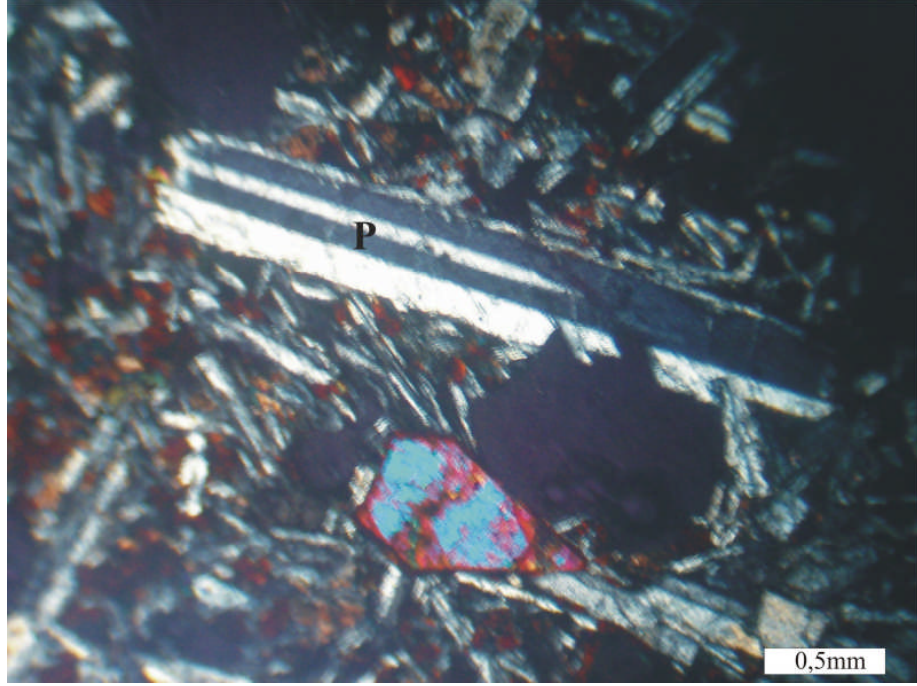


b-

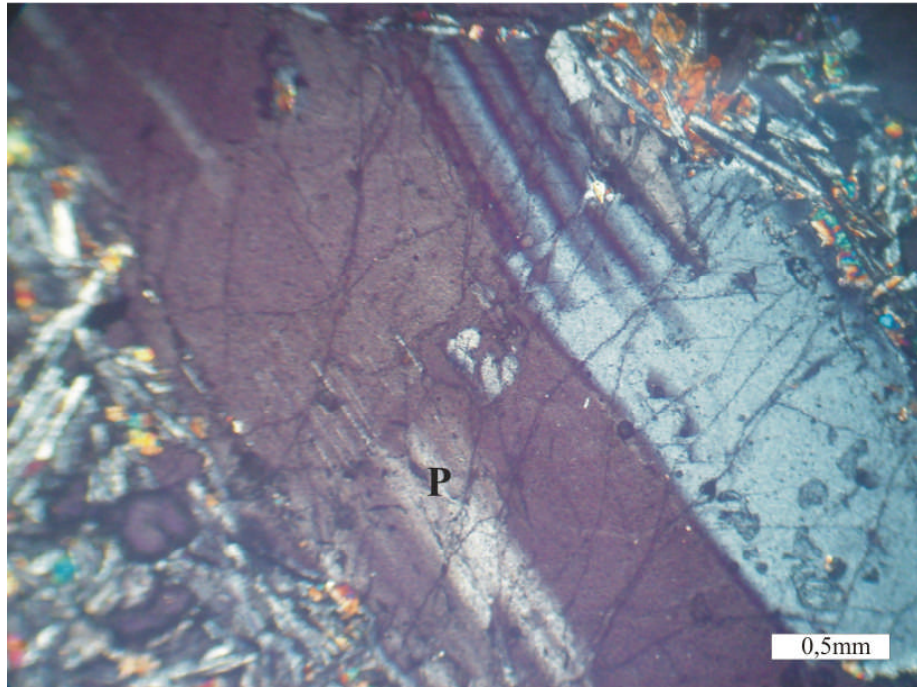


Şekil 4.15. Eriyik tarafından olivin fenokristalinin resorpsiyonu:  
a- Tek nikol ve b- Çift nikol (Örnek no: D-13, Büyültme 10X, O: Olivin).



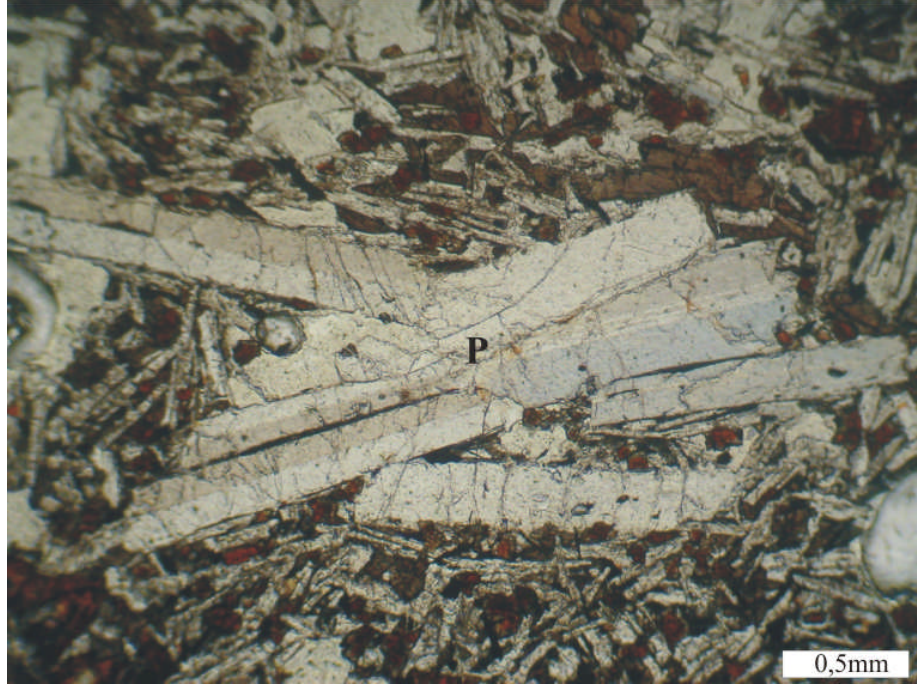


Şekil 4.16. Polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristali  
(Çift nikol, Örnek no: D-2, Büyültme 4X, P: Plajiyoklas).

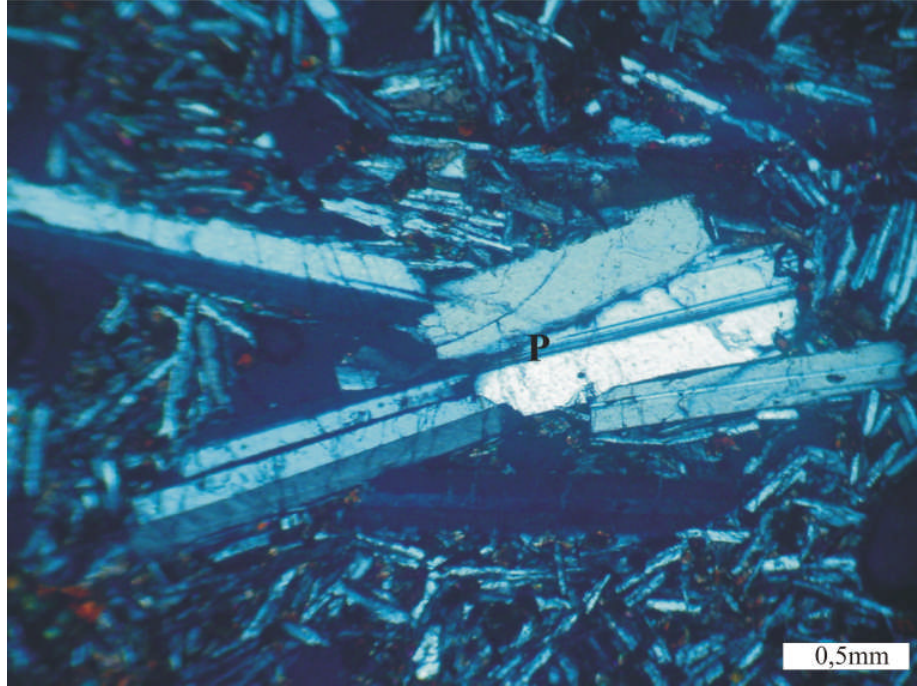


Şekil 4.17. Zonlu doku gösteren plajiyoklaz fenokristali  
(Çift nikol, Örnek no: D-14, Büyültme 10X, P: Plajiyoklas).

a-

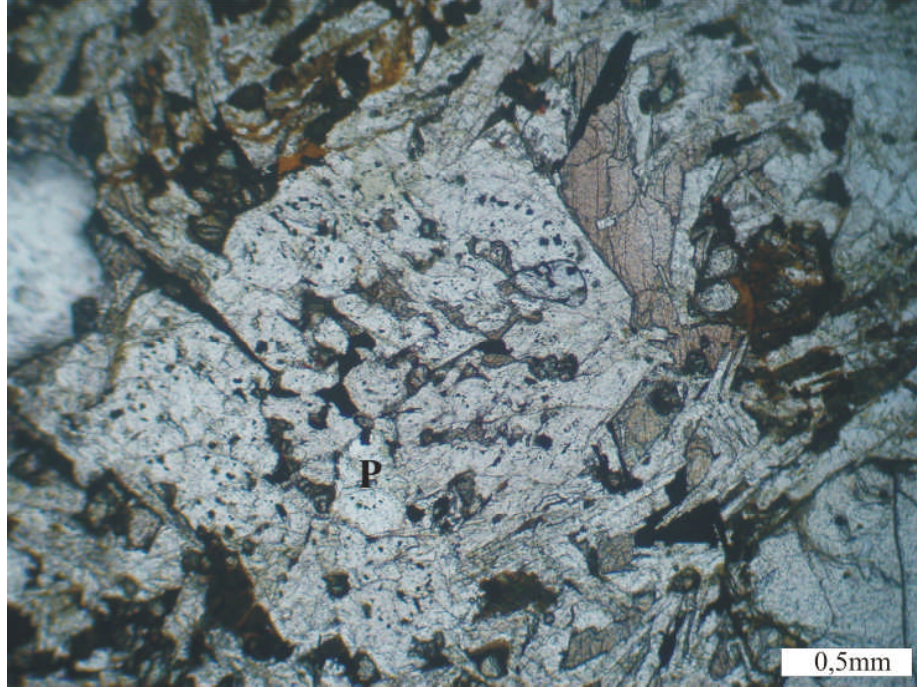


b-

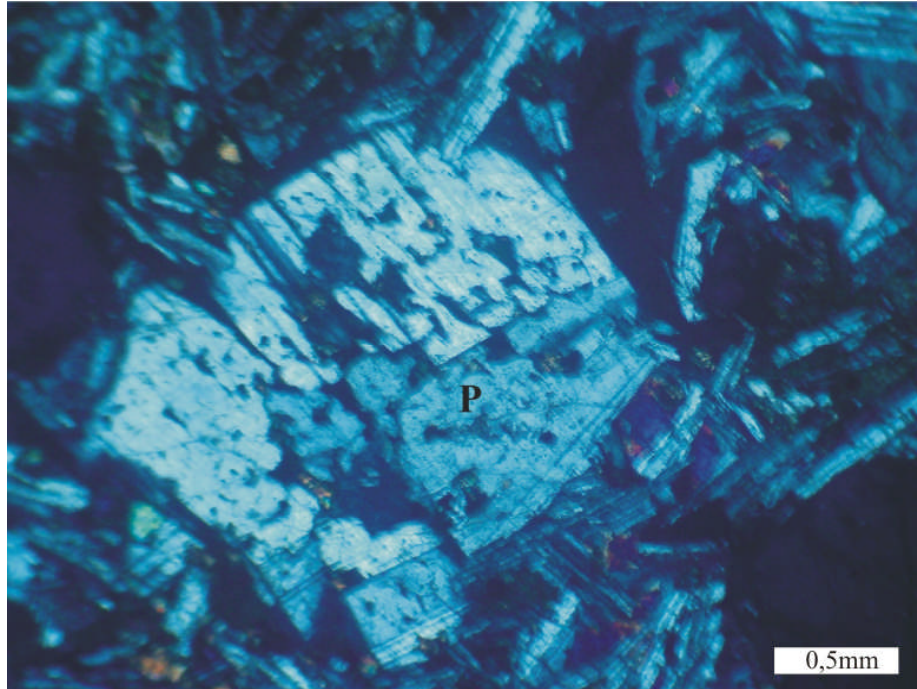


Şekil 4.18. Glomeroporfirik yığılım gösteren Plajiyoklas fenokristalleri:  
a- Tek nikol ve b- Çift nikol (Örnek no: D-15, Büyültme 10X, P: Plajiyoklas).

