



Büyükbostancı-Çiçekpınar (Balıkesir, KB Türkiye) Yöresindeki Oligosen-Miyosen Yaşlı Kalk-alkalen Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası, Jeokimyası ve Petrolojisi
Mineral Chemistry, Geochemistry and Petrology of Oligocene-Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in Büyükbostancı-Çiçekpınar (Balıkesir, NW Turkey)

Ferhat Bozan¹ , Zafer Aslan^{2*} 

¹*İlbank Trabzon Bölge Müdürlüğü, Yalınca Mah. Rize Cad.No:74 61000 Ortahisar/Trabzon*

²*Balıkesir Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 10145 Altıeylül/Balıkesir*

• Geliş/Received: 03.11.2021 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 14.01.2022 • Kabul/Accepted: 22.01.2022
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 08.03.2022 • Baskı/Printed: 15.04.2022

Araştırma Makalesi / Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Bu çalışmada, Balıkesir ili güneyindeki Büyükbostancı-Çiçekpınar (Balıkesir, KB Türkiye) yöresinde bulunan, Oligosen-Miyosen yaşlı volkanik kayaçların petrografisi, mineral kimyası jeokimyası ve petrolojisi incelenmiştir.

Çalışılan volkanikler andezit, bazaltik andezit, trakiandezit ve piroklastik kayaçlardan oluşmaktadır. Mikrolitik porfirik, porfirik yer yer de fluidal, glomeroporfirik ve sferülitik dokuya sahip olan volkanik kayaçlar, plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol, biyotit ve Fe-Ti oksit ana minerallerden ibarettir. Çalışılan volkanik kayaçlara ait mineral kimyası analiz sonuçlarına göre, plajiyoklazlar andezin ($An_{33-47}Ab_{49-61}Or_{2-6}$) ve labradorit ($An_{60-62}Ab_{34-38}Or_{1-4}$), piroksenler ojit ve klinkoenstatit ($Wo_{43}En_{75}Fs_{36}-Wo_{1}En_{38}Fs_{14}$), biyotitler ise Mg'lu biyotit türündedir. Biyotit mineralinden jeotermobarometre hesaplamalarına göre, 798-843°C sıcaklık ve 0,67-1,93 kbar basınç elde edilmiştir.

Jeokimyasal olarak, çalışılan volkanik kayaçlar yüksek K'lu kalk-alkalen özelliğe sahiptir. Andezitik volkanik kayaçlarda hornblend, klinopiroksen ve biyotit mineral ayrışmasının hâkim olduğu fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon süreçleri etkili olmuştur. Volkanik kayaçların Normal-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları'na (N-OOSB) göre normalize iz element diyagramında, büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce (BİYE, Rb, U ve Th) zenginleşme izlenirken, yüksek çekim alanlı elementlerce (YÇAE, Nb ve Tb) ise fakirleşme görülmektedir. Kondrite göre normalize nadir toprak element dağılımları, $(La/Lu)_N$ 8,29-15,65 ile orta düzeyde zenginleşme göstermekte olup, genel olarak konkav bir dağılım sunmaktadır. Elde edilen veriler ile bölgesel jeolojik veriler birlikte değerlendirildiğinde, incelenen volkanik kayaçların yitim izi taşıyan çarpışma sonrası ürünler olduğu ve ayrıca zenginleşmiş litosferik mantodan türemiş olduğunu işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Andezit, Biga Yarımadası, Hallaçlar Volkanik Kayaçları, jeokimya, mineral kimyası.

Abstract: *In this study, petrography, mineral chemistry, geochemistry, and petrology of Oligocene-Miocene volcanic rocks located in the Büyükbostancı-Çiçekpınar (Balıkesir, NW Turkey) region in the south of Balıkesir were investigated.*

The studied volcanics rocks have the composition of andesite, basaltic andesite, trachyandesite, and accompanying pyroclastics. Volcanic rocks show microlithic porphyry, porphyric, fluidal, glomeroporphyritic and spherulitic structures, and consist of plagioclase, clinopyroxene, amphibole, biotite, and Fe-Ti oxide as the major minerals. According to the results of mineral chemistry analysis of the investigated volcanic rocks, plagioclases are andesine ($An_{33-47}Ab_{49-61}Or_{2-6}$) and labradorite ($An_{60-62}Ab_{34-38}Or_{1-4}$), pyroxenes are augite and clinoenstatite ($Wo_{43}En_{75}Fs_{36}-Wo_{1}En_{38}Fs_{14}$), and biotite is Mg-bearing biotite. Geothermobarometry calculations from biotite yielded a temperature range of 798–843 °C and a pressure range of 0.67–1.93 kbar.

Geochemically, the volcanic rocks have high-K calc-alkaline features. Fractional crystallization and assimilation processes dominated by hornblende, clinopyroxene and biotite mineral differentiation affected the andesitic volcanic rocks. Trace element diagram for volcanic rocks normalized to normal-mid-ocean ridge basalts (N-MORB) show enrichment in large ion lithophile elements (LILE, Rb, U and Th) and depletion in high field strength elements (HFSE, Nb and Yb). In the rare earth element diagram normalized to chondrite, there is moderate enrichment of (La/Lu)_N 8.29-15.65 and the curve generally has a concave shape. When the obtained data and regional geological data are evaluated together, the investigated volcanic rocks are post-collisional products with subduction traces and are derived from enriched lithospheric mantle.

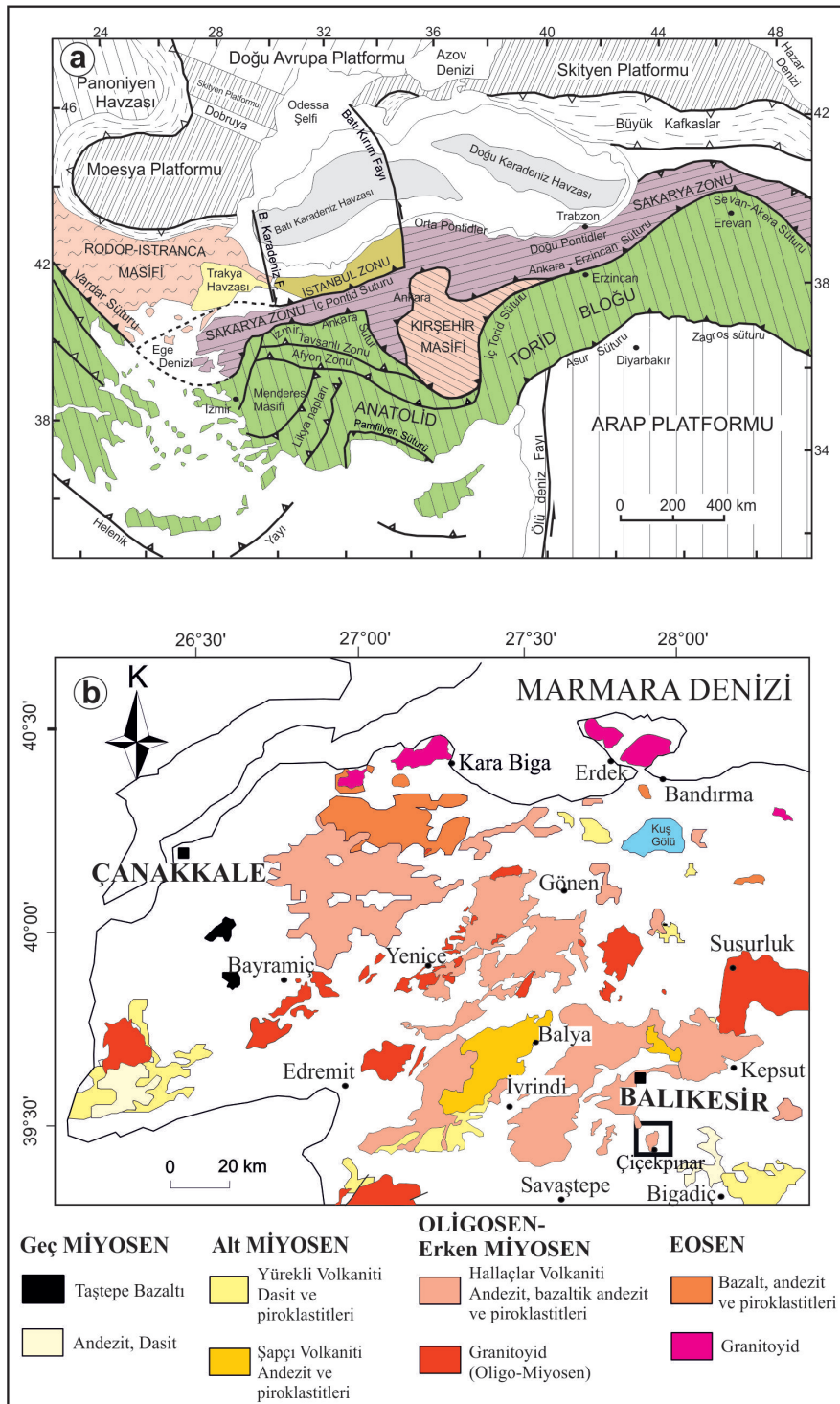
Keywords: Andesite, Biga Peninsula, Hallaçlar Volcanic Rocks, geochemistry, mineral chemistry.

GİRİŞ

Batı Anadolu, Alp-Himalaya orojenik sisteminde önemli bir yere sahip olup, çarpışma sonrası magmatizmanın yaygın olduğu, kabuk-manto etkileşiminin gözlemlendiği ve magmatik-tektonik olayların birlikte izlendiği önemli bir kuşaktır (Aldanmaz vd., 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008; Topuz ve Okay, 2017). Türkiye tektonik olarak Sakarya zonu, Torid-Anatolid bloğu, İntraPontid suture zonu ve Zagros suture zonu olmak üzere dört ana zona ayrılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999), (Şekil 1a). Eosen, Oligosen ve Miyosen olmak üzere 3 ayrı evrede gözlenen Biga Yarımadası'ndaki Paleojen-Neojen magmatizması (Şekil 1b) çarpışma sonrası olarak kabul edilmektedir (Yılmaz 1990; Harris vd., 1994; Okay vd., 1996; 2001; Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak, 2007; Pehlivan vd., 2007; Ercan vd., 1995; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Aslan vd., 2017, 2020; Saatçı ve Aslan, 2018; Kamacı ve Altunkaynak, 2020). Eosen magmatik kayalar orta-K ve kalk-alkali karakterde olmalarına rağmen, Oligosen kayaları yüksek-K ve kalk-alkali, Miyosen kayaları ise yüksek-K alkali ile şoşonitiktir (Aldanmaz vd., 2000; Duru vd., 2004; Dönmez vd., 2005; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık vd., 2008; Altunkaynak vd., 2012; Prelević vd., 2012; Topuz ve Okay, 2017; Aslan vd., 2020; Aysal vd., 2021). Bölgede Oligosen-Erken Miyosen döneminde granitik kayalar ve kökensel olarak bunlarla ilişkili volkanik kayalar gelişmiştir (Duru vd., 2004; Özgenç ve İlbeyleli, 2008; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Karacık vd., 2008; Prelević vd.,

2012; Aslan vd., 2017; Saatçı ve Aslan, 2018; Aslan vd., 2020, Kamacı ve Altunkaynak, 2020). Erken Miyosen'den sonra gözlenen bölgedeki geç evre magmatizması, Na bakımından zengin alkali volkanizma ile temsil edilmektedir (Aldanmaz vd., 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008; Prelević vd., 2015). Biga Yarımadası'ndaki kalk-alkalen volkanizma, çarpışma sonrası tektoniği ile ilişkili olup jeokimyasal olarak manto kaynağına ait ipuçları sunmaktadır.

Andezitik Yeniköy ile Bağburun, bazaltik Saraycık, asidik Atikhisar ve andezitik Hallaçlar Volkanik Kayaları Biga Yarımadası'nda geç Oligosen-erken Miyosen yaşlı volkanik kayaları oluşturur (Dönmez vd., 2005). Bölgedeki en geniş yayımlı volkanizma olan ve çalışmanın konusunu oluşturan Hallaçlar Volkanik Kayaları, Oligosen-Erken Miyosen yaşlı olup genellikle andezitik, bazaltik andezitik, trakitik yer yer de dasitik karakterlidir (Duru vd., 2004; Dönmez vd., 2005; Pehlivan vd., 2007). Balıkesir ilinin kuzeyi ile doğusunda ve Yenice (Çanakkale) civarında geniş bir alanda yayılım gösteren Hallaçlar Volkanik Kayaları (Şekil 1b) ile ilgili pek çok çalışma olmasına rağmen (Ercan vd., 1995; Aldanmaz vd., 2000; Dönmez vd., 2005; Altunkaynak ve Genç, 2008; Prelević vd., 2015; Aslan vd., 2017, 2020) güney kısmına ait alanda, mineral kimyası ve jeokimyasal çalışma az orandadır. Bu çalışma ile Balıkesir'in yaklaşık 10 km güneyinde mostra veren Büyükbostancı ve Çiçekpınar (Balıkesir) köyleri çevresinde yüzeylenen volkanik kayaların petrografik, mineral kimyası, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri ortaya konulmuştur.



Şekil 1.a) Türkiye'nin tektonik bölümleri (Okay ve Tüysüz, 1999), b) Magmatik kayaçlarının Biga Yarımadası'ndaki dağılımı (Pehlivan vd., 2007'den değiştirilerek).

Figure 1.a) Tectonic divisions of Turkey (Okay and Tüysüz, 1999), b) Distribution of magmatic rocks in the Biga Peninsula (modified from Pehlivan et al., 2007).

BÖLGESEL JEOLJİ

Kuzeybatı Anadolu'da bulunan Biga Yarımadası'nda Paleozoyik'ten Miyosen dönemine kadar metamorfik, tortul ve geniş yayımlı olarak da magmatik kayalar bulunmaktadır (Krushensky, 1976; Duru vd., 2004; Dönmez vd., 2005, Pehlivan vd., 2007). Biga Yarımadası'nın temelini oluşturan geç Paleozoyik yaşlı Kazdağ Masifi, orta-yüksek metamorfik dereceli Fındıklı, Tozlu ve Sutüven Formasyonları'ndan oluşmaktadır ve düşük dereceli metamorfik kayalardan ibaret olan Paleozoik yaşlı Kalabak Birimi tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. (Duru vd., 2004; Dönmez vd., 2005). Bu birim ise sırasıyla, Orhanlar Grovağı, Mehmetalan Formasyonu, Çal Formasyonu, Camialan Kireçtaşı ve Karakaya Formasyonu'ndan ibaret Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi tarafından üzerlenmektedir (Duru vd., 2004; Pehlivan vd., 2007; Akay, 2009). Geç Jura–Alt Kretase yaşlı olan ve platform tipi kireçtaşlarından oluşan Bilecik Formasyonu alttaki birimleri örter. Geç Kretase döneminde, serpantinleşmiş ultramafik–serpantin blokleri ile spilitik bazalt, metabazik, kristalize kireçtaşı, kıltaşı, kumtaşı ve tuf kayalar bloklarından oluşan Yayla Melanjı, çalışma alanının da en yaşlı birimidir (Duru vd., 2004; Pehlivan vd., 2007).

İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Zonu'nun kuzeyinde bulunan Biga Yarımadası (KB Türkiye), Paleojen ve Neojen dönemlerinde etkin olan ve tektonik aktivite ile ilişkili olarak gelişen, magmatik ve volkanik kayalarla karakteristiktir. Bu kayalar, Kuzeybatı Anadolu Orojenik Kuşağı'nın evrimi sırasında kabuk–manto etkileşimlerinin bir sonucu olarak çarpışma sonrası bir ortamda oluşmuştur. Geç Kretase–erken Eosen döneminde, Neo-Tetis Okyanusu'nun kapanması ile Torid–Anatolid Bloğu ve Sakarya Kıtası çarpışarak İzmir–Ankara–Erzincan Kenet Kuşağı gelişmiştir (Şekil 1a), (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay vd., 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay ve Satır, 2000; Aldanmaz vd.,

2000; Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Okay, 2008; Altunkaynak ve Genç, 2008; Aslan vd., 2017). Kıta-kıta çarpışması sonrası olarak Eosen, Oligosen ve Miyosen dönemlerinde, çok sayıda granitik plüton ve bunlarla ilişkili andezitik-dasitik-bazaltik volkanik kayalar Biga Yarımadası'nda (KB Türkiye) yaygın olarak gelişmiştir (Altunkaynak, 2007). Çarpışma sonrası magmatizmanın ilk ürünleri kalk-alkalen Eosen plütonik ve volkanik kayalarıdır. Plütonik kayalar tamamen granitik-granodiyoritik karakterde olmasına rağmen, Edincik ve Beyçayır Volkanitleri ve bunlarla ilişkili piroklastitler, bazalt ve dasitlerden oluşmaktadır (Dönmez vd., 2005; Altunkaynak, 2007; Altunkaynak ve Genç, 2008). Geç Eosen'den sonra dasit, dasitik tuf ve ignimbrit karakterli Dededağ Volkanik Kayaları oluşmuştur. Geç Oligosen-Erken Miyosen'deki Atikhisar, Yeniköy, Saraycık, Hallaçlar ve Şapçı Volkanik Kayaları, yüksek-K kalk-alkalen karakterde olup başlıca andezit, bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezit karakterlidirler (Duru vd., 2004; Dönmez vd., 2005). Hallaçlar Volkanik Kayaları'nın yaşı K – Ar yöntemine göre geç Oligosen ($26,5 \pm 1,1$ My) (Dönmez vd., 2005), Şapçı volkanik kayalarının yaşı zirkon U-Pb metoduna göre Erken Miyosen'dir ($22,72 \pm 0,19$ ve $18,72 \pm 0,17$ My), (Aslan vd., 2017). Çanakkale-Balıkesir arasında geniş bir yayılım gösteren Hallaçlar Volkanik Kayaları genellikle andezit, bazaltik andezit, trakitik andezit ve bunların piroklastik ürünlerinden ibarettir (Bozan, 2019). Son magmatik faz, Miyosen sonlarında oluşan kuvvetli alkali bazaltik lavlarla temsil edilen, riftleşme ile ilgili volkanik aktivitedir (Ercan vd., 1995; Yılmaz 1989; 1990; Seyitoğlu ve Scott, 1996). Tüm birimler, killi kireçtaşı, kıltaşı, marn, çakıltaşı, tüfit aralanmasından oluşan alt Miyosen yaşlı Soma Formasyonu ile örtülmüştür. Çalışma alanındaki en genç birim Kuvaterner alüvyondur.

