



Avanos (Nevşehir, Orta Anadolu) Yöresindeki Geç Kretase Yaşlı Alkalen Plütonik ve Subvolkanik Kayaçların Jeokimyası, Mineral Kimyası ve Kristallenme Koşulları
Geochemistry, Mineral Chemistry and Crystallization Conditions of Late Cretaceous Alkaline Plutonic and Subvolcanic Rocks in Avanos (Nevşehir, Central Anatolia)

Erman Divilioğlu¹ , Ayşe Orhan^{2*} 

¹ Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ege Bölge Müdürlüğü,
Jeoloji Etütleri Başmühendisliği, 35040 İzmir

² Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi, Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 50300 Nevşehir

• Geliş/Received: 30.11.2022 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 25.01.2023 • Kabul/Accepted: 04.02.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 31.03.2023 • Baskı/Printed: 30.04.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Avanos'un (Nevşehir) kuzeybatısında yüzeyleyen Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçları, Orta Anadolu Granitoidleri içerisinde yer alır. İri K-feldspat kristalleri ile porfirik doku sunan subvolkanik kayaçlar orta-kaba taneli plütonik kayaçları keserek bölgeye yerleşmiştir. Benzer mineral içeriğine sahip olan bu kayaçlar ortoklaz, plajiyoklaz, kuvars, amfibol ve biyotit mineralleri içerir. Mineral kimyası sonuçlarına göre plajiyoklazlar andezin–albit–anortoklaz (Ab_{57-98}), biyotitler Fe'li biyotit (annit–siderofillit) ve amfibol ise Mg-Fe'li hornblent (magnesiohastingsit–ferropargasit) bileşimindedir. Hornblent ve biyotit bileşimleri subalkalen–alkalen magma karakterini yansıtır. Minerallerin jeotermobarometrik sonuçları, Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçların 0,41–1,91 kbar basınç (P) ve 692–804 °C sıcaklık (T) koşullarında kristalleştğini göstermiştir.

Jeokimyasal olarak, Karahıdır plütunu kuvars siyenit, Karahıdır subvolkaniti ise dasit porfir andezit porfir ve trakiandezit porfir bileşimindedir. Yüksek toplam alkali (K_2O+Na_2O) içeriği, Fe-indeksi, büyük iyon yarıçaplı (BİYE: Rb, Sr, Ba, K) ve nadir toprak element (NTE) içerikleri ve düşük Co, Ni, Sc bolluğu, düşük CaO/Al_2O_3 oranı ve düşük Mg# değerleri ile karakteristiktir. Kayaçlar şoşonitik, alkali-kalsik ila alkalen, metaluminyum ila peraluminyum arasında bileşimleri sergiler. Kondrite normalize edilmiş NTE diyagramında, örnekler hafif nadir toprak elementlerce (HNTE) zenginleşmiş ($La/Yb_n=16,33-29,80$) bir desen ve negatif-Eu [$(Eu/Eu^*)_n=0,39-0,66$] anomalisi sunar. Kayaçlar, ilksel mantoya göre bazı BİYE (Rb, K ve Th gibi) ve NTE zenginleşirken yüksek çekim alanlı elementlerce (YÇAE; Nb, Zr ve Ti gibi) fakirleşmiştir. Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçları yitim bileşeni taşıyan çarpışma sonrası gelişmiş alüminyumlu A-tipi granit özelliklerini gösterir. Plütonik ve subvolkanik kayaçlar önemli kıta kabuğu bileşeni içeren litosferik ve astenosferik mantodan türemiştir.

Anahtar Kelimeler: A-tipi granit, jeokimya, mineral kimyası, Nevşehir, Orta Anadolu.

Abstract: Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks exposed to the northwest of Avanos (Nevşehir) are included in the Central Anatolian Granitoids. Subvolcanic rocks presenting porphyritic texture with coarse K-feldspar crystals were emplaced in the region by cutting into the medium-coarse grained plutonic rocks. These rocks, which have similar mineral content, contain orthoclase, plagioclase, quartz, amphibole and biotite minerals. According to the results of mineral chemistry, plagioclases are in andesine-albite-anorthoclase (Ab_{57-98}), biotites are in Fe biotite (annite-sideophyllite), and amphibole are in Mg-Fe hornblende (magnesiohastingsite-ferropargasite) compositions.

Hornblende and biotite compositions represent a subalkaline–alkaline magma character. The geothermobarometric results of the minerals indicated that the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks crystallized under the 0.41-1.91 kbar pressure (P) and 692-804 °C temperature (T) conditions.

Geochemically, Karahıdır pluton and subvolcanic rocks have quartz syenite and dacite porphyry, andesite porphyry and trachyandesite porphyry compositions. They are characterized by high total alkali (K_2O+Na_2O) content, Fe-index value, large ion lithophile (LIL: Rb, Sr, Ba, K) and rare earth (REE) element content and low abundances of Co, Ni and Sc and a low CaO/Al_2O_3 ratio and low Mg# value. The rocks exhibit shoshonitic, alkali-calcic to alkaline, metaluminous to peraluminous and ferroan in composition. In the chondrite normalized REE diagram, samples exhibit enrichment of light rare earth elements (LREE) with a pattern ($La/Yb_n=16.33-29.80$) and negative-Eu [$(Eu/Eu^)_n=0.39-0.66$] anomaly. The rocks are relative to the primary mantle, enriched in some large ion lithophile (LIL; Rb, K and Th) and rare earth elements (REE), while depleted in field strength elements (such as HFSE; Nb, Zr, and Ti). The Karahıdır pluton and subvolcanic rocks show typical post-collisional aluminum A-type granite features bearing subduction component. Plutonic and subvolcanic rocks derived from the lithospheric and asthenospheric mantle, which contains an important continental crust component.*

Keywords: A-type granite, geochemistry, mineral chemistry, Nevşehir, Central Anatolia.

GİRİŞ

Granitoid petrolojisinde anorojenik (anorogenic), susuz (anhydrous) veya alkalin (alkaline) granitler A-tipi granit olarak sınıflandırılmıştır (Loiselle ve Wones, 1979). A-tipi granitler, I- ve S-tipi granitlerden farklı mineralojik ve jeokimyasal özellikler taşır. Mineralojik olarak pertitik dokulu K-feldispat, demir ve sodyumca zengin mineral toplulukları ile ayırt edilir (Collins vd., 1982; Eby, 1992; Bonin vd., 1998). Jeokimyasal olarak ise artan SiO_2 , Na_2O+K_2O , F, BİYE ve YÇAE içerikleri, yüksek Fe/Mg ve Ga/Al oranları, düşük Mg# değeri, düşük CaO ve mafik silikatlarla (Co, Ni, Sc, Cr) ve feldispatla (Ba, Sr, Eu) uyumlu düşük iz element içerikleri ile tanımlanır (Collins vd., 1982; Whalen vd, 1987; Eby, 1992; Bonin vd., 1998; Bonin, 2007; Frost ve Frost, 2011). A-tipi granitler, okyanus adası (hot spot), çarpışma sonrası kıta kenarı genişleme zonları ve kıta içerisindeki riftleşme zonları gibi çeşitli jeodinamik ortamlarda gelişir (Eby, 1992; Bonin, 2007; King vd., 1997; Frost ve Frost, 2011).

Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK) içerisinde Orta Anadolu Granitoidlerinin (OAG) Anatolid–Torid Bloğunun çarpışmasını takiben Geç Kretase–Alt Paleosen zaman aralığında geliştiği bilinmektedir (Şekil 1). Orta Anadolu Metamorfik (OAM) ve Orta Anadolu Ofiyolitik

kayaçları (OAO) keserek yerleşen OAG’leri kalk-alkalin (I-H-tipi) ve alkalin (A-tipi) bileşim sergiler (Göncüoğlu vd., 1991; Aydın vd., 1998; Köksal vd., 2001; İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Orhan ve Demirbilek, 2018). A-tipi granitler mineralojik ve jeokimyasal özelliklerine göre silikaca doymun kuvars monzonit–kuvars siyenit (geç orojenik) ve silikaca fakir alkalin siyenit ve nefelinli-nozeyanlı kayaçlar (levha içi) olarak iki alt grupta tanımlanmıştır (Aydın vd., 1998; Boztuğ, 1998; Kadioğlu vd., 2006). Silikaca doymun A-tipi granitler; K-feldispat, plajiyoklaz (An_{0-21}), kuvars, biyotit, hanstingsit mineral topluluğu, yüksek SiO_2 , Na_2O+K_2O , Rb, Th, NTE ve azalan CaO, MgO, Ba, Sr ve Ti içeriğine sahiptir (Aydın vd., 1998; Boztuğ, 1998; Köksal vd., 2004; İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006). I-tipi granitler ile zamansal ve mekânsal ilişkili olan bu grup, manto katkısının arttığı kıta kabuğu ve dalma-batma ile ilişkili bileşenler içeren bir kaynaktan türemiştir. Silikaca fakir alkalin kayaçlar ise K-feldispat, Na’ca zengin plajiyoklaz, nefelin, sodalit, ribekit/arfvedsonit, egirin, melanit mineral içeriğine sahiptir (Aydın vd., 1998; Boztuğ, 1998; Köksal vd., 2004; İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Deniz ve Kadioğlu, 2016; Orhan ve Demirbilek, 2018). Kıta içi magmatizmanın son evresini temsil

eden bu grup suca fakir manto malzemesinden türemiştir.

Nevşehir'in kuzeyinde, batıda Hırkadağ Masifi ve doğuda İdişdağı Masifi içerisinde plütonik/subvolkanik kayaçlar (Karahıdır ve İdişdağı plütunu ve subvolkanitleri) stoklar şeklinde yüzeylemektedir (Şekil 1). Bu bölgede, İdişdağı plütonik/subvolkanik kayaçların petrojenezi üzerine yapılmış çalışmalar literatürde yaygın olmasına karşın (Köksal, 1996; Aydın vd., 1998; Köksal vd., 2001; Kadioğlu vd., 2006; Orhan ve Demirbilek, 2018) çalışma konusunu oluşturan Karahıdır plütunu/subvolkanitinde yürütülmüş araştırmalar sınırlı sayıdadır (Divilioğlu, 2022). Bölgedeki plütonik/subvolkanik kayaçların kristalizasyon koşullarını belirlemeye yönelik mineral kimyası çalışmaları ise yapılmamıştır. İdişdağı plütunu ve subvolkanitine ait araştırmalar bu kayaçların silikaca doygun kuvars monzonit-kuvars siyenit / trakit-andezit bileşiminde ve aynı magma kaynağından türediğini göstermiştir. Karahıdır plütonik/subvolkanik kayaçları, Hırkadağ Masifi ile İdişdağı Masifi arasındaki Ayhan Havzası'nda D-B doğrultusunda dar bir alanda yüzeyleyler (Şekil 1). Bölgede önceki yıllarda jeolojik (Atabey vd., 1988; Demircioğlu, 2014; Advokaat vd., 2014; Lefebvre vd., 2015; Koç, 2021; Orhan vd., 2022), ekonomik jeoloji (Uçakçıoğlu, 1988; Alçıçek, 2016), plütonik/subvolkanik kayaçların petrojenezi (Divilioğlu, 2022) ve yaşlandırmasına (Advokaat vd., 2014) yönelik çeşitli çalışmalar yürütülmüştür. Bölgede yapılmış çalışmalar, İdişdağı plütonik/subvolkanik kayaçlarına benzer şekilde, kayaçların silikaca doygun bir bileşime sahip olduğunu göstermiştir (Divilioğlu, 2022). Karahıdır subvolkaniti, yaygerisi genişlemeli Ayhan Havzası'na kaynak alan oluşturmuştur (Demircioğlu, 2014; Advokaat vd., 2014). Volkanik kayacın Ar-Ar yaşı ise 72,1 My olarak belirlenmiş ve Ayhan Havzası'nın genişlemeye başladığı dönem olarak kabul edilmiştir (Advokaat vd., 2014). Bu çalışmanın amacını ise Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçların petrografik, mineral kimyası ve

jeokimyasal özelliklerini belirlemek oluşturur. Bu özellikler ile Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçların petrojenetik gelişimi, magma kaynağı ve kristalizasyon koşulları (P, T, fO_2) ortaya konulmuş ve literatürdeki eksiklikler giderilmiştir.

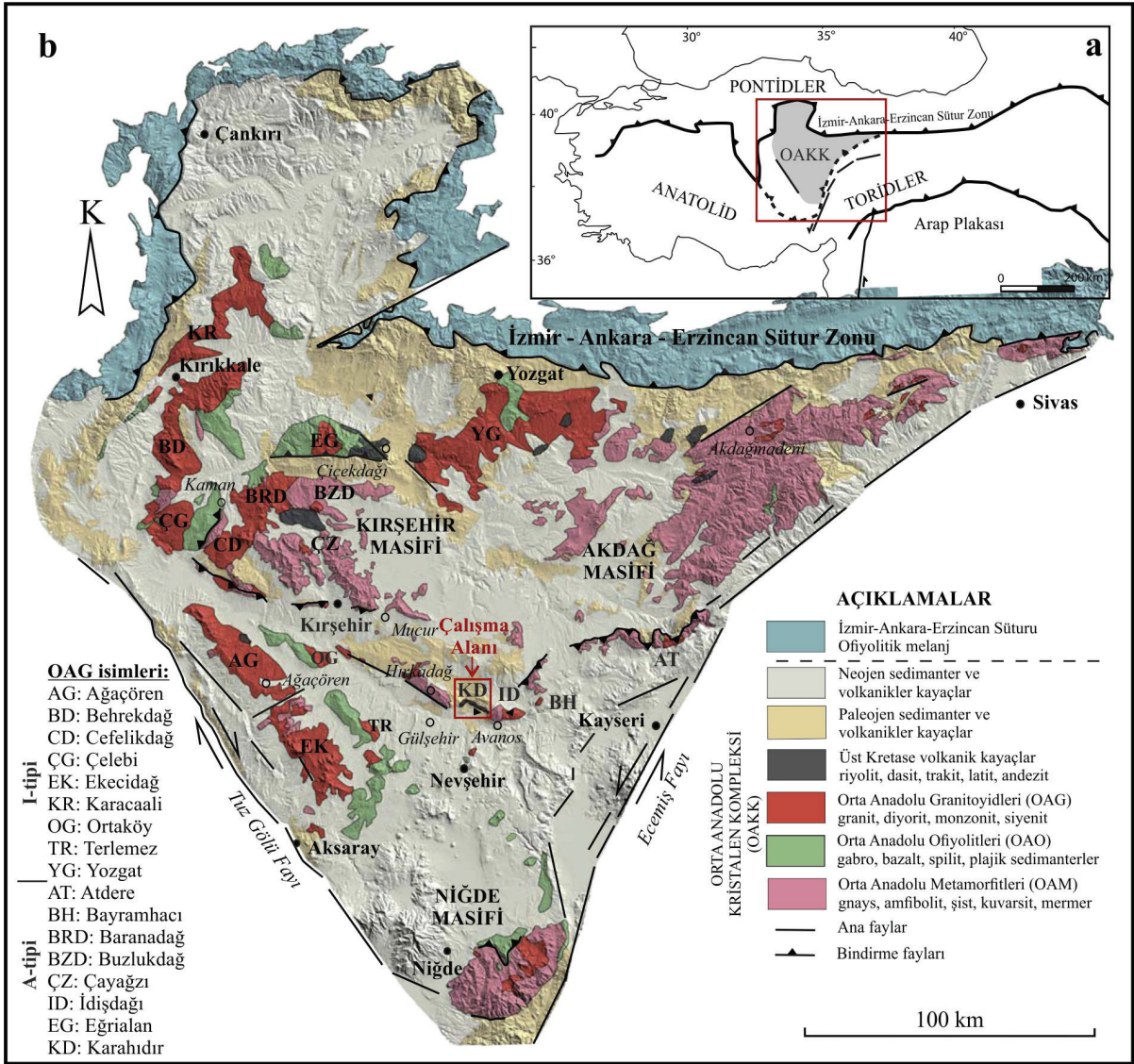
BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma alanı, kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu (İAESZ), güneyde Anatolid-Torid Platformu, batıda Tuz Gölü Fayı ve doğuda Ecemiş Fayı ile sınırlanan OAKK içerisinde yer alır (Şekil 1). OAKK içerisinde dört farklı birim topluluğu tanımlanmıştır (Göncüoğlu vd., 1991). Bu birimler alttan üste doğru şu şekildedir: (1) OAM, (2) OAO, (3) OAG ve (4) Bu birimleri örten Senozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçlar.