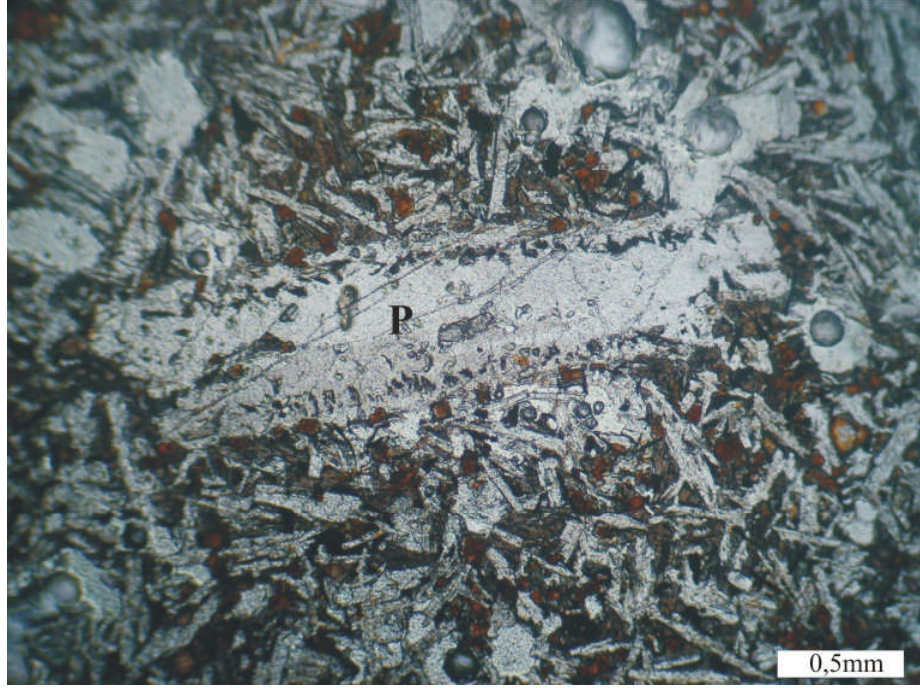
a-



b-



Şekil 4.19. Plajiyoklaz fenokristallerinde elek dokusu: a-Tek nikel ve b- Çift nikel (Örnek no: D-5, Büyültme 10X, P: Plajiyoklas).



Şekil 4.20. Plajiyoklaz fenokristalinin kenarlarında opak mineral kapanımlarının dizilimi (Tek nikol, Örnek no: D-11, Büyültme: 10X, P: Plajiyoklas).

### 4.3. JEOKİMYA

Yapılan arazi çalışmaları sonucu derlenen örneklerden taze ve karakteristik olan on adet örnek Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü kırma-öğütme laboratuvarında öğütülerek analize hazır hale getirilmiştir. Tüm kayaç ana element analizleri eritiş-ICP ve iz elementler eritiş-ICP-MS yöntemiyle ACME (Vancouver-Kanada) laboratuvarlarında yapılmıştır. Analiz edilen örneklerin ana ve iz element bileşimleri ile normatif mineralojik bileşimleri Çizelge 4.1' de verilmiştir.

#### 4.3.1. Adlandırma

Optik mineralojik yöntemlerle bazalt olarak adlandırılan örneklerin tüm kayaç ana element verisine göre toplam alkali-silis adlandırma diyagramında [10] bazalt alanına düşmektedirler (Şekil 4.21a). Bu diyagramda alkali-subalkali ayırtman çizgisinin alkali tarafında yer almaktadırlar (Şekil 4.21a). Winchester ve Floyd [11] tarafından geliştirilen ve iz element verisine dayandırılan adlandırma diyagramında ise alkali bazalt alanında yer almaktadırlar. Normatif mineralojik bileşimlerine bakıldığında (Çizelge 4.1) örneklerin altı adedinin normatif nefelin içerdiği, üç adet örneğin ise normatif nefelin içermediği görülmektedir. Adlandırma diyagramında alkali alanda yer almakla birlikte alkali-subalkali ayırtman çizgisinin hemen üzerinde yer alan ve normatif nefelin içermeyen örnekler geçiş karakterli olarak değerlendirilebilmektedir. Bu nedenle çalışma alanında gözlenen bazaltlar esas olarak nefelin-normatif ve olivin-normatif bazaltlar olarak adlandırılmıştır. Diğer yandan toplam alkali içerikleri de gözönüne alındığında altı adet örnek alkali ve üç adet örnek ise geçiş karakterli bazalt olarak da adlandırılabilir.

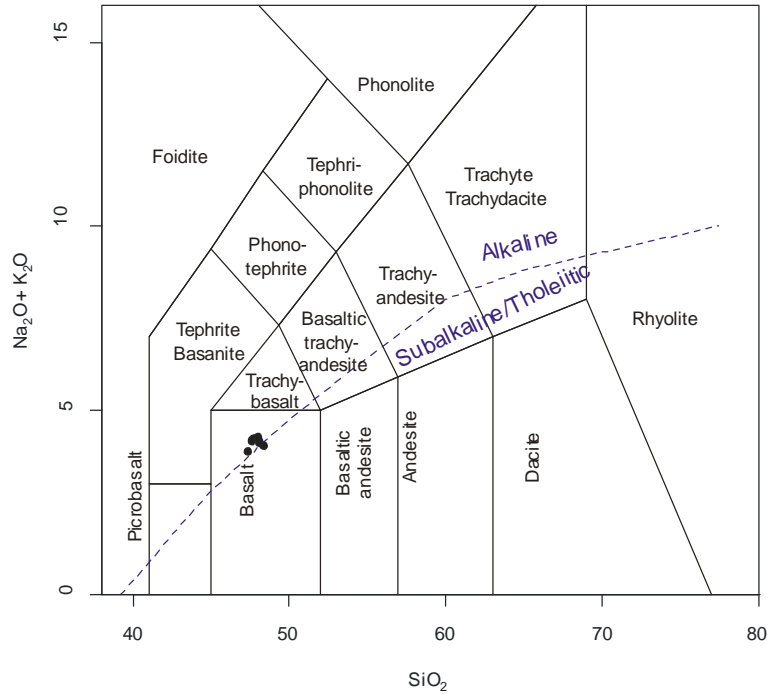
Çizelge 4.1. Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının ana ve iz element içerikleri /ana elementler % ağırlık ve iz elementler ppm cindinden verilmiştir;  $t\text{Fe}_2\text{O}_3=0.8\text{FeO}+0.2\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Rollinson (1993); LOI: Ateşte kayıp).

Örnek No Element	D4	D5	D6	D11	D13	D14	D15	D16	D17	D20
SiO <sub>2</sub>	47,94	47,3	46,63	48,05	47,3	48,2	47,64	48	47,8	47,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,17	15,3	15	16,2	15,6	16	16,2	16	16	16,1
FeO	9,944	9,84	10,14	10,024	10,2	10,1	10,18	10,1	10	10,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,486	2,46	2,534	2,506	2,55	2,53	2,546	2,52	2,51	2,55
MgO	7,34	7,42	8,75	6,24	7,27	6,38	6,1	6,69	7,2	7,05
CaO	9,33	9,09	8,83	9,79	9,59	9,83	9,64	9,73	9,64	9,51
Na <sub>2</sub> O	3,22	3,26	3,08	3,39	3,39	3,42	3,42	3,4	3,43	3,39
K <sub>2</sub> O	0,77	0,77	0,74	0,76	0,78	0,84	0,76	0,83	0,79	0,76
TiO <sub>2</sub>	2,22	2,21	2,14	2,33	2,29	2,42	2,32	2,38	2,19	2,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,41	0,41	0,38	0,36	0,39	0,37	0,38	0,44	0,43
MnO	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
LOI	0,9	1,7	1,5	0,1	0,5	0,5	0,6	0,2	0,2	0,1
Sum	99,91	99,92	99,9	99,93	100	101	99,94	100	100	100
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,029	0,032	0,038	0,028	0,03	0,03	0,029	0,03	0,03	0,03
Ni	66	68	101	54	64	44	54	51	74	81
Sc	23	24	24	24	25	25	25	25	24	24
Ba	184	180	182,6	180,5	184	189	207,9	188	201	198
Co	46,2	48,4	53	47	52	46,7	47,7	49	51,9	49,3
Cs	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Pb	2,2	1,7	2	2,1	1,9	1,9	2	1,9	1,8	2,3
Hf	2,7	2,9	2,9	3	2,7	3,5	3,1	3,2	3,1	2,9
Nb	20,1	19,9	20	19,3	19,4	21,4	19,6	20,1	21,3	20,1
Rb	11	11	10	7,3	10,4	10,5	8,2	10,9	10,8	8,9
Sr	463,6	461,9	443,9	486,2	475	518	481,2	489	545	508
Ta	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,4	1,2	1,4	1,3	1,3
Th	1,7	2,4	1,7	1,4	1,6	1,9	1,9	1,9	2,2	1,6
U	0,4	0,5	0,4	0,2	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2
V	217	21	215	233	236	249	236	240	222	220
Y	19,8	19,9	19,4	19,7	20,3	21,1	20,4	20	20,1	19,1
La	16,4	16,6	17	14,7	14,4	16,1	15	15,9	18	17,4
Ce	37,6	37,5	36,8	33,5	34,5	35,5	34,1	36,1	39,9	38,5
Pr	4,78	4,77	4,76	4,32	4,37	4,8	4,62	4,69	5,14	4,97
Nd	19,4	20	19,3	19,4	18,5	20,7	19,8	19,7	20,4	20,9
Sm	4,3	4,6	4,2	4,3	4,5	4,9	4,5	4,3	4,6	4,4
Eu	1,58	1,59	1,52	1,52	1,48	1,6	1,54	1,64	1,53	1,56
Gd	4,47	4,31	4,38	4,4	4,31	4,56	4,61	4,53	4,48	4,4
Tb	0,73	0,75	0,74	0,75	0,73	0,76	0,79	0,75	0,76	0,75
Dy	4,05	4,03	3,93	3,76	4,23	4,15	4,05	3,99	4,14	3,86
Ho	0,65	0,67	0,66	0,68	0,68	0,75	0,71	0,67	0,68	0,64
Er	2,02	2,09	1,97	1,89	2,02	2,12	2,08	1,97	2,05	1,97
Tm	0,24	0,25	0,29	0,26	0,22	0,24	0,26	0,24	0,23	0,23
Yb	1,51	1,54	1,48	1,48	1,49	1,53	1,58	1,56	1,62	1,45
Lu	0,23	0,24	0,24	0,24	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,23

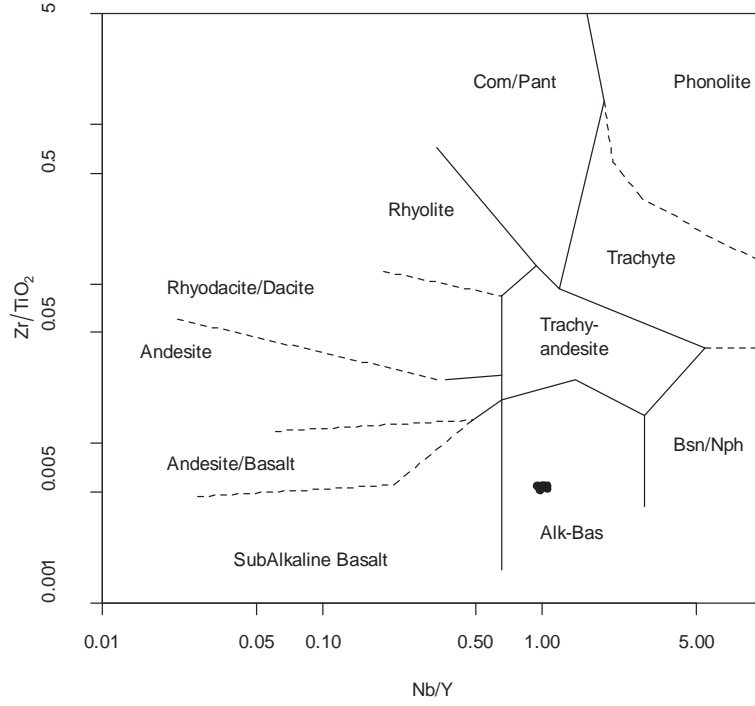
Çizelge 4.2. Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının normatif mineralojik bileşimleri.

	<b>D4</b>	<b>D5</b>	<b>D6</b>	<b>D11</b>	<b>D13</b>	<b>D14</b>	<b>D15</b>	<b>D16</b>	<b>D17</b>	<b>D20</b>
Or	4.55	4.55	4.37	4.49	4.61	4.96	4.49	4.90	4.66	4.49
Ab	27.24	27.58	26.06	28.68	26.24	28.28	28.35	27.78	27.10	27.34
An	24.66	24.84	24.91	26.74	24.90	25.68	26.60	25.80	25.79	26.38
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	1.32	0.35	0.31	0.53	1.04	0.72
Di	15.38	14.36	13.20	15.90	16.63	16.86	15.47	16.38	15.68	14.74
Hy	4.15	2.02	1.197	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	14.19	16.13	19.96	14.91	16.86	14.95	15.13	15.66	17.03	17.28
Mt	3.60	3.56	3.674	3.63	3.69	3.67	3.69	3.65	3.64	3.70
Il	4.21	4.19	4.066	4.42	4.35	4.59	4.40	4.52	4.16	4.18
Ap	1.01	0.97	0.971	0.90	0.85	0.92	0.87	0.90	1.04	1.01
Top.	99.03	98.24	98.42	99.85	99.47	100.31	99.36	100.15	100.16	99.87

a-



b-



Şekil 4.21. Bazaltların a-Toplam alkali-silis adlandırma diyagramındaki [10] konumları (alkali-subalkali ayırtman çizgisi Irvine ve Baragar (1971)' den) ve b- Nb/Y-Zr/SiO<sub>2</sub> adlandırma diyagramındaki [11] konumları

#### 4.3.2. Ana elementler

Bazaltların tüm kayaç bileşimlerine bakıldığında oldukça dar bir bileşimsel aralığa sahip oldukları gözlenmektedir (Çizelge 4.1). SiO<sub>2</sub> içerikleri 46.63 ile 48.23 arasında değişmektedir. Düşük SiO<sub>2</sub> içerikleri bunların görece olarak ilksel magmalar olduklarını düşündürse de MgO içeriklerinin 6.10-8.75 arasında değişen düşük değerler sunması ve Mg-sayılarının 45 ile 54 arasında değişmesi ilksel magmadan ziyade evrimleşmiş bir magma olduğunu göstermektedir.