MATERYAL ve YÖNTEM

Çalışma alanından toplanan örneklerin petrografik çalışması yapılmış ve kimyasal analiz için uygun olan 11 adet andezit örneği seçilmiştir.

Mineral kimyası analizleri için petrografik çalışmada tespit edilen, volkanik kayaçlardaki klinopiroksen, plajiyoklaz ve biyotit minerallerine ait elektron mikroprob analizleri Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde (YEBİM) yapılmıştır. Elektron mikroprob analizi için karbon ile yüzeyi parlatılmış ince kesitler kullanılmıştır. Minerallerin ana oksitleri, JEOL marka JXA 8230 marka cihazda 20 kV voltaj ile 15 nA akımda analiz edilmiştir.

Örneklerin tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element analizleri Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) laboratuvarında yaptırılmıştır. Retsch marka çeneli taş kırıcıda kırılan örnekler daha sonra FRITSCH marka tungsten karpit değirmende öğütülmüştür. 4'er gr'lık örnekler 0,9 gr'lık lithyum teraborat bağlayıcı malzemeye karıştırılıp hidrolik presde sıkıştırılmış ve pres-pastil olarak analize uygun duruma getirilmiştir. Bu örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri Spectro X-Lab 2000 marka Polarize Enerji Dispersif X-Işınları Floresans Spektrometresi (PED-XRF) aletinde yapılmıştır.

BULGULAR

Petrografi ve Mineral Kimyası

Biga Yarımadası'nda geniş yayılım gösteren Hallaçlar Volkanik Kayaçları, Büyükbostancı ile Çiçekpınar (Balıkesir) köyleri ve çevresinde, andezit, bazaltik andezit, traki-andezit lav ve bunlarla ilişkili piroklastitler şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2). Masif birim gri renkli olup sert ve çatlaklı yapıdadır (Şekil 3a).

Tektonizmanın etkili olduğu yerlerde KD-GB yönlü kırık-çatlak sistemleri gelişmiş ve kayma yüzeyleri oluşmuştur. Yer yer kil ve silisleşme gözlenmekte olup bu kesimlerde birim daha açık renklerde gözlenmektedir (Şekil 3b). Piroklastları ise tuf olup krem veya açık sarı rengindedir.

Çalışılan volkanik kayaçlar, genellikle mikrolitik porfirik ve porfirik, yer yer de fluidal, glomeroporfirik, elek ve sferülitik dokularını göstermektedir. Ana mineraller; plajiyoklaz, piroksen, amfibol, biyotit ve Fe-Ti oksitler, ikincil mineraller ise serizit, klorit, kil ve kalsittir. Bazı örneklerde tali mineral olarak apatit gözlenmiştir.

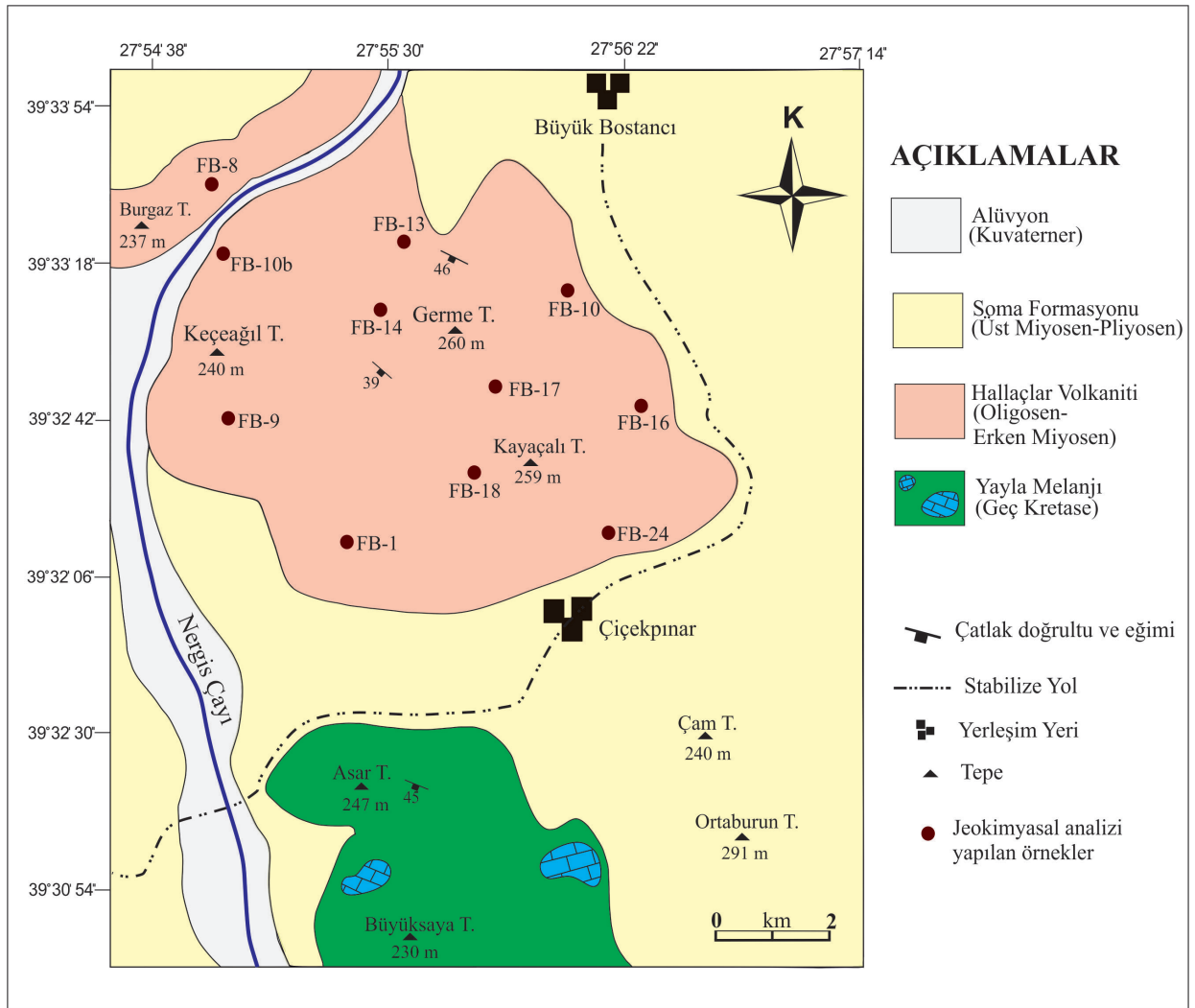
Plajiyoklazlar, yarı öz veya öz şekilsiz kristaller veya hamurda da mikrolitler şeklinde gözlenir. Halkalı zonlanma ve albit ikiz gösteren bazı iri plajiyoklazlarda (Şekil 3c) küçük plajiyoklaz inklüzyonları tespit edilmiştir. Kırıklı ve çatlaklı yapıda olup ayrışmadan dolayı killeşme, kalsitleşme ve serizitleşmeye uğramışlardır. Kil ürünleri özellikle halkalı zonlar boyunca izlenir ve bazıları elek dokusu göstermektedir (Şekil 3c). İncelenen volkanitlerde gözlenen plajiyoklazların mineral kimyası ve bunların hesaplanan kimyasal formülleri Çizelge 1'de verilmiştir. Plajiyoklaz mineralleri genellikle andezin ($An_{33}Ab_{49}Or_2 - An_{47}Ab_{61}Or_6$), az oranda da labradorit ($An_{62}Ab_{38}Or_4 - An_{60}Ab_{34}Or_1$) alanında yer almaktadır (Şekil 4a).

Klinopiroksenler orta ve iri taneli olup, yarı öz ve öz şekilli fenokristaller halindedir. Bazı örneklerde piroksen ve opak oksitlerden oluşan glomeroporfirik doku gözlenmiştir. Bazı piroksenlerde h'(100) ikizlenmesi varken bazı piroksenlerin kenar veya dilinimleri boyunca da klorit ve kil mineralleri mevcuttur (Şekil 3d). Çatlaklar boyunca klorit mineralleri gelişmiştir. Volkanitlere ait piroksenlerin mineral kimyası analizleri ve yapılan hesaplama sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir. Klinopiroksen bileşimleri

$Wo_{43}En_{75}Fs_{36}-Wo_1En_{38}Fs_{14}$ arasında değişirken, $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranı 0,63-0,79 arasında değişmektedir. Klinopiroksenler, Wo-En-Fs sınıflandırma diyagramına göre (Morimoto vd., 1988) ojit ve klinkoenstatit türündedir (Şekil 4b).

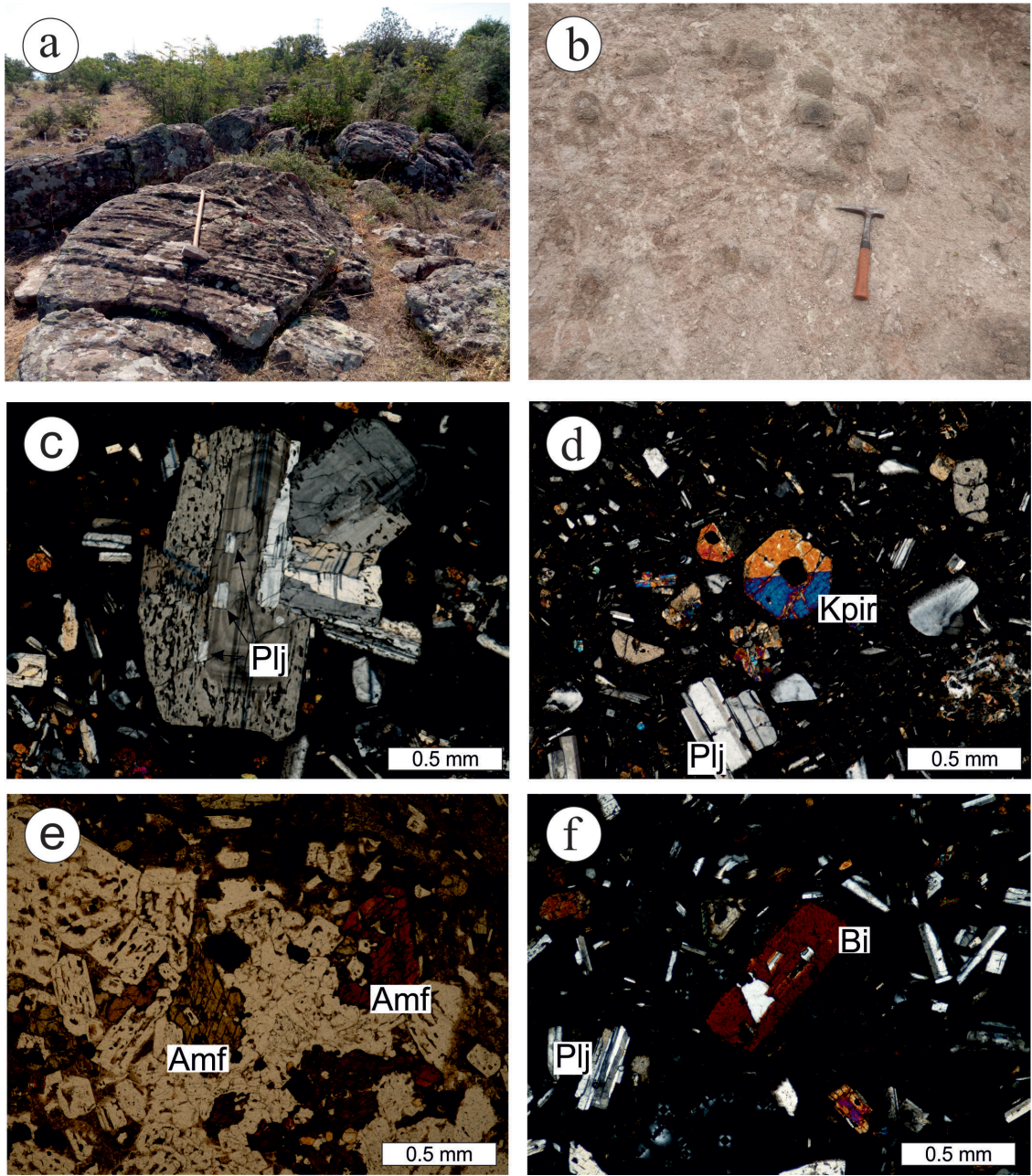
Yarı öz şekilli olan hornblend mineralleri, genellikle fenokristaller halindedirler. Açık ila

koyu yeşil-kahvemi yeşil pleokroizma renklerine sahiptirler (Şekil 3e). Hornblendler plajiyoklaz, biyotit ve opak mineralleri kapanım şeklinde bulundurmaktadır. Çatlaklı ve kırıklı yapıda olup çatlaklar boyunca kloritleşme gözlenmektedir.



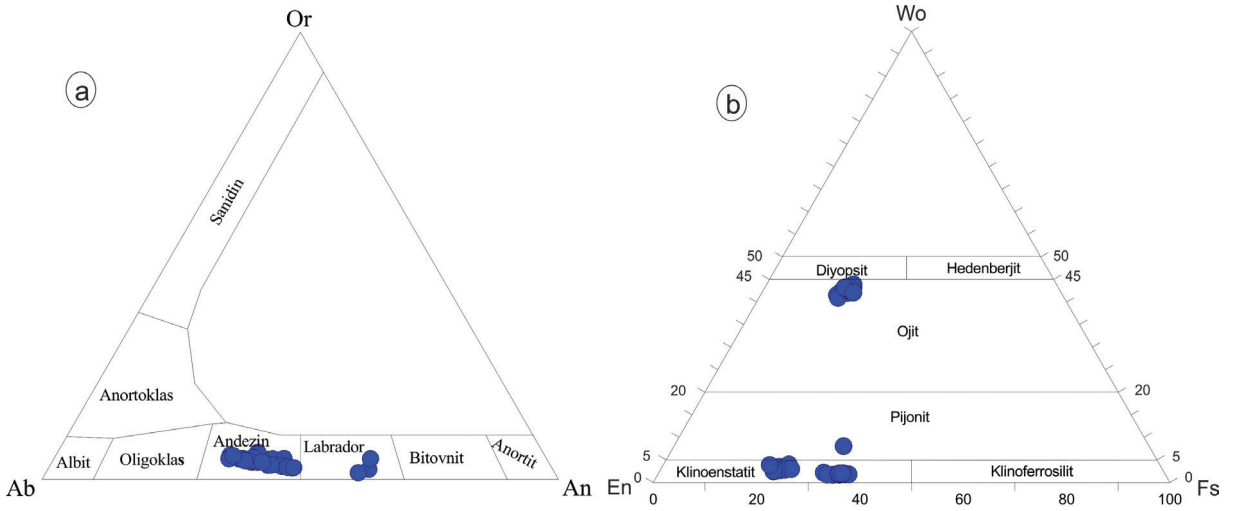
Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik haritası (Pehlivan vd., 2007'den değiştirilerek).

Figure 2. Geological map of the study area (modified from Pehlivan et al., 2007).



Şekil 3. İncelenen volkanik kayaçların saha ve polarizan mikroskop görüntüleri; **a)** Andezitik lavlarda masif, sert ve çatlaklı yapı (Çiçekpınar köyü kuzeybatısı), **b)** Alterasyon etkisi ile açık grimsi renkli andezit (Burgaz Tepe), **c)** Plajiyoklaz fenokristalinde elek dokusu, **d)** Öz şekilli klinopiroksen kristali, **e)** Pleokroik amfibol kristali (TN), **f)** Plajiyoklaz ve Fe-Ti oksit kapanımları içeren biyotit. Amf: Amfibol, Bi: Biyotit, Kpir: klinopiroksen, Plj: Plajiyoklaz, TN: Tek nikol.