Metamorfik kayaçlar, Orta Anadolu'nun kuzey batısında Kırşehir Masifi (Seymen, 1981), kuzey doğusunda Akdağ Masifi (Vache, 1963) ve güneyinde Niğde Masifi (Göncüoğlu, 1986) olarak adlandırılmıştır (Şekil 1). Metamorfik kayaçlar litolojik benzerliğinden dolayı OAM olarak tanımlanmıştır (Göncüoğlu vd., 1991). Kendi içerisinde düzenli bir istif sunan bölgesel metamorfik kayaçlar altta gnays, granat-silimanit şist, piroksen şist, amfibolit şist ve üst seviyelere doğru mika şist, kuvarsit, kalkışist ve mermerlerden oluşur (Göncüoğlu, 1986; Seymen, 1981; Whitney vd., 2001; Lefebvre vd., 2015). OAM'leri benzer litoloji sunsa da farklı P-T koşullarını karakterize eder. Kırşehir Masifi'nin kuzeyini temsil eden Kaman Grubu'nda bölgesel metamorfizma kuzeybatıdan güneye doğru ilerleyen (yüksek amfibolit-granülit fasiyesi) ve gerileyen fasiyes (yeşil şist fasiyesi) olarak iki aşamada gelişmiştir (Seymen, 1981; Whitney vd., 2001). Metamorfizmanın P-T koşulları 7 ila 4 kbar ve 450 ila 750 °C arasında değişir. Kırşehir Masifi'nin güneyini temsil eden Hırkadağ Bloğu'nda Kaman Grubu'na benzer şekilde iki aşamalı metamorfik fasiyes tanımlanmıştır (Lefebvre vd., 2015). P-T koşulları 8 ila 4 kbar

ve 700 ila 800 °C arasında değişir. Akdağ ve Niğde Masifleri'nde P-T koşulları ise sırasıyla 6 – 7 kbar ve 660 – 675 °C ve 5 – 6 kbar ve >700 °C olarak belirlenmiştir (Whitney vd., 2001). Niğde Masifi'nde yüksek amfibolit fasiyesine ait monazitte U/Pb ile 84,1 My metamorfizma yaşı belirlenmiştir (Whitney ve Hamilton, 2004). Bu

yaş, bölgesel metamorfizmanın en yüksek yaş verisidir. Hırkadağ Bloğu'nda yeşil şist fasiyesine ait biyotit ve feldispatha metamorfizmanın Ar-Ar yaşı 68,8 My ve 67,0 My'dır (Lefebvre vd., 2015). Bu yaş verisi ise D-B yönlü genişleme tektoniği ile ilişkilendirilmiş ve metamorfiklerin yüzeylenme yaşı olarak yorumlanmıştır.



Şekil 1.a) Türkiye'nin tektonik birlikleri haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan sadeleştirilerek), **b)** Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin (OAKK) sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Lefebvre vd., 2015'ten değiştirilerek).

Figure 1.a) Tectonic map of Turkey (simplified from Okay and Tüysüz, 1999), **b)** Simplified geological map of the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC) (modified from Lefebvre et al., 2015).

Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunu temsil eden OAO'lar metamorfikler üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. İAESZ'nun güneyinde yayılım sunan (Şekil 1) OAO'ların jeokimyasal verileri ofiyolitlerin okyanus içi bir dalma-batmaya bağlı (supra-subduction zone, SSZ) yay önü basende yayılarak geliştiğini gösterir (Yalınız vd., 1996; Yalınız ve Göncüoğlu, 1998). SSZ tipi ofiyolit sekansı metamorfik tektonikler, kümülat ve izotropik gabro, plajiyogranit (diyorit), doleritik dayk, yastık lav ve derin deniz sedimanlarından oluşur (Yalınız ve Göncüoğlu, 1998). Plajiyogranitlere ait zirkonda U/Pb yaşı 90,5 My olarak belirlenmiş ve plajiyogranitlerin kristalizasyon yaşı olarak yorumlanmıştır (Van Hinsbergen vd., 2016).

OAG'ler, Orta Anadolu'nun batısında K-G, iç kısımlarında ise genellikle D-B doğrultusunda yönelim sunar (Şekil 1). OAG'ler üzerinde yapılmış çalışmalar, magmatik intrüzyonların farklı doku, mineralojik ve jeokimyasal özellikler sergilediğini gösterir (Akıman vd., 1993; Aydın vd., 1998; İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008; Orhan ve Demirbilek, 2018). Bu plütonların soğuma yaşları ile birlikte jeokimyasal özellikleri ise; (1) kalk-alkalen ve peralüminalı (S-tipi) lökogradit kayaçlar (K-Ar yaşı: 74 – 67 My), (2) kalk-alkalen ve metalüminalı (I-/H-tipi) bileşimler gösteren granit ve monzonitik kayaçlar (K-Ar yaşı: 80 – 66 My) ve (3) silikaca doymun monzonitik-siyenitik ve silis bakımından tüketilmiş nefelinli-nozeyanlı A-tipi plütonlardır (K-Ar yaşı: 78 – 65 My) (İlbeyli vd., 2004; Boztuğ ve Harlavan, 2008). Araştırmacılara göre, yitim zonundan türemiş OAG'lerin 80 ila 65 My arasındaki K-Ar yaşları iyi bir senkronizasyonu yansıtır. OAG'lerin U/Pb yaş verileri (95 – 74 My), magma yerleşmesinin, SSZ tipi ofiyolitlerin OAM'ler üzerine bindirmesinden sonra bölgesel genişlemenin başlaması ile geliştiğini gösterir (Köksal vd., 2004; Boztuğ vd., 2007). Farklı kökeni yansıtan OAG'lerinin oluşumu ise, sıcak astenosferin neden olduğu litosferik delaminasyon/levha kırılma mekanizması ve

kıta kabuğunun ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

OAKK, Paleojen ve Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter birimler tarafından örtülmüştür (Şekil 1). Bu birimler sıg deniz ve karasal ortamı karakterize eder (Demircioğlu, 2014).

MATERYAL ve YÖNTEM

Karahıdır plütonu ve subvolkanik kayaçlardan toplam 80 adet örneğin ince kesitleri ve 5 adet örneğin tüm kayaç jeokimya analizleri MTA Genel Müdürlüğü ve 3 adet örneğin elektron mikroprob analizleri Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) laboratuvarlarında yapılmıştır.

Çalışma alanındaki örnekler mineralojik-petrografik analizleri yapıldıktan sonra jeokimya analizleri gerçekleştirilmiştir. Bölgede yoğun alterasyonların gelişmesinden dolayı kısıtlı sayıda analiz yapılabilmektedir. Tüm kayaç jeokimya analizler için örnekler, selüloz ile 15 dakika boyunca homojen hale getirilmeye kadar öğütülmüş ve pres işlemi ile disk haline getirilmiştir. Ana oksit element analizi Thermo ARL PERFORM'X Sequential X-Ray Fluorescence Spectrometer XRF cihazında, iz element (As, Co, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Zn) analizi Agilent 725 ICP-OES cihazında ve lantanit grubu ile bazı iz elementlerin (Th, Rb, Ba, Nb, Ta, Sr, Zr, Cs) analizi Analitik Jena Plasma Quant MS ICP-MS cihazında yapılmıştır. Analizler, Türk Akreditasyon Kurumu (TÜRKAK) tarafından TS EN ISO/IEC 17025 Standardına göre akredite edilmiştir. Ana oksit elementler için dedeksiyon limitleri %0,1 – 100 aralığındadır. İz elementler için numunelerin matriksine göre alt ve üst dedeksiyon limitleri değişkenlik göstermektedir.

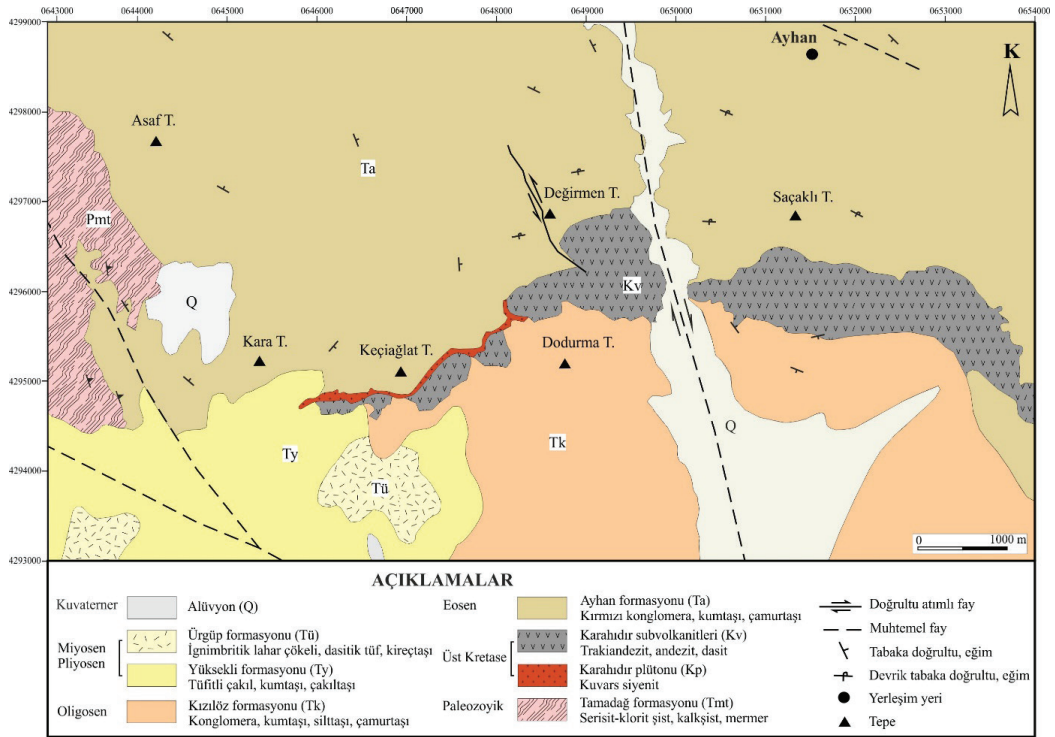
Mineral kimyası analizi yapılacak örneklerden üstü açık parlak kesitler hazırlanmış ve üzeri karbonla kaplanmıştır. EPM analizleri,

5 WDS içeren JEOL marka JXA-8230 model cihazda gerçekleştirilmiştir. Ölçümler, 20 kV ivmelendirici geriliminde, 10 nA akımında ve 2µm çap genişliğinde gerçekleştirilmiştir. Na, Mg, Al, Si, Fe, Mn, K, Ca ve Ti için doğruluk payı %0,04'ün altındadır. Kalibrasyon ve ölçümler için doğal oksit ve mineral referans materyalleri kullanılmıştır. Matriks etkileri JEOL tarafından sağlanan ZAF yazılımı kullanılarak düzeltilmiştir. EPM analizi yapılan minerallerin stokiyometrik hesaplamaları biyotit için 22 oksijen, amfibol için 26 oksijen, plajiyoklaz için 8 oksijene göre yapılmıştır. Kayaçların kristalizasyon koşullarını (P-T- fO_2) tahmin etmek için hornblende Ridolfi (2021), biyotitte ise sıcaklık için Luhr vd. (1984) ve basınç için Uchida vd. (2007)'nin önerdiği denklemler kullanılmıştır. Biyotitlerin oksijen fugasitesi ($\log fO_2$), biyotit bileşimlerinden elde edilen P ve T değerleri kullanılarak Wones (1989)'a göre hesaplanmıştır.

BULGULAR

Çalışma Alanının Jeolojisi ve Petrografisi

Çalışma alanında taban kayacı olarak OAKK'ye ait OAM ve OAG yüzlek verir (Şekil 2). Bu birimler Senozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçlar tarafından örtülmüştür. En alttan en üste doğru Paleozoyik Tamadağ formasyonu, Geç Kretase Karahadır plütonik ve subvolkanik kayaçları, Eosen Ayhan formasyonu, Oligosen Kızılöz formasyonu, Miyosen-Pliyosen Yüksekli ve Ürgüp formasyonları mostra verir. Tamadağ formasyonu, Asaf Tepe'nin güneybatısında mostra verir (Şekil 2) ve kalkışt ve mermer araldanmasından oluşur. Senozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik birimler sığ denizel ve karasal ortamı karakterize eder (Atabey vd., 1998; Demircioğlu, 2014). Çalışma konusunu oluşturan Karahadır plütunu ve subvolkanik kayacın jeolojik ve mineralojik-petrografik özellikleri ise aşağıda daha detaylı verilmiştir.



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Atabey, 1989 ve Advokaat vd., 2014'ten değiştirilerek).

Figure 2. Geological map of study area (modified from Atabey, 1989 and Advokaat et al., 2014).

Karahıdır plütünü ve/veya subvolkaniti Keçiğlat Tepe'nin güneyinden Saçaklı Tepe'nin güney batısına doğru D-B doğrultusunda yüzeyler (Şekil 2). Plütonik kayaç, Keçiğlat Tepe'nin güneyinde dar bir alanda gözlenir. Bölgedeki kayaçlar oldukça altere olmuş ve plütonik kayaç subvolkanik kayaç tarafından kesilmiştir (Şekil 3). Karahıdır plütünü pembe renkte orta-kaba taneli faneritik dokuda gözlenir. Plütonik kayaç yer yer iri feldispat kristalleri ile porfirik doku özelliği kazanmıştır. Karahıdır subvolkaniti ise gri renk tonlarında ve iri feldispat mineralleri ile porfirofanitik dokuda gözlenir.