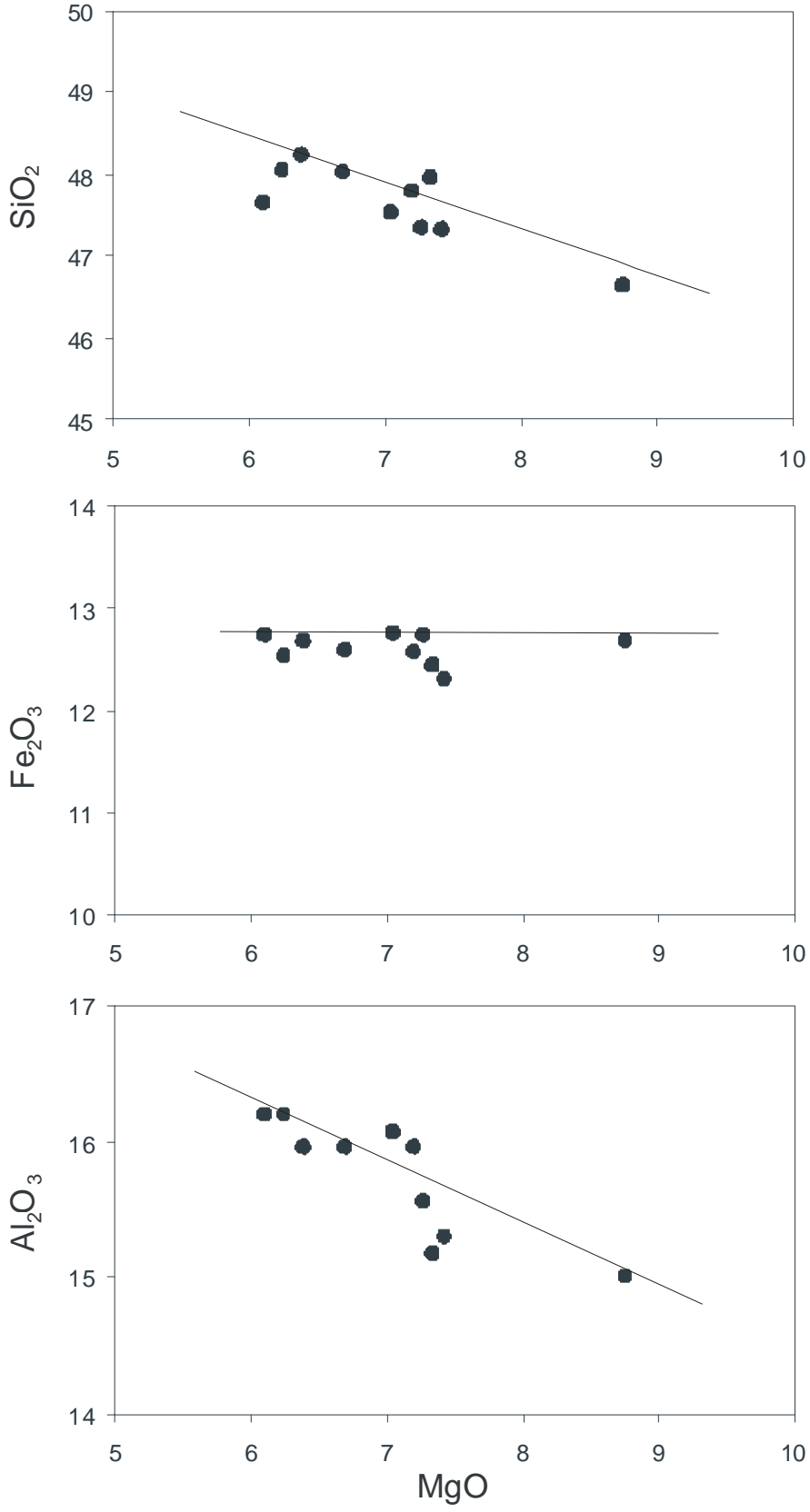
Bazaltların farklılaşmasını test etmek için ana ve iz elementlerin MgO'ya göre değişim diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.22 ve 4.23). Ana elementlerin MgO'ya göre değişim diyagramında toplam Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve MgO'nun azalmasına bağlı olarak herhangi bir değişim göstermemekte, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ise azalma yönelimi göstermektedir (Şekil 4.22). Diğer elementlerde ise MgO azalmasına bağlı olarak bir artış yönelimi izlenmektedir (Şekil 4.22). Bu özellikler bazaltların evriminde



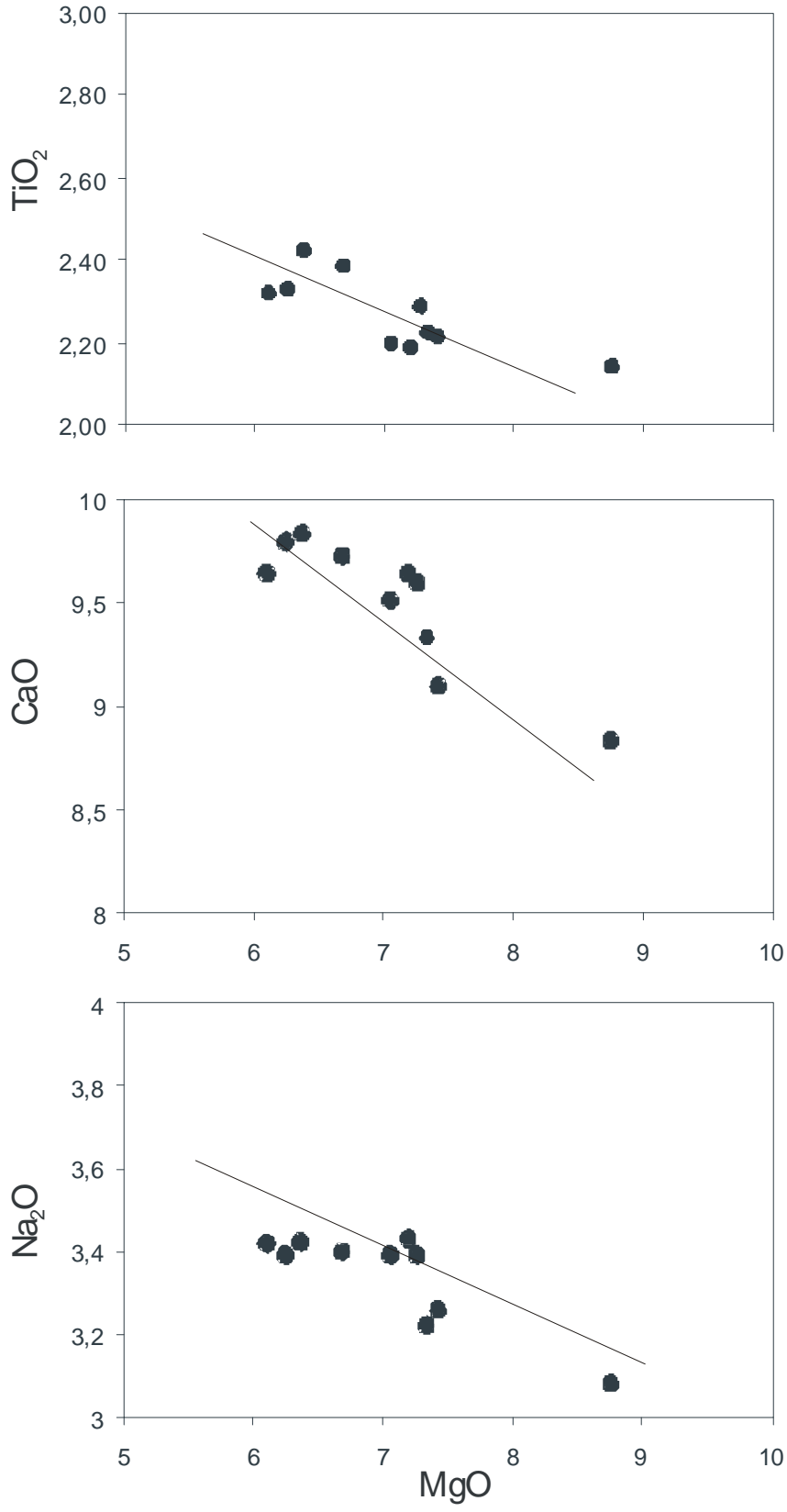
fraksiyonlanmanın varlığını belirtirken CaO içeriğinde MgO azalmasına bağı olarak artışın gözlenmesi plajiyoklaz ve/veya klinopiroksen fraksiyonlanmasının belirgin bir şekilde etkili olmadığını ortaya koymaktadır (Şekil 4.22). Diğer yandan toplam demir içeriğinin yatay bir yönelim göstermesi ve TiO<sub>2</sub> içeriğinin artması bazaltların evriminde demir ve titan elementlerini bünyesinde barındıran titanomanyetit ve manyetit gibi minerallerin fraksiyonlanmadığını göstermektedir (Şekil 4.22).

### 4.3.3. İz elementler

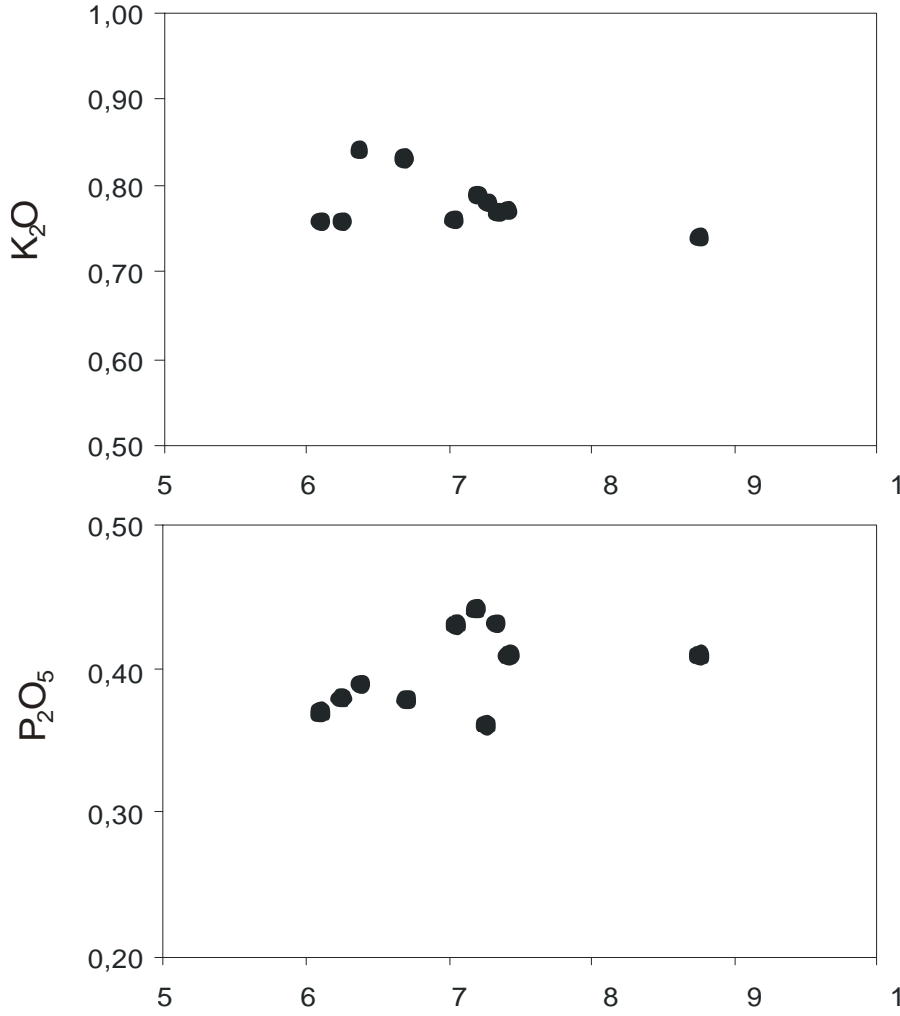
Çalışma alanındaki bazaltların uyumlu ve uyumsuz iz element içeriklerinin MgO'ya karşın değişimleri Şekil 4.23'de verilmektedir. Uyumlu elementlerden Ni içeriği azalan MgO ile birlikte azalırken V elementinde bir artış yönelimi gözlenmektedir. Ni içeriğinin MgO azalmasına bağı olarak düzenli biçimde azalması Ni için paylaşım katsayıları yüksek olan [12] olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanması ile ilişkili gözlenirken; V elementinde gözlenen artış yönelimi klinopiroksen fraksiyonlanmasını desteklememektedir (Şekil 4.23).