Figure 3. Field and polarizing microscope views of the investigated volcanic rocks; **a)** Massive, hard and cracked structure in andesitic lava (Northwest of Çiçekpınar village), **b)** Light grayish colored andesite (Burgaz Tepe) due to alteration effects, **c)** Sieve texture in plagioclase phenocryst, **d)** Euhedral clinopyroxene crystal, **e)** Pleochroic amphibole crystal (TN), **f)** biotite containing plagioclase and Fe-Ti oxide inclusions. Amf: Amphibole, Bi: Biotite, Kpir: Clinopyroxene, Plj: Plagioclase, TN: Single Nicol.



Şekil 4. İncelenen volkanik kayalara ait; **a)** Plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen sınıflama diyagramı (Deer vd., 1992), **b)** Piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen sınıflama diyagramı (Morimoto vd., 1988).

Figure 4. a) Ab-An-Or triangular classification diagram of plagioclases (Deer et al., 1992), **b)** Wo-En-Fs triangular classification diagram of pyroxenes (Morimoto et al., 1988) for the investigated volcanic rocks.

Yapraksı veya çubuksu biyotitler yarı öz şekilli kristaller şeklindedir. Genellikle açık sarımsı ve kahverengi renklere pleokrizma sunmaktadır. Biyotitlerin bazılarında dilinimleri boyunca opasitleşme görülürken bazı iri kristaller de plajiyoklaz ve opak oksit kapanımları içermektedir (Şekil 3f). Biyotitlerde dilinim ve çatlaklar boyunca kloritleşme görülmektedir. Çalışılan volkanik kayalara ait biyotitlerin mineral kimyası analizleri ile hesaplamaları Çizelge 3'te verilmiştir. Biyotitlerin Mg# değerleri 0,56 ila 0,64 arasında Al^{IV} değerleri ise 0,83 ila 1,20 apfu aralığındadır (Çizelge 3). Flogopit değerleri %45-56 ve Anit değerleri %15-32 arasında değişmektedir. Fe/(Fe+Mg) karşı Al^{IV} (apfu) diyagramında örnekler biyotit alanında görülmektedir (Şekil 5a). Biyotitlerin Mg-Li (apfu) karşı Fe + Mn + Ti- Al^{IV} (apfu) diyagramında (Tischendorf vd., 1997)

Mg'lu biyotit alanında bulunmaktadır (Şekil 5b). MgO-FeO(t)- Al_2O_3 üçgen diyagramında (De Albuquerque, 1973) biyotit örnekleri, amfibol ile birlikte var olan biyotitleri gösteren alan I çizgisi boyunca görülmektedir (Şekil 5c). Biyotit bileşimleri, Al^{tot} karşı Mg (apfu) diyagramında (Nachit vd., 1985) ise çoğunlukla kalk-alkalen alanda yer almaktadır (Şekil 5d).

Düzensiz geometrik şekillerdeki Fe-Ti oksit mineralleri genellikle hornblend ve biyotit minerallerinin çevresinde yoğunlaşmıştır. Tali minerallerden olan iğnecikler şeklindeki apatit plajiyoklaz ile birlikte bulunur. Serisit, kalsit, klorit ve kil ayrışma mineralleri olarak bulunmaktadır. Hamur, düzensiz dağılım sunan plajiyoklaz mikrolitlerinden, mikro kristaller halinde klinopiroksen ile biyotit kristallerinden ve volkanik camdan oluşmaktadır.

Çizelge 1. Çalışılan volkanik kayaçlara ait plajiyoklaz minerallerinin mineral kimyası analizleri.
Table 1. Mineral chemistry analyses of plagioclase minerals from investigated volcanic rocks.

Örnek	FB10a		FB10a		FB10a		FB14-1		FB14-1		FB14-1		FB14-1		FB14-1		FB14-1		FB14-1		FB14-1		FB14-1								
	merkez	1	2	3	kenar	4	merkez	1	2	3	kenar	4	merkez	1	2	3	kenar	4	merkez	1	2	3	kenar	4	merkez	1	2	3	kenar	5	
SiO ₂	50,08	54,54	58,08	58,08	55,26	56,10	56,34	56,25	56,57	56,20	56,63	56,87	56,87	56,87	57,05	57,66	56,32	56,32	57,05	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	57,66	51,76
Al ₂ O ₃	31,83	28,67	25,97	25,97	27,97	28,25	26,66	27,48	27,76	26,07	26,63	26,24	26,24	26,24	26,60	26,56	27,39	27,39	26,60	26,56	26,56	26,56	26,56	26,56	26,56	26,56	26,56	26,56	26,56	31,01	
FeO(t)	0,81	0,47	0,34	0,34	0,44	0,44	0,39	0,40	0,38	0,35	0,45	0,36	0,36	0,36	0,37	0,45	0,35	0,35	0,37	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,39		
CaO	12,67	8,27	7,15	7,30	8,80	8,75	8,29	8,43	8,00	11,89	8,21	9,15	9,15	9,15	8,16	9,21	8,48	8,48	8,16	9,21	9,21	9,21	9,21	9,21	9,21	9,21	9,21	9,21	12,74		
Na ₂ O	4,01	7,35	6,09	7,13	6,09	6,29	6,09	6,92	6,58	3,66	6,79	6,57	6,57	6,57	6,66	5,20	6,63	6,63	6,66	5,20	5,20	5,20	5,20	5,20	5,20	5,20	5,20	5,20	4,43		
K ₂ O	0,39	0,89	0,98	0,96	0,81	0,80	0,75	0,71	0,77	0,76	0,77	0,58	0,58	0,58	0,73	0,73	0,69	0,69	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,26		
BaO	0,08	0,12	0,08	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,08	0,11	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,12	0,12	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,02		
Toplam	99,86	100,32	100,73	99,71	99,48	99,67	99,21	100,28	100,15	99,01	99,59	99,85	99,85	99,85	99,65	99,89	99,98	99,98	99,65	99,89	99,89	99,89	99,89	99,89	99,89	99,89	99,89	99,89	100,61		
Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.																															
Si	9,17	9,87	10,03	10,47	10,03	10,06	10,24	10,13	10,17	10,24	10,26	10,28	10,28	10,31	10,43	10,16	10,16	10,16	10,31	10,43	10,43	10,43	10,43	10,43	10,43	10,43	10,43	10,43	9,37		
Al	6,87	6,12	5,52	5,49	5,99	5,97	5,71	5,83	5,88	5,60	5,69	5,59	5,59	5,66	5,66	5,82	5,82	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	6,61		
Fe ⁺²	0,12	0,07	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06		
Ca	2,48	1,60	1,38	1,41	1,71	1,68	1,61	1,63	1,54	2,32	1,59	1,77	1,77	1,58	1,60	1,64	1,64	1,58	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	2,47		
Na	1,42	2,58	2,14	2,49	2,14	2,14	2,36	2,42	2,29	1,29	2,39	2,30	2,30	2,33	1,82	2,32	2,32	2,33	2,33	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,55		
K	0,09	0,21	0,22	0,22	0,19	0,18	0,17	0,16	0,18	0,18	0,18	0,13	0,13	0,17	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,06		
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00		
Toplam	20,16	20,46	20,14	20,13	20,14	20,14	20,17	20,24	20,12	19,69	20,18	20,14	20,14	20,11	19,74	20,16	20,16	20,16	20,11	19,74	19,74	19,74	19,74	19,74	19,74	19,74	19,74	20,13			
An %																															
mol.	62,15	36,53	33,70	38,73	38,94	38,94	38,94	38,69	38,42	61,28	38,34	42,12	42,12	38,71	44,50	39,84	39,84	38,71	44,50	44,50	44,50	44,50	44,50	44,50	44,50	44,50	44,50	44,50	60,47		
Ab %																															
mol.	35,59	58,78	60,83	55,20	59,52	59,52	56,88	57,45	57,17	34,09	57,37	54,69	54,69	57,16	50,82	56,32	56,32	57,16	50,82	50,82	50,82	50,82	50,82	50,82	50,82	50,82	50,82	50,82	38,04		
Or %																															
mol.	2,27	4,69	4,51	5,48	4,62	4,62	4,17	3,85	4,40	4,63	4,29	3,19	3,19	4,14	4,68	3,84	3,84	4,14	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	1,49		

Çizelge 1. Devami.
Table 1. Continued.

Örnek	FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I		FBI4-1 Blg3 P1I					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5			
	merkez	merkez	merkez	kenar	kenar	kenar	merkez	merkez	merkez	merkez	merkez	merkez	merkez	merkez	kenar	kenar	merkez	merkez	merkez	kenar	kenar	kenar
SiO ₂	53,65	53,09	54,09	54,15	54,76	54,11	57,14	56,94	56,22	56,74	55,65	55,94	56,36	57,58								
Al ₂ O ₃	29,74	29,32	28,31	28,54	28,72	28,36	26,50	28,29	27,44	26,19	28,24	27,17	27,60	25,36								
FeO(t)	0,50	0,48	0,39	0,38	0,43	0,45	0,36	0,32	0,33	0,35	0,33	0,35	0,33	0,35								
CaO	9,72	10,38	9,61	9,35	10,08	10,26	7,72	7,70	7,92	7,84	8,40	8,19	8,77	8,39								
Na ₂ O	6,21	6,11	6,24	6,52	6,18	5,97	7,74	7,73	7,15	7,40	7,02	7,15	6,60	7,17								
K ₂ O	0,53	0,48	0,56	0,60	0,50	0,48	0,90	0,88	0,86	0,85	0,75	0,78	0,70	0,96								
BaO	0,07	0,05	0,08	0,09	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,12	0,14	0,07	0,08								
Toplam	100,41	99,91	99,28	99,62	100,73	99,71	100,43	101,92	99,99	99,45	100,51	99,71	100,42	99,88								
Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.																						
Si	9,70	9,67	9,87	9,86	9,86	9,85	10,28	10,10	10,15	10,36	10,01	10,14	10,13	10,48								
Al	6,33	6,29	6,09	6,12	6,09	6,08	5,62	5,91	5,84	5,64	5,99	5,81	5,85	5,44								
Fe ⁺²	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05								
Ca	1,88	2,02	1,88	1,82	1,94	2,00	1,49	1,46	1,53	1,53	1,62	1,59	1,69	1,44								
Na	2,18	2,16	2,21	2,30	2,16	2,11	2,70	2,66	2,50	2,27	2,45	2,51	2,30	2,53								
K	0,12	0,11	0,13	0,14	0,12	0,11	0,21	0,20	0,20	0,20	0,17	0,18	0,16	0,22								
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01								
Toplam	20,29	20,32	20,25	20,30	20,23	20,22	20,36	20,38	20,28	20,05	20,30	20,30	20,18	20,17								
An % mol.	45,01	47,16	44,57	42,75	46,10	47,42	33,87	33,88	36,20	38,36	38,20	37,15	40,69	34,36								
Ab % mol.	52,08	50,24	52,34	54,00	51,16	49,95	61,44	61,50	59,13	56,68	57,75	58,64	55,42	60,32								
Or % mol.	2,91	2,60	3,09	3,26	2,73	2,63	4,69	4,61	4,67	4,95	4,04	4,21	3,88	5,32								

Çizelge 2. Çalışılan volkanik kayaçlara ait klinopiroksen minerallerinin mineral kimyası analizleri.
Table 2. Mineral chemistry analyses of clinopyroxene minerals from the investigated volcanic rocks.

Örnek	FB8- PYX1		FB8- PYX1		FB8- PYX1		FB8- PYX2		FB8- PYX2		FB8- PYX2		FB8- PYX2		FB8- PYX2		FB8- PYX3		FB8- PYX3		FB8- PYX3		FB8- PYX4		FB8- PYX4		FB10a PYX1		FB10a PYX1		
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	1	2	
SiO ₂	48,47	47,90	48,11	49,50	52,05	52,92	51,59	52,15	52,19	52,12	52,04	52,93	51,42	52,02	51,66	52,23	51,29	52,23	51,66	52,02	51,66	52,02	51,66	52,23	51,29	52,23	50,31	50,53	50,31	50,53	
TiO ₂	0,15	0,16	0,10	0,13	0,21	0,18	0,23	0,17	0,24	0,20	0,12	0,14	0,21	0,18	0,18	0,14	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,14	0,17	0,13	0,20	0,13	0,20		
Al ₂ O ₃	0,99	1,19	0,59	0,78	1,12	0,99	1,38	0,97	1,20	1,06	0,93	0,85	0,99	0,88	1,09	0,92	0,79	0,92	1,09	0,88	1,09	0,88	1,09	0,92	0,79	0,79	0,94	0,79	0,94		
FeO(t)	22,53	23,27	23,25	23,47	9,84	9,31	10,58	9,37	9,74	9,61	10,19	10,42	9,60	9,65	9,36	9,86	9,34	9,86	9,36	9,65	9,36	9,65	9,36	9,86	9,34	23,52	23,37	23,52	23,37		
MnO	0,90	0,98	0,78	0,83	0,41	0,48	0,38	0,46	0,38	0,43	0,58	0,66	0,47	0,54	0,38	0,56	0,52	0,56	0,38	0,54	0,38	0,54	0,38	0,56	0,52	0,82	0,75	0,82	0,75		
MgO	26,24	24,97	25,97	23,99	14,84	15,71	14,14	15,24	14,33	14,54	14,90	14,25	15,06	14,61	15,95	14,12	15,69	14,12	15,95	14,61	15,95	14,12	15,95	14,12	15,69	23,78	24,03	23,78	24,03		
CaO	1,20	0,92	0,97	0,91	21,20	20,92	20,88	21,17	20,73	21,19	21,09	21,10	21,26	21,33	21,12	21,32	21,40	21,32	21,12	21,33	21,12	21,33	21,12	21,32	21,40	1,00	1,00	1,00	1,00		
Na ₂ O	0,04	0,13	0,01	0,02	0,33	0,34	0,35	0,38	0,42	0,37	0,43	0,36	0,38	0,39	0,37	0,39	0,31	0,39	0,37	0,39	0,37	0,39	0,37	0,39	0,31	0,05	0,03	0,05	0,03		
K ₂ O	0,02	0,12	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00		
Toplam	100,54	99,64	99,81	99,66	100,00	100,84	99,55	99,93	99,23	99,54	100,29	100,70	99,38	99,61	100,13	99,54	99,52	99,54	100,13	99,61	100,13	99,61	100,13	99,54	99,52	100,38	100,86	100,38	100,86		
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.																															
Si	1,83	1,83	1,84	1,88	1,95	1,96	1,95	1,95	1,97	1,96	1,95	1,97	1,94	1,96	1,93	1,97	1,95	1,97	1,93	1,96	1,93	1,96	1,93	1,97	1,95	1,90	1,89	1,90	1,89		
Al	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04		
Fe ⁺²	0,26	0,30	0,28	0,45	0,21	0,20	0,25	0,19	0,26	0,23	0,19	0,27	0,17	0,21	0,13	0,24	0,19	0,24	0,13	0,21	0,13	0,21	0,13	0,24	0,19	0,48	0,48	0,48	0,48		
Fe ⁺³	0,42	0,42	0,43	0,28	0,09	0,08	0,08	0,10	0,05	0,07	0,12	0,06	0,13	0,09	0,15	0,07	0,11	0,07	0,15	0,09	0,15	0,09	0,15	0,07	0,11	0,25	0,24	0,25	0,24		
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	
Mg	1,48	1,42	1,48	1,36	0,83	0,87	0,80	0,85	0,80	0,81	0,83	0,79	0,85	0,82	0,89	0,79	0,83	0,82	0,89	0,82	0,89	0,82	0,89	0,79	0,83	1,34	1,34	1,34	1,34		
Toplam	4,12	4,12	4,12	4,08	4,03	4,03	4,03	4,03	4,02	4,02	4,04	4,02	4,04	4,03	4,05	4,02	4,03	4,02	4,05	4,03	4,05	4,03	4,05	4,02	4,03	4,07	4,07	4,07	4,07		
Mg#	0,68	0,66	0,67	0,65	0,73	0,75	0,71	0,75	0,72	0,73	0,72	0,71	0,74	0,73	0,75	0,72	0,74	0,75	0,75	0,73	0,75	0,73	0,75	0,72	0,74	0,65	0,65	0,65	0,65		
Wo	2,16	1,70	1,76	1,73	42,07	41,03	42,02	41,77	42,06	42,48	41,41	42,03	41,96	42,43	41,01	42,85	42,77	42,85	41,01	42,43	41,01	42,43	41,01	42,85	42,77	1,88	1,89	1,88	1,89		
En	65,83	64,11	65,41	63,13	40,97	42,87	39,59	41,85	40,45	40,55	40,71	39,50	41,35	40,45	43,11	39,50	40,86	40,86	43,11	40,45	43,11	40,45	43,11	39,50	40,86	62,66	63,15	62,66	63,15		
Fs	31,86	33,76	32,79	35,08	15,76	14,90	17,11	15,02	15,97	15,62	16,36	17,16	15,35	15,71	14,59	16,26	15,26	15,26	14,59	15,71	14,59	15,71	14,59	16,26	15,26	35,27	34,87	35,27	34,87		