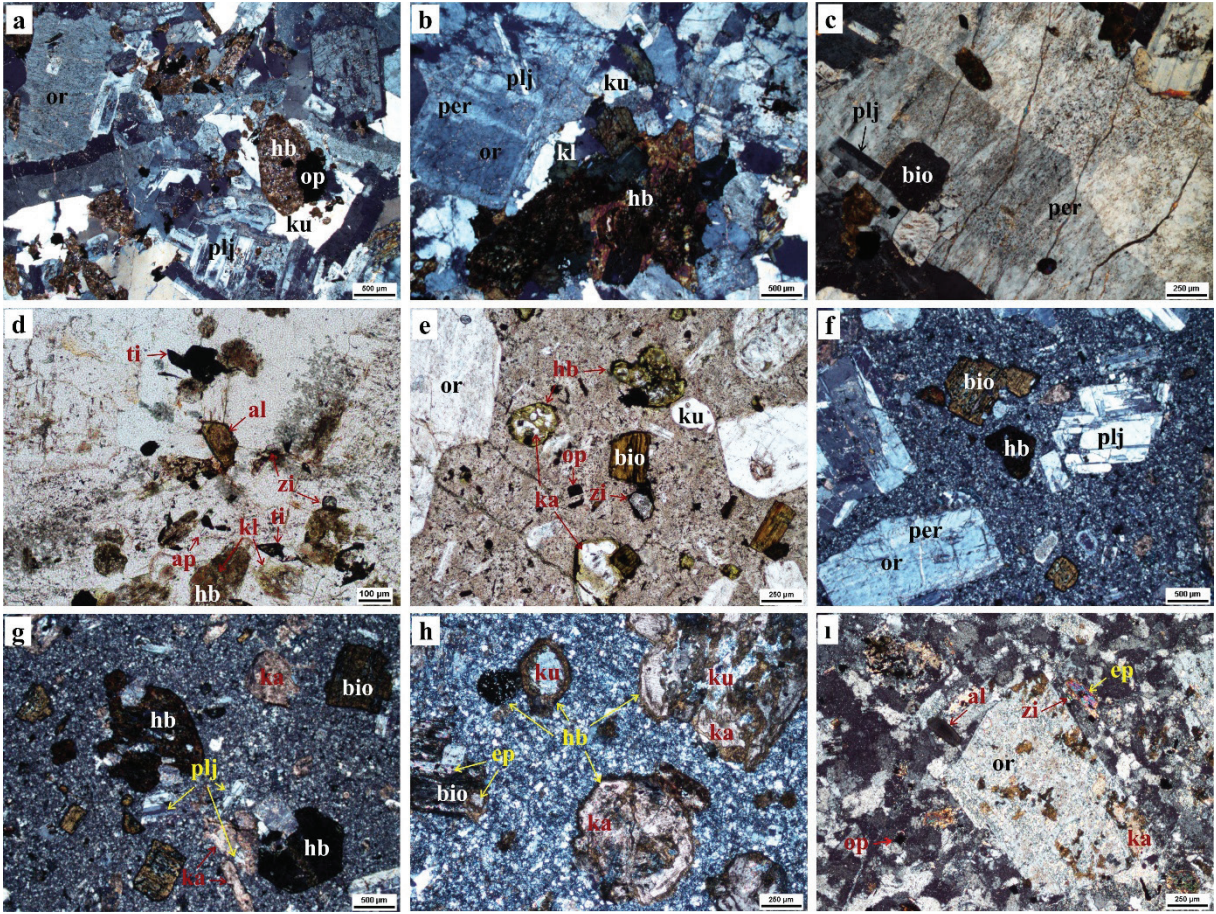
Karahıdır plütünü mineralojik ve petrografik bulgulara göre orta-kaba taneli hipidiyomorfik dokudadır (Şekil 4a–d). Plütonik kayaç ana bileşen olarak ortoklaz, plajiyoklaz, kuvars, amfibol ve biyotit; aksesuar olarak apatit, titanit, zirkon, allanit ve opak (manyetit ve pirit) mineralleri içerir. Alterasyon ürünleri olarak kloritleşme, serisitleşme ve opasitleşme yaygın gelişmiştir. Kuvars mineralleri özşekilsiz ve gelişigüzel biçimlerde diğer minerallerin arasını doldurur şekilde gözlenir (Şekil 4a ve b). Plajiyoklazlar

yarı özşekilli-özşekilli kristaller halindedir. Polisentetik ve zonlu ikizlenmelerin gözleendiği plajiyoklazlarda serisitleşme yaygın gelişmiştir. Yarı özşekilli-öz şekilli kristaller halindeki ortoklazlar içerisinde ipliksi veya yamamsı şekilde gelişmiş pertitik dokular yaygındır (Şekil 4a–c). Hornblentler yarı özşekilli ve altıgen kristaller halinde ve koyu-kızıl kahve renk tonlarında izlenir (Şekil 4a, b ve d). Biyotit kahverengi ve levhamsı şekli ile tanınır (Şekil 4b–d). Biyotit bolluğu hornblende göre azdır. Hornblent ve biyotitler dilimimleri ve kenarları boyunca kloritleşmiş (Şekil 4b, d) ve yer yer opasitleşmiştir. Kayaçlar aksesuar mineral bolluğu bakımından zengindir. Apatit prizmatik şekli, optik engebesinin yüksekliği ve renksiz oluşu ile diğer minerallerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 4d). Titanit, yüksek optik engebesi ve idiyomorfik şekli ile tanınır (Şekil 4d). Kenarları boyunca opasitleşmiştir. Zirkon, amfibollerin bitişğinde ve yuvarlaklaşmış taneler halinde izlenir (Şekil 4d). Yüksek optik engebesi ve girişim renkleri ile ayırt edilir. Allanit ise yüksek optik engebesi, kızıl-kahve rengi, zonlu yapısı ve izotropik karakteri ile tanınır (Şekil 4d).



Şekil 3. Keçiğlat Tepe civarında Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayacın saha görüntüsü.

Figure 3. Field view of the Karahıdır plutonic and volcanic rocks around Keçiğlat Tepe.



Şekil 4. a–d) Karahıdır plütönünde hipidiyomorfik eş taneli ve perthitik dokunun, e–i) Karahıdır subvolkanitinde porfirik ve perthitik dokunun polarize ışık altında mikrofotografı (al; allanit, ap; apatit, bio; biyotit, ep; epidot, hb; hornblent, ka; kalsit, kl; klorit, ku; kuvars, op; opak, per; perthit, plj; plajiyoklaz, ti; titanit, zi; zirkon) (d–e: +N; a–c, f–i: //N).

Figure 4. Microphotographs under polarized light of a–d) the hypidiomorphic equigranular and perthitic texture in the Karahıdır pluton, e–i) porphyritic and perthitic texture in the Karahıdır subvolcanite (al; allanite, ap; apatite, bio; biotite, ep; epidote, hb; hornblende, ka; calcite, kl; chlorite, ku; quartz, op; opaque, per; perthite, plj; plagioclase, ti; titanite, zi; zircon) (d–e: +N; a–c, f–i: //N).

Karahıdır subvolkaniti porfirik dokudadır (Şekil 4e–i). Subvolkanik kayacın hamuru kuvars ve feldispat mikrolitlerinden oluşur. Plütönik kayacı ile benzer mineral içeriğine sahip olmasına karşın mineral bollukları ve alterasyon ürünleri bakımından bazı farklılıklar sunar. Subvolkanik kayacın plütönik kayaca göre biyotit bolluğu hornblentten fazladır. Kayaçlar yoğun alterasyona uğramıştır. Yaygın gelişen alterasyon ürünleri kloritleşme, sosuritleşme, karbonatlaşma,

epidotlaşma, killeşme ve opasitleşmedir. Karahıdır subvolkanitinde kuvars kemirilmiş fenokristaller halinde (Şekil 4e), hamur içerisinde feldispatlarla birlikte (Şekil 4e–i) ve hornblentler içerisinde dolgu şeklinde gözlenir (Şekil 4 h). Plajiyoklazlar yarı özşekilli fenokristaller halindedir. Polisentetik ve zonlu ikizlenmelerin gözleendiği plajiyoklazlarda sosuritleşme ve karbonatlaşma yaygın gelişmiştir (Şekil 4f–g). Ortoklazlar yarı özşekilli-öz şekilli, ince-iri fenokristaller halindedir (Şekil 4e–i).

Ortoklazlar içerisinde ipliksi veya yamamsı şekilli pertitik dokular gelişmiştir (Şekil 4f). Killeşme, feldispatlar üzerine gelişen yaygın alterasyon ürünüdür. Bazı örneklerde, subvolkanik kayacın ince kalsit damarları tarafından kesildiği ve ortoklazların karbonatlaştığı gözlenir (Şekil 4ı). Hornblentler yarı özşekilli ve altıgen biçimli olarak ve sarımsı yeşil ve koyu kahve renk tonlarında izlenir (Şekil 4e). Hornblentler çoğunlukla opasitleşmiş ve içleri kuvars ve kalsit mineralleri ile doldurulmuştur (Şekil 4e-h). Biotit kıvılcık ve koyu kahverengi ve kısa levhamsı şekli ile tanınmaktadır (Şekil 4e-h). Biotitler dilinimleri

ve kenarları boyunca kloritleşmiş, opasitleşmiş (Şekil 4e-h) ve bazı örneklerde tamamen epidota dönüşmüştür (Şekil 4ı). Subvolkanik kayacın opak mineral bolluğu kısmen yüksektir ve çoğunlukla piritten oluşur. Pirit dörtgen ve özşekilli kristalleri ile karakteristiktir. Subvolkanik kayacın, plütonik kayaca benzer şekilde apatit, titanit, zirkon ve allanit gibi aksesuar mineralleri içerir. Zirkonlar biyotit bitişğinde izlenir (Şekil 4e ve ı). Allanit yuvarlaklaşmış şekli, koyu kahverengi, zonlu yapısı ve izotrop özellikleri ile karakteristiktir (Şekil 4ı).

Çizelge 1. Karahıdır plütönu ve subvolkanik kayacın ait plajiyoklaz minerallerinin temsili kimyasal analiz sonuçları.

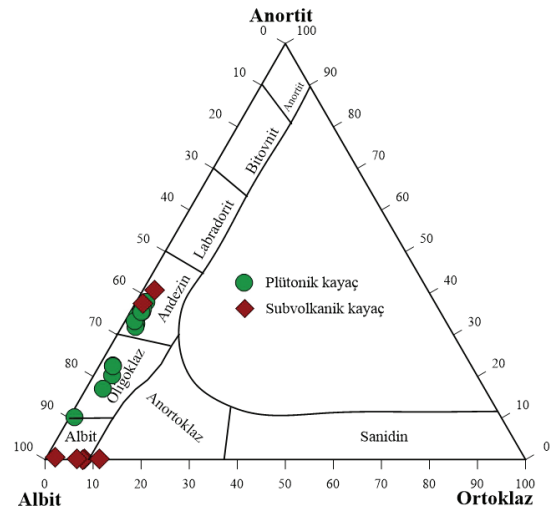
Table 1. Representative chemical analysis results of plagioclase minerals for the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks.

	Karahıdır plütönu							Karahıdır subvolkaniti						
	KR 3-1-1-1	KR 3-1-1-4	KR 3-1-1-6	KR 3-2-1-3	KR 3-2-1-4	KR 3-4-1-1	KR 3-4-1-2	KV 1-2-1-1	KV 1-2-1-2	KV 1-2-2-1	KR 4-2-1-1	KR 4-2-1-2	KR 4-2-1-3	KR 4-2-1-4
SiO ₂	59,40	58,10	60,94	57,34	63,97	57,20	57,76	63,74	57,04	66,51	58,23	59,99	58,89	57,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	25,96	28,30	24,97	27,70	23,25	28,44	28,03	22,42	27,43	21,20	26,44	25,05	26,29	26,84
FeO	0,28	0,25	0,22	0,28	0,05	0,24	0,25	0,20	0,26	0,08	0,31	0,24	0,32	0,26
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,01	0,06	0,02	0,01	0,04	0,01
CaO	4,70	7,17	4,10	6,28	2,24	6,94	6,36	1,40	8,29	0,14	8,51	8,49	6,41	8,26
Na ₂ O	8,51	6,27	8,47	7,09	10,82	6,50	6,83	9,73	6,38	12,81	5,87	5,47	6,52	5,87
K ₂ O	0,47	0,34	0,63	0,46	0,18	0,34	0,32	0,45	0,42	0,35	0,80	0,70	1,26	0,64
Toplam	99,32	100,43	99,33	99,15	100,49	99,66	99,54	98,07	99,83	101,15	100,17	99,96	99,73	99,86
Si	2,64	2,59	2,72	2,58	2,78	2,57	2,59	2,56	2,56	2,84	2,85	2,96	2,82	2,84
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,44	1,45	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,36	1,49	1,31	1,47	1,19	1,50	1,48	0,00	0,00	0,00	1,53	1,46	1,48	1,55
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,22	0,34	0,20	0,30	0,10	0,33	0,31	0,38	0,40	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,73	0,54	0,73	0,62	0,91	0,57	0,59	0,62	0,56	1,06	0,00	0,52	0,61	0,56
K	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,56	0,04	0,08	0,04
Toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,04	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Or	2,73	2,15	3,69	2,78	0,95	2,14	1,97	1,72	2,46	1,77	8,18	7,77	11,23	6,64
Ab	74,54	59,99	75,98	65,26	88,89	61,55	64,73	60,81	56,79	97,65	91,63	92,18	88,50	93,26
An	22,74	37,87	20,33	31,96	10,16	36,31	33,30	37,47	40,74	0,58	0,19	0,05	0,26	0,10

Mineral Kimyası

Karahıdır plütönünde plajiyoklaz ve hornblent minerallerinde; subvolkanik kayaların ise plajiyoklaz ve biyotit minerallerinde analiz gerçekleştirilmiştir.

Plajiyoklazların analiz sonuçları ve hesaplanmış uç bileşimleri Çizelge 1’de sunulmuştur. Plajiyoklazlar, plütönik kayalarda andezin–albit ($Ab_{60-89}An_{10-38}Or_{1-4}$) subvolkanik kayada ise andezin–albit ve anortoklaz ($Ab_{57-98}An_{0,1-41}Or_{2-11}$) bileşimine sahiptir (Şekil 5). Plütönik kayaca ait zonlu plajiyoklazların kenarları albit bileşimi sergiler. Subvolkanik kayada ise bazı ortoklazlar, Na’ca zengin bileşim sergileyen feldispatlar içerir (albit ve anortoklaz) ve pertitleşme yaygın gelişmiştir.



Şekil 5. Karahıdır plütönik ve subvolkanik kayalara ait plajiyoklaz bileşimlerinin Ab-An-Or üçlü diyagramda gösterimi (Deer vd., 1992).

Figure 5. Representation of plagioclase compositions of the Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks on Ab-An-Or ternary diagram (Deer et al., 1992).

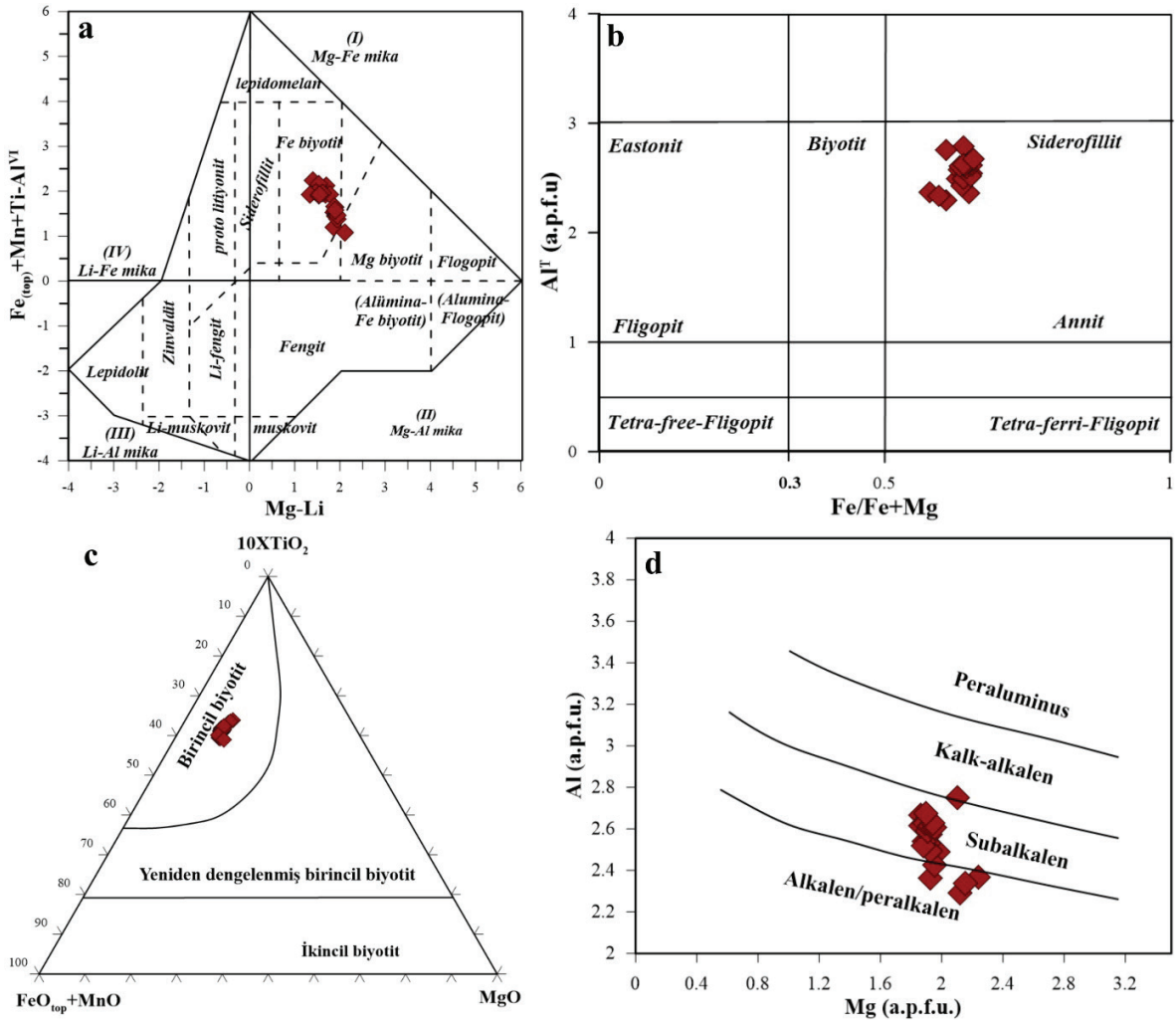
Çizelge 2. Karahıdır subvolkanik kayacına ait biyotit minerallerinin temsili kimyasal analiz sonuçları.