Şekil 4.22. Ana elementlerin MgO'ya göre değişimi diyagramları.



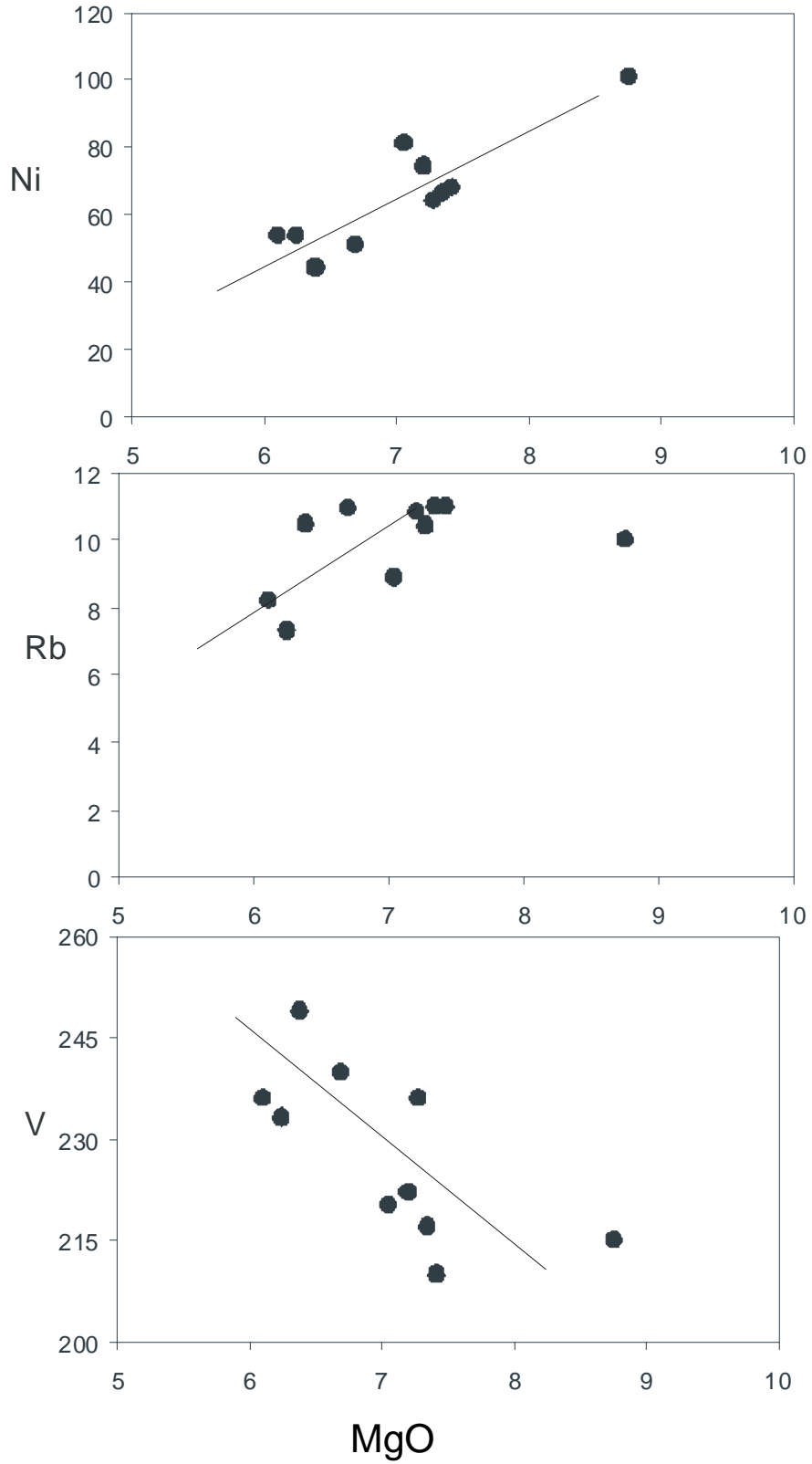
Şekil 4.22. Devamı.



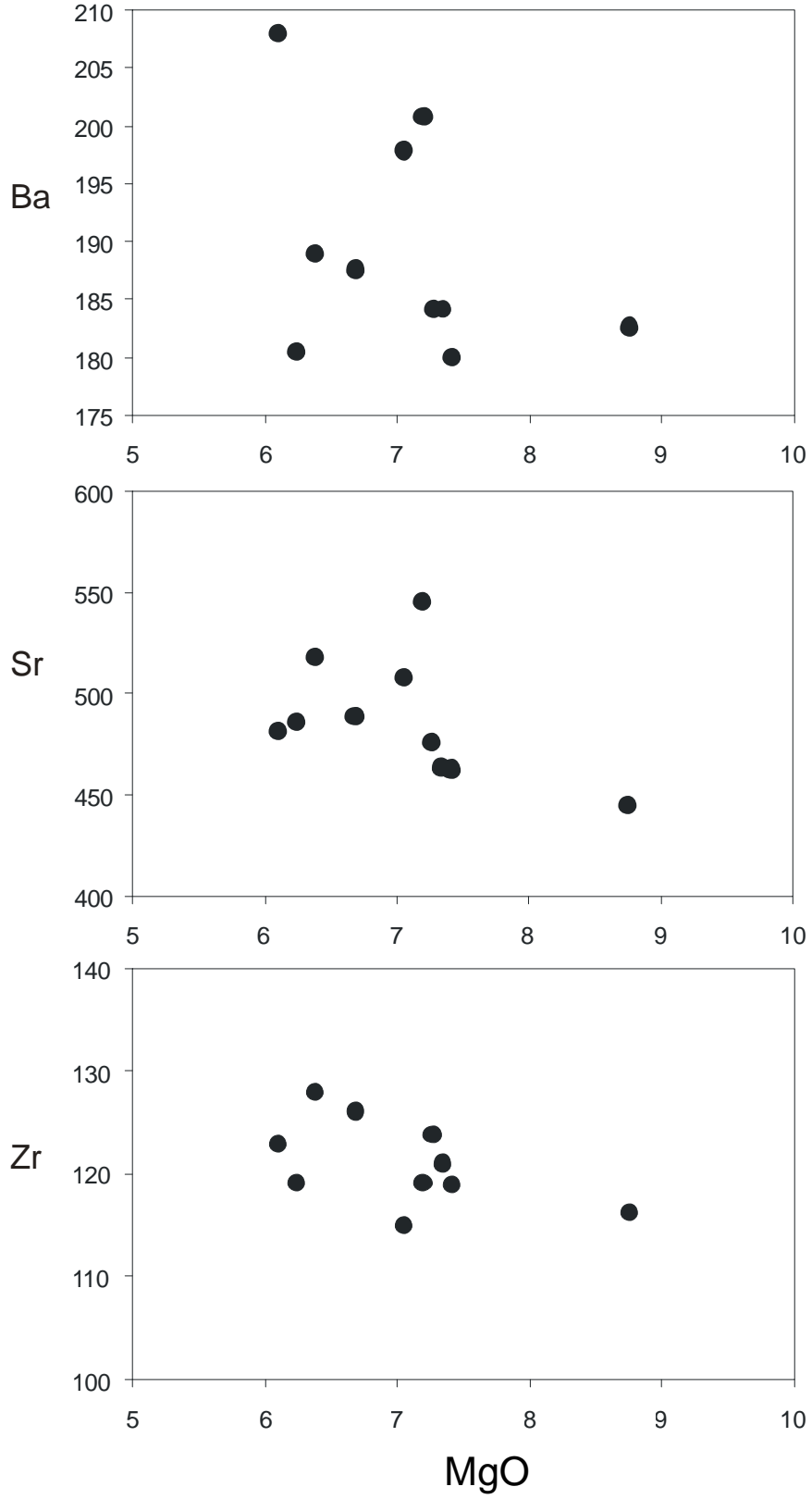
Şekil 4.22. Devamı.

Rb ve La elementlerindeki azalma yönelimi ise bazaltların evriminde fraksiyonlanmanın etkili olmadığını göstermektedir. Bu elementlerde gözlenen azalma, bazaltların bileşimini etkileyen faktörlerin fraksiyonel kristallenmeden öte köken bölge karakteristikleri ve bölümsel ergime dereceleri ile ilişkili görülmektedir. Ba, Sr, Zr, Y ve Yb elementlerinde ise MgO azalmasına bağlı olarak belirgin olmasa da bir artış gözlenmektedir.

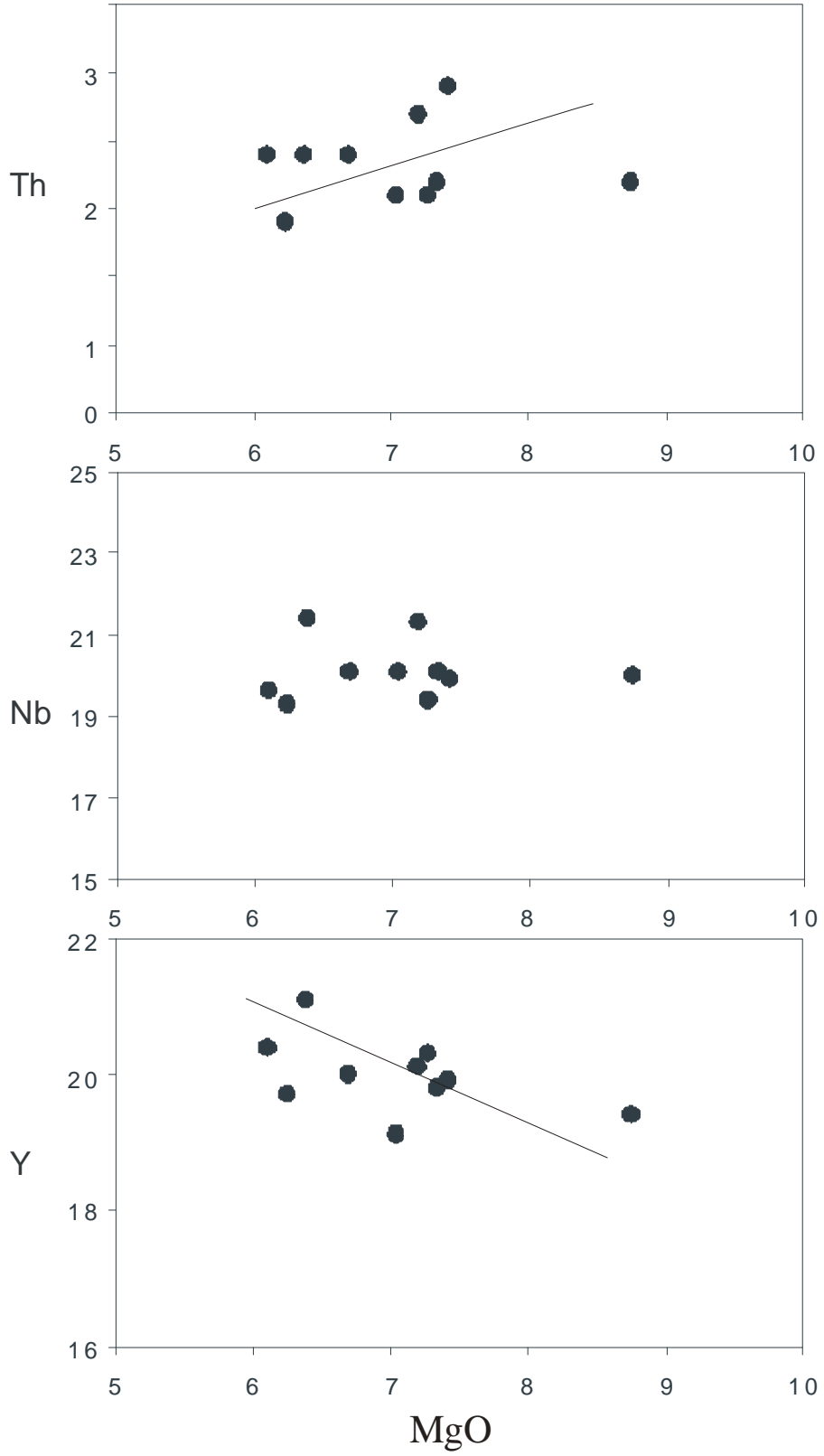
Bazaltların iz element içeriklerinin ilksel mantoya göre normalize edilmiş element diyagramlarında belirgin bazı özellikler gözlenmektedir (Şekil 4.24). Bu özelliklerden en belirgin olanı pozitif Nb-Ta anomalileri ve negatif Th-U anomalileridir (Şekil 4.24). Diğer yandan Pb elementinde de pozitif anomali izlenmektedir (Şekil 4.24).