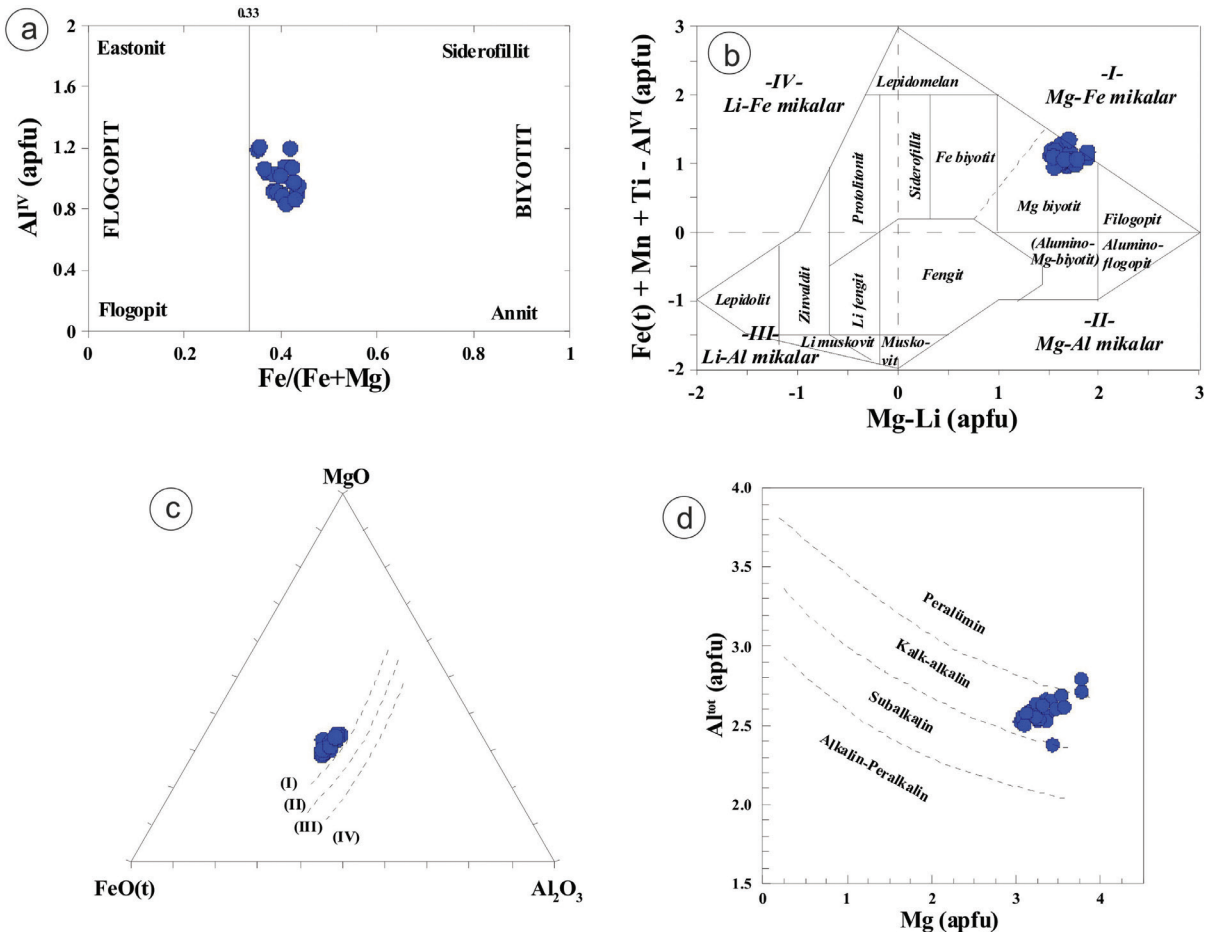
Çizelge 2. Devamı.
Table 2. Continued.

Örnek	FB14 Blg 2 PYX1		FB14 Blg 2 PYX1		FB14 Blg 2 PYX1		FB14 Blg 3 PYX1		FB14 Blg 3 PYX1		FB14 Blg 3 PYX1		FB14 Blg 3 PYX2		FB14 Blg 3 PYX2		FB14 Blg 3 PYX2		
	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	52,60	52,07	52,39	52,95	52,63	52,94	53,00	52,46	52,43	52,12	52,73	52,54	52,94	52,47	52,54	52,80	52,04	50,89	
TiO ₂	0,29	0,26	0,15	0,16	0,25	0,16	0,21	0,22	0,25	0,15	0,16	0,23	0,17	0,19	0,00	0,22	0,20	0,25	
Al ₂ O ₃	1,36	1,20	0,86	1,06	1,26	0,80	1,11	1,09	1,47	1,09	1,05	1,24	1,11	1,24	30,28	1,13	0,98	1,80	
FeO(t)	10,23	10,05	9,65	9,81	9,83	6,55	9,81	10,09	10,18	10,20	10,01	10,04	10,06	10,24	0,40	9,89	9,30	10,80	
MnO	0,37	0,38	0,61	0,50	0,45	0,24	0,48	0,41	0,39	0,52	0,54	0,39	0,55	0,46	0,00	0,41	0,57	0,37	
MgO	13,73	13,82	14,20	14,44	13,98	11,96	14,58	13,71	13,84	14,46	14,18	13,93	14,43	14,32	0,02	14,17	14,74	14,10	
CaO	20,94	21,01	20,91	21,21	21,07	27,16	21,02	21,32	20,83	21,02	21,06	21,32	21,12	20,93	9,84	21,07	21,41	20,54	
Na ₂ O	0,41	0,38	0,31	0,44	0,37	0,27	0,35	0,32	0,42	0,46	0,40	0,39	0,41	0,43	6,36	0,38	0,34	0,51	
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	
Toplam	99,94	99,19	99,09	100,58	99,84	100,08	100,59	99,63	99,81	100,03	100,14	100,08	100,80	100,28	99,94	100,07	99,60	99,24	
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.																			
Si	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,97	1,96	1,97	1,97	1,97	1,96	1,79	1,97	1,96	1,93	
Al	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,21	0,03	0,04	0,07	
Fe ⁺²	0,30	0,28	0,27	0,25	0,28	0,18	0,26	0,29	0,29	0,22	0,27	0,27	0,25	0,25	0,01	0,28	0,20	0,22	
Fe ⁺³	0,02	0,04	0,03	0,06	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,10	0,05	0,04	0,06	0,07	-0,56	0,03	0,09	0,12	
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	
Mg	0,77	0,78	0,80	0,80	0,78	0,67	0,81	0,77	0,77	0,81	0,79	0,78	0,80	0,80	0,00	0,79	0,83	0,80	
Toplam	4,01	4,01	4,01	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,03	4,01	4,01	4,02	4,02	3,82	4,01	4,03	4,04	
Mg#	0,71	0,71	0,72	0,73	0,72	0,73	0,71	0,71	0,72	0,72	0,71	0,72	0,71	0,72	0,74	0,70	0,74	0,74	
Wo	42,69	42,82	42,47	42,32	42,82	54,78	42,08	43,37	42,43	41,79	42,35	43,04	42,07	41,90	45,36	42,56	42,66	41,31	
En	38,95	39,21	40,14	40,11	39,55	33,56	40,61	38,81	39,24	40,01	39,68	39,13	39,99	39,90	0,11	39,84	40,87	39,47	
Fs	16,85	16,56	16,24	15,98	16,29	10,67	16,04	16,65	16,79	16,52	16,50	16,40	16,45	16,64	1,51	16,21	15,25	17,37	

Çizelge 3. Çalışılan volkanik kayalara ait biyotit minerallerinin mineral kimyası analizleri.
Table 3. Mineral chemistry analyses of biotite minerals from the investigated volcanic rocks.

Örnek	FB14a		FB14a		FB14a		FB14a		FB14a		FB14a		FB14a		FB14a		FB14a		FB14a	
	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1	Bi-1
SiO ₂	34,05	34,82	35,99	35,47	34,99	33,25	34,51	36,59	36,43	33,67	32,66	36,76	35,53	35,04	36,19	36,57	35,85	33,30	33,30	33,30
MgO	14,59	13,61	13,14	13,25	13,16	13,81	13,35	14,68	14,55	16,70	16,32	14,13	13,96	14,54	13,97	13,38	13,17	14,85	14,85	14,85
FeO(t)	17,95	17,94	17,93	18,03	18,21	18,12	17,83	16,36	16,28	16,18	16,12	17,12	16,67	17,73	16,85	16,64	17,69	19,16	19,16	19,16
TiO ₂	5,19	5,39	5,29	5,23	5,37	5,32	5,27	4,69	4,65	4,61	4,50	4,92	5,14	5,26	5,30	5,28	5,25	4,14	4,14	4,14
Al ₂ O ₃	14,65	14,12	13,76	13,71	13,85	14,22	13,79	14,15	13,84	15,63	15,83	13,90	14,68	13,73	13,96	13,98	13,45	14,64	14,64	14,64
MnO	0,11	0,12	0,09	0,07	0,11	0,12	0,06	0,08	0,12	0,07	0,06	0,11	0,06	0,09	0,09	0,08	0,12	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	9,17	9,31	9,45	9,39	9,45	9,25	9,51	9,13	9,17	9,05	9,21	8,80	8,93	8,86	9,01	8,92	8,80	9,44	9,44	9,44
Toplam	95,71	95,31	95,65	95,14	95,14	94,09	94,31	95,67	95,05	95,91	94,71	95,74	94,95	95,25	95,36	94,85	94,32	95,57	95,57	95,57
Formül 22 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.																				
Si	2,63	2,71	2,80	2,77	2,74	2,62	2,71	2,81	2,82	2,55	2,53	2,84	2,79	2,77	2,81	2,86	2,83	2,56	2,56	2,56
Mg	1,68	1,58	1,52	1,54	1,53	1,62	1,57	1,68	1,68	1,89	1,89	1,63	1,64	1,72	1,62	1,56	1,55	1,70	1,70	1,70
Fe ⁺²	1,16	1,17	1,17	1,18	1,19	1,19	1,17	1,05	1,05	1,03	1,05	1,11	1,10	1,11	1,09	1,09	1,17	1,23	1,23	1,23
Ti	0,30	0,32	0,31	0,31	0,32	0,32	0,31	0,27	0,27	0,26	0,26	0,29	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,24	0,24	0,24
Al ^{IV}	1,07	0,97	0,89	0,92	0,95	1,07	0,97	0,92	0,91	1,19	1,20	0,87	0,90	0,91	0,88	0,83	0,86	1,20	1,20	1,20
Al ^{VI}	0,26	0,32	0,37	0,34	0,33	0,25	0,30	0,37	0,35	0,21	0,15	0,39	0,37	0,28	0,39	0,46	0,39	0,13	0,13	0,13
K	0,90	0,92	0,94	0,94	0,94	0,93	0,95	0,90	0,91	0,87	0,91	0,87	0,90	0,90	0,89	0,89	0,89	0,93	0,93	0,93
Toplam	8,01	8,00	8,01	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
X _{annit}	0,37	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,38	0,34	0,34	0,33	0,34	0,35	0,35	0,36	0,35	0,35	0,37	0,40	0,40	0,40
X _{flogopit}	0,54	0,51	0,50	0,50	0,50	0,53	0,51	0,54	0,54	0,60	0,61	0,52	0,53	0,55	0,52	0,50	0,50	0,55	0,55	0,55
Mg#	0,59	0,57	0,57	0,57	0,56	0,58	0,57	0,62	0,61	0,65	0,64	0,60	0,60	0,61	0,60	0,59	0,57	0,58	0,58	0,58

Mg# (Mg-numarası) = Mg / (Mg + Fe⁺²).



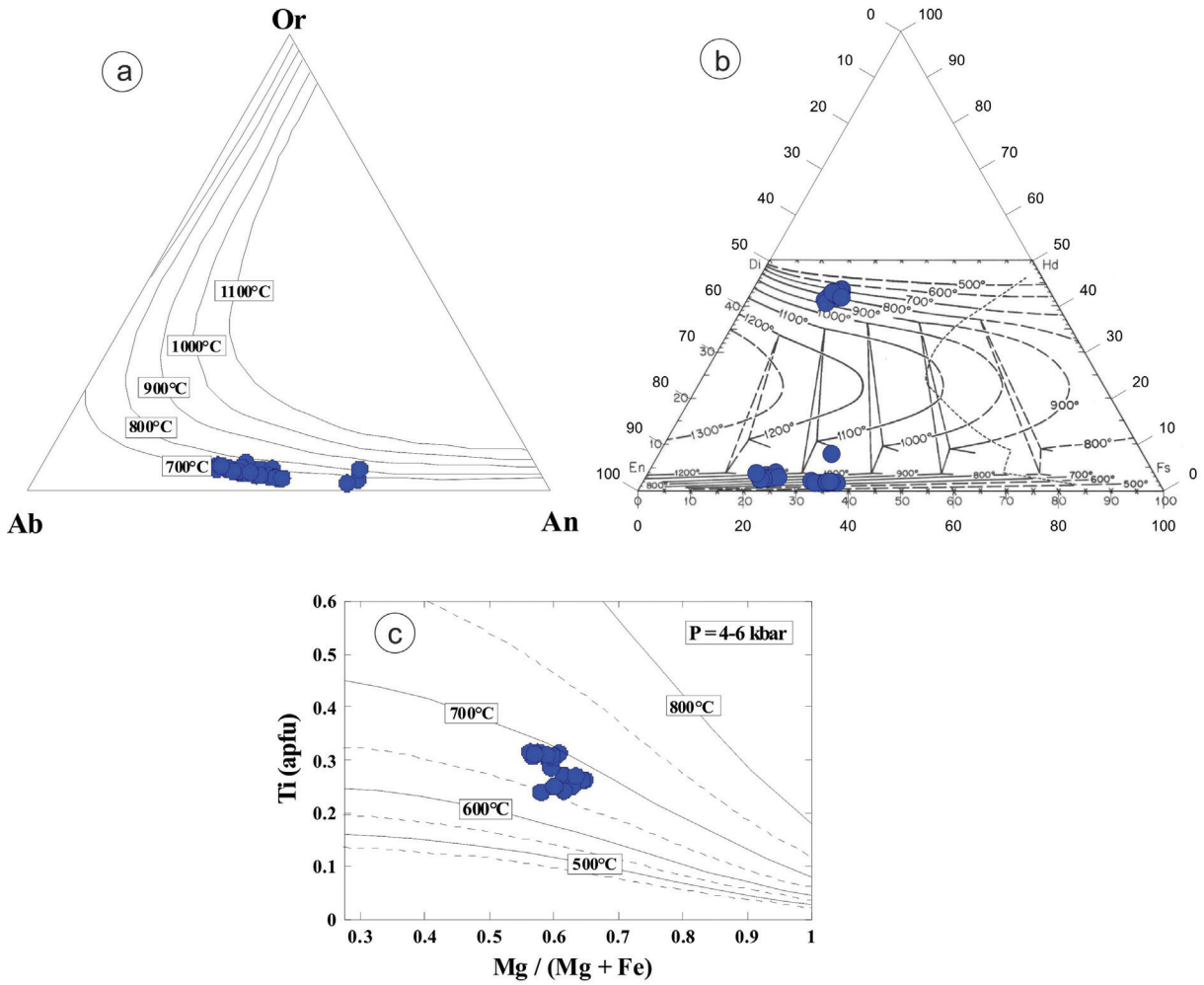
Şekil 5. İncelenen volkanik kayaçlara ait biyotitlerin; **a)** Fe/Fe+Mg–Al^{IV} (apfu) diyagramı, **b)** Mg–Li (apfu) karşı Fe(t)+Mn+Ti–Al^{VI} (apfu) (Tischendorf vd., 1997) diyagramı, **c)** Üçlü Al₂O₃ – FeO (t) –MgO diyagramı (De Albuquerque 1973), (I) biyotit amfibol birlikteliği; (II) diğer ferromagnezyen mineralleri ile ilişkili biyotit; (III) muskovit biyotit beraberliği; (IV) biyotitin alüminosilikat ile beraber bulunması, **d)** Altot–Mg (apfu) (hesaplanan 22 oksijen) diyagramında biyotitlerin bileşimleri (Nachit vd., 1985).

Figure 5. Biotites in the investigated volcanic rocks, **a)** Fe/Fe+Mg–Al^{IV} (apfu) diagram, **b)** Mg–Li (apfu) versus Fe(t)+Mn+Ti–Al^{VI} (apfu) (Tischendorf et al., 1997) diagram, **c)** Ternary Al₂O₃ – FeO(t)–MgO diagram (De Albuquerque 1973), (I) biotite coexistence with amphibole; (II) biotite associated with other ferromagnesian minerals; (III) biotite associated with muscovite; (IV) biotite coexistence with aluminosilicate, **d)** compositions of biotite on Altot–Mg (apfu) (calculated 22 oxygen) diagram (Nachit et al., 1985).