Table 2. Representative chemical analysis results of biotite minerals for the Karahıdır subvolcanic rock.

	KV	KV	KV	KV	KV	KV	KV	KV	KV	KR	KR	KR	KR
	1-1-2	1-1-3	1-4-1	1-4-2	1-2-1	1-2-2	1-2-3	1-3-1	1-3-2	4-1-2	4-2-2	4-3-2	4-3-3
SiO ₂	34,87	34,39	35,58	35,15	33,95	34,71	34,79	34,84	33,78	33,44	33,58	32,28	35,23
TiO ₂	5,95	5,86	5,60	5,36	5,44	5,44	5,23	5,46	5,55	5,51	5,37	5,33	5,14
Al ₂ O ₃	13,07	12,70	14,03	14,33	13,72	14,08	12,93	13,36	13,50	13,78	14,37	14,32	15,71
FeO	23,99	24,31	26,35	25,86	27,44	26,95	27,30	26,45	25,86	27,06	26,60	27,31	26,22
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	9,78	9,26	8,82	8,49	8,35	8,42	8,34	8,52	8,23	8,10	8,18	8,02	9,49
CaO	0,04	0,06	0,10	0,11	0,10	0,11	0,19	0,10	0,06	0,03	0,03	0,04	0,02
Na ₂ O	0,50	0,51	0,58	0,44	0,47	0,51	0,51	0,51	0,45	0,40	0,45	0,46	0,38
K ₂ O	9,63	9,44	9,30	9,22	9,55	9,41	8,98	9,33	9,57	9,48	9,66	8,80	8,75
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Toplam	97,83	96,55	100,35	98,96	99,03	99,64	98,25	98,56	96,99	97,83	98,24	96,58	100,96
Si	5,36	5,37	5,36	5,36	5,25	5,29	5,39	5,36	5,30	5,23	5,21	5,12	5,24
Al ^{iv}	2,37	2,34	2,49	2,57	2,50	2,53	2,36	2,42	2,50	2,54	2,63	2,68	2,75
Al ^{vi}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,69	0,69	0,63	0,61	0,63	0,62	0,61	0,63	0,65	0,65	0,63	0,64	0,57
Fe	3,08	3,18	3,32	3,29	3,55	3,44	3,54	3,41	3,39	3,54	3,45	3,62	3,26
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,24	2,16	1,98	1,93	1,92	1,92	1,93	1,96	1,92	1,89	1,89	1,89	2,10
Ca	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,15	0,15	0,17	0,13	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,12	0,14	0,14	0,11
K	1,89	1,88	1,78	1,79	1,88	1,83	1,77	1,83	1,91	1,89	1,91	1,78	1,66
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Toplam	19,79	19,78	19,74	19,70	19,88	19,81	19,78	19,78	19,82	19,86	19,87	19,87	19,70
Al ^I	2,37	2,34	2,49	2,57	2,50	2,53	2,36	2,42	2,50	2,54	2,63	2,68	2,75
Fe/(Fe+Mg)	0,58	0,60	0,63	0,63	0,65	0,64	0,65	0,64	0,64	0,65	0,65	0,66	0,61

Karahıdır subvolkanik kayacına ait biyotitlerin analiz sonuçları Çizelge 2’de verilmiştir. Biyotitlerin FeO ve MgO içeriği %23,99–27,44 ve %7,97–9,78 arasında değişir. Mg# değeri 0,35–0,42 arasındadır. Biyotitler, $Fe_{top}+Mn+Ti-Al^{VI}$ karşı Mg–Li diyagramında Fe-biyotit (bir örnek hariç) alanına düşmekte (Şekil 6.a) ve Fe# [$Fe/(Fe+Mg)$] değeri (0,58–0,66) arasında değişmektedir (Çizelge 2). Demirce zengin

bileşim sergileyen biyotitler Al^I (a.p.f.u) karşı Fe/Fe+Mg diyagramında annit-siderofillit arasındaki alana düşmekte ve baskın siderofillit bileşimini vermektedir (Şekil 6b). $10xTiO_2-FeO_{tot}+MnO-MgO$ üçlü diyagrama göre birincil biyotit bileşimindedir (Şekil 6c). Al–Mg diyagramında ise sub-alkalen–alkalen/peralkalen arasında magma karakterini yansıtmaktadır (Şekil 6d).



Şekil 6. Karahıdır subvolkanik kayaçlara ait biyotitlerin **a)** $Fe_{top}+Mn+Ti-Al^{VI}$ karşı Mg–Li (Tischendorf vd., 1997), **b)** Al^I (a.p.f.u) karşı Fe/Fe+Mg (Deer vd., 1992), **c)** $10XTiO_2-FeO_{top}+MnO-MgO$ (Nachit vd., 1985), **d)** Al (a.p.f.u.)–Mg (a.p.f.u) (Nachit vd., 1985), diyagramlarında sınıflaması.

Figure 6. Classification biotites of Karahıdır subvolcanic rocks **a)** $Fe_{top}+Mn+Ti-Al^{VI}$ versus Mg–Li (Tischendorf et al., 1997), **b)** Al^I (a.p.f.u) versus Fe/Fe+Mg (Deer et al., 1992), **c)** $10XTiO_2-FeO_{tot}+MnO-MgO$ (Nachit et al., 1985, and **d)** $MgO-FeO_{tot}-Al_2O_3$ (Abdel-Rahman, 1994).

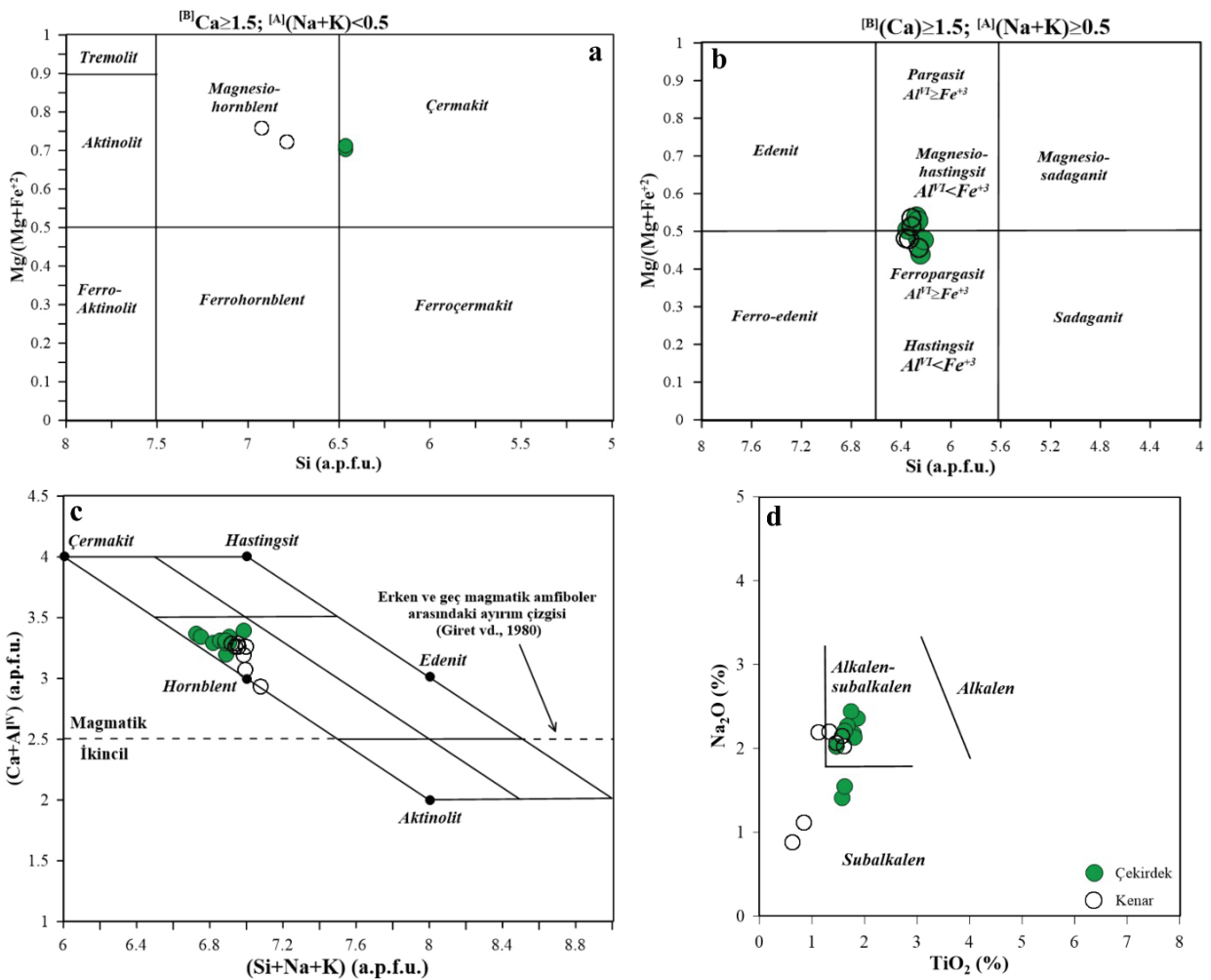
Karahıdır plütönuna ait amfibollerin analiz sonuçları Çizelge 3'te sunulmuştur. Amfiboller $Ca^B \geq 1,5$ 'e göre "kalsik amfibol" bileşimindedir (Leake vd., 1997). Amfibollerin Mg# $[Mg/(Mg+Fe^{+2})]$ değerleri ve Si içeriği çekirdeğinde 0,44 – 0,71 ve 6,22 – 6,47 a.p.f.u. arasında kenarlarında ise 0,46 – 0,76 ve 6,26 – 6,93 a.p.f.u. arasında değişmektedir. Amfibollerin Fe# değeri çekirdek ve kenarlarında 0,52 – 0,69 ve 0,52 – 0,65 arasında değişir. Kalsik amfibollerin $[Al](Na+K)$ değeri çoğu örnekte $\geq 0,5$ olmasına karşın az sayıda örnekte (dört adet) $< 0,5$ 'tir. $[Al](Na+K) \geq 0,5$ değerine sahip örneklerin Na içeriği çekirdekte 0,27 – 0,36 a.p.f.u. arasında kenarlarında ise 0,25 –

0,30 a.p.f.u. arasında değişmektedir. $[Al](Na+K) < 0,5$ değerine göre, amfiboller çekirdeğinde çermakit kenarları magnesiohornblent bileşimi sergiler (Leake vd., 1997) (Şekil 7a). $[Al](Na+K) \geq 0,5$ değerine göre ise amfiboller çekirdek ve kenarlar kısımlarında magnesiohastingsit ve ferropargasit bileşimindedir (Leake vd., 1997) (Şekil 7b). Giret vd. (1980) tarafından önerilen $(Ca+Al^{IV}) = 2,5$ ayırım çizgisi göz önüne alındığında amfiboller magmatik hornblent bileşimini vermektedir (Şekil 7c). Na_2O karşın TiO_2 diyagramında ise subalkalen ile alkalen-subalkalen arasında magma karakterini yansıtır (Molina vd., 2009) (Şekil 7d).

Çizelge 3. Karahıdır plütönik kayacına ait amfibol minerallerinin temsili kimyasal analiz sonuçları.

Table 3. Representative chemical analysis results of amphibole minerals for the Karahıdır plutonic rock.

	KR 3-1-1 (Ç)	KR 3-1-2 (Ç)	KR3- 1-3 (K)	KR 3-1-4 (K)	KR 3-2-1 (Ç)	KR 3-2-2 (Ç)	KR 3-2-3 (K)	KR 3-2-6 (Ç)	KR 3-3-1 (Ç)	KR 3-3-2 (K)	KR 3-3-3 (Ç)	KR 3-4-1 (K)	KR 3-4-3 (K)
SiO ₂	42,73	43,46	44,91	46,40	42,62	41,07	42,22	40,63	40,86	41,53	41,13	41,73	41,53
TiO ₂	1,58	1,63	0,85	0,63	1,87	1,79	1,33	1,80	1,62	1,61	1,46	1,47	1,58
Al ₂ O ₃	9,09	9,18	7,06	6,31	9,45	9,09	8,40	8,80	8,75	8,51	8,80	8,68	8,59
FeO	16,65	16,65	15,89	14,89	24,37	23,97	24,95	25,08	22,62	22,91	23,58	24,36	23,49
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,63	12,01	12,65	13,62	8,47	8,12	8,22	7,80	8,95	9,06	8,72	8,17	8,71
CaO	11,29	11,35	11,48	11,62	10,53	10,48	10,51	10,38	10,39	10,63	10,59	10,65	10,54
Na ₂ O	1,41	1,55	1,12	0,88	2,36	2,18	2,20	2,13	2,20	2,02	2,02	2,06	2,14
K ₂ O	0,10	0,15	0,12	0,17	1,42	1,49	1,45	1,38	1,36	1,44	1,33	1,46	1,48
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00
(OH)	1,87	1,90	1,87	1,90	1,92	1,86	1,88	1,85	1,84	1,86	1,86	1,86	1,86
Toplam	96,40	97,94	95,96	96,42	103,01	100,04	101,15	99,86	98,60	99,59	99,53	100,49	99,93
Si	6,46	6,47	6,79	6,93	6,28	6,26	6,36	6,22	6,28	6,32	6,27	6,33	6,32
Al ^{IV}	1,54	1,53	1,21	1,07	1,64	1,63	1,49	1,59	1,58	1,53	1,58	1,55	1,54
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,11	0,14	0,20	0,14	0,16	0,15	0,11	0,14
T toplam	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
Al ^{VI}	0,08	0,08	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,18	0,18	0,10	0,07	0,13	0,10	0,01	0,01	0,05	0,03	0,01	0,05	0,04
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ⁺³	1,00	0,99	0,91	0,89	1,11	1,08	1,16	1,26	1,15	1,13	1,24	1,09	1,11
Mg	2,62	2,66	2,85	3,03	1,86	1,84	1,85	1,78	2,05	2,06	1,98	1,85	1,97
Fe ⁺²	1,11	1,08	1,10	0,97	1,90	1,98	1,99	1,95	1,76	1,79	1,77	2,01	1,88
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C toplam	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,83	1,81	1,86	1,86	1,66	1,71	1,70	1,70	1,71	1,73	1,73	1,73	1,72
Na	0,17	0,19	0,14	0,14	0,34	0,29	0,30	0,30	0,29	0,27	0,27	0,27	0,28
B toplam	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,24	0,26	0,19	0,11	0,34	0,35	0,34	0,33	0,37	0,33	0,33	0,34	0,35
K	0,02	0,03	0,02	0,03	0,27	0,29	0,28	0,27	0,27	0,28	0,26	0,28	0,29
A toplam	0,26	0,28	0,21	0,15	0,60	0,65	0,62	0,60	0,63	0,61	0,59	0,62	0,64
OH*	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
^(B) (Ca+Na)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ca+Al ^{IV}	3,37	3,34	3,07	2,93	3,31	3,35	3,19	3,29	3,29	3,26	3,31	3,28	3,26
Si+Na+K	6,65	6,68	6,95	7,10	6,89	6,84	6,95	6,79	6,83	6,87	6,80	6,88	6,89
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,53	0,52	0,55	0,52	0,63	0,65	0,63	0,61	0,60	0,61	0,59	0,65	0,63
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0,70	0,71	0,72	0,76	0,49	0,48	0,48	0,48	0,54	0,53	0,53	0,48	0,51
Al ^I	1,62	1,61	1,26	1,11	1,64	1,63	1,49	1,59	1,58	1,53	1,58	1,55	1,54



Şekil 7. Karahıdır plütonuna ait amfibollerin a, b) Si (a.p.f.u.)–Mg/(Mg+Fe²⁺) (Leake vd., 1997), c) Si+Na+K (a.p.f.u.)–Ca+Al^{IV} (Giret vd., 1980), d) TiO₂ (%)–Na₂O (%) (Molina vd., 2009) diyagramında sınıflandırılması.