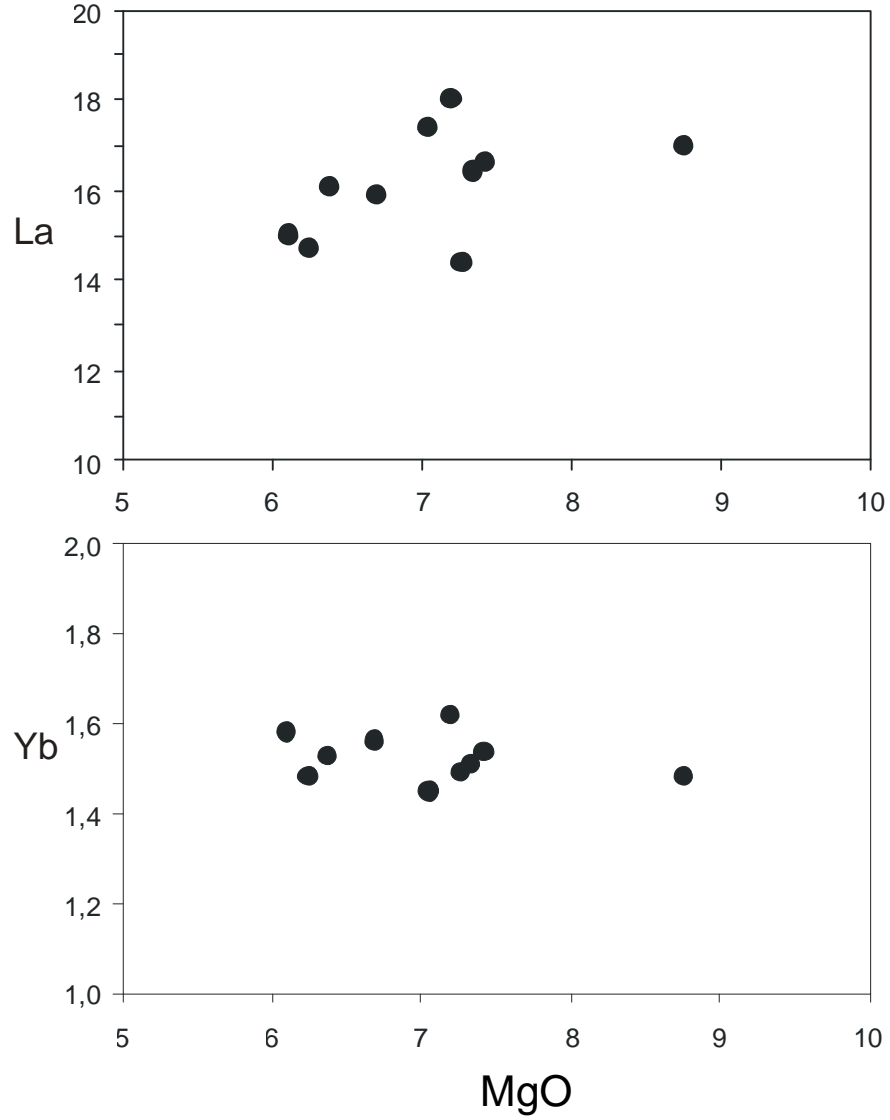
Şekil 4.23. İz elementlerin MgO'ya karşın değişimi diyagramları.



Şekil 4.23. Devamı



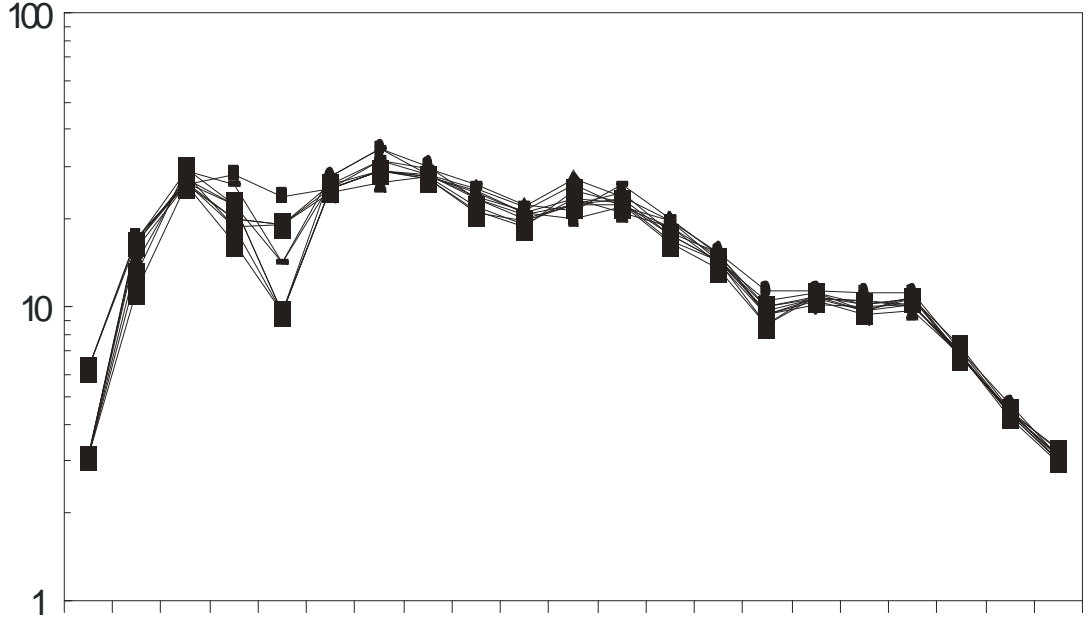
Şekil 4.23. Devamı



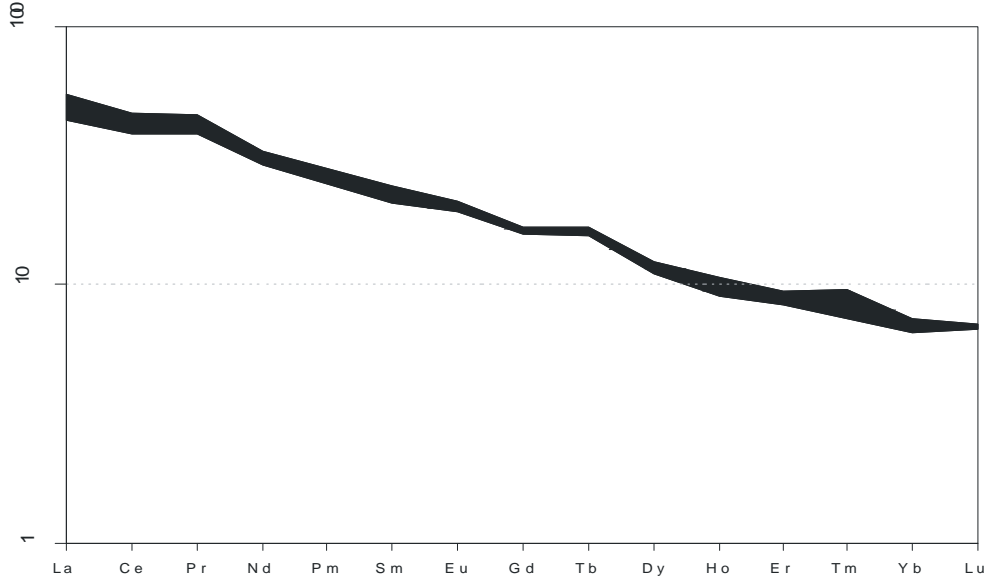
Şekil 4.23. Devamı

Pozitif Pb anomalisi kabuksal bulaşmaya uğrayan magmalar için karakteristik olmakla birlikte kabuksal bulaşma sürecinde içeriğinde artış beklenen Rb, K, Th ve U gibi elementlerde pozitif anomalilerin gözlenmemesi ve kabuksal bulaşmaya uğrayan kayalar için karakteristik olan negatif Nb-Ta anomalileri yerine pozitif Nb-Ta anomalilerinin gözlenmesi çalışma alanındaki bazaltların evriminde kabuksal bulaşma sürecinin etkin bir rol oynamadığını belirtmektedir. Diğer yandan Rb ve K elementlerinde gözlenen negatif anomaliler ise bu elementleri bünyesinde barındıran kalıntı fazların köken bölgede varlığını gerektirmektedir. Kondritlere göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri profilleri ise hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmiş bir yönelim sunmaktadır.



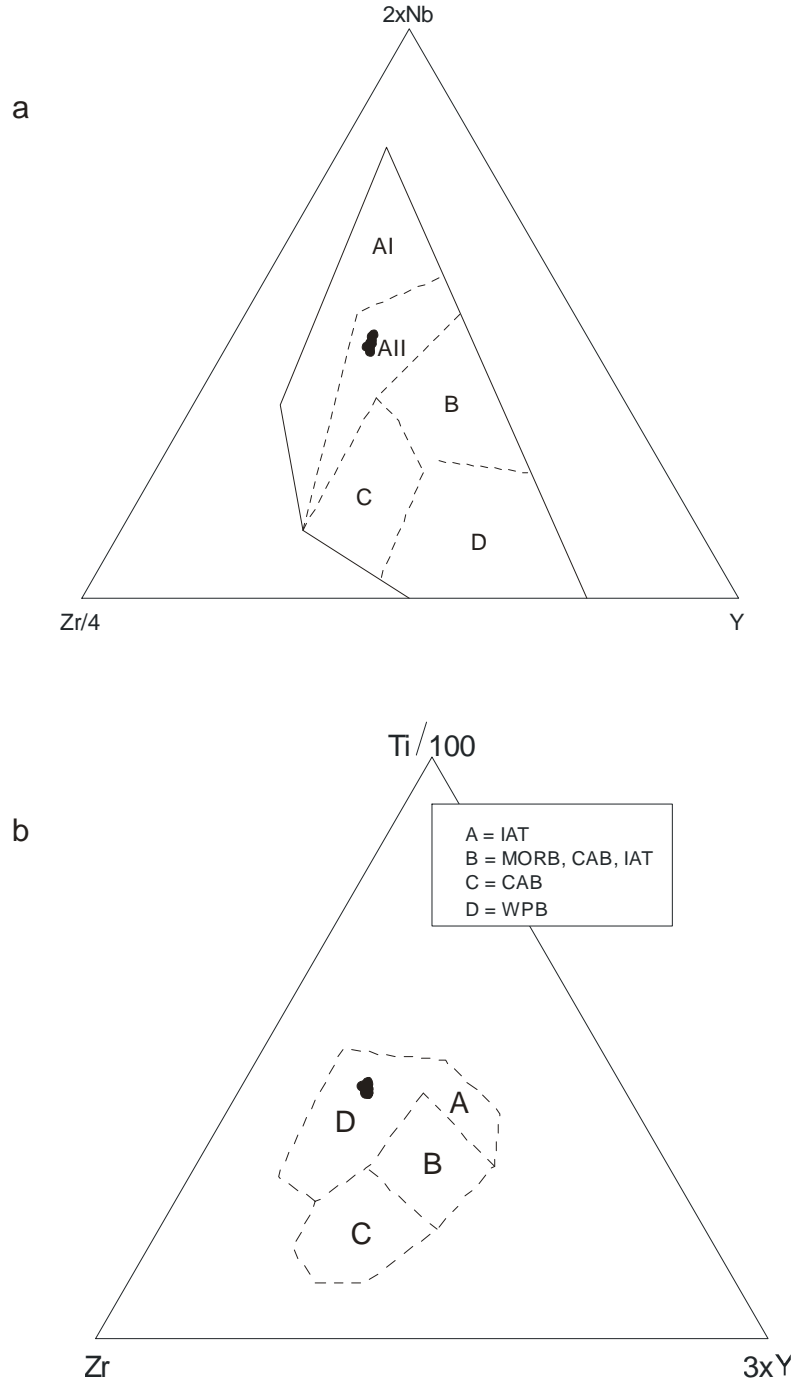


Şekil 4.24. Bazaltların iz element içeriklerinin ilksel mantoya göre normalize edilmiş dağılım deseni (İlksel manto değerleri [13]'den alınmıştır).



Şekil 4.25. Bazaltların nadir toprak elementi içeriklerinin kondrite göre normalize edilmiş element profili (Kondrit değerleri [14]'den alınmıştır).

Bazaltlarda gözlenen Nb/U oranları tipik okyanusal ada bazaltlarında gözlenen oranlara [15] benzerlik sunmaktadırlar. İz element verilerine dayalı jeotektonik ortam ayırtma diyagramları çalışma alanındaki bazaltların plaka içi bazalt olduklarını göstermektedir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. Bazaltların a- Nb-Zr-Y jeotektonik ayırtman diyagramındaki konumları (AI-Plaka içi alkali bazaltlar, AII-Plaka içi alkali bazalt ve plaka içi toleyitler, B-E-tipi MORB, C-plaka içi toletiyler ve yay bazaltları [16]) ve b- Ti-Zr-Y jeotektonik ortam ayırtman diyagramındaki [17] konumları.

#### 4.4. PETROJENETİK TARTIŞMA

Ellek-Böceklik yöresi bazaltik volkanizmasının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri bu volkanizmanın jeokimyasal özelliklerinin temel olarak köken bölge karakteristikleri ve bölümsel ergime derecesi tarafından kontrol edildiğini göstermekle birlikte bazaltların evrimleşmiş karakteri fraksiyonel kristallenmenin de belirli ölçüde etkili olduğunu göstermektedir. Diğer yandan bazaltlarda gözlenen olivin fenokristallerinin morfolojileri ve plajiyoklazlarda gözlemlenen zonlanma örnekleri ile elek dokusunun gelişimi magma karışımı sürecinin de varlığını belirtmektedir. Bu nedenle çalışma alanındaki bazaltların jeokimyası fraksiyonel kristallenme, köken bölge karakteristikleri, bölümsel ergime derecesi ve magma karışımı süreçleri açısından tartışılacaktır.

##### 4.4.1. Fraksiyonel kristallenme

Bazaltlarda fraksiyonlanan ana fenokristal faz olarak olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri karşımıza çıkmaktadır. Bu açıdan değerlendirildiğinde bazaltların evriminde olivin ve plajiyoklaz fraksiyonlanmasının etkili olduğu belirtilebilmektedir. Ancak ana elementlerin MgO'ya karşın değişimi diyagramlarında (Şekil 4.22) bu minerallerin fraksiyonlanmasını belirtecek doğrusal yönelimler izlenmemektedir.