P-T Kristalizasyon Koşulları

İnceleme alanındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkanik kayaçların P-T hesaplamaları, tüm kayaç analizleri ve bazı minerallerin kimyası kullanılarak yapılmıştır.

Plajiyoklaz mineral kimyası sonuçları Deer vd., (1992) tarafından jeotermometre hesaplamaları için önerilen Or–Ab–An üçgen diyagramında değerlendirilmiştir. İncelenen kayaçlardaki plajiyoklazlar labradorit ve andezin bileşiminde olup minerallerinin sıcaklık değerleri 650-750 °C arasındadır (Şekil 6a).



Şekil 6. a) Plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramı (izoterm eğrilerine ait değerler Fuhrman ve Lindsley (1988)'e göredir), **b)** Piroksenlerin En-Di-Hd-Fs sıcaklık diyagramı (izoterm eğrileri değerleri Lindsley, 1983; Lindsley ve Andersen, 1983'e göredir), **c)** Biotit minerallerinin Ti (apfu) ve Mg / (Mg + Fe) diyagramı (kesikli eğriler 50 °C aralıklı izotermeleri temsil etmektedir) (Henry vd., 2005).

Figure 6. a) Ab-An-Or triangle diagram of plagioclases (values of isotherm curves are according to Fuhrman and Lindsley (1988)), **b)** En-Di-Hd-Fs temperature diagram of pyroxenes (values of isotherm curves are according to Lindsley, 1983; Lindsley and Andersen, 1983), **c)** Ti (apfu) and Mg / (Mg + Fe) diagram of biotite (dashed curves represent isotherms spaced at 50 °C) (Henry et al., 2005).

Klinopiroksen mineral kimyası değerleri Diyopsit-Hedenberjit-Enstatit-Ferrosilit (Di-Hd-En-Fs) piroksen dörtyüzlüsü diyagrama (Lindsley, 1983; Lindsley ve Andersen, 1983) düşürüldüğünde, ojit minerallerine ait değerler 580-960 °C arasında, enstatit minerallerine ait

değerler ise 620-1170 °C arasında bir sıcaklığa işaret etmektedir. (Şekil 6b).

Biyotit mineral kimyasına dayalı çizilen Mg/(Mg + Fe²⁺) - Ti diyagramına (Şekil 6d), göre sıcaklıklar 650-700 °C (4 ila 6 kbar) arasındadır. Ayrıca Ti ve Fe²⁺ değişimine dayalı olarak (Luhr

vd., 1984) biyotit minerallerinden hesaplanan sıcaklıklar 798–843 °C (ortalama=815±12 °C) arasındadır (Çizelge 4). Biyotitin Al içerikleri ile kristalleşme sırasındaki basıncı veya derinliği yaklaşık olarak tahmin edilebilir (Uchida vd., 2007). İncelenen biyotit minerallerinden hesaplanan basınçlar 0,67–1,93 kbar (ortalama = 1,28±0,30 kbar) arasındadır (Çizelge 4). Luhr vd., (1984)’den biyotit sıcaklıkları, Uchida vd., (2007)’den ise biyotit basınçları kullanılarak f_{O_2} fugasitesi hesaplanmıştır. Biyotit minerali için hesaplanan oksijen fugasitesi ($\log f_{O_2}$) -13,68 ile -12,65 (ortalama = -13,27±0,29) arasında değişmektedir (Çizelge 4).

Biyotitler için sıcaklık 798–843 °C, basınç 0,67–1,93 kbar ve oksijen fugasitesi -13,68 ile -12,65 değerleri arasındadır. Biyotit mineral termometresi değerleri dikkate alındığında (1 kbar = 3,7 km derinlik kıtasal kabukta, Tulloch and Challis 2000), biyotit mineralinin kristalleşmesinin 4,5–6,5 km derinlikte gerçekleştiğini göstermektedir.

Jeokimya

İncelenen volkanik kayaçlara ait 11 adet örneğinin ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri Çizelge 5’te verilmiştir. Örneklerde SiO_2 %56,59-63,92, Al_2O_3 %14,18–17,93, K_2O %2,76–3,23, Na_2O %1,99– 3,49, Fe_2O_3 %4,82–7,26 ve MgO içerikleri %2,14–4,83 arasında, değişmektedir.

Toplam alkali-silis diyagramında (Le Maitre vd., 2002), volkanik kayaçlara ait örneklerin çoğu andezit, bir örnek bazaltik andezit, iki örnek ise dasit bileşimli olduğu ayrıca örneklerin tümünün subalkalen karakterli oldukları gözlenmiştir (Şekil 7a). İki örneğin dasit alanında olması çalışma alanında gözlenen silisleşme ile ilişkili olabilir. Bunun için örnekler hareketsiz iz elementlere dayalı Nb/Y-Zr/TiO₂*0,0001 (Pearce, 1996) adlandırma diyagramında değerlendirilmiş, yoğun olarak traki-andezit ve andezit/bazalt alanında oldukları görülmüştür (Şekil 7b). Jeokimyasal olarak çalışılan volkanik kayaçlar andezit, traki andezit ve andezitik bazalt bileşimindedir. AFM üçgen diyagramında, kayaçlar kalk-alkalen karakter göstermektedirler (Şekil 7c). İncelenen örneklerin tümü yüksek-K kalk-alkalen bileşimi sergilemektedir (Şekil 7d).

Çizelge 4. Çalışılan volkanik kayaçların içerdiği biyotitler kullanılarak Luhr vd. (1984), Uchida vd. (2007) ve Wones (1989)’a göre hesaplanan basınç (P, kbar), sıcaklık (T, °C) ve oksijen fugasitesi değerleri.

Table 4. Pressure (P, Kbar) temperature (T, °C) and oxygen fugacity values calculated using biotite from the investigated volcanics rocks, according to Luhr et al. (1984), Uchida et al. (2007) and Wones (1989).

	Luhr vd. (1984) Sıcaklık (T, °C)	Uchida vd. (2007) Basınç (P, kbar)	Wones (1989) (f_{O_2}) hesaplamalardaki T (Luhr vd., 1984)’e, (Uchida vd., 2007)’e göre dir.
Hallaçlar Volkaniti (n=22)			
Ort.	815 ± 12	1,28 ± 0,30	-13,27 ± 0,29
Maks.	843	1,93	-12,65
Min.	798	0,67	-13,68

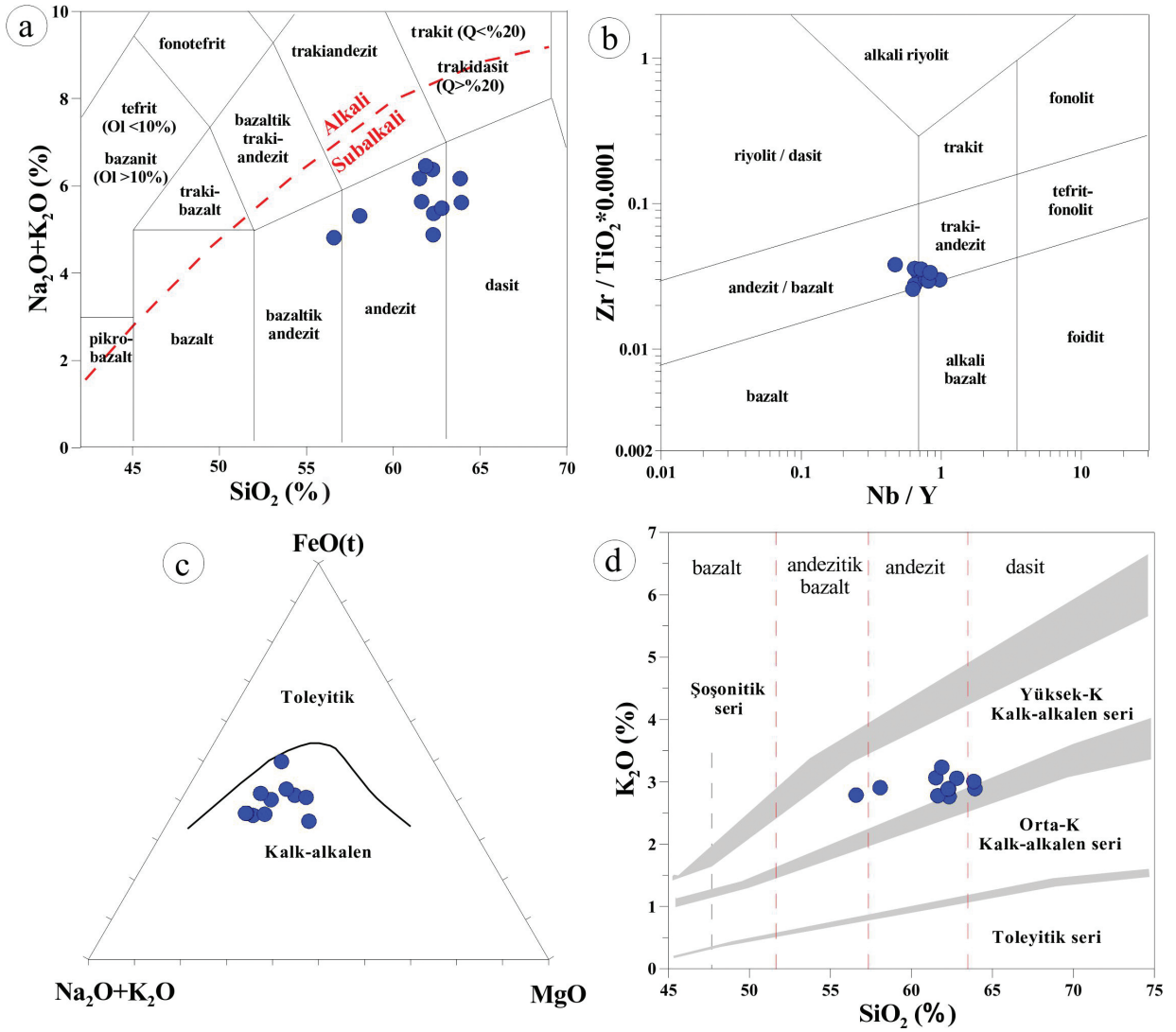
Çizelge 5. Çalışılan volkanik kayaların ana oksit (% ağırlık), iz element (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analiz değerleri.

Table 5. Major oxide (wt%), trace element (ppm) and rare earth element (ppm) analysis values of investigated volcanic rocks.

Örnek Adı	FB-1	FB-8	FB-9	FB-10	FB-10B	FB-13	FB-14	FB-16	FB-17	FB-18	FB-24
SiO ₂	62,33	58,07	61,87	62,30	61,51	63,92	56,59	61,63	62,80	62,26	63,85
TiO ₂	0,54	0,51	0,56	0,55	0,53	0,53	0,49	0,54	0,48	0,51	0,44
Al ₂ O ₃	14,70	16,87	15,56	15,00	15,65	15,06	17,93	15,14	14,18	15,67	15,93
Fe ₂ O ₃	5,39	6,73	5,02	5,87	4,87	5,65	7,26	6,82	5,52	5,39	4,82
MnO	0,12	0,09	0,13	0,10	0,11	0,14	0,06	0,12	0,11	0,12	0,10
MgO	2,61	4,43	2,14	3,42	2,36	2,23	2,47	3,42	4,83	2,94	2,09
CaO	5,82	5,92	5,32	5,35	5,46	5,88	4,90	6,11	4,87	5,66	4,96
Na ₂ O	2,61	2,41	3,22	1,99	3,10	2,73	2,03	2,86	2,43	3,49	3,16
K ₂ O	2,76	2,91	3,23	2,89	3,06	2,89	2,79	2,78	3,06	2,88	3,01
P ₂ O ₅	0,22	0,16	0,24	0,24	0,23	0,21	0,19	0,20	0,18	0,20	0,17
LOI	2,51	1,23	2,48	2,13	2,87	0,53	4,82	0,24	1,38	0,76	1,37
TOPLAM	99,61	99,32	99,77	99,83	99,75	99,77	99,53	99,87	99,84	99,88	99,90
Zr	183,40	150,6	186,60	188,30	189,20	146,60	147,80	163,30	170,50	131,20	166,60
Y	19,60	16,20	19,20	19,70	18,90	21,80	16,10	19,60	19,20	20,10	20,50
Sr	604,7	522,5	573,7	598,7	593,5	659,5	516,0	648,9	532,2	613,7	441,3
Rb	101,80	97,70	110,50	94,40	107,40	94,30	94,80	91,90	94,60	92,70	111,20
Th	19,50	19,40	25,70	25,80	24,20	25,90	22,10	25,90	28,30	23,90	21,70
Ta	3,30	2,70	3,20	2,60	3,10	3,60	3,40	3,40	4,80	4,50	3,70
Ba	1293,0	1092,0	1429,0	1353,0	1465,0	1747,0	1254,0	1483,0	1296,0	1393,0	1142,0
Nb	13,60	13,10	16,00	13,30	12,20	14,10	15,70	15,20	13,80	12,60	9,60
Hf	2,50	2,50	4,10	4,80	2,50	3,10	4,00	3,00	4,50	2,20	2,20
La	25,6	29,9	33,3	34,9	31,2	36,5	40,9	29,7	29,4	39,9	32,1
Ce	63,7	65,2	71,3	81,3	72,8	68,4	75	61,9	63,8	68,7	69,4
Pr	2,90	2,23	2,10	2,71	2,55	2,19	2,61	2,41	2,73	2,97	2,65
Nd	17,30	17,05	16,32	16,38	17,36	16,22	16,00	17,30	17,11	16,83	16,93
Sm	3,80	3,13	2,98	3,90	3,73	3,20	3,10	3,60	3,10	3,90	2,87
Eu	1,20	1,49	1,35	1,35	1,73	1,77	1,43	1,94	1,98	1,38	1,44
Gd	3,63	3,14	3,10	3,87	3,91	3,29	3,51	3,96	3,11	4,12	3,18
Tb	0,45	0,42	0,34	0,32	0,38	0,38	0,41	0,37	0,43	0,36	0,44
Dy	1,82	1,91	1,80	1,93	1,63	1,85	1,93	1,63	1,82	1,88	18,30
Ho	0,52	0,59	0,49	0,55	0,49	0,52	0,51	0,56	0,58	0,51	0,55
Er	1,51	1,49	1,37	1,37	1,44	1,48	1,54	1,48	1,58	1,46	1,38
Tm	0,18	0,14	0,12	0,17	0,16	0,19	0,16	0,15	0,13	0,11	0,18
Yb	1,83	1,74	1,66	1,84	1,63	1,98	1,73	1,76	1,89	1,87	1,79
Lu	0,29	0,37	0,30	0,30	0,33	0,31	0,28	0,34	0,38	0,34	0,28
(La/Lu) _N	9,46	8,66	11,90	12,47	10,13	12,62	15,65	9,36	8,29	12,58	12,29
(La/Sm) _N	4,35	6,17	7,21	5,78	5,40	7,36	8,52	5,33	6,12	6,60	7,22
Eu*	21,27	17,89	17,30	22,18	21,73	18,48	18,69	21,42	17,72	22,79	17,14
Eu _N /Eu*	0,88	1,13	1,10	0,99	0,97	1,00	1,20	0,92	1,04	0,88	1,10
Mg #	32,64	36,83	32,62	28,26	25,39	33,39	46,66	35,32	30,21	39,68	29,90

LOI (loss on ignition)= kızdırma kaybı. Mg# = 100xMgO/(MgO+Fe₂O₃).