Figure 7. Classification of amphiboles of Karahıdır pluton a, b) Si (a.p.f.u.)–Mg/(Mg+Fe²⁺) (Leake et al., 1997), c) Si+Na+K (a.p.f.u.)–Ca+Al^{IV} (Giret et al., 1980), and d) TiO₂ (%)–Na₂O (%) (Molina et al., 2009).

Tüm Kayaç Jeokimyası

Karahıdır subvolkanik kayaçlarda beş adet örneğin ana oksit ve iz element sonuçları Çizelge 4'te sunulmuştur. Plütonik ve subvolkanik kayaca ait literatürden (Orhan ve Demirbilek, 2018) üç adet örneğin analiz sonuçları da değerlendirmeye alınmıştır. Tüm kayaç jeokimya analiz sonuçları subvolkanik kayacın, orta-SiO₂ (%55,80 – 64,40); yüksek Al₂O₃ (%15,80 – 19,00), Fe₂O₃ (%2,80 –

4,80), K₂O (3,90 – 5,78); düşük MgO (%0,90 – 2,10) ve değişken CaO (%2,00 – 6,80) ve Na₂O (%0,30 – 3,80) bileşimine sahip olduğunu göstermiştir. Kayaçların ana oksit element sonuçları, Orhan ve Demirbilek (2018)'e ait jeokimya analiz verileri ile oldukça uyumlu olduğu gözlenir (Çizelge 4). Plütonik ve subvolkanik kayaçlar, yüksek-Fe-indeksi [FeO/(FeO+MgO)]=0,66 – 0,83) ve düşük CaO/Al₂O₃ oranı (0,10 – 0,43) ve düşük-Mg# değerine (0,29 – 0,50) sahiptir.

Çizelge 4. Karahıdır plütönik ve subvolkanik kayaların ait ana oksit, iz ve nadir toprak element sonuçları.**Table 4.** Major oxide, trace and rare earth element results of Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks.

Örnek No	Karahıdır subvolkaniti					Karahıdır plütönü		
	KV1-16	KV1-39	KV1-40	KV-1	KV-2	KD-3*	YL-3*	YL-6*
Ana oksitler (%)								
SiO ₂	64,40	55,80	60,40	60,60	58,10	62,56	61,90	62,07
TiO ₂	0,50	0,60	0,50	0,50	0,50	0,55	0,52	0,50
Al ₂ O ₃	18,70	19,00	16,80	16,30	15,80	15,27	16,12	15,66
Fe ₂ O ₃	2,80	4,80	3,60	4,10	4,40	4,61	4,70	5,00
MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,06	0,05
MgO	0,90	1,00	1,40	2,10	1,30	1,41	0,95	1,13
CaO	2,00	3,80	4,90	4,10	6,80	5,02	3,18	3,06
Na ₂ O	0,30	2,20	3,60	3,80	3,80	2,33	2,65	2,20
K ₂ O	4,40	5,20	3,90	4,90	4,00	4,10	5,25	5,78
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,13	0,16	0,16
A.Z.	5,25	6,30	4,35	2,85	4,60	3,60	4,30	4,10
Toplam	99,55	99,00	99,75	99,55	99,60	99,68	99,79	99,71
CaO/Al ₂ O ₃	0,10	0,20	0,29	0,25	0,43	0,33	0,20	0,20
A/CNK	2,10	1,18	0,88	0,86	0,69	0,88	1,02	1,01
A/NK	3,56	2,05	1,66	1,41	1,49	1,85	1,61	1,59
Mg#	0,39	0,29	0,43	0,50	0,37	0,38	0,29	0,31
Fe-indeksi	0,76	0,83	0,72	0,66	0,77	0,77	0,83	0,82
İz elementler (ppm)								
Rb	144,70	164,40	137,10	169,7	119,2	155,80	214,80	206,30
Sr	97,80	503,10	367,10	452,8	530,9	693,90	341,80	394,20
Y	17,10	20,80	12,50	17,90	19,20	19,50	19,80	20,00
Zr	75,90	65,80	74,20	79,10	56,90	219,10	234,90	204,80
Nb	12,10	14,90	12,30	11,40	12,20	15,30	20,50	19,60
Hf	3,60	4,40	3,50	3,60	4,20	5,00	6,20	5,50
Ta	0,90	1,90	0,20	<0,1	<0,1	1,10	1,60	1,20
Th	28,60	24,80	20,60	23,70	19,30	25,70	38,10	34,60
U	12,20	6,90	7,50	4,70	10,10	6,60	9,00	8,50
Cs	1,30	1,50	1,20	1,50	1,10	7,90	11,10	9,80
Ga	19,4	20,80	17,50	18,60	17,5	18,2	16,1	15,4
Ba	325,30	766,40	556,20	1255,00	1187,00	947,00	894,00	1019,00
Sc	6,80	8,10	4,40	5,80	6,90	7,00	7,00	7,00
Ni	6,20	5,70	5,00	6,20	2,70	4,30	7,10	7,30
Co	10,40	13,10	10,80	10,10	9,20	8,10	9,60	9,50
V	61,70	88,80	70,80	59,30	66,20	61,00	80,00	75,00
Y/Nb	1,41	1,40	1,02	1,57	1,57	1,27	0,96	1,02
Rb/Nb	11,96	11,03	11,15	14,89	9,77	10,2	10,48	10,53
Nadir toprak elementler								
La	83,10	58,00	48,00	48,80	47,80	73,10	67,20	49,40
Ce	133,10	97,20	74,70	82,30	78,10	124,50	113,80	86,90
Pr	12,10	8,80	6,80	7,50	7,10	12,68	11,76	9,73
Nd	37,00	32,70	24,80	27,80	28,50	42,50	39,30	33,70
Sm	7,00	7,90	5,00	6,00	6,50	6,57	6,51	5,74
Eu	1,00	1,20	0,80	1,00	1,10	1,15	1,12	1,15
Gd	8,90	6,50	5,00	5,50	5,20	5,14	5,00	4,93
Tb	0,80	0,90	0,40	0,70	0,70	0,68	0,68	0,73
Dy	1,50	2,00	1,20	1,40	1,60	3,73	3,70	3,87
Ho	0,60	0,30	0,10	0,50	0,10	0,67	0,70	0,68
Er	2,50	2,80	2,10	2,30	2,50	2,03	2,08	1,88
Tm	0,30	0,40	0,30	0,30	0,30	0,29	0,30	0,31
Yb	2,00	2,40	1,50	2,00	2,10	1,99	2,10	1,93
Lu	0,30	0,30	0,20	0,30	0,30	0,31	0,33	0,28
ΣNTE	290,20	221,40	170,90	186,40	181,90	275,34	254,58	201,23
(La/Yb) _n	29,80	17,33	22,95	17,50	16,33	26,35	22,95	18,36
(La/Sm) _n	7,66	4,74	6,20	5,25	4,75	7,18	6,66	5,56
(Ce/Yb) _n	18,49	11,25	13,83	11,43	10,33	17,38	15,05	12,51
(Gd/Yb) _n	36,81	22,40	27,58	22,75	20,48	21,37	19,70	21,13
Eu/Eu*	0,39	0,50	0,48	0,52	0,56	0,61	0,60	0,66

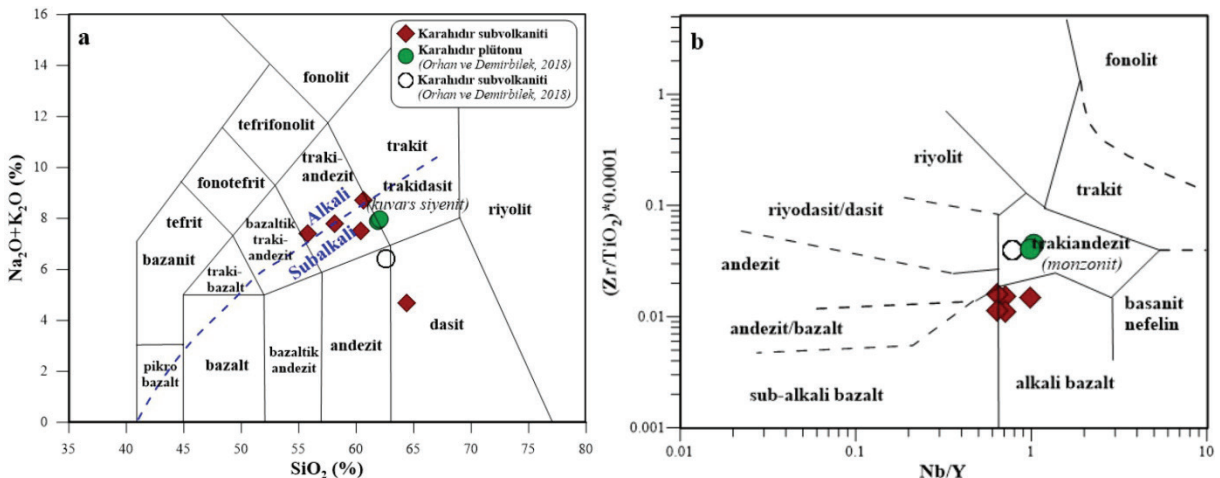
*Orhan ve Demirbilek (2018)'den alınmıştır.

Karahıdır subvolkaniti, orta SiO_2 ve orta-yüksek $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%4,70–8,70) içerikleri ile trakiandezit porfir, andezit porfir ve dasit porfir bileşimi sergiler (Şekil 8a). Plütonik kayaç ise kuvars siyenit bileşimindedir. Kayaçlar, subalkali alanı ve subalkali-alkali ayırım çizgisine yakın alan düşer ve mineral kimyası analiz sonuçlarını destekler niteliktedir. Kayaçların ateş zayı (A.Z.) değerlerinin yüksek (% 2,85 – 6,30) olmasından dolayı $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)*0,0001 - \text{Nb}/\text{Y}$ diyagramında sınıflandırılmıştır (Şekil 8b). Subvolkanik kayaçlar; subalkali bazalt ile alkali bazalt sınırına, alkali bazalt ve trakiandezit alanlarına düşmektedir. Plütonik kayaç ise monzonit alanında yer alır. $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ diyagramında, örneklerin tamamı şoşonitik bileşim sergiler (Şekil 9a). Alkali-kalsik ayırım diyagramında ise örneklerin büyük bir çoğunluğu (iki örnek hariç) alkalin ve alkali-kalsik alanlarında dağılım sunar (Şekil 9b). İki örnek ise kalk-alkalin bileşimindedir. Alüminyum satürasyonuna bağlı sınıflamada kayaçların bünyesindeki Al_2O_3 (%15,27 – 19,00) artışlarına bağlı olarak metaluminus ve peralüminus alanlarına düşer (Şekil 9c). Plütonik ve subvolkanik kayaçlar, Fe-ineksine karşın SiO_2

diyagramında magnezyen ile ferroan arasında bileşim sergiler (Şekil 9d). Örneklerin çoğunluğu A-tipi granit için tanımlanmış alana düşer.

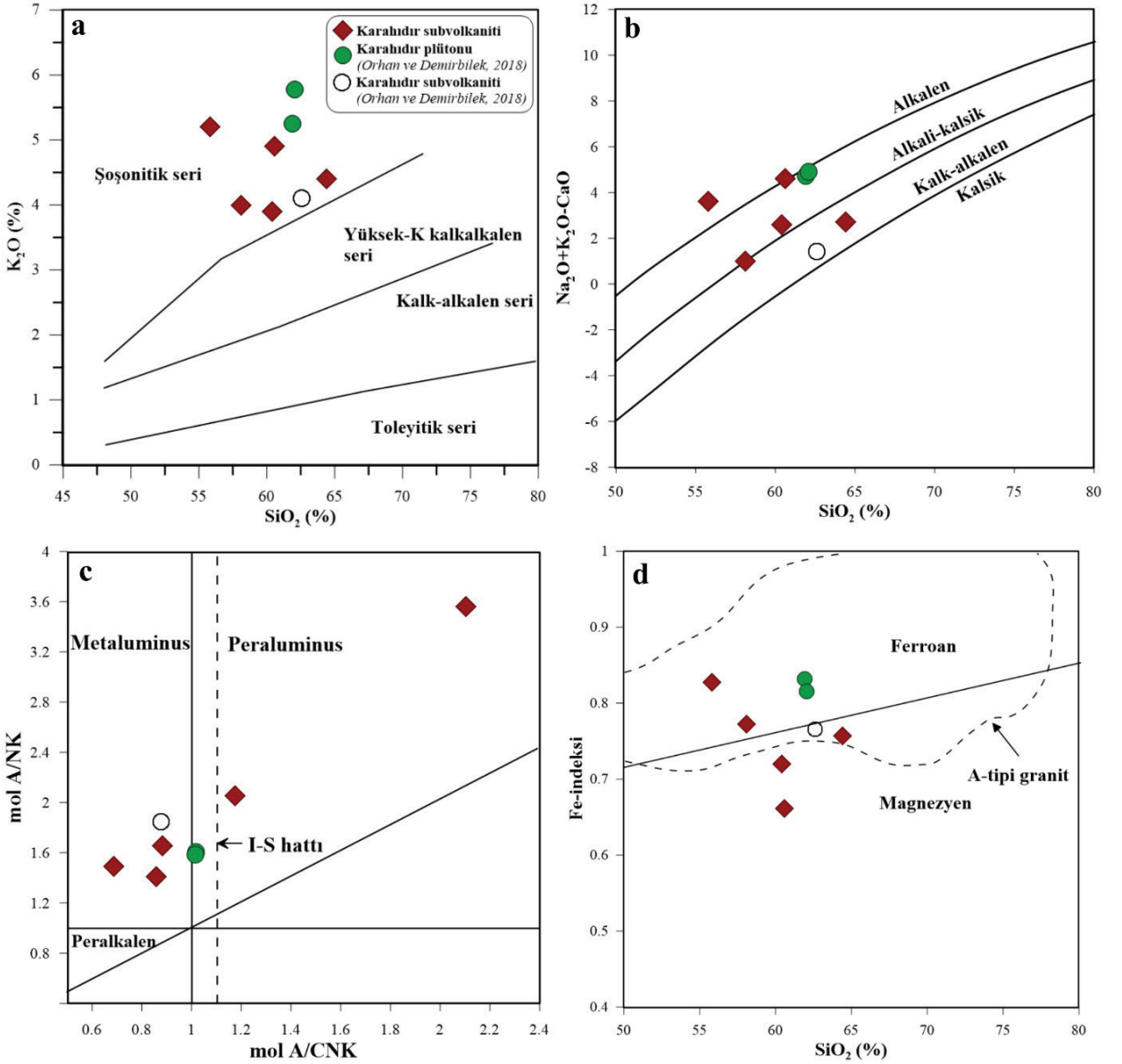
Karahıdır plütonu ve subvolkanik kayaçların Rb (119,2 – 214,8 ppm) ve Ba (325,8 – 1255,0 ppm) içerikleri nispeten yüksek, Sr (97,8 – 693,9 ppm) ve Zr (56,90 – 234,9 ppm) içeriği değişkendir. Mafik silikatlarla uyumlu Co (8,10 – 13,10 ppm), Ni (2,70 – 7,30 ppm), Sc (2,40 – 8,10 ppm) element içerikleri ise düşüktür.

Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçlarının, SiO_2 'e karşı Y, Ba ve Sr ve Eu/Eu* karşı Ba gibi iz element diyagramlarında incelendiğinde, SiO_2 'e karşı Y, Ba ve Sr arasında zayıf negatif Eu/Eu* karşı Ba arasında pozitif korelasyonlar sunduğu gözlenir (Şekil 10). Mineral fazların kristalizasyonu için modellenmiş teorik Rayleigh fraksiyonlanma vektörleri ile incelendiğinde ise SiO_2 'ye karşı Y diyagramı biyotit (Rollinson, 1993), SiO_2 'ye karşı Ba ve Sr diyagramları biyotit ve plajiyoklaz/K-feldispat (Rollinson, 1993) ve Eu/Eu* karşı Ba diyagramı plajiyoklaz ve K-feldispat (Whalen vd., 1996) fraksiyonlanma eğilimine uyumluluk sunar.



Şekil 8. Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçların, a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1984), b) $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)*0,0001 - \text{Nb}/\text{Y}$ (Winchester ve Floyd, 1977) diyagramlarında sınıflaması.

Figure 8. Classification of Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks in a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1984), and b) $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)*0,0001 - \text{Nb}/\text{Y}$ (Winchester and Floyd, 1977) diagrams.



Şekil 9. Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaların, **a)** $SiO_2 - K_2O$ (Rickwood, 1989), **b)** $SiO_2 - (K_2O+Na_2O+CaO)$ (Frost vd., 2001), **c)** $mol\ Al_2O_3/(K_2O+Na_2O) - mol\ Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ (Maniar ve Piccoli, 1989), **d)** Fe-indeksi ($FeO/(FeO+MgO)$) – SiO_2 (Frost vd., 2001) diyagramlarında sınıflaması.

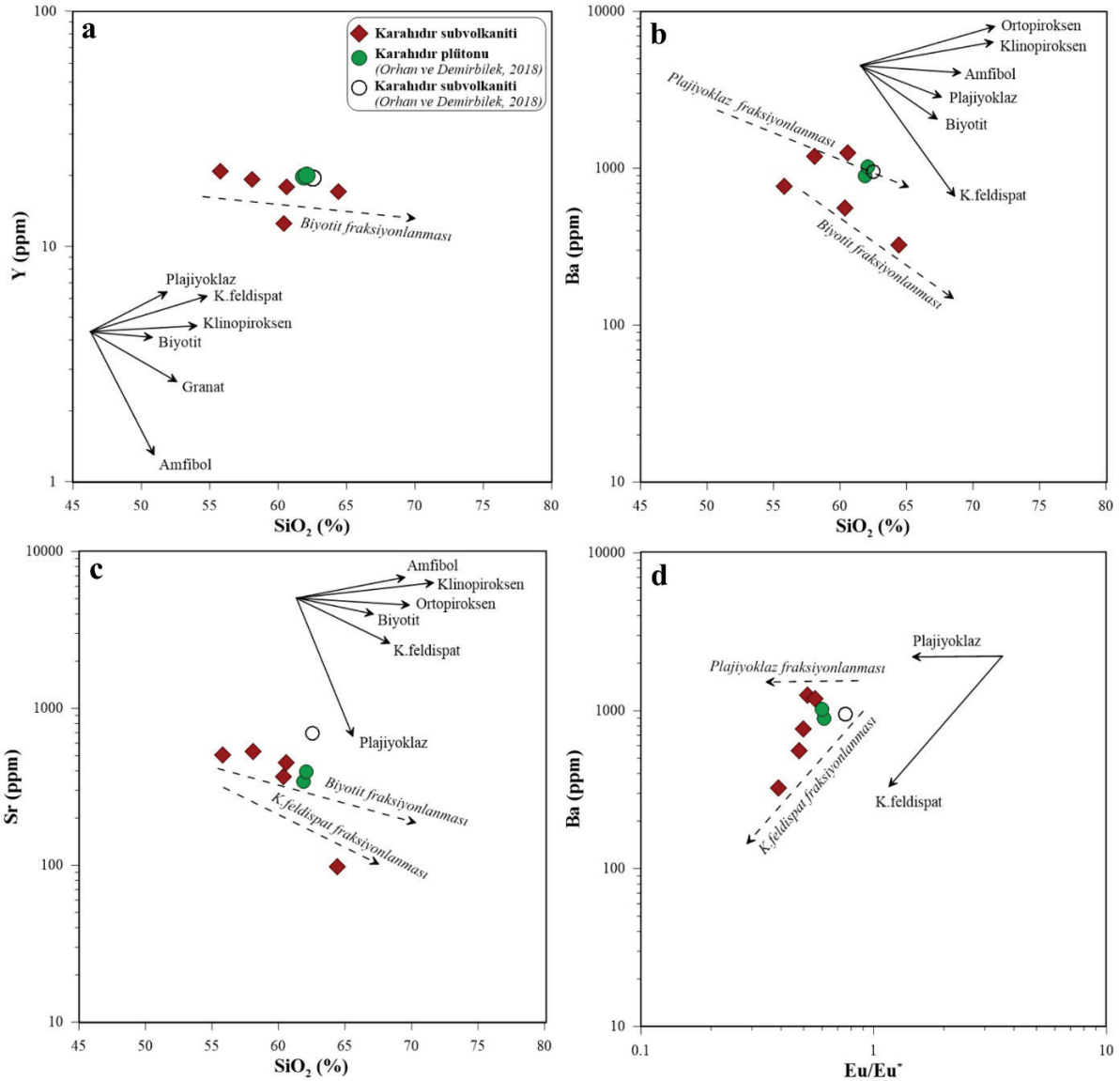
Figure 9. Classification of Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks in **a)** $SiO_2 - K_2O$ (Rickwood, 1989), **b)** $SiO_2 - (K_2O+Na_2O+CaO)$ (Frost et al., 2001), **c)** $mol\ Al_2O_3/(K_2O+Na_2O) - mol\ Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989), and **d)** Fe-index – SiO_2 (Frost et al., 2001) diagrams.

Karahıdır plütönu (254,58 – 275,34 ppm) ve subvolkanik (170,90 – 290,20 ppm) kayaları yüksek ΣNTE içeriklerine sahiptir (Çizelge 4). Örnekler Kondrit'e (Sun ve McDonald, 1989)

göre normalize edilmiş NTE diyagramında benzer desenler sergiler ve aynı kökene işaret eder (Şekil 11a). Bütün örneklerin hafif nadir toprak elementlerinin (HNTE) zenginleşme

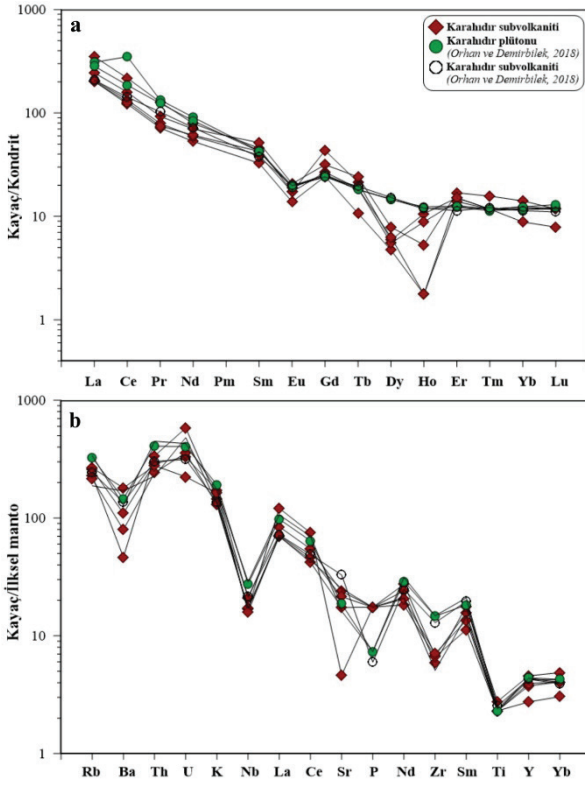
derecesi ağır nadir toprak elementlerine (ANTE) göre daha fazladır ($La/Yb_n=16,33 - 29,80$; $La/Sm_n= 4,75 - 7,66$; $Ce/Yb_n=10,33-18,49$). Eu değerleri belirgin bir negatif anomali sunar [$(Eu/Eu^*)_n=0,39 - 0,66$]. Bazı örneklerin ANTE'leri düz bir desen sergilerken ($Gd/Yb_n=19,70 - 22,75$)

bazı örneklerde (KV1-16, KV1-39, KV1-40 ve KV-2) ise Gd artışı ve Dy ve Ho fakirleşmesi ile bu desenlerin bozulduğu ($Gd/Yb_n=20,48-36,81$) gözlenir. Bu örneklerde A.Z. değerlerinin (%4,60 – 6,30) artışı dikkat çekicidir.



Şekil 10. Karahıdır plütönu ve subvolkanik kayaçlarının **a)** $SiO_2 - Y$, **b)** $SiO_2 - Ba$, **c)** $SiO_2 - Sr$, **d)** $Eu/Eu^* - Ba$ diyagramlarında gösterimi (ok yönleri mineral fazların kristalizasyonu için modellenmiş Rayleigh fraksiyonunu temsil eder. a, b ve c: Rollinson, 1993'ten; d: Whalen vd., 1996'dan alınmıştır).

Figure 10. Representation of the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks in **a)** $SiO_2 - Y$, **b)** $SiO_2 - Ba$, **c)** $SiO_2 - Sr$, and **d)** $Eu/Eu^* - Ba$ diagrams. (Arrow directions represent the Rayleigh fraction modeled for the crystallization of mineral phases. a, b and c: from Rollinson, 1993; d: from Whalen et al., 1996).



Şekil 11. Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaların **a)** Kondrit'e (Sun ve McDonald, 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element ve **b)** İlksel mantoya (Sun ve McDonald, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları.

Figure 11. Distribution diagrams of **a)** rare earth elements normalized to Chondrite (Sun and McDonald, 1989), and **b)** trace elements normalized to Primitive mantle (Sun and McDonald, 1989) for the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks.

Çalışma alanındaki magmatik kayalar ilksel mantoya (PM) (Sun ve McDonald, 1989) göre normalize edilmiş element diyagramında, BİYE (Rb, Ba, Th, U ve K) ve HNTE'lerin (La, Ce ve Nd) zenginleşme derecesi YÇAE'lerine (Nb, Zr, Sm, Ti ve Y) göre fazladır (Şekil 11b). Diyagramda, Rb, Th ve U elementlerince zenginleşme Ba, Nb, Zr ve Ti elementlerince fakirleşme eğilimleri ile dalma-batma olayından türemiş magmatizma izlerini taşır.

TARTIŞMALAR

Jeokimyasal Özellikler ve Fraksiyonel Kristalleşme

A-tipi granitler, pertitik dokulu K-feldispat, demir ve sodyumca zengin mineral toplulukları ile karakteristiktir (Collins vd., 1982; Eby, 1992; Bonin vd., 1998). Jeokimyasal olarak artan SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F, BİYE ve YÇAE içerikleri, yüksek Fe/Mg ve Ga/Al oranları, düşük Mg# değeri, düşük MnO ve CaO, mafik silikatlarla (Co, Ni, Sc, Cr) ve feldispatla (Ba, Sr, Eu) uyumlu düşük iz element içerikleri ile tanımlanır (Collins vd., 1982; Whalen vd, 1987; Eby, 1992; Bonin vd., 1998; Bonin, 2007; Frost ve Frost, 2011). A-tipi granitler, mineralojik ve jeokimyasal farklılıkları nedeniyle kendi içerisinde alkali-kalsik ve alkalen birlik olarak iki alt grupta tanımlanmıştır (Bonin vd., 1998; Bonin 2007). Alkali-kalsik birlik metaluminyum ile peraluminyum arasında bileşim sergilemesinden dolayı alüminyumlu A-tipi granitler olarak da tanımlanır (King vd., 1997). Alkali-kalsik birlik Fe'ce zengin mineralojisi, biyotit+plajiyoklaz fraksiyonlanması ve orta (BİYE+YÇAE) zenginleşmesi ile karakteristiktir. Alkalem birlik ise sodik-mafik mineralojisi, peralkalen bileşimi, amfibol+feldispat fraksiyonlanması ve BİYE'e göre zenginleşmiş YÇA elementleri gibi özellikleri ile ayırt edilir. Her iki grupta yüksek SiO_2 ve düşük CaO içeriği, yüksek (La/Yb)_n ve belirgin negatif-Eu/Eu* oranları ile yüksek fraksiyonlanmaya uğramış örnekler içerir (Bonin vd., 1998).

Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaları ana bileşen olarak kuvars, pertitik dokulu ortoklaz (Şekil 4), Na'ca zenginleşen plajiyoklaz (Ab_{57-98}) (Şekil 5), Fe'ce zenginleşen biyotit (annit-siderofillit) (Şekil 6a ve b) ve Na içeren Mg-Fe'li hornblent (magnesiostingsit–ferropargasit) (Şekil 7b) minerallerinden oluşur. Tüm kayaç jeokimyasal analiz sonuçları, mineralojik verilere uyumlu olarak Al_2O_3 (%15,80 – 19,00), K_2O (%3,90 – 5,20) ve $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%4,70 – 8,70) içeriği ve Fe-indeksinin (0,66 – 0,83) arttığı ve

CaO/Al₂O₃ oranı (0,10–0,43) ve Mg# değerinin (0,29 – 0,50) ise düştüğü gözlenir (Çizelge 4). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayacı artan alkali (Na₂O+K₂O) içeriği ile kuvars siyenit, dasit-andezit-trakiandezit porfir bileşimindedir (Şekil 8). Bölgedeki magmatik kayaçlar artan Al₂O₃, K₂O ve Fe₂O₃ ve azalan CaO içerikleri ile subalkali-alkali (Şekil 8b), şoşonitik (Şekil 9a), alkali-kalsik ve alkalen (Şekil 9.b), metaluminus-peraluminus (Şekil 9c) ve ferroan (Şekil 9d) bileşime sahiptir. Bölgedeki kayaçların yüksek BİYE (Rb, Sr, Ba, K) ve NTE, düşük Co, Ni ve Sc element içeriklerine sahip olması magmatik kayaçların A-tipi granit özelliği taşıdığına işaret eder (Collins vd., 1982; Whalen vd, 1987; Eby, 1992; King vd., 1997; Bonin vd., 1998; Bonin, 2007; Frost ve Frost, 2011). Kayaçların Zr (56,9 – 234,9 ppm) içeriği değişkendir. Alüminyumlu A-tipi granitler, peralkalen A-tipi granitlerden farklı olarak Zr zenginleşmesi düşüktür (King vd., 1997). Örnekler, ANTE'lerine göre zenginleşmiş HNTE (La/Yb_n=16,33 – 29,80) ve düz ANTE desenleri (Gd/Yb_n=19,70 – 22,75) ve negatif-Eu (0,39 – 0,66) anomalisi sunar (Şekil 11a). Örneklerde Gd zenginleşmesi ile A.Z. değerlerindeki artışlar (Yang vd., 2018) ve Dy ve Ho elementlerindeki fakirleşmeler alterasyona atfedilmiştir. Örneklerin kısmen az fraksiyonlaşmış HNTE (La/Yb_n<30) ve düz ANTE desenleri ve negatif-Eu anomali sunması tipik A-tipi granit özelliğidir (Bonin, 2007). Alüminyumlu A-tipi granitler genellikle dikkate değer Eu negatif anomali sergiler ve plajiyoklazın kısmi erimesi veya plajiyoklaz ve/veya feldispatın fraksiyonel kristalleşmesi ile açıklanır (Whalen vd., 1987; Bonin, 2007). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçlarındaki iz element yönelimleri biyotit ve feldispat fraksiyonlanmasının etkili olduğunu gösterir (Şekil 10). Alkali-kalsik karakterli alkalen kayaçlar için biyotit ve feldispat fraksiyonlanması karakteristik

bir özelliştir (Bonin vd., 1998). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçları tüm bu mineralojik ve jeokimyasal bulguları, magmatik kayaçların tipik alkali-kalsik / alüminyumlu A-tipi granit özellikleri sunduğunu gösterir (King vd., 1997; Bonin vd., 1998).