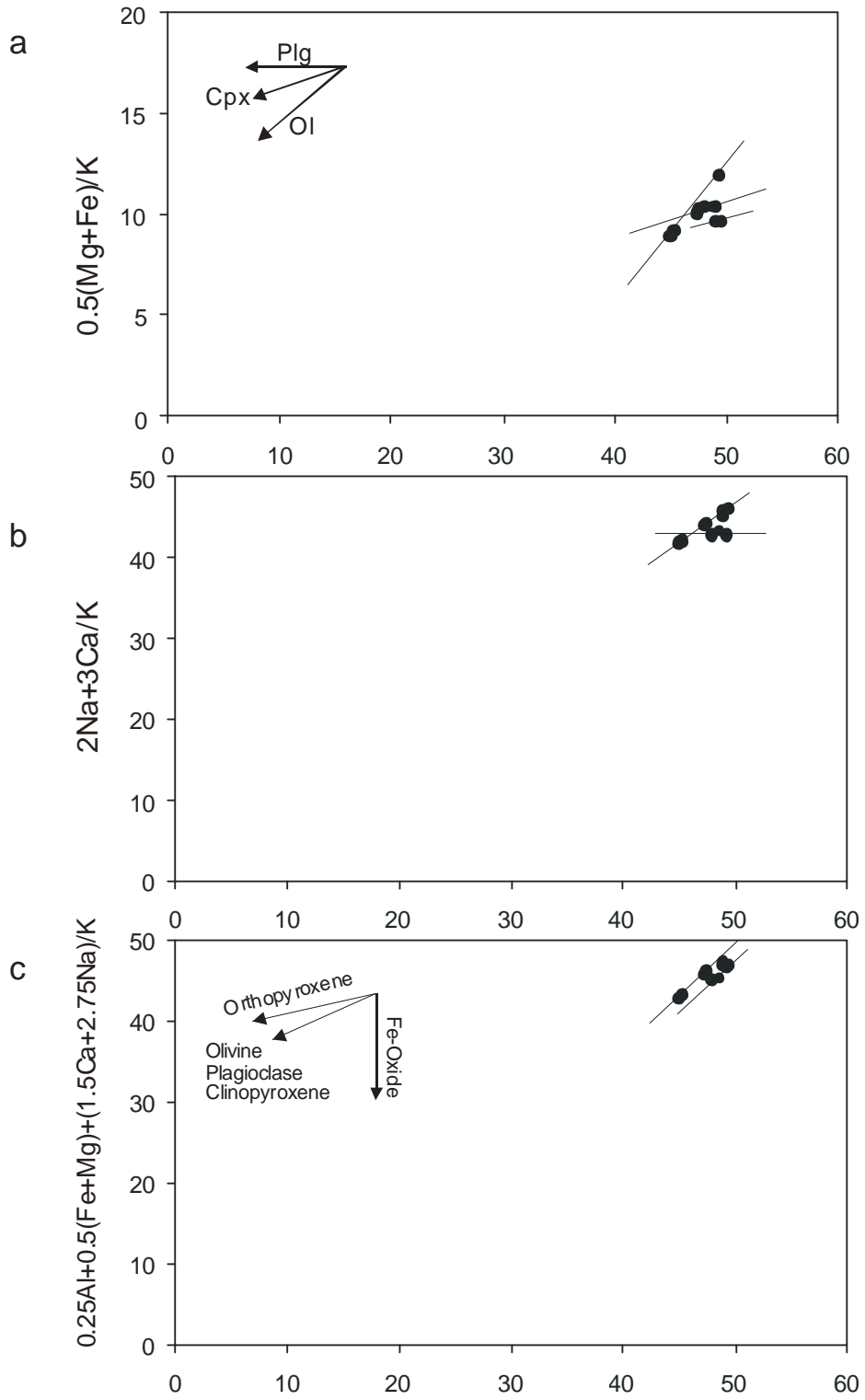
Bazaltların jeokimyasal bişleşimleri arasındaki farklılıkları açıklayabilmek için Pearce Element Oranları (PER) kullanılabilir ([18], [19]). Bu diyagramlarda denominator olarak alınan element fraksiyonlanma süreci sırasında fraksiyonlanan fazların bünyesine girmeme durumundadır. Bu nedenle petrografik gözlemlerde K-feldispatların ve/veya K-içeren diğer fazların (amfibol, biyotit v.b.) belirlenmemiş olmasından ve ayrıca bazaltik eriyikler içerisinde yüksek derecede uyumsuz davranışından dolayı K elementi denominator olarak seçilmiştir. Numeratör olarak seçilen elementler ise fraksiyonlanma sürecinde içerilebilen fazların stokiyometrisine bağlı olarak seçilmiştir. Petrografik gözlemlerde de belirlendiği gibi bazaltlarda gözlenen fenokristal ve mikrofenokristalin fazlar olarak olivin, plajiyoklaz ve klinopiroksen minerallerinin fraksiyonlanması PER diyagramları

yardımıyla tartışılacaktır. Bir PER diyagramında elde edilen eğim fraksiyonlanan ve sistemden uzaklaştırılan mineral fazlarının stokiometrisine sıkı sıkıya bağlı olacaktır.

Plajiyoklaz ve/veya klinopiroksen ile plajiyoklaz ve/veya olivin ya da ortopiroksen fraksiyonlanmasını test etmek için  $0.5(\text{Fe}+\text{Mg})$ 'ya karşı Si ve  $2\text{Ca}+3\text{Na}$ 'ya karşı Si diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.27).  $0.5(\text{Fe}+\text{Mg}) - \text{Si}$  diyagramında farklı eğimlere sahip yönelimler gözlenmektedir. Fe-Mg değerlerinin azaldığı yerde gözlenen farklı eğimler klinopiroksen ve olivinin fraksiyonlanmasını belirtmektedir (Şekil 4.27 a). Diğer yandan  $2\text{Ca}+3\text{Na}-\text{Si}$  diyagramında ise örnekler iki farklı eğime sahip yönelimler oluşturmaktadır (Şekil 4.27b). Azalma yönelimi plajiyoklaz fraksiyonlanması ile ilişkili görülmektedir.  $[0.25 \text{Al} + 0.5(\text{Fe} + \text{Mg}) + 1.5 \text{Ca} + 2.75 \text{Na}] - \text{Si}$  diyagramında (Şekil 4.27c) ise olivin, klinopiroksen ve plajiyoklazın herhangi bir kombinasyondaki fraksiyonlanmasıyla ilişkili birbirine paralel iki yönelim oluşturmaktadır. PER diyagramlarında gözlenen ve farklı eğime sahip yönelimler Ellek-Böceklik yöresi bazaltik volkanizmasında tek bir magmanın değil birden fazla magmanın varlığını göstermektedir.

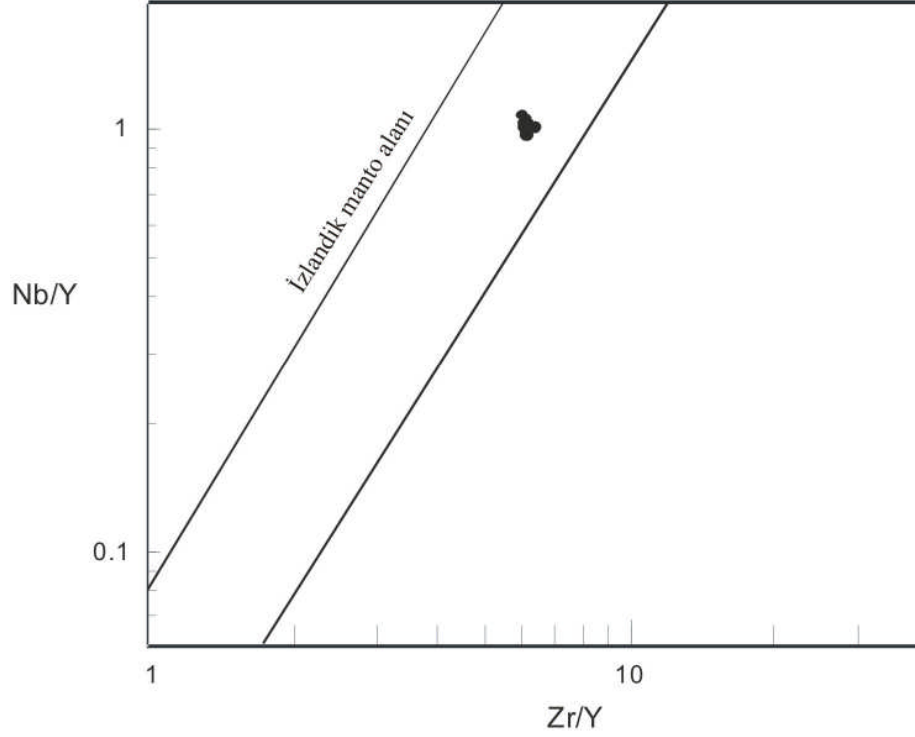
#### 4.4.2. Köken bölge karakteristikleri

Ellek-Böceklik yöresi bazaltik volkanizmasının köken bölgesini belirlemek için uyumsuz iz element oranlarından yararlanılabilir. Bu element oranları bölümsel ergime ve fraksiyonel kristallenme süreçlerine karşı duyarsız olduğundan yaklaşık köken bileşimini göstermektedir. Nb/Y-Zr/Y diyagramı (Şekil 4.28), bazaltların İzlandik manto alanı içerisinde kaldığını göstermektedir. Tüm örnekler okyanusal ada bazaltı (OIB) benzeri bir dağılım deseni göstermekle birlikte (Şekil 4.24), kıtasal plaka içinde meydana gelmiş olmaları magmanın litosferik veya astenosferik manto kaynaklarından birinden gelmesini gerektirmektedir. Litosferin genişlemesi sırasında mantonun derin kesimleri yukarıya doğru taşınır ve eriyik adyabatik olarak yükselir [20]; böylece litosferik veya astenosferik manto olası magma köken bölgeleri olmaktadır. Litosferik manto yüksek ve değişken La/Nb oranına (genellikle 1'den büyük) sahipken astenosferik manto kökeni daha düşük bir değere ( $\text{La}/\text{Nb}=0.7$ ) sahiptir [21].



Şekil 4.27. Ellek-Böceklik yöresi bazaltik volkanitleri için K elementinin denominatör olarak kullanıldığı PER diyagramları: a-  $0.5(\text{Fe}+\text{Mg})\text{-Si}$ , b-  $2\text{Ca}+3\text{Na}\text{-Si}$  ve c-  $[0.25 \text{ Al} + 0.5(\text{Fe} + \text{Mg}) + 1.5 \text{ Ca} + 2.75 \text{ Na}]\text{-Si}$  diyagramları.

Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının  $La/Nb$  oranı 0.74 ile 0.86 arasında değişmektedir. Bu veri ile OIB-benzeri iz element dağılım desenleri (Şekil 4.24) magmanın litosferik mantodan ziyade astenosferik mantodan kaynaklandığını göstermektedir.



Şekil 4.28. Elek-Böceklik yöresi bazaltik volkaniklerinin Nb/Y–Zr/Y diyagramındaki [22] konumları

Primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element profillerinde (Şekil 4.24) Nb-Ta elementlerine göre Rb-K elementlerinde düşük değerler izlenmektedir. Bu özellik köken bölgede K ve Rb gibi elementleri bünyesinde barındıran kalıntı bir fazın varlığını gerektirmektedir. Bu kalıntı faz filogopit veya amfibol gibi fazlardır. Ancak yayınlanan mineral/eriyik paylaşım katsayıları Rb-K elementlerinin filogopit için uyumlu olduğunu göstermektedir ([23], [24], [25] ve [26]). Şekil 4.25'e bakıldığında bazaltların oluşumu sırasında köken bölgede kalıntı filogopit fazının varlığından söz edilebilmektedir. Böylesi bir kökenin ergimesi sırasında eğer filogopit kalıntı faz olarak kalıyorsa primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element ve nadir toprak elementi diyagramlarında kalıcılığı yüksek elementlerce (HFSE) ve nadir toprak elementlerince zenginleşmiş bir profil ortaya çıkacaktır.

Ergimenin başlangıcında granat ve filogopiti kalıntı faz olarak geride bırakan bir ergime olurken ergimenin ileri evrelerinde bu kalıntı fazlarla birlikte diğer manto minerallerinin katıldığı bir ergime oluşacaktır [27]. İlk evre basanitlerinin iz element profili aynı zamanda Weaver ([28]) tarafından tanımlanan HIMU-OIB ve EM I-OIB karakteristiklerini gösterdiği de (negatif K-Rb anomalileri, pozitif Nb-Ta anomalileri) kolaylıkla gözlenebilmektedir.