Eu*=(Sm+Gd)_N /2 * Kondirit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

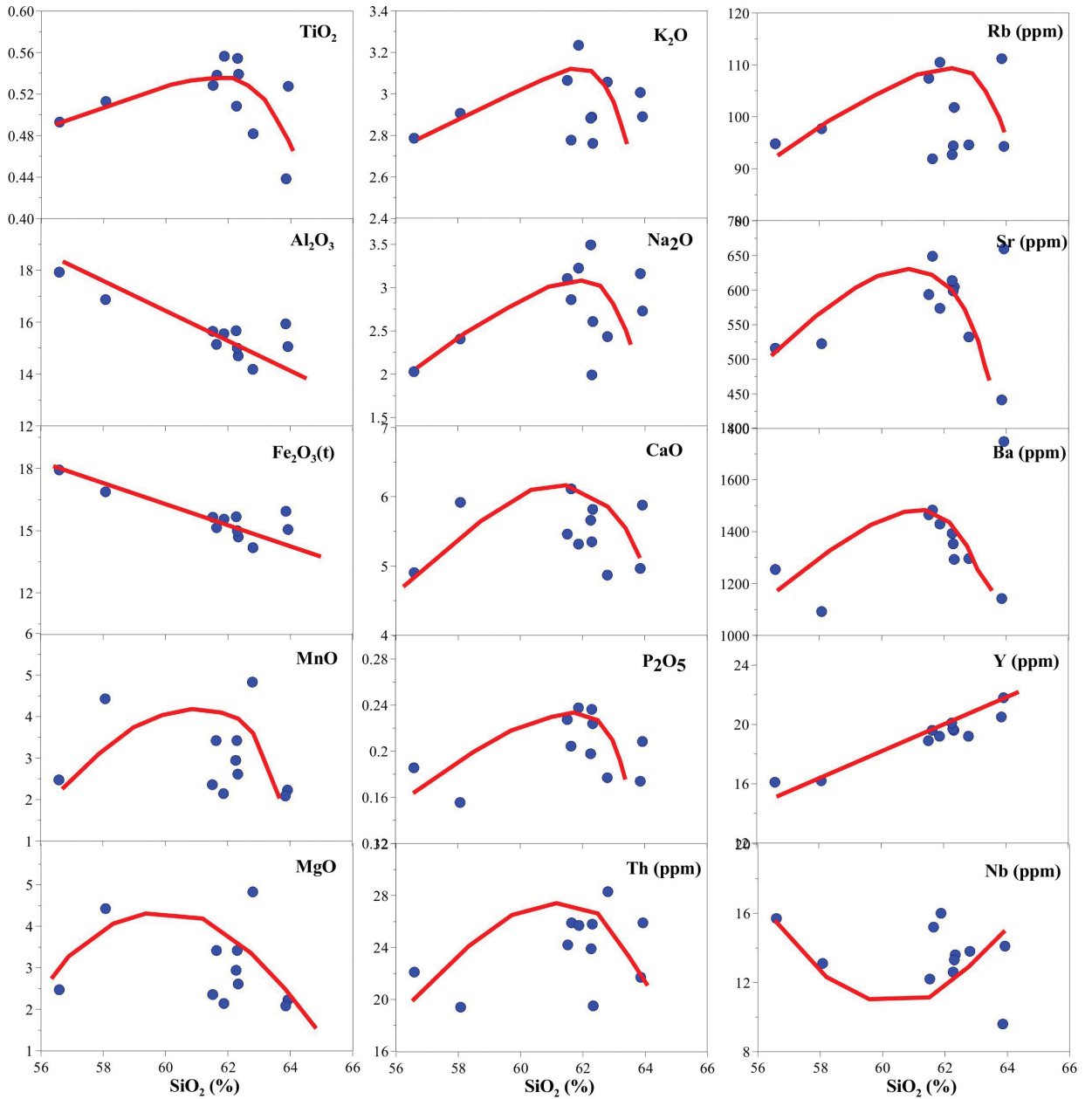


Şekil 7. a) SiO₂ – Na₂O+K₂O diyagramı (Le Maitre vd., 2002) (alkali-subalkali çizgisi Irvine ve Baragar 1971’den alınmıştır), **b)** Nb/Y–Zr/TiO₂*0,0001 diyagramı (Pearce 1996), **c)** AFM üçgen diyagramı (toleyitik-kalkalkali eğrisi Irvine ve Baragar 1971’den alınmıştır), **d)** SiO₂ –K₂O diyagramı (Le Maitre vd., 2002).

Figure 7. a) SiO₂ – Na₂O+K₂O diagram (Le Maitre et al., 2002) (alkali-subalkaline line taken from Irvine and Baragar 1971), **b)** Nb/Y–Zr/TiO₂*0.0001 diagram (Pearce 1996), **c)** AFM triangular diagram (toleitic-calcalkaline curve taken from Irvine and Baragar 1971), **d)** SiO₂–K₂O diagram (Le Maitre et al., 2002).

Çalışılan örneklerin Harker diyagramlarında, mineral fazlarının fraksiyonel kristallenmesi ile ilişkili pozitif, negatif veya düzensiz dağılımlar mevcuttur. Al₂O₃, Fe₂O₃ (t), değerleri SiO₂ değerlerine ile negatif, Y ile pozitif doğrusal korelasyon gözlenmektedir. Na₂O, TiO₂, CaO, MnO, P₂O₅, MgO, K₂O, Sr, Ba ve Rb değerlerinde ise doğrusal sonra da eğrisel bir yönelme

mevcuttur. Bu korelasyonlar volkanik kayaçların evrimi sırasında plajiyoklaz, piroksen, hornblend, biyotit ve Fe-Ti oksit mineral fazlarının fraksiyonlaşmasını yansıtır. Nb ve Th’de ise düzensiz dağılım gözlenmekte olup muhtemelen asimilasyon ve/veya magma karışımı veya alterasyondan kaynaklanabilir (Şekil 8).

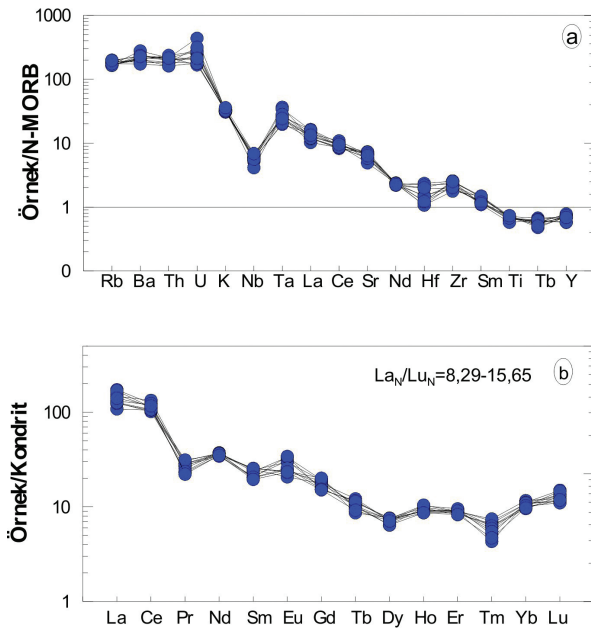


Şekil 8. İncelenen volkanik kayaların SiO_2 'ye karşı ana oksit ve iz element değişim diyagramları.

Figure 8. Main oxide and trace element variation diagrams of investigated volcanic rocks versus SiO_2 .

N- tipi Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (N-OOSB)'na (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilen örneklere ait iz elementlerde, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (BİYE), Rb, U ve Th içeriği bakımından zenginleşme, yüksek çekim alanlı element (YÇAE), Nb ve Tb

ise fakirleşme görülmektedir (Şekil 9a). Negatif Nb anomalisi ile birlikte Rb, Ba, U, K ve Th'deki zenginleşmeler, yitim ve /veya kabuk katkısının izini göstermektedir (Pearce, 1983; Pearce ve Peate, 1995).



Şekil 9. a) N-tipi Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (N-OOSB)'na göre (Sun ve McDonough 1989) normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı, **b)** Kondrit'e (Sun ve McDonough 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı.

Figure 9. a) Trace element distribution diagram normalized to N-type Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB) (Sun and McDonough 1989), **b)** rare earth element diagram normalized to chondrite (Sun and McDonough 1989).

İncelenen örneklerin kondrit'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımlarında (Şekil 9b), Hafif Nadir Toprak Elementlerin (HNTE) Ağır Nadir Toprak Elementlerden (ANTE) daha fazla zenginleştiği görülmektedir ($La_N/Lu_N=8,29-15,65$; $Gd_N/Yb_N=1,01-1,60$, $La_N/Sm_N=4,35-8,52$ ve $La_N/Yb_N=10,03-16,96$). HNTE'lerin ANTE'lere göre zenginleşmesiyle oluşan konkav şeklindeki dağılım, klinopiroksen ve/veya hornblend fraksiyonlaşmasına (Thompson vd., 1984; Thirlwall vd., 1994), işaret etmektedir. Örneklerdeki $(La/Lu)_N$ değerleri 8,66–15,65 arasında olup kalk-alkalen volkanizmanın özelliklerini sunmaktadır. Ayrıca diyagramda Eu değerlerinin belirgin negatif anomali göstermemesi

($Eu_N/Eu^*=0,97-1,93$), kayaçlarda plajiyoklaz ayrımlaşmasının etkili olmadığını veya yüksek oksijen fugasitesine işaret etmektedir.

TARTIŞMALAR

Kaynak Karakteristikleri

Çalışılan Volkanik Kayaçları'nın büyük iyon yarıçaplı litofil elementler bakımından zengin olması (örneğin, Ba, Rb ve Th) (Şekil 9a) ve yüksek Ba/La ve Th/Yb oranları içermesi, ana magmasının yitim izi taşıyan litosferik manto kaynaklı olabileceğini göstermektedir (Elburg vd., 2002; Zellmer vd., 2005; Baier vd., 2008; Aslan vd., 2017; Saatçı ve Aslan, 2018; Aslan vd., 2020). Özellikle Th ve K içeriklerinin zenginleşmesi kabuktan oluşan kirlenmeyi göstermektedir (Thompson vd., 1984; Pearce ve Peate, 1995; Elburg vd., 2002). İncelenen volkanik kayaçların HNTE'lerce zenginleşmesi, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile veya kabuksal bileşenlerin etkisiyle de gerçekleşebilir. Negatif Nb ve Ti anomalileri yitime bağlı metasomatik bir mantodan kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte, bu anomaliler, kabuksal kirlenmenin ürünü de olabilir. Ayrıca örnekler düşük Zr/Y (6,5-10,1) ve Zr/Nb (9,4-15,5) oranlarına sahip olup litosferik manto kaynağının düşük derecede bölümsel ergimesine işaret etmektedir. De Paulo ve Daley (2000)'e göre, litosferik mantodan oluşan kayaçların La/Nb oranı genelde 1'den büyük, astenosferik mantodan oluşan kayaçların La/Nb oranı ise 0,7 seviyesindedir. İncelenen volkanik kayaçlarda La/Nb oranı 1.88–3.34 arasında olup, litosferik mantodan türedikleri görülmektedir. Bununla birlikte, örneklerin Zr / Sm oranları 34 ile 60 arasında olup, zenginleşmiş litosferik manto kökenli olduğu görülmektedir (Wilson, 1989). Bu nedenle, incelenen volkanik kayaçlar, metasomatize ve zenginleştirilmiş litosferik mantodan türemiş olabilir. Bu kayaçlardaki önemli BİYE ve DNTE zenginleşmeleri de, aynı şekilde zenginleştirilmiş bir manto kaynağını

desteklemektedir (Condie vd., 2002; Zhu vd., 2007).

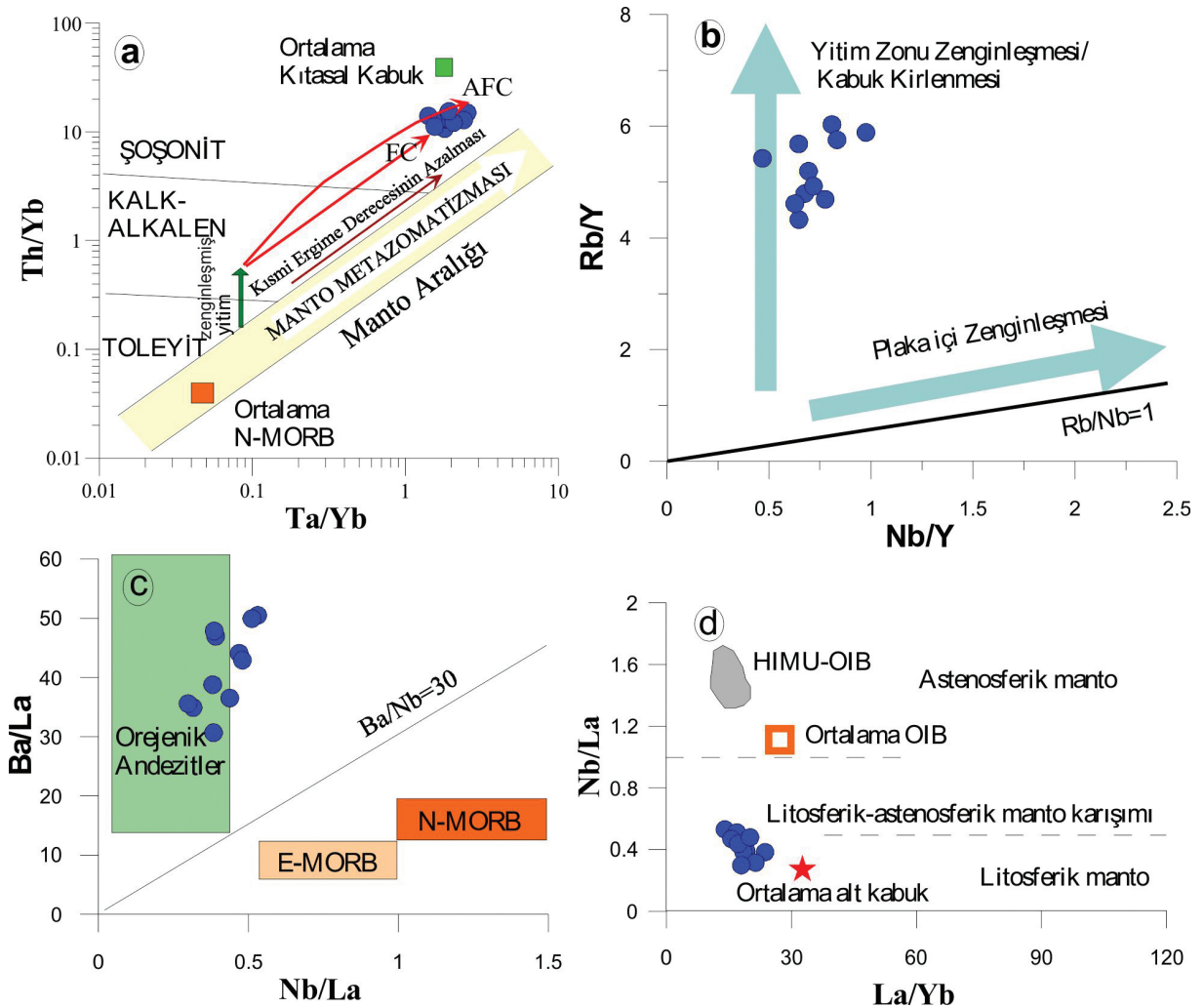
Mantokaynaklarını belirlemek ve yitim ve/veya kabuk kontaminasyonu sonucu farklı bileşenlerin magmaya eklendiğini belirlemek için kullanılan Ta/Yb – Th /Yb diyagramında (Şekil 10a) incelenen örneklerin, muhtemelen fraksiyonel kristalleşme (FC) ile az oranda da asimilasyon (AFC) süreçleri ile gelişen magmalardan türetildiğini ve yitimdeki malzemelerle zenginleştirildiğini göstermektedir. Ayrıca, volkanik kayaların, manto dizisine paralel olan ve sonunda daha yüksek Th / Yb oranlarına doğru bir eğilimi görülmektedir. Bu davranış, ana magmanın daha önceki yitimle zenginleştirilmiş bir kaynaktan türetildiğini göstermektedir (Wilson, 1989). Rb/Y-Nb/Y diyagramında ise örnekler yitim zenginleşmesi/kabuksal kirlenmeye işaret etmektedir (Şekil 10b) (Edwards vd., 1991). İncelenen volkanitler Ba/La-Nb/La diyagramında (Şekil 10c) Ba/La içeriği bakımından zengin olup düşey dağılım göstermektedir ve genellikle orojenik andezitler alanında yer almaktadır. Bradshaw ve Smith'e (1994) göre, litosferik mantoda DNTE'lere göre göreceli olarak YÇAE'lerin (Nb ve Ta) azalması ve yüksek Nb/La oranları ($\sim > 1$), bazaltik magmalar için Okyanus Adası Bazaltı (OAB) benzeri bir astenosferik manto kaynağına işaret ederken daha düşük oranlar ($\sim < 0,5$) bir litosferik manto kaynağını göstermektedir. İncelenen örneklerin ortalama Nb/La ve La/Yb oranları sırasıyla 0,42 ve 18,46 olup bu da Nb/La – La/Yb diyagramına göre (Şekil 10d) bir litosferik manto kaynağı olduğunu düşündürmektedir.

Fraksiyonel Kristallenme ve Asimilasyon

İncelenen andezitik kayalara ait bazı ana oksit ve iz element dağılımlarındaki pozitif veya negatif yönsemeler (Şekil 8), volkanitlerin gelişiminde fraksiyonel kristallenme (FC) veya asimilasyon fraksiyonel kristallenmenin (AFC) önemini ortaya koymaktadır. Artan SiO_2 'ye göre Na_2O , Al_2O_3 , CaO değerlerinde negatif yönsemeler plajiyoklazın ayrışması ile ilişkilidir. Yine,

artan SiO_2 ile düşen P_2O_5 , TiO_2 ve Sr ile Eu, sırasıyla apatit, Fe-Ti oksit ve plajiyoklazın fraksiyonlaşmasına bağlanabilir. CaO, Fe_2O_3 ve MgO'nun azalması, sırasıyla hornblend, biyotit ve piroksen minerallerinin ayrışmasını göstermektedir. Rb'un değişimi hornblend, Sr'un değişimi de plajiyoklazın ayrışması ile ilişkilidir (Gill, 1981; Thirlwall vd., 1994). Na_2O ve K_2O klinopiroksen, biyotit ve/veya sanidinin ayrışmasını içeren bir magmatik sistemde, SiO_2 ile doğrusal olmayan pozitif korelasyonlar göstermektedir. Kondrit ile normalize edilmiş NTE dağılımlarındaki zayıf negatif Eu anomalileri, plajiyoklaz ve/veya K-feldispatın ayrışmasının magmanın evriminde etkili olmadığını göstermektedir (Şekil 9b). Buna göre volkanik kayaların gelişiminde hornblend ve klinopiroksen ayrışmasının etkin olduğu söylenebilir.