Kristalizasyon Koşulları (P-T-fO₂)

Alkalen kayaçlar, dayk sistemleri ile kabukta sığ derinliklere yerleşmiş küçük hacimli volkanik veya subvolkanik kütlelerdir. Bu kayaçların gevrek-sünek davranan kıta kabuğuna ilk yerleşme basınç ve derinliği 3 – 4 kbar ve 14 – 20 km, bu derinliklerden dayk sistemleri ile yükselerek sığ ortama yerleşme basınç ve derinliği ise 0,5 kbar ve 2 km olarak kabul edilir (Bonin, 2007).

Hornblent ve biyotit minerallerinin toplam alüminyum (Al^T) içeriği ile basınç arasında önemli bir korelasyon vardır (Hammarstrom ve Zen, 1986; Uchida vd., 2007). Bu minerallerin bileşimleri kullanılarak silikaca doymun sistemler için Al-termobarometrik denklemler üretilmiştir (Schmidt, 1992; Hammarstrom ve Zen, 1986; Uchida vd., 2007; Ridolfi vd. 2010; vs.). Kalk-alkalen magmatizması ile dengedeki amfiboller için üretilmiş denklemlerde bazı sınırlamalar getirilmiştir. Örneğin, hornblentlerde Si ≤7,5 a.p.f.u. ve Ca ≥1,6 a.p.f.u. (Hammarstrom ve Zen, 1986) ve önemli kabuk ve manto materyali içermesi nedeniyle Al# ≤0,21 ve Mg# >0,5 (Ridolfi vd. 2010) alınması önerilmiştir. Ridolfi (2021) mevcut deneysel verileri yeniden değerlendirmiş ve kalk-alkalen ve alkalen karakterli magmatizma ile dengede olan kalsik amfiboller için yeni bir termobarometrik formülasyon geliştirmiştir. Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçlar için hesaplanmış kristalizasyon koşulları Çizelge 5'te sunulmuştur.

Çizelge 5. Karahıdır plütönu ve subvolkanik kayaların için hesaplanmış jeotermobarometrik sonuçlar.

Table 5. Geothermobarometric results calculated for the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks.

		Karahıdır plütönu						Karahıdır subvolkaniti			
		Çekirdek (n=9)			Kenar (n=8)			^{2,3,6} Biyotit (n=22)			
		¹ Amfibol									
T (°C)	P (kbar)	Derinlik (km)	log/fO ₂ (bar)	T (°C)	P (kbar)	Derinlik (km)	log/fO ₂ (bar)	T (°C)	P (kbar)	Derinlik (km)	log/fO ₂ (bar)
Min.	741,8	4,61	-13,95	692,4	0,86	3,18	-14,68	699,5	0,41	1,53	-16,69
Maks.	803,8	5,99	-10,97	743,8	1,21	4,47	-11,01	760,5	1,91	7,06	-14,94
Ort.	771,8±27	1,44±0,17	-12,58±1,37	712,9±21	1,03±0,04	3,82±0,16	-13,68±0,99	724,4±20	1,11±0,69	4,11±2,58	-16,04±0,62

¹Ridolfi (2021) (P-T-fO₂); ²Luhr vd. (1984) (T); ³Uchida vd. (2007) (P); ⁴Wones (1989).

Karahıdır plütönündeki kalsik hornblentlerin Al^T değerleri 2,0'dan küçüktür (Çizelge 3). Bu değer plütönik kayacın sığ derinliklerde kristalleştğine işaret eder (Hammarstrom ve Zen, 1986). Hornblendlerin çekirdek kısmı 1,23 – 1,62 kbar (ort. 1,44±0,17 kbar) basınç ve 741,8 – 803,8 °C (ort. 771,8±27 °C) sıcaklık koşullarında kristalleşmiştir. Kenar kısımları ise kısmen düşük P (0,86 – 1,21 kbar; ort. 1,03±0,04) ve T (692,4 – 743,8 °C; ort. 712,9±21 °C) koşullarında kristallendiğini gösterir. Kıtasal kabuk için 1 kbar~3,7 km'lik bir dönüşüm faktörü kullanılarak (Tulloch ve Challis, 2000) Karahıdır plütönu için 4,61–5,99 km ve 3,18–4,47 km arasında değişen sığ kristallenme derinlikleri tahmin edilmiştir. Karahıdır subvolkanitine ait biyotitlerde tahmin edilen kristalizasyon P ve T değerleri 0,41–1,91 kbar (ort. 1,11±0,69) ve 699,5 – 760,5 °C (ort. 724,4±20 °C) arasında değişir ve hornblentlerin kristalizasyon P ve T verileri ile oldukça uyumludur (Çizelge 5). Biyotitlerin kristalleşme derinliği ise 1,53 – 7,06 km arasında değişir. Karahıdır plütönu ve subvolkanik kayalar için tahmin edilen düşük-basınç (0,41 – 1,91 kbar) ve düşük-derinlik (1,53 – 7,06 km) değerleri, magmatik kayaların çarpışma sonrası kabuk incelmeleri ile kıta kabuğunda sığ derinliklere yerleşerek kristalleştğine işaret eder. Bu verilerin alkalin kayalar için önerilen dayk sistemleri ve sığ derinliklere yerleşme basınç ve derinlik değerleriyle uyumluluk sunduğu söylenebilir.

Magmaların oksijen fugasitesi kaynak materyalin karakteri ve tektonik ortamı ile yakından ilişkilidir. Sedimanter kayaktan türemiş granitler genellikle ilmenit serisi indirgenmiş magma karakteri sunar (Ishihara, 1977). S-tipi ve A-tipi olarak tanımlanan bu granitler orojenik kuşaklarda kabuksal materyalin kısmi ergimesi (Chappell ve White, 1974) veya riftleşmiş zonda mantodan türemiş magmanın fraksiyonel kristalleşmesi (Loiselle ve Wones, 1979) ile gelişir. I-tipi granitler ise yitim zonundan türemiş magmanın kıtasal kabukta fraksiyonel

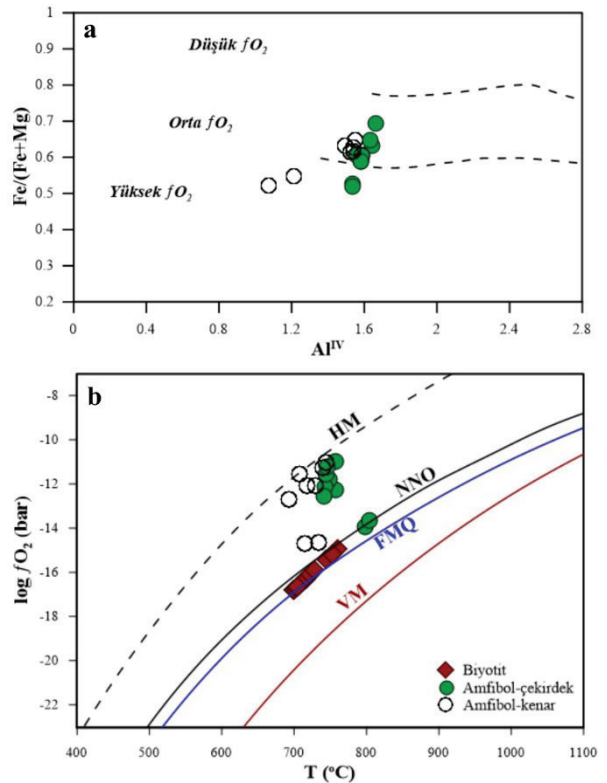
kristalleşmesiyle gelişmiş ve kısmen oksitlenmiş manyetit serisi plütonlardır (Ishihara, 1977). I- tipi granitlerle zamansal ve mekânsal ilişkili olan alüminyumlu A-tipi granitler, peralkalen A-tipi granitlere göre yüksek oksijen fugasitesine sahiptir (King vd., 1997).

Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçlarına ait biyotit ve hornblent mineralleri nispeten yüksek Fe# değerlerine (0,58 – 0,66 ve 0,52 – 0,69) sahiptir (Çizelge 2 ve 3). Fe# değerine göre hornblentler orta–yüksek oksidan koşullarında kristalleşmiştir (Şekil 12a). Hornblentlerin $\log fO_2$ değerleri -10,97 ila -14,68 bar arasında değişir (Çizelge 5). Oksijen fugasitesi verilerine göre, hornblentler oksidan ve nispeten orta oksidan koşulları karakterize eden FMQ–HM tampon bölgeleri arasında yer alır (Şekil 12b). Biyotitlerin $\log fO_2$ değerleri ise -14,94 ila -16,69 bar arasındadır ve FMQ–NNO tampon bölgeleri arasına düşer. Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçları, kaynak materyalin karakteri ve tektonik ortam ile ilişkili olarak alüminyumlu A-tipi granitlere benzer şekilde orta–yüksek oksidan koşullarında kristalleşmiştir.

Tektonik Ortam

Eby (1992) tarafından köken malzemesine bağlı olarak alkalin magmatizması A_1 ve A_2 olarak iki alt grupta tanımlamıştır. A_1 grubu alkalin magmatizmasının okyanus adası (hot-spot) ve kıtasal levha içerisinde klasik riftleşme zonlarında mantodan türemiş mafik magmanın fraksiyonlaşması sonucu geliştiği kabul edilir (Eby, 1992; Bonin, 2007; Frost ve Frost, 2011). Kabuk malzemesi ile etkileşimin minimum olduğu peralkalen bileşim sergileyen bu kayaçların Y/Nb oranı <1,2'dir (Eby, 1992). Silikaya doymun olan veya silikaya doymun olmayan A_1 grubunun Y/Nb oranı değişiklik göstermez (Bonin, 2007). A_2 grubu ise çarpışma sonrası kıta kenarlarında bölgesel genişleme süreçlerle ve I-tipi granitlerle zamansal ve mekânsal ilişkili olarak gelişir (Eby,

1992; King vd., 1997; Bonin, 2007). Alkali-kalsik birlik veya alüminyumlu A-tipi bu granitler felsik bileşimli kıta kabuğunun kısmi ergimesi veya toleyitik magmanın diferansiyasyonu sonucu geliştiği kabul edilir. A_2 grubu, A_1 grubundan farklı olarak kabuksal kirlenme ve/veya alt litosferik mantonun zengin izlerini taşır ve Y/Nb oranı >1,2'dir (Eby, 1992).



Şekil 12. Karahıdır plütonik ve subvolkanik kayaçları için a) $Fe/(Fe+Mg) - Al^{IV}$ (Anderson ve Smith, 1995), ve b) $\log fO_2 - T$ (°C) (Frost, 1991) diyagramları (HM; hematit-manyetit, NNO; nikel-nikel-oksit, FMQ; fayalit-manyetit-kuars; VM; wüstit-manyetit).

Figure 12. a) $Fe/(Fe+Mg) - Al^{IV}$ (Anderson and Smith, 1995) and b) $\log fO_2 - T$ (°C) (Frost, 1991) diagrams for the Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks (HM; hematite-magnetite; NNO; nickel-nickel-oxide; VM; wustite-magnetite).

OAKK içerisinde Anatolid–Torid Bloğunun çarpışmasını takiben Geç Kretase–Alt Paleosen zaman aralığında değişen karakterde yoğun bir

magmatizma gelişmiştir. Bölgedeki magmatik kayalar, çarpışma sonrası ve çarpışma sonrası bölgesel genişleme rejimini karakterize eden I- ve A-tipindedir (Aydın vd., 1998; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008). Zamansal ve mekânsal olarak ilişkili olan bu kayaların oluşumu litosferik delaminasyon/levha kırılma mekanizması ve sıcak astenosferin neden olduğu alt kıta kabuğunun ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaların Y/Nb oranları 0,96–1,57 arasında geniş aralıkta değişir (Çizelge 4). Alüminyumlu A-tipi granit özelliği sunan kayaların Rb/Nb oranları (9,77–14,89) ise yüksektir ve kıta kabuğu bileşenleri içerdiğine işaret eder (Eby, 1992; King vd., 1997; Bonin, 2007). Çalışma alanındaki kayalar Y/Nb – Rb/Nb jeokimyasal ayırtman diyagramına göre baskın olarak A₂ alanına düşer (Şekil 13a) ve çarpışma sonrası kıta kenarı bölgesel bir genişleme sürecinde geliştiğini gösterir (Eby, 1992). Ayrıca, Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayalarındaki Na ve Fe’ce zenginleşen mineral bileşimleri, artan Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃, Rb, HNTe ve azalan CaO, MgO içerikleri, düz ANTE desenleri ve negatif-Eu anomalileri de çarpışma sonrası oluşumu desteklemektedir (Collins vd., 1982; Whalen vd., 1987; Eby, 1992; King vd., 1997; Bonin vd., 1998; Bonin, 2007; Frost ve Frost, 2011). Nb–Y–(3xGa) ayırtman diyagramında ise, örneklerin A₂ alanı ile A₁ – A₂ sınır çizgisinden A₁ alanına kaydığı gözlenir (Şekil 13b). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaların Y/Nb (0,96–1,57) oranları ile birlikte değerlendirildiğinde, kayalar zengin litosferik manto izleri ile birlikte mantodan türemiş mafik magma bileşenlerini de içerir (Eby, 1992).