Diğer yandan Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının yüksek  $TiO_2$  içeriğine sahip olması köken bölgenin bileşimi hakkında da önemli ipuçları oluşturmaktadır. Bu değerler bazaltların oluşumunun salt peridotitik materyalin (granat- veya spinel-pridotit) ergimesiyle açıklanamayacağını vurgulamaktadır. Değişik bölgelerde peridotit ksenolitlerinden gidilerek elde edilen kıtasal plaka altı litosferik mantonun ortalama  $TiO_2$  içeriği % 0.21'i aşmamaktadır [29]. Bu materyal temel alınarak yapılan ergime deneylerinde ancak çok düşük ergime derecelerinde  $TiO_2$  içeriği yüksek eriyikler elde edilmektedir ([30], [31], [32], [33], [34], [35], [36] ve [37]). Diğer yandan %0.17  $TiO_2$  içeriğine sahip peridotitlerde yapılan ergime deneylerinde %1' den daha düşük ergime derecelerinde bile maksimum %1.3  $TiO_2$  içeriğine sahip eriyikler elde edilmiştir [37]. Bu durum dikkate alındığında Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının oluşumunda Ti ve diğer kalıcılığı yüksek elementlerce zenginleşmiş bir kökeni gerektirmektedir. Ti içeriği açısından zengin kayalar ise klinopiroksenitler, websteritler ve amfibolitlerdir. Bu kayalar harzburjit ve lertzolitlerle karşılaştırıldığında daha yüksek  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  ve uyumsuz element içermektedirler. Bu kayalar aynı zamanda Ti- elementince zengin klinopiroksen, kersutitik amfibol ve/veya filogopit içerirken, aksesuar mineral (McPherson ve diğerleri) olarak apatit, rutil ve ilmenit içermektedirler ([27], [38], [39], [40], [41] ve [42]). Bu tartışma primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element profilleri birlikte değerlendirildiğinde bazaltların oluştuğu köken bölgede peridotitik olmayan litolojinin varlığı ileri sürülebilmektedir. Bu da peridotit içerisinde klinopiroksenitçe ve/veya filogopitçe zengin kısımların varlığını gerektirmektedir [27]. Bazaltların jeokimyasal karakteristikleri karşılaştırıldığında bu magmaların hem filogopit içeren klinopiroksenitik materyalin hem de peridotitik materyalin ikisinden de kaynaklanan karmaşık kökenli eriyikler olduğu ve bu magmaların HIMU-OIB ve EM I-OIB karakteristikleri gösterdiği ileri sürülebilmektedir.

#### 4.4.3. Bölümsel ergime modellemesi

Nadir toprak elementleri (REE) köken bölgenin kimyasal ve mineralojik karakteristikleri ve ergime derinliğinin yanısıra bölümsel ergimeyi modellemede de oldukça kullanışlıdır ([43], [44], [45] ve [46]). Bu açıdan düşünüldüğünde REE'lerin kullanılması granat-peridotit ve spinel-peridotitin ergimesi sırasında paylaşımdaki değişimden kaynaklanır [47]. Bu da spinel- ve granat-peridotit için nadir toprak elementlerinin eriyik ve katı arasındaki paylaşımın farklı olması ile ilişkilidir. Spinel-veya granat-peridotit kökeninden herhangi birinin bölümsel ergimesi eriyik içerisinde hafif nadir toprak elementlerini (LREE) zenginleştirir ve değişik bölümsel ergime derecelerini belirten La/Yb oranları oluşturur. Eğer ergime spinel-peridotit kökeninden değil de granat-peridotit kökeninde oluşmuşsa La/Yb oranındaki değişim daha geniş bir aralıkta olacaktır. Ağır nadir topraklı elementlerine (HREE) göre ortaç nadir toprak elementlerinin (MREE) zenginleşme derecesi, bölümsel ergime sırasında granatın kalıntı faz olarak bulunup bulunmamasıyla ilişkilidir. Bölümsel ergime sırasında MREE'lere göre HREE'ler granat mineralinin bünyesinde kalır ve yüksek MREE/HREE oranı ( $Dy/Yb \sim 4.0-15.0$ ) oluşturur [43]. Eğer eriyik granat-peridotitin bölümsel ergimesiyle oluşmuşsa MREE/HREE oranında büyük değişimler oluşur. Buna karşılık bölümsel ergime spinel-peridotit alanında meydana gelmişse MREE/HREE oranında daha küçük değişimler olacaktır ve eriyik ile köken bölgedeki bu oranlar birbirlerine yakın olur. Diğer yandan LREE/HREE (örneğin La/Yb) ve MREE/HREE (örneğin Dy/Yb) arasındaki korelasyonlar doğrusal olduğu durumda ise farklı REE içeriğine sahip iki eriyiğin karışımı söz konusu olabilecektir.

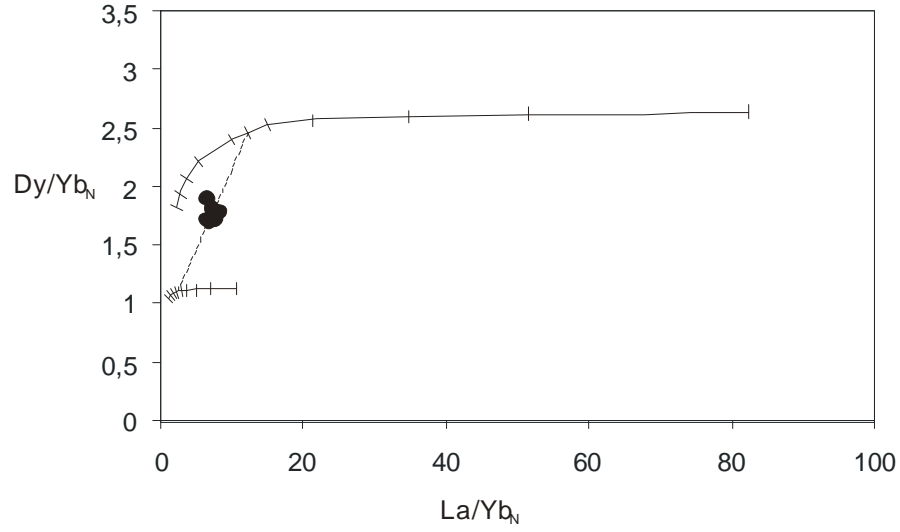
Şekil 4.29, granat- ve spinel-peridotit kökenlerinin non-modal yığın ergime eğrilerini ve bazaltik örneklerin La/YbN-Dy/YbN verisini göstermektedir. La/Yb oranı bölümsel ergime derecesinin artmasıyla azalırken Dy/Yb oranındaki değişimler köken bölgede granat mineralinin varlığını yansıtmaktadır. Köken bölge konsantrasyonları için [13]'ün primitif manto değerleri kullanılmıştır. Spinel-peridotit kökeninin değişken derecelerdeki bölümsel ergimesi çalışılan bazaltlardaki La/YbN ve Dy/YbN değişimini oluşturamamaktadır. Çünkü spinel-peridotit



kökeninden türeyen eriyikler bazaltik örneklerin gösterdiği her iki element oranının birlikte değişimini açıklayamamaktadır. Aynı zamanda spinel-peridotit kaynağından türeyen eriyikler çalışılan bazaltlarda gözlenen yüksek Dy/Yb oranına da sahip değildirler (Şekil 4.29). Diğer yandan granat-peridotitin değişik derecelerdeki bölümsel ergimesi de bazaltik örneklerin gösterdiği  $La/Yb_N-Dy/Yb_N$  değişimini de açıklayamamaktadır. Çalışılan bazaltlardaki en düşük Dy/Yb oranı granat-peridotit kökeninin gerçekçi olmayacak biçimde yüksek derecedeki ( $> \%25$ ) bölümsel ergimesini gerektirmektedir. Bu tartışmalar, Erken-Orta Miyosen yaşlı plato bazalt volkanizmasının tek bir kökenden kaynaklanmadığını göstermektedir. Şekil 4.29' da verilen bölümsel ergime modellemesi granat- ve spinel-peridotit kökenlerinin her ikisinden de türeyen eriyiklerin birbirleriyle etkileşimini gerektirmektedir. Şekil 4.29' da da görülebileceği gibi çalışılan bazaltlar granat-peridotit kökeninin düşük dereceli bölümsel ergimesi (% 5' ten az) sonucu oluşan eriyikle spinel-peridotit kökeninin yüksek dereceli bölümsel ergimesiyle (%10' dan fazla) oluşan eriyiğin ikili karışım çizgisi üzerinde yer almaktadır.

#### **4.4.4. Magma Karışımı**

Nadir toprak element verisine dayalı bölümsel ergime modellemesi çalışılan alandaki volkanitleri oluşturan magmanın tek bir kökenden gelmediğini belirtmektedir. Bölümsel ergime modellemesi hem spinel- hem de granat-peridotitin her ikisinin de kaynak malzeme olabildiğini göstermektedir (Şekil 4.29). Diğer yandan REE' ye dayalı ergime modellemesi bazaltların iki farklı kökenden türeyen eriyiklerin ikili karışım çizgisi üzerinde yer aldığını da göstermektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.29. Granat- ve spinel-peridotit kökenlerinin non-modal yığın ergimesi sonucu oluşturulan  $La/Yb_N$  -  $Dy/Yb_N$  diyagramı (granat-peridotite: 0.598 ol, 0.211 opx, 0.076 cpx, 0.115 gr; granat-peridotiteki minerallerin eriyiğe geçme oranları: 0.05 ol, 0.2 opx, 0.3 cpx, 0.45 grt; spinel-peridotit modal bileşimi: 0.578 ol, 0.27 opx, 0.119 cpx, 0.033 sp; spinel peridotiteki minerallerin eriyiğe geçme oranları: 0.1 ol, 0.27 opx, 0.5 cpx, 0.13 sp; Köken bölgelerin modal mineralojisi ve minerallerin eriyiğe geçme oranları [48]'den; paylaşım katsayıları ise [43]'ten alınmıştır). Kesikli çizgi spinel-peridotit ve granat-peridotitten türeyen eriyiklerin karışım ikili karışım çizgisidir.

Magma karışımı ile ilgili daha belirleyici kanıtlar ise petrografik özelliklerden özellikle olivin morfolojilerinden çıkarsanabilmektedir. Olivinin refrakter karakterinden dolayı olivin ve içerisinde bulunduğu eriyik arasındaki kimyasal ve/veya termal dengesizlik doğada yaygın değildir. Ancak dengesizlik oluştuğunda olivinin kısmi resorpsiyonu oluşur. Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarında yuvarlaklaşmış ve kemirilmiş olivin fenokristalleri küçük, özşekilli ve iskeletimsi olivin mikrofeno-kristalleri gözlenmektedir (Şekil 4.12). Bazı olivin fenokristalleri elipsoidal eriyik kapanımlarını bol miktarda içermektedir (Şekil 4.15). Bu özellikler, daha sıcak veya bileşimsel olarak uyumsuz magma içerisine olivinin karışmasının sonucu olarak olivin duraysız olmasını ve eriyik içerisinde olivinin çözünmesini getirmektedir. Bu koşullar kristallenen olivinin daha sıcak bölge içerisine gitmesini

sağlayan dinamik konveksiyonla, birbirinden farklı sıcaklıklarda ve bileşimlerdeki olivin içeren eriyiklerin karışımıyla ve olivinle içerisinde bulunduğu eriyiğin fraksiyonlanmış türevinin reaksiyonuyla modellenenmektedir [49]. Küçük, özşekilli ve iskeletimsi olivin fenokristalleriyle yuvarlaklaşmış ve kemirilmiş olivin fenokristallerinin beraber oluşması bileşimsel olarak farklı magmaların karışımı olarak yorumlanmaktadır ([50], [51] ve [52]).

Olivin morfolojilerinden elde edilen veri (Şekil 4.12-15) ve bölümsel ergime modellemesinden elde edilen sonuç birlikte değerlendirildiğinde Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının oluşumunda hem spinel-peridotit hem de granat-peridotit olmak üzere iki farklı kökenden türeyen eriyiklerin varlığı ileri sürülebilmektedir. Bu kökenlerden türeyen eriyiklerin başlangıçta mekansal olarak birbirlerinden farklı magma odalarında birikmiş ve daha sonrada bu magmalar tek bir akıntı oluşturacak şekilde karışmıştır. Köken magmalardan birinde ilksel olarak bulunan olivinin resorpsiyonunun ise bu olivinlerin termal ve bileşimsel olarak uyumsuz olan hibrid eriyikle reaksiyonundan kaynaklandığı ileri sürülebilmektedir.