MgO-Sr diyagramında (Şekil 11a) MgO içeriği yüksek örneklerden düşük örneklere doğru eğri, daha sonra ise doğrusal bir yönseme göstermektedir. Bu da önce klinopiroksen ve plajiyoklazın ayrışması ile izah edilebilir. Bununla birlikte SiO_2 -Dy/Yb diyagramı hornblend mineralinin, Sr-Ba diyagramı da klinopiroksen mineralinin fraksiyonlaşmasını göstermektedir (Şekil 11b ve c). Kalk-alkalen kayalarda kullanılan CaO-Y diyagramında, standart kalk-alkalen yönsemesine göre Y içeriğinin azalması ve artması dikkate alınarak, L ve J tipi yönsemeler tanımlanmıştır (Lambert ve Holland, 1974). İncelenen volkanitler standart kalk-alkalen yönsemesine göre Y'ce kısmen tüketilmiş olup J tipine yakın bir yönseme sunmaktadır (Şekil 11d). Bu yönseme çalışılan volkanitlerin gelişiminde klinopiroksen ile hornblend denetimli bir fraksiyonel kristallenme olduğunu göstermektedir. Fraksiyonel kristallenmedeki mineral fazlarını belirlemek için kullanılan Zr-TiO₂ diyagramında apatit ve hornblend, Zr-Y ikili diyagramında da biyotit ve amfibol ayrışması belirgindir (Şekil 11e ve f). Sonuç olarak klinopiroksen ve hornblend kontrollü bir fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğu ileri sürülebilir.

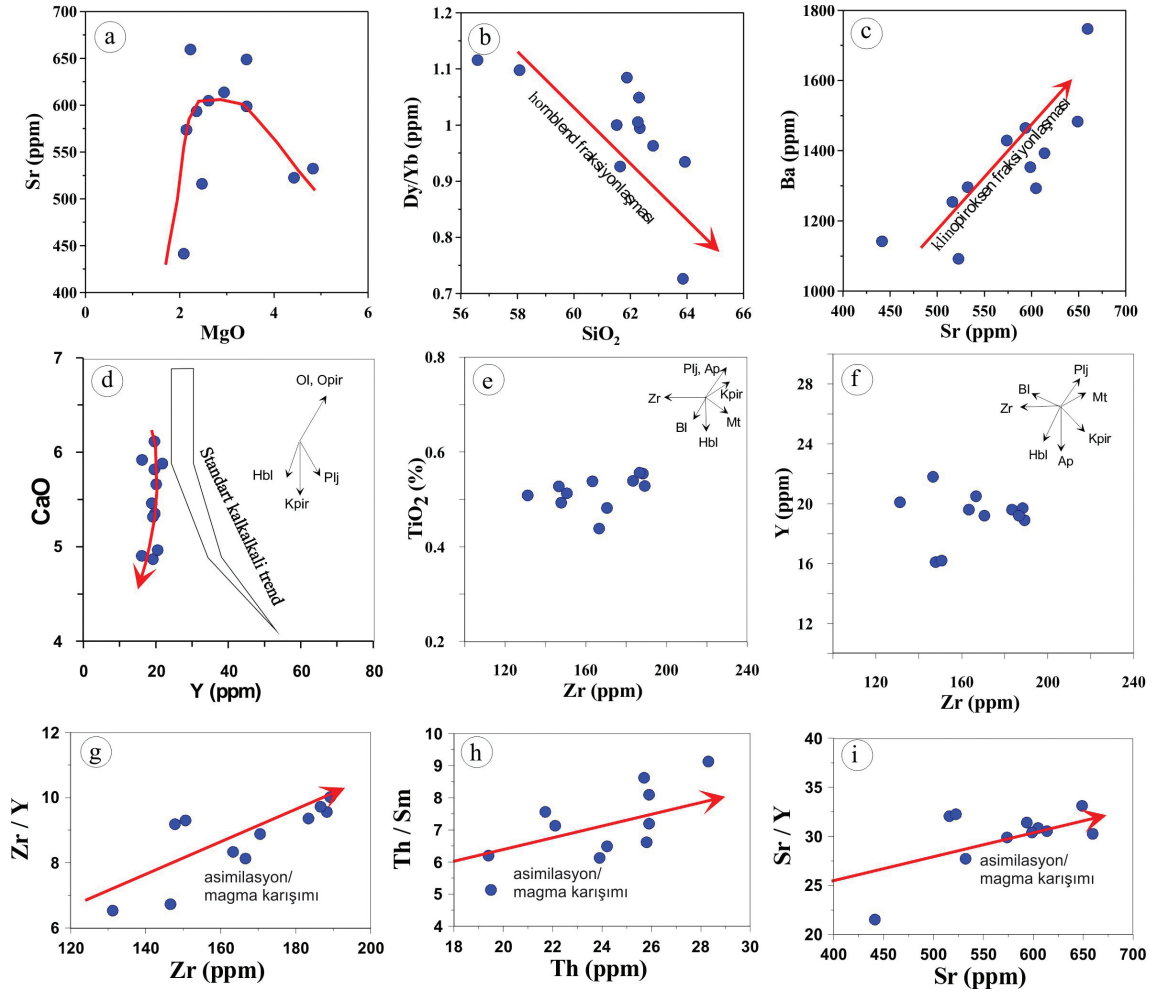


Şekil 10. İncelenen volkanik kayaçların; **a)** Th/Yb (ppm) karşı Ta/Yb (ppm) (Pearce vd., 1990), **b)** Nb/Y karşı Rb/Y, **c)** Ba/La karşı Nb/La, **d)** La/Yb karşı Nb/La diyagramları. FC: Fraksiyonel Kristallenme; AFC: Asimilasyon Fraksiyonel Kristallenme; MORB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı; OIB: Okyanus Adası Bazaltı.

Figure 10. **a)** Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce et al., 1990), **b)** Nb/Y versus Rb/Y, **c)** Ba/La versus Nb/La, **d)** La/Yb versus Nb/La diagrams for the investigated volcanic rocks. FC: Fractional Crystallization; AFC: Assimilation Fractional Crystallization; MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt; OIB: Ocean Island Basalt.

Çalışılan volkanik kayaçlarda bulunan ve zonlanma ile albit ikizi gösteren bazı iri plajiyoklaz minerallerinin daha küçük plajiyoklaz inklüzyonları içerdiği izlenmiştir (Şekil 3c). Aynı şekilde bazı plajiyoklazlarda ise elek dokusu gözlenmiştir (Şekil 3c). Bu petrografik özellikler magma karışımına işaret etmektedir. Kabuk materyallerinin asimilasyonu, mantodan türetilmiş magmaların bileşimlerini değiştirmede

önemli olabilir (Mcdermott vd., 2005; Zellmer vd., 2005). Th/Yb ve Ta/Yb oranları, kabuk kontaminasyonunun kaynak bileşenleri ve kapsamını belirlemek için kullanılabilir, çünkü Th, kabuk kirlenmesi sırasında Ta ve Yb'den daha fazla etkilenir (Pearce vd., 1990). Th/Yb'ye karşı Ta/Yb diyagramında (Şekil 10b), volkanik kayaçların muhtemelen tek başına fraksiyonel kristalleşme (FC) yerine az oranda asimilasyon



Şekil 11. İncelenen volkanik kayaların; **a)** MgO –Sr (ppm), **b)** SiO₂–Dy/Yb (ppm), **c)** Sr–Ba (ppm), **d)** Y (ppm)–CaO, **e)** Zr (ppm)–TiO₂, **f)** Zr (ppm)–Y(ppm), **g)** Zr (ppm)–Zr/Y (ppm), **h)** Th (ppm)–Th/Sm (ppm) ve **i)** Sr (ppm)–Sr/Y (ppm) ikili diyagramları. Ap:Apatit, Bi: Biotit, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopyroksen, Mt: Magnetit, Ol: Olivin, Plj: Plajiyoklaz, Zr: Zirkon.

Figure 11. **a)** MgO –Sr (ppm), **b)** SiO₂–Dy/Yb (ppm), **c)** Sr–Ba (ppm), **d)** Y (ppm)–CaO, **e)** Zr (ppm)–TiO₂, **f)** Zr (ppm)–Y(ppm), **g)** Zr (ppm)–Zr/Y (ppm), **h)** Th (ppm)–Th/Sm (ppm) and **i)** Sr (ppm)–Sr/Y (ppm) binary diagrams for the investigated volcanic rocks. Ap: Apatite, Bi: Biotite, Hbl: Hornblende, Kpir: Clinopyroxene, Mt: Magnetite, Ol: Olivine, Plj: Plagioclase, Zr: Zircon.

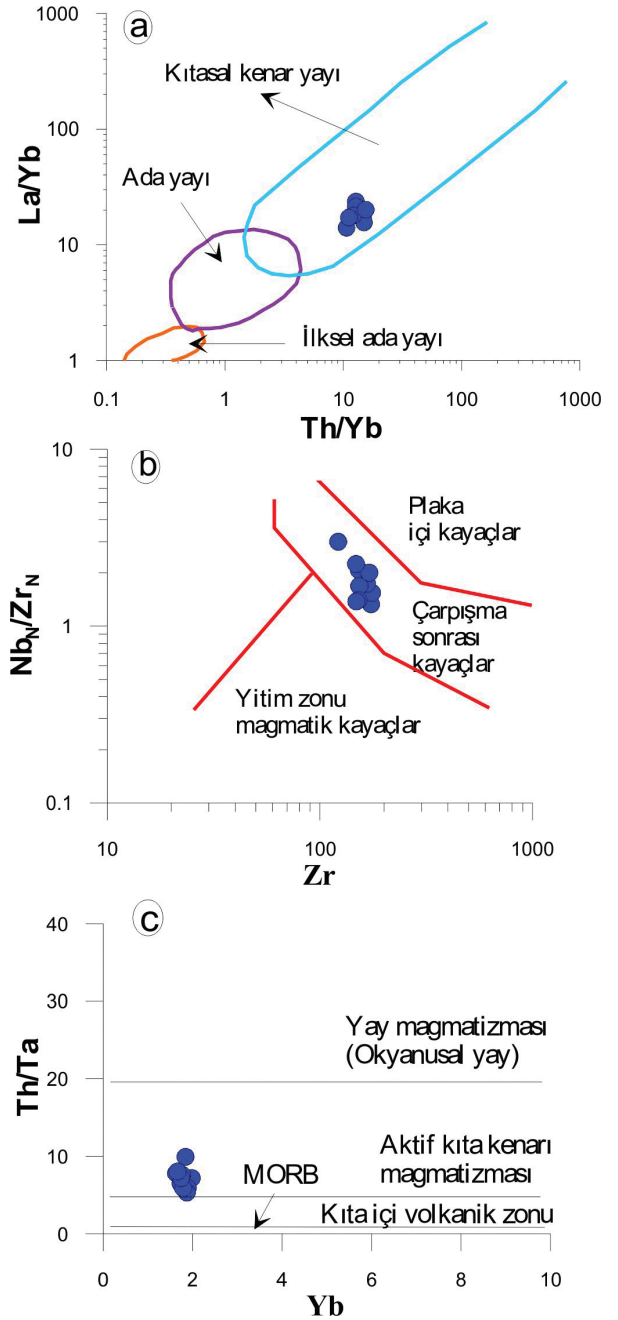
(AFC) içeren süreçler tarafından geliştiğini göstermektedir. Ayrıca, Zr–Zr/Y diyagramı, asimilasyonun etkisini (Şekil 11g), Th–Th/Sm ve Sr–Sr/Y diyagramları ise (Langmuir vd., 1978), asimilasyon ve /veya magma karışımını gösteren doğrusal eğilimleri göstermektedir (Şekil 11h ve i).

Tektonik Ortam

Hallaçlar Volkaniti'ne ait örnekler Th/Yb-La/Yb diyagramında (Condie, 1989) kıtasal kenar yay alanı içinde görülmektedir (Şekil 12a). Nb_N/Zr_N-Zr diyagramında çarpışma sonrası kayaçlar alanında yer alırken (Şekil 12b), Th-Ta-Yb diyagramında ise aktif kıta kenarı magmatizması ile temsil edilen bölgede yoğunlaşmıştır (Şekil 12c).

Biga Yarımadası'nda çok geniş alanlarda gözlenen Paleojen-Neojen magmatizmasında plütonizma daha çok Eosen-Oligosen'de gözlenirken volkanizma Oligosen-Orta Miyosen aralığında gözlenmektedir. Bölgede orta-K'lu kalk-alkalen özellikle başlayan magmatizma Miyosen döneminde yüksek-K'lu, kalk-alkalen ve Pliyosen döneminde ise orta-yüksek K'lu alkalin magmatizma ile son bulmuştur (Altunkaynak ve Genç, 2008; Dilek ve Altunkaynak, 2010; Aslan vd., 2017; 2020). Batı Anadolu'da karmaşık tektonik rejim etkili olmuş olup (Dilek ve Altunkaynak, 2010; Prelević vd., 2012) Paleojen-Neojen gelişiminde yitim, manto zenginleşmesi, roll-back ve kirlenme gibi karmaşık olaylar ileri sürülmektedir (Dilek ve Altunkaynak, 2010; Altunkaynak vd., 2012; Seghedi vd., 2013; Prelević vd., 2015; Aslan vd., 2017; 2020). Alt Miyosen'deki magmatizmanın Neotetis Okyanusu'nun güney kolunda roll-back ile ilişkili olduğu ileri sürülmektedir (Ersoy vd., 2012; Prelević vd., 2012; 2015).

Bölgede yapılan son çalışmalarda magmatik kayaçların zenginleşmiş litosferik manto ve kabuktan oluştukları belirtilmiştir (Altunkaynak vd., 2012; Prelević vd., 2015; Aslan vd., 2020). Sakarya Kıtası ile Torid-Anatolid Kıtası'nın çarpışması sonucu Oligo-Miyosen magmatizması gelişmiştir (Ercan vd., 1995; Dilek ve Altunkaynak, 2010). Çarpışma sonrası orta Eosen'de yitimle ilişkili orta-K'lu kalk-alkalen plütonik ve volkanik kayaçlar oluşmuştur. Çarpışma sonrası Neotetis Okyanus Kabuğu'nun güney kolunun roll-back'e uğraması sonucu, zenginleşmiş litosferik mantonun erimesi ile Orta-Geç Miyosen kalk-alkalen magmatizması oluşmuştur (Ersoy vd., 2012; Biryol vd., 2011; Karaoğlu ve Helvacı, 2014; Prelević vd., 2012).



Şekil 12. Çalışılan volkanik kayaçların; a) Th/Yb-La/Yb (Condie, 1989), b) Zr-Nb_N/Zr_N, c) Yb-Th-Ta diyagramları.

Figure 12. a) Th/Yb-La/Yb (Condie, 1989), b) Zr-Nb_N/Zr_N, c) Yb-Th-Ta diagrams for investigated volcanic rocks.

SONUÇLAR

Balıkesir'in güneybatısında mostra veren Oligosen-Miyosen yaşlı volkanik kayaların mineral kimyası ve jeokimyasal verileri Biga Yarımadası'ndaki çarpışma sonrası volkanik gelişime katkı sağlamıştır. Elde edilen sonuçlar aşağıdaki özetlenmiştir;

Çalışılan volkanik kayalar, andezit, bazaltik andezit, traki-andezit lav ve bunlarla ilişkili piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Volkanitler genellikle mikrolitik porfirik ve porfirik, yer yer de fluidal, glomeroporfirik ve elek dokularını göstermektedir. Kayaları oluşturan ana mineraller plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol, biyotit ve Fe-Ti oksitlerdir.

Volkanik kayalara ait mineral kimyası analiz sonuçlarına göre plajiyoklazlar andezin ($An_{33-47}Ab_{49-61}Or_{2-6}$) ve labradorit ($An_{60-62}Ab_{34-38}Or_{1-4}$), piroksenler ojit ve klinoenstatit ($Wo_{43}En_{75}Fs_{36}-Wo_1En_{38}Fs_{14}$), biyotitler ise Mg'lu biyotit olarak tespit edilmiştir. Jeotermobarometrik olarak biyotit mineraline göre 798-843 °C sıcaklık, 0,67-1,93 kbar basınç ve -13,68 ile -12,65 oksijen fugasitesi değerleri hesaplanmış olup buna göre biyotit minerali 4,5-6,5 km derinlikte kristalleşmiştir.