#### **4.4.5. Jeodinamik yaklaşım**

Güney Anadolu' nun Neojen tektonik evrimi büyük ölçüde Avrasya plakası ile Afrika ve Arabistan plakalarının çarpışmasından etkilenmiştir. Anadolu ve Arap plakası arasındaki Neotetisin güney kolunun kuzeye doğru yitimi, orta Miyosen sırasında Bitlis-Zagros orojenik kuşağını oluşturmuştur ([53], [54], [55], [56] ve [57]). Hempton [58], Arap levhasının kuzey kenarındaki son çarpışmanın başlangıç zamanı olarak Orta-Geç Eosen' i ileri sürmektedir. Orta-Geç Eosen' den sonra plakalar arasında Afrika/Arabistan-Avrasya yakınsamasının kenetlenmesi Arabistan kıtasal kenarının kısılması ve kalınlaşmasıyla karşılanmıştır [58]. Orta-Geç Eosen' de oluşan sıkışmalı özelliklerle devam eden yakınsama bir stres oluşturmuştur. Bu stres rejimi Geç Oligosen/Erken Miyosen zamanında Kızıl Denizin riftleşmesi ve kıtasal uzamanın başlamasıyla değişmiştir (Hempton, 1987). Kızıl Denizdeki riftleşme Ölü Deniz Fayı boyunca hareketin ilk fazını oluşturmaktadır [59]. Ölü Deniz Fay Zonunun harekete başlaması ve Kızıl Denizin açılması Arabistan levhasının Afrika'dan ayrılmasına [60] ve Arabistan levhasının kuzeye doğru hareketine neden olmuştur [61]. Ölü Deniz Fay Zonu Kızıl Denizden başlamakta ve Maraş üçlü

birleşme noktasına Bitlis kenet kuşağına kadar uzanır. Ölü Deniz Fay Zonu, Kızıl Deniz ve Bitlis çarpışma zonu arasında sol yanal atımlı kıtasal plaka içi transform olarak rol oynamaktadır [62]. Bu tektonik hareketler Anadolu plakası içerisinde Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay zonlarının gelişimiyle [63] karşılanmıştır. Doğu Anadolu fay zonu boyunca Anadolu levhasının batıya doğru hareketi sırasında oluşan trans-tansiyonel hareketlerin sonucunda litosferik genişlemeye bağlı olarak üst manto materyalinin düşük basınç alanlarına doğru yükselmesi nedeniyle basınç serbestlenmesine bağlı olarak üst mantoda bölümsel ergimeler oluşmuştur. Oluşan bu eriyikler Doğu-Anadolu fay zonunun uzantısı olan bu bölgedeki kırıklardan yüzeye çıkarak bazaltik volkanizmanın yüzeye çıkmasıyla sonuçlanmıştır. Bazaltların iz element profillerinden çıkarsanan ve köken bölgede filogopit gibi K ve Rb elementlerini bünyesinde barındıran fazların varlığı ise Afrika levhasının kuzeye doğru hareketi sırasında oluşan yitim olaylarına bağlı olarak üst mantonun metasomatik olarak etkilendiğini vurgulamaktadır.

## 5. SONUÇLAR

Ellek-Böceklik yöresinde bazaltik volkanizmasında yapılan çalışma sonucunda aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1. Bazaltlar genel olarak holokristalin-porfirik-intersertal dokulu olup fenokristal olarak olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri içermektedirler.
2. Olivin fenokristalleri magma tarafından kemirilmiş fenokristalleri, iskeletimsi büyüme gösteren fenokristaller, balpeteği dokulu fenokristaller halinde gözlenmektedir. Plajiyoklazlarda ise genellikle polisentetik ikizlenme gözlenmekte olup yer yer zonlu doku da izlenmektedir. Plajiyoklazlarda ayrıca elek dokusu da gelişmiştir.
3. Tüm örnekler, alkali karakter sunmakla birlikte normatif mineralojik bileşimleri bu bazaltların nefelin-normatif ve olivin-normatif bileşimli olduklarını göstermektedir.
4. Tüm örnekler, ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element profillerinde OIB benzeri bir dağılım deseni göstermektedirler. Bazaltların dağılım desenlerinde belirgin olarak pozitif Nb-Ta anomalisi ve negatif K-RB-Th-U anomalileri izlenmektedir. Bu özellikler köken bölgenin yitim süreçleri tarafından etkilendiğini göstermektedir. İlksel mantoya göre normalize edilen iz element profilleri Ellek-Böceklik yöresi bazaltlarının normal OIB' den ziyade EM-I OIB karakterinde olduğunu göstermektedir.
5. Nadir toprak element verisine dayalı bölümsel ergime modellemesi çalışma alanındaki bazaltları oluşturan magmaların hem spinel, hem de granat peridotit bileşimli kökenlerden geldikleri ve yüzeye çıkmaları sırasında karıştıklarını göstermektedir. Magma karışımı özellikleri gerek olivin fenokristallerinin morfolojik özellikleri ve gerekse de plajiyoklaz fenokristallerinde gözlemlenen özelliklerle de uyumluluk sergilemektedir.
6. Ellek-Böceklik yöresi bazaltik volkanizması Anadolu levhasının Doğu Anadolu Fayı boyunca batıya hareketi sırasında gelişen transtansiyonel hareketlere bağlı olarak oluşan litosferik genişleme ile oluşmuş ve fay kırıklarını izleyerek yüzeye ulaşmıştır.

## KAYNAKLAR

- [1] Schmidt, G.C., Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII: Petroleum Administration Bull. **6**: 47-63, (1961).
- [2] Ertürk, A., ve Sözen, M., Dört Yol ve Erzin ovalarının jeofizik rezistivite etüdü raporu, : DSİ Rapor No., 1904 / 2,17 s., (1964).
- [3] ScMetteeatte, J.P., Geology of the Misis Mountains; Campbell, A. S., Geology and History of Turkey de: The Petroleum Exploration Society of "Libya, Tripoli, Libya, 305-312, (1971).
- [4] Bilgin, A.Z., Elibol, E., Bilgin, Z.R. ve Beğenilmiş, S., Ceyhan-Karataş-Yumurtalık-Osmaniye-Haruniye-Kadirli Dolayımın Jeolojisi. M.T.A.Genel Müdürlüğü, Jeoloji D., Der. No:7215, Ankara, (1981).
- [5] Bilgin, A.Z. ve Ercan, T., Ceyhan-Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların petrolojisi: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 24/1, 21-30 (1981).
- [6] Gökçen, S. L; Kelling, G.Gökçen, N. and Floyd, P. A., Çukurova Baseni Misis Karmaşığının Stratigrafik ve Tektonik Evrimi. Yerbilimleri, **14**: 231-43, (1987).
- [7] Aslan, A. Kızıldereköy-İsalı-Vayvaylar (Adana Yöresi) Misis Karmaşığ Olistolitlerinin Kökensel İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 73 s. Adana (1986)
- [8] Şenol, M. ve Kapur, S. Yumurtalık (Adana) bölgesindeki volkanik kayalar içinde kalış toprak oluşumu ve kil mineralleri. III. Ulusal Kil Semp., Adana, Bildiriler Kitabı, 189-194. (1987)
- [9] Pelen, N., Osmaniye-Dört Yol-Erzin Yöresi Kuvaterner Bazaltlarının Jeolojisi, Petrografisi ve Hidrojeolojik Özellikleri. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, Adana, (1995).
- [10] LeBAS, M., Le Maitre, R.W., Strekeisen, A., and Zanettin, B., A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, **27**: 745– 750, (1986).
- [11] Winchester, J.A. ve Floyd, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile element. Chemical Geology, **20**: 325-343, (1977).

- [12] Rollinson, H. R., Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, pp; 352, (1993).
- [13] Sun, S.S. and McDonough, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. and Norry, M.J., ed.), Geol. Soc., Sp. Pub., **42**: 313–345, (1989).
- [14] Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 757-775, (1974).
- [15] Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, M.W., Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**: 33-45, (1986).
- [16] Meschede, M., A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chem. Geol.*, **56**: 207–218, (1986).
- [17] Pearce, J.A. and Cann, J.R., Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300, (1973).
- [18] Nicholls, J., The statistics of Pearce element diagrams and the Chayes closure problem. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **99**: 11–24, (1988).
- [19] Russell, J.K. and Nicholls, J., Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**: 25–35, (1988).
- [20] Mckenzie, D. and Bickle, M.J., The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, **29**: 625–679, (1988).
- [21] Depaolo, D.J. and Daley, E.E., Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem. Geol.* **169**: 157–185, (2000).
- [22] Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardason, B.S., Taylor, R.N., Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*. **153**: 197-208, (1997).

- [23] Latourette, T., Hervig, R.L. and Holloway, J.R., Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **135**: 13–30, (1995).
- [24] Chazot, G., Menzies, M. and Harte, B., Determination of partition coefficients between apatite, cpx, amphibole and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithosphere mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**: 423–437, (1996).
- [25] Foley, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N., Levis, S., Pollard, D., Sitch, S. and Haxeltine, A., An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, **10**: 603-628, (1996).
- [26] Schmidt, K.H., Botazzi, P., Vanucci, R., Mengel, K., Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene and leucite lamproite melt. *Earth Planet Sci Lett*, **168**: 287–299, (1999).
- [27] Foley, S., Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, **28**: 435–453, (1992).
- [28] Weaver, B. L., The origin of ocean island end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 381-397, (1991).
- [29] Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle, *in* Fei, Y., et al., eds., *Mantle petrology: Field observations and high-pressure experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd*: Houston, Texas, The Geochemical Society, Special Publication **6**: 13–43, (1999).
- [30] Mysen, B. O. and Kushiro, I., Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Am. Mineral*, **62**: 843-865, (1977).
- [31] Jaques, A. L. and Green, D. H., Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 287–310, (1980).
- [32] Falloon, T.J. and Green, D.H., Anhydrous partial melting of MORB pyrolite and other peridotite compositions at 10 kbar and implications for the origin of primitive MORB glasses. *Miner. Petrol.*, **37**: 181-219, (1987).



- [33] Baker, M.B. and E. M., Stolper, Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 2811-2827, (1994).
- [34] Falloon, T.J., Green, D.H., O'Neill, H.S.C. and Hibberson, W.O., Experimental tests of low degree peridotite partial melt compositions: implications for the nature of anhydrous near-solidus peridotite melts at 1 GPa. *Earth and Planetary Science Letters*, **152**: 149-162, (1997).
- [35] Kinzler, R.J., Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research*, **102**: 853–874, (1997).
- [36] Kogiso, T., Hirose, K., Takahashi, E., Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: applications to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **162**: 45–61, (1998).
- [37] Robinson, J.A.C., Wood, B.J. and Blundy, J.D., The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1-5 GPa. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**: 97–111, (1998).
- [38] Witt-Eickschen, G., Harte, B., Distribution of trace elements between amphibole and clinopyroxene from mantle peridotites of the Eifel (western Germany): an ion-microprobe study. *Chem. Geol.* **117**: 235–250, (1994).
- [39] McPherson, C.E., Horowitz, R., Woodcock, C.L., Jiang, C. and Zaret, K.S., Nucleosome positioning properties of the albumin transcriptional enhancer. *Nucleic Acids Res.* **24**: 397-404, (1996).
- [40] Kopylova, M.G., Russell, J.K. and Cookenboo, H., Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, Northern Canada. *Journal of Petrology*, **40**: 79–104, (1999).
- [41] Ho, K.S., Chen, J.C., Smith, A.D. and Juang, W.S., Petrogenesis of two groups of pyroxenite from Tungchihsu, Penghu Islands, Taiwan Strait: implications for mantle metasomatism beneath SE China. *Chem. Geol.* **167**: 355–372, (2000).
- [42] Downes, H., Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic

- xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe. *J. Petrology*, **42**: 233-250, (2001).
- [43] McKenzie, D. and O’Nions, R.K., Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, **32**: 1021–1091, (1991).
- [44] Ellam, R.M., Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry, *Geology* **20**: 153–156, (1992).
- [45] Fram, M. S., and C. E. Leshner, Generation and polybaric differentiation of east Greenland early Tertiary flood basalts, *J. Petrol.*, **38**: 231–275, (1997).
- [46] Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F. and Ibrahim, K.M., 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**: 9, 1657-1679, (2003).
- [47] Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I., A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA, pp ECV 5-1-19, (2002).
- [48] Thirlwall, M.F., Upton, B.G.J. and Jenkins, C. Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume—Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland, *J. Petrol.*, **35**: 839– 879, (1994).
- [49] Thornber, C.R. and Huebner, J.S., Dissolution of olivine in basaltic liquids: experimental observations and applications, *American Mineralogist*, **70**: 935-945, (1985).
- [50] Richter, D. H., and Murata, K. J. , Petrography of the lavas of the 1959-60 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. U.S. Geological Survey Professional Paper, 537-D., (1966).
- [51] Wright, T.L. , Magma mixing as illustrated by the 1959 eruption, Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* **84**: 849-858, (1973).
- [52] Gerlach, D. C., and Grove, T. L., Petrology of Medicine Lake highlands volcanics: Characterization of end-members of magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 147-159, (1983).
- [53] Perinçek, D., The geology of Hazro-Korudağ-Cüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazig-Malatya Area. *Geol. Soc-Turkey Spec. Publ.*, 34 pp., (1979).

- [54] Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H., Montigny, R., Le Taurus de Malatya (Turquie Orientale), element de la suture sur-tethysienne. Bull. Soc. Geol. Fr. **25**: 59-69, (1983).
- [55] Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J., Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. Geol.Soc. Am. Bull. **84**: 3137-3180, (1973).
- [56] Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics **55**: 361-376, (1979).
- [57] Yılmaz, Y., New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Am. Bull. **105**: 251-271, (1993).
- [58] Hempton, M. R., Structure and deformation of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. Geological Society of America Bulletin, **96**: 233-243, (1985).
- [59] Hempton, M. R., Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. Tectonics **6**: 687-705, (1987).
- [60] Gaulier, J. M., Le Pichon, X., Lyberis, N., Avedik, F., Geli, L., Moretti, I., Deschamps, A. and Hafez, S., Seismic study of the crust of northern Red Sea and Gulf of Suez. Tectonophysics, **153**: 55-88, (1988).
- [61] Le Pichon, X., Gaulier, J.M., The rotation of Arabia and the Levant Fault system. Tectonophysics **153**: 271-294, (1988).
- [62] Adıyaman, Ö. and Chorowicz, J., Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia, Journal of Volcanology and Geothermal Research **117**: 327-345, (2002).
- [63] Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, **75**: 181-241, (1981).
- [64] 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası MTA Yayınları, (2002).