İncelenen volkanik kayalar yüksek-K ve kalk-alkalen özelliktedir. Volkanitlerdeki ana ve iz element değişimlerinde fraksiyonel kristalleşme (FC), kısmi ergime, kabuk kirlenmesi ve yitim zenginleşmesinin etkili olduğu görülmüştür. Klinopiroksen ve hornblend kontrollü bir fraksiyonel kristalleşme etkili olmuştur. Örneklerin normalize iz elementlerinde büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde zenginleşme izlenirken, yüksek çekim alanlı elementlerde ise fakirleşme görülmektedir. Normalize edilmiş nadir toprak element dağılımlarında, hafif nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre daha fazla zenginleştiği görülmektedir. Volkanitlerde $(La/Lu)_N=8,29-15,65$ değerleri arasında olup konkav şekilde dağılım sunmaktadır

ve kalk-alkalen volkanizmayı göstermektedir. Çalışılan volkanik kayalar yitim ile ilişkili çarpışma sonrası ürünler olup zenginleşmiş litosferik mantodan türemiştir.

EXTENDED SUMMARY

Widespread magmatism was present during the Eocene-Miocene period in the Biga Peninsula (NW Turkey) in the west of the Sakarya continent. One of the most important of these is the Oligo-Miocene Hallaçlar Volcanics, which is a wide outcrop between Balıkesir and Çanakkale. In this study, the petrography, mineral chemistry, geochemistry and petrology of the volcanic rocks outcropping in the Büyükbostancı-Çiçekpınar (Balıkesir, NW Turkey) region in the south of Balıkesir were investigated.

The studied Oligocene-Miocene volcanic rocks have the composition of andesite, basaltic andesite, trachyandesite and their pyroclastic rocks. The massive unit is gray in color and has a hard, cracked structure. In places where tectonism is effective, fracture-crack systems have developed and slip surfaces have formed. In areas where weathering is observed, argillization and silicification developed, and the unit is observed to have lighter colors in these sections. Volcanic rocks show generally microlithic porphyry, porphyric, fluidal and rarely glomeroporphyritic and spherulitic structures. The main minerals are plagioclase, clinopyroxene, hornblende, biotite, and Fe-Ti oxide. Secondary minerals are sericite, chlorite, clay and calcite. Apatite was observed as an accessory mineral in some samples.

According to the results of mineral chemistry analysis of studied volcanic rocks, plagioclases are andesine ($An_{33-47}Ab_{49-61}Or_{2-6}$) and labradorite ($An_{60-62}Ab_{34-38}Or_{1-4}$), pyroxenes are augite and enstatite ($Wo_{43}En_{75}Fs_{36}-Wo_1En_{38}Fs_{14}$), and biotite is Mg-bearing biotite. The solidification temperatures of clinopyroxene minerals are between 580-

960 °C, and the solidification temperatures of orthopyroxene minerals are between 620-1170 °C. Geothermobarometrically, the temperature was calculated as 798-843 °C, pressure as 0.67-1.93 kbar and oxygen fugacity as -13.68 to -12.65 according to biotite. The crystallization of biotite minerals occurred at a depth of 4.5-6.5 km (1 kbar = 3.7 km depth).

Geochemically, volcanic rocks have high K and calc-alkaline features. Major and trace element changes in volcanic rocks were observed to display the effects of fractional crystallization (FC), partial melting, crustal contamination, and subduction enrichment. The investigated volcanic rocks are partially depleted in Y according to the standard calc-alkaline trend and present a trend close to the J type. This trend indicates that clinopyroxene and hornblende-controlled fractional crystallization occurred during the development of the studied volcanics. As a result, it can be argued that controlled fractional crystallization of clinopyroxene and hornblende was effective. Some coarse plagioclase minerals in the studied volcanic rocks contained smaller plagioclase inclusions. Similarly, sieve texture was observed in some plagioclases. These petrographic features indicate magma mixing. It shows that the studied igneous rocks probably developed by processes involving a little assimilation (AFC) rather than fractional crystallization (FC) alone.

On the N-MORB normalized trace elements diagram for the volcanic rocks, they show enrichment in large ion lithophile elements (LILE), Rb, U and Th with depletion in high field strength elements (HFSE), Nb and Yb distributions. The enrichment in Rb, Ba, K and Th together with negative Nb and Ta anomalies indicates subduction and/or crustal contribution. On the normalized rare earth element diagram, light rare earth elements (LREE) are more enriched than heavy rare earth elements (HREE). $(La/Lu)_N$ 8.29-15.65; $(La/Sm)_N$ 4.35-8.52, and $(Gd/Yb)_N$ 1.01-1.60 were found in the samples. In the investigated

volcanics, $(La/Lu)_N$ = 8.29-15.65 and is moderately enriched, and REE patterns are concave shaped, indicating calc-alkaline volcanism. These data show that the rocks formed related to subduction and have enriched mantle origin. The fact that they are rich in lithophile elements including large ion lithophile elements (for example, Ba, Rb and Th) and contain high Ba/La and Th/Yb ratios indicates that the main magma may originate from lithospheric mantle associated with subduction. In addition, the samples have low Zr/Y (6.5-10.1) and Zr/Nb (9.4-15.5) ratios, indicating a low degree of partial melting of the lithospheric mantle source. The studied rocks are tectonically similar to volcanic arc rocks.


In the Paleogene-Neogene magmatism is observed in wide areas of the Biga Peninsula, plutonism is observed mostly in the Eocene-Oligocene, while volcanism is observed in the Oligocene-Middle Miocene interval. Magmatism, which started in the region as medium-K calc-alkaline magmatism, ended with high-K calc-alkaline magmatism in the Miocene period and medium-high-K alkaline magmatism in the Pliocene period. A complex tectonic regime was effective in Western Anatolia and complex events such as subduction, mantle enrichment, roll-back and pollution are suggested to have occurred during Paleogene-Neogene development. It is suggested that magmatism in the Lower Miocene was associated with roll-back of the southern branch of the Neotethys Ocean. Recent studies in the region indicate that igneous rocks are composed of enriched lithospheric mantle and crust. The collision of the Sakarya Continent and the Tauride-Anatolide Continent resulted in Oligo-Miocene magmatism. In the middle Eocene, after the collision, subduction-related middle-K calc-alkaline plutonic and volcanic rocks formed. As a result of the roll-back of the southern branch of the Neotethys oceanic crust after the collision, Middle-Late Miocene calc-alkaline magmatism formed with the melting of

the enriched lithospheric mantle. The studied volcanic rocks are post-collisional products with subduction traces and were derived from enriched lithospheric mantle.

KATKI BELİRLEME

Bu makale, birinci yazarın yüksek lisans çalışmasından üretilmiştir. Bu çalışma, Balıkesir Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeler Birimi tarafından desteklenmiştir (Proje No: 2018/049). Jeokimyasal tüm-kayaç analizleri ile mineral kimyası (EPMA) analizlerinin yapımında yardımcı olan Prof. Dr. Y. Kağan KADIOĞLU'ya teşekkür ederiz. Makaleye yapıcı eleştiri ve görüşleriyle katkı sağlayan hakemlere teşekkür ederiz.

ORCID

Ferhat Bozan  <https://orcid.org/0000-0001-9039-520X>

Zafer Aslan  <https://orcid.org/0000-0002-3418-4368>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akay, E. (2009). Geology and petrology of the Simav Magmatic Complex (NW Anatolia) and its comparison with the Oligo–Miocene granitoids in NW Anatolia: Implications on Tertiary tectonic evolution of the region. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1655-1675.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & 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.
- Altunkaynak, Ş. (2007). Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, 115, 63-82.
- Altunkaynak, Ş. & Dilek, Y. (2006). Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. In: Dilek, Y. & Pavlides, S. (Eds.), *Post collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geological Society of America Special Paper*, 409, 321–351.
- Altunkaynak, Ş. & Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102, 316-340.
- Altunkaynak, S., Dilek, Y., Genç, Ş. C., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K. A. & Yang, J. (2012). Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo–Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research*, 21, 961-986.
- Aslan, Z., Edrem, D., Temizel, İ. & Arslan, M. (2017). SHRIMP U–Pb zircon ages and whole-rock geochemistry for the Şapçı volcanic rocks, Biga Peninsula, Northwest Turkey: implications for pre-eruption crystallization conditions and source characteristics. *International Geology Review*, 59(14), 1764-1785.
- Aslan, Z., Demir, H. & Altın, İ. (2020). U–Pb zircon geochronology and petrology of the early Miocene Gölöba and Şaroluk plutons in the Biga Peninsula, NW Turkey: Implications for post-collisional magmatism and geodynamic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 172, Article 103998.
- Aysal, N., Öngen, A. S., Yılmaz Şahin, S., Kasapçı, C., Haniççi, N. & Peytcheva, I. (2021). Peritectic assemblage entrainment and mafic–felsic magma interaction in the Late Oligocene–Early Miocene Karadağ Pluton in the Biga Peninsula, northwest Turkey: petrogenesis and geodynamic implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 279-312.
- Baier, J., Audetat, A. & Kepler, H. (2008). The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 290-300.
- Biryol, B. C., Beck, S. L., Zandt, G. & Özacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1037-1057.
- Bozan, F. (2019). *Büyükbostancı-Çiçekpınar (Balıkesir) Köyleri Civarındaki Hallaçlar Volkanitlerinin Petroğrafisi ve Petrolojisi*. [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Condie, K. C. (1989). Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic

- boundary: identification and significance. *Lithos*, 23(1-2), 1-18.
- Condie, K. C., Bonnie, A. F. & Kerrich, R. (2002). The 1.75-Ga Iron king volcanics in west-central Arizona: A remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component. *Lithos*, 64, 49–62.
- De Albuquerque, C. A. R. (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks: Northern Portugal. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 37(7), 1779-1802.
- De Paolo, D. J. & Daley, E. E. (2000). Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169(1-2), 157-185.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London, 270 p.
- Dilek, Y. & Altunkaynak, Ş. (2010). Geochemistry of neogene-quaternary alkaline volcanism in western Anatolia, Turkey, and implications for the Aegean mantle. *International Geology Review*, 52(4-6), 631-655.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş. C. & Acar, Ş. (2005). Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 131, 49-61.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş F. & Kar, H. (2004). New Results on the lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 177-186.
- Edwards, C., Menzies, M. & Thirwall, M. (1991). Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. *Journal of Petrology* 32, 555–592.
- Elburg, M. A., Bergen, M. V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I. & Nasution, A. (2002). Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2771-2789.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H. J. & Yıldırım, T. (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 117, 55-86.
- Ersoy, Y. E., Helvacı, C., Uysal, İ., Karaoğlu, Ö., Palmer, M. R. & Dindi, F. (2012). Petrogenesis of the Miocene volcanism along the İzmir-Balıkesir Transfer Zone in western Anatolia, Turkey: Implications for origin and evolution of potassic volcanism in post-collisional areas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241-242, 21-38.
- Fuhrman, M. L. & Lindsley, D. H. (1988). Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73(3-4), 201-215.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin. 390 p.
- Harris, N. B. W., Kelley, S. & Okay, A. I. (1994). Post-collisional magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 241-252.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. & Thomsin, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Irvine, T. N. & Baragar W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Kamacı, Ö. & Altunkaynak, Ş. (2020). The role of accreted continental crust in the formation of granites within the Alpine style continental collision zone: Geochemical and geochronological constrains from leucogranites in the Çataldağ Metamorphic Core Complex (NW Turkey). *Lithos*, 105347, 354–355.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. & Ece, O. I. (2008). Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 1181-1200.
- Karaoğlu, O. & Helvacı, C. (2014). Isotopic evidence for a transition from subduction to slab-tear related volcanism in western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 192-195, 226-239.
- Krushensky, R. D. (1976). Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-

- Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 39(2), 336-360.
- Lambert, R. J. & Holland, J. G. (1974). Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38(9), 1393-1414.
- Langmuir, C. H., Vocke, R. D., Hanson, G. N. & Hart, S. R. (1978). A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 380-392.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. & Woolley, A. R. (2002). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the international union of geological sciences, subcommission of the systematics of igneous rocks*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lindsley, D. H. (1983). Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68(5-6), 477-493.
- Lindsley, D. H. ve Andersen, D. J., 1983. A two-pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research*, 88, 887-906.
- Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E. & Varekamp, J. C. (1984). The 1982 eruptions of El Chicón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108.
- Mcdermott, F., Delfin, F. G., Defant, M. J., Turner, S. & Maury, R. (2005). The petrogenesis of volcanic from Mt. Bulusan and Mayon in the Bicol arc, the Philippines. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 150(6), 652-670.
- Morimoto, M. J., Fabries, A. K., Ferguson, I. V., Ginzburg, M. & Ross, F. A. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. A. & Ohoud, M. B. (1985). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.
- Okay, A. I. (2008). Geology of Turkey: a synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.
- Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durant, B., Jolivet, F., Horvath, F. & Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean basin: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society Special Publication*, 156(1), 475-515.
- Okay, A. I. & Satır, M. (2000). Upper Cretaceous eclogite – facies metamorphic rocks from the Biga peninsula, northwest Turkey. *Turkish Journal Earth Sciences*, 9, 47-56.
- Okay, A. I., Tansel, I. & Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138(2), 117-42.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996). Paleo-and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological and geochronological constrains. In: Yin, A. & Harrison, T. M. (Eds.), *The tectonic evolution of Asia*, (p. 420-444). Cambridge University Press, Cambridge
- Özgenç, İ. & İlbeyli, N. (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Eğrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: Implications for magma genesis and crustal processes. *International Geology Review*, 50, 375-391.
- Pearce, J. A. (1983). The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawksworth, C. J. & Norry, M. J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230-249). Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (Eds.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration: Winnipeg*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79-113.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review Earth Planet Sciences Letter*, 23, 251-285.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. & Mitchell, J. J. (1990). Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey.

- Journal of Volcanology Geotherm Research*, 44(1-2), 189-229.
- Pehlivan, Ş., Duru, M., Dönmez, M., Ilgar, A., Akçay, A. E., Erdoğan, K. & Özer, D. (2007). *Türkiye Jeolojisi Haritaları No:96, Balıkesir-İ 19 Paftası*. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Prelevic, D., Akal, C., Foley, S. F., Romer, R. L., Stracke, A. & Van Den Bogaard, P. (2012). Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology*, 53(5), 1019-1055.
- Prelevic, D., Akal, C., Romer, R.L., Mertz-Kraus, R. & Helvacı, C. (2015). Magmatic response to slab tearing: constraints from the afyon alkaline volcanic complex, western Turkey. *Journal of Petrology*, 56(3), 527-562.
- Saatcı, E. S. & Aslan, Z. (2018). Petrography and petrology of the Yürekli (Balıkesir) volcanics: an example of post-collisional felsic volcanism in the Biga peninsula (NW Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 157, 103-120.
- Seghedi, I., Ersoy, Y. E. & Helvacı, C. (2013). Miocene-Quaternary volcanism and geodynamic evolution in the pannonian basin and the menderes Massif: a comparative study. *Lithos*, 180(6), 25-42.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. (1996). The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs. backarc spreading vs. orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), 145-153.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders, A. D. & Norry, M. J., (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. *Geology Society London Special Publication*, 42, 313-345.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. & Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(409), 809-834.
- Thirlwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J. P. & Arculus, R. J. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas; source or process? *Journal of Petrology*, 35(3), 819-838.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. & Parry, S. J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philos Translating Society London*, A310, 549-590.
- Topuz, G. & Okay, A.I. (2017). Late Eocene-Early Oligocene two-mica granites in NW Turkey (the Uludağ Massif): Water-fluxed melting products of a mafic metagreywacke. *Lithos*, 268-271, 334-350
- Tulloch, A.J. & Challis, G.A. (2000). Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 555-567.
- Uchida, E., Endo, S. & Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1), 47-56.
- Yılmaz, Y. (1989). An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In Şengör, A. M. C. (Eds.), *Tectonic evolution of the Tethyan region* (pp. 159-189). Kluwer Academics, Hague, The Netherlands.
- 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(1), 69-87.
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Karacık, Z. & Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31(3), 243-271.
- Wilson, F. H. (1989). Geologic setting, petrology and age of Pliocene to Holocene volcanoes of the stepovak Bay area, western Alaska Peninsula. In Dover, J. H. & Galloway, J. P. (Eds.), *Geological studies in Alaska by the U.S. Geological Survey*. *United State Geological Survey Bulletin*, 1903, 84-95.

- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8), 744-749.
- Zellmer, G. F., Annen, C., Charlier, B. L. A., George, R. M. M., Turner, S. P. & Hawkesworth, C. J. (2005). Magma evolution and ascent at volcanic arcs: Constraining petrogenetic processes through rates and chronologies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 171-191.
- Zhu, D. C., Pan, G. T., Mo, X. X., Liao, Z. L., Jiang, X. S., Wang, L. Q. & Zhao, Z. (2007). Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume–lithosphere interaction. *Journal of Asian Earth Science*, 29(2), 320-335.