Kaynak Karakteristikleri

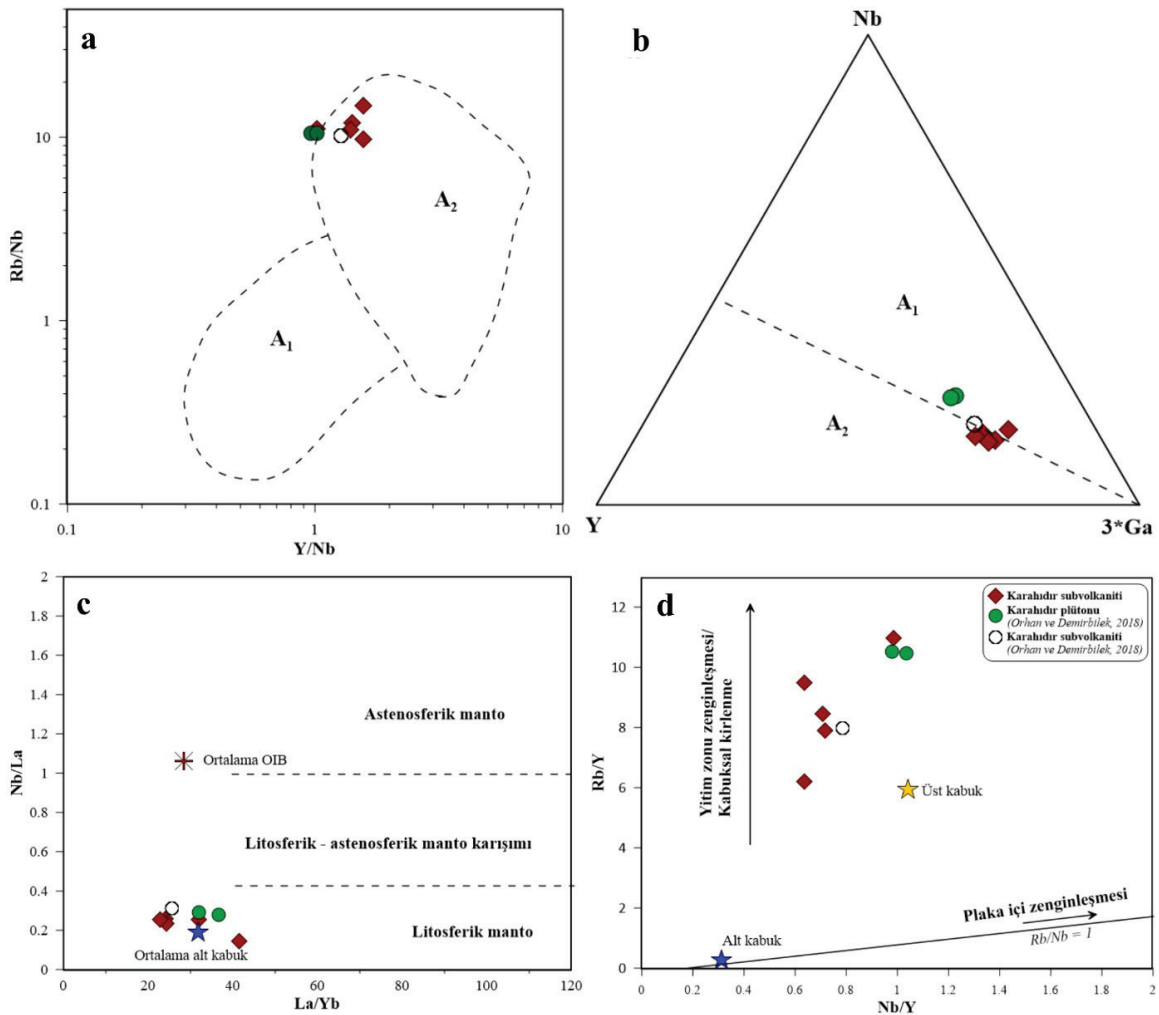
A-tipi granitlerin gelişiminde, kısmi erime, fraksiyonel kristalleşme, metasomatizma, sıvı

karışmazlığı, kabuk tarafından kirlenme ve halojenler gibi çeşitli süreçler etkili olabilir (Clemens vd., 1986). A-tipi granitlerin kökeni ve mantonun kaynak ve ısıtıcı açısından rolü ise tartışılan bir konudur (Wu vd., 2002; Köksal vd., 2004). A-tipi granitoidler için kıta kabuğu ile etkileşimin olduğu veya etkileşimin olmadığı manto türevi magmanın fraksiyonlanması olmak üzere çeşitli petrojenetik modeller önerilmiştir (Collins vd., 1982; Whalen vd., 1987; Eby, 1992; King vd., 1997; Bonin, 2007; Frost ve Frost, 2011 vs.). Alüminyumlu A-tipi granitlerin oluşumu üst astenosferin neden olduğu F/Cl’ca zengin kalıntı felsik kıta kabuğunun kısmi ergimesi (Collins vd., 1982; Whalen vd., 1987; King vd., 1997), kıta kabuğunda (15 km veya daha az derinlerde) kalk-alkalen granitoidlerin dehidrasyon-ergimesi (Patino Douce, 1997) ve litosferik mantonun çarpışma sonrası delaminasyonu/dilim kopmasıyla üst mantoda ergimesi (Whalen vd., 1996) gibi modellerle açıklanmıştır. A-tipi granitlerin farklı tektonik ortamlarda değişen manto/kabuk oranları ve çeşitli süreçlerin etkileriyle de gelişebileceği önerilmiştir (Wu vd., 2002).

Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri tipik çarpışma sonrası alüminyumlu A-tipi granit özellikleri sunmaktadır. Ortaç bileşim (SiO₂: %55,80 – 64,40) ve kısmen az fraksiyonlanma (La/Yb_n < 30) sergileyen çalışma alanındaki kayaların oluşumu felsik kabuğunun kısmi ergime modeliyle açıklamak doğru görünmemektedir (King vd., 1997). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaları düşük Nb/La (0,15 – 0,31) ve La/Yb (22,76 – 41,55) oranları ile ortalama alt kıta kabuğuna yakın alana düşmekte ve litosferik mantodan türediğine işaret etmektedir (Şekil 13c). Ayrıca, magmatik kayaların Rb, Th ve U elementlerince zenginleşmesi ve Ba, Nb, Zr ve Ti elementlerince fakirleşmesi (Şekil 11b) dalma-batma magmatizmasıyla ilişkili bileşenleri de içerdiğini gösterir. Bu bileşenlerin kıta-kıta çarpışması öncesi yitim olayından kalan kayıtlar olduğu

söylenebilir. Orta Anadolu'da çarpışma sonrası gelişmiş A-tipi granitlerde benzer şekilde litosferik manto kaynağı ile birlikte dalma-batma ile ilişkili bileşenlerin varlığından bahsedilmiştir (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004). Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçları artan Rb/Y (6,21 – 10,97) ve Nb/Y (0,64 – 1,04) oranlarıyla yitim zonu zenginleşmesi/kabuksal kirlenmeye uğradığına işaret etmektedir (Şekil 13d). Mantodan türeyen magmalar, kıtasal kabuğun farklı seviyelerine yükselmesi ve kristalizasyonu esnasında kabuk

asimilasyonu ve kabuk kirlenmesine uğrar (Bonin vd., 1998). Bölgedeki kayaçların Ba, Th ve Nb içerikleri sırasıyla 325,00 – 1255,00 ppm, 19,30 – 38,10 ppm ve 12,10 – 20,50 ppm (Çizelge 4) arasında değişmekte ve ortalama kıta kabuğundan yüksek olduğu gözlenmektedir (ortalama kıta kabuğu için Ba=390 ppm; Th=5,6 ppm; Nb=12 ppm, Rudnick ve Fountain, 1995). Bu veriler, bölgedeki kayaçların kıtasal kabuğa yerleşimi ve fraksiyonel kristallenmesi esnasında kabuk tarafından kirlendiğini göstermektedir.



Şekil 13. Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçların a) Y/Nb – Rb/Nb (Eby, 1992), b) Nb – Y – 3*Ga (Eby, 1992), c) La/Yb – Nb/La (Jahn vd., 1999), d) Nb/Y – Rb/Y (Edwards vd., 1991) diyagramlarında gösterimi.

Figure 13. Representation of the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks in a) Y/Nb – Rb/Nb (Eby, 1992), b) Nb – Y – 3*Ga (Eby, 1992), c) La/Yb – Nb/La (Jahn et al., 1999), and d) Nb/Y – Rb/Y (Edwards et al., 1991) diagrams.

Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçlarının iz element karakteristikleri, kayaçların litosferik manto (alt kıta kabuğu) ve astenosferik mantodan türediğini göstermektedir. Ayrıca, çarpışma öncesi yitim kayıtları ve üst kıta kabuk tarafından kirletildiğini gösteren farklı bileşenleri de içermektedir. Bölgedeki kayaçların petrojenetik gelişim modeli Köksal vd. (2004) tarafından önerilen modeli desteklemektedir. Jeokimyasal veriler, Karahıdır plütunu ve subvolkanik kayaçlarını oluşturan magmanın dalma-batma ilişkili bileşenlerce modifiye edilmiş astenosferik mantonun incelen kıta kabuğunu eriterek oluştuğuna işaret etmektedir. Magma sığ derinliklere yerleşimi ve kristalleşmesi esnasında kabuksal kirlenmeye uğratılmıştır.

SONUÇLAR

Avanos'un (Nevşehir) kuzeybatısında yüzeyleyen Geç Kretase yaşlı Karahıdır plütönik ve subvolkanik kayaçların mineralojik-petrografik, tüm kayaç jeokimyası ve mineral kimyası analizlerden elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur;

Karahıdır subvolkanik kayacı Karahıdır plütönünü keserek bölgeye yerleşmiştir. Mineralojik ve petrografik bulgulara göre plütönik kayaç orta-kaba taneli hipidiyomorfik dokuda subvolkanik kayaç ise porfirik dokudadır. Benzer mineral içeriğine sahip olan bu kayaçlar pertitik dokulu ortoklaz, Na'ca zenginleşen plajiyoklaz (Ab_{57-98}), kuvars, Fe'ce zenginleşen biyotit (annit-siderofillit) ve Mg-Fe'li hornblent (magnesiohastingsit-ferropargasit) mineralleri içerir.

Jeokimyasal olarak, Karahıdır plütönü ve subvolkanik kayacı kuvars siyenit ve dasit-andezit-trakiandezit porfir bileşimine sahiptir. Kayaçlar, alkali-kalsik ve alkalen, metaluminus ve peraluminus, şoşonitik ve ferroan karakter sergiler. Kayaçların Al_2O_3 , K_2O , Na_2O+K_2O , FeO BİYE (Rb, Sr, Ba, K) ve NTE içerikleri

yüksek ve CaO/Al_2O_3 oranı, Mg# değeri, Co, Ni ve Sc içerikleri düşüktür. NTE diyagramlarında, ANTE'lerine göre zenginleşmiş HNTE ($La/Yb_n=16,33 - 29,80$) ve düz ANTE desenleri ($Gd/Yb_n=19,70 - 22,75$) ve negatif-Eu (0,39-0,66) anomalisi sunar. İz element yönelimleri biyotit ve feldispat fraksiyonlanmasının etkin olduğunu gösterir. Karahıdır plütönü ve subvolkanik kayaçlarının mineral kimyası ve jeokimya verileri tipik alüminyumlu A-tipi granit özelliklerini yansıtır.

Hornblent ve biyotit bileşimleri subalkalen-alkalen magma karakterini yansıtır. Jeotermobarometrik olarak, amfibol mineralleri için 692 – 804 °C sıcaklık, 0,86 – 1,62 kbar basınç ve -10,97 ile -14,68 bar oksijen fugasitesi, biyotit mineralleri için ise 700 – 761 °C sıcaklık, 0,41 – 1,91 kbar basınç ve -14,94 ile -16,69 bar oksijen fugasitesi değerleri tahmin edilmiştir. Bu verilere göre bölgedeki kayaçlar sığ derinliklerde (1,53 – 7,06 km) ve orta-yüksek oksidan koşullarda kristalleştiği ön görülmüştür. Kayaçlar için tahmin edilen kristalizasyon koşulları (P, T, fO_2) A-tipi granitlerin kristalizasyon koşulları ile oldukça uyumludur.

Karahıdır plütönü ve subvolkanik kayaçları Anatolid-Torid Bloğunun çarpışma sonrası kıta kenarı (A_2 ; Eby, 1992'e göre) bölgesel genişleme sürecinde gelişmiştir. Bölgedeki kayaçların iz element karakteristikleri litosferik (alt kıta kabuğu) ve astenosferik mantodan türediğini ve çarpışma öncesi yitim kayıtlarını da barındırdığını göstermektedir. Magma yükselimi esnasında kıta kabuğu tarafından kirletilme ve fraksiyonel kristalleşmeye uğramıştır.

EXTENDED SUMMARY

Following the collision of the Anatolide-Tauride Block, Central Anatolian Granitoids (CAG) occurred which exhibit a calc-alkaline (I/H-type) and alkaline (A-type) affinity between Late

Cretaceous and Lower Paleocene in the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC). The Late Cretaceous Karahıdır pluton and subvolcanic rocks, which are the subject of this study, are in the CAG (Figure 1). Karahıdır pluton and subvolcanic rocks crop out to the north of Nevşehir in a narrow area with an E-W direction in the Ayhan Basin between the Hırkadağ Massif and the İdişdağı Massif (Figures 1 and 2). Subvolcanic rocks formed the source area of the back-arc extensional Ayhan Basin. In this study, petrography, mineral chemistry and geochemistry as well as petrogenesis of the Karahıdır plutonic and subvolcanic rocks were investigated.

The rocks in the study area are highly altered and the plutonic rocks are cut by subvolcanic rocks (Figure 3). The Karahıdır pluton is pink in color with a medium-coarse grained phaneritic texture. Karahıdır subvolcanite is observed in gray colors and has a porphyroafanitic texture with coarse feldspar minerals. Petrographically, the Karahıdır pluton is of medium-coarse grained hypidiomorphic texture (Figure 4a–d) and the volcanic rock is of porphyric texture (Figure 4e–ı). Plutonic and subvolcanic rocks have similar mineral content. However, the rocks show some differences in terms of mineral abundance and alteration products. They contain perthitic orthoclase, plagioclase, quartz, hornblende and biotite minerals as the main component. Amphibole abundance is high in plutonic rock while biotite abundance is high in subvolcanic rock. The matrix of the subvolcanic rocks consists of quartz and feldspar microliths (Figure 4c–ı). Apatite, titanite, zircon, allanite and opaque minerals are observed as accessory minerals. Alterations such as sericitization, chloritization, saussuritization, carbonation, epidotization, argillisation and opacitization are noticeable in these, having developed widely in the rocks.

According to the mineral chemistry results, plagioclases have andesine–albite and anorthoclase ($Ab_{57-98}An_{0.1-41}Or_{2-11}$) (Figure 5),

whereas biotites have Fe-bearing biotite (annitesiderophyllite) (Figure 6a–b) and hornblendes have Mg-Fe-bearing (magnesiohornblende-tschermakite, dominantly magnesiohastingsite-ferroparhasite) (Figure 7a–b) compositions. Hornblende and biotite compositions represent a subalkaline–alkaline magma character (Figure 6d and 7d). Geothermobarometrically, 692 – 804 °C temperature, 0.86 – 1.62 kbar pressure and -10.97 to -14.68 bar oxygen fugacity values for the amphibole minerals and 700–761 °C temperature, 0.41 – 1.91 kbar pressure and -14.94 to -16.69 bar oxygen fugacity values for the biotite minerals were estimated (Table 5). According to the data, it was predicted that the magma crystallization occurred in medium-shallow depths (1.53 - 7.06 km) in the continental crust and under medium-high oxidant conditions.

According to the whole-rock geochemical data, the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks have quartz syenite and dacite porphyry, andesite porphyry and trachyandesite porphyry compositions (Figure 8a). They are characterized by a high total alkali (K_2O+Na_2O) content, Fe-index value, large ion lithophile (LIL: Rb, Sr, Ba, K) and rare earth (REE) elements contents, and low abundances of Co, Ni and Sc as well as a low CaO/Al_2O_3 ratio and low Mg# value (Table 4). The rocks exhibit shoshonitic, alkali-calcic to alkaline, metaluminous to peraluminous and ferroan in composition (Figure 9). Trace element tendencies indicate that biotite and feldspar fractionation was effective (Figure 10). The mineralogic-petrographic and geochemical features of the rocks reveal aluminum A-type granite characteristics.

In the chondrite normalized REE diagram, the light rare element (LREE; $La/Yb_n=16.33 - 29.80$) shows enrichment with respect to heavy rare elements (HREE); which have flat HNTE patterns ($Gd/Yb_n=19.70 - 22.75$) and presents a negative-Eu (0.39 – 0.66) anomaly (Figure 11a). Slightly fractionated LREE ($La/Yb_n < 30$) and flat HNTE patterns as well as a negative-Eu anomaly

of the samples imply that the magmatic rocks have a typical A-type granite feature. Negative-Eu anomaly may be associated with the partial melting of plagioclase or the fractional crystallization of plagioclase and/or feldspar.

In the primary mantle (PM) normalized element diagram, all samples present the enrichment of large ion lithophile elements (LILE: Rb, Ba, Th, U and K) and LREE with respect to high field strength elements (HFSE: Nb, Zr, Sm, Ti) (Figure 11b). In the diagram, the enrichment of Rb, Th and U elements and depletion of Ba, Nb, Zr and Ti elements tendencies indicate that the magmatism was derived from a subduction zone. Magmatic rocks expose the remnant record of the subduction event, before the continent-continent collision.

The Y/Nb ratios of the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks widely range from 0.96 to 1.57 (Table 4). The Rb/Nb ratios of the aluminum A-type granite rocks are high (9.77 – 14.89), indicating that they contain continental crust components. The rocks fall mostly into the A_2 area in the Y/Nb – Rb/Nb geochemical discrimination diagram (Figure 13a) and show that they developed in the post-collisional continental margin regional extension regime. In the Nb–Y–(3xGa) triple discrimination diagram, it is observed that the samples fall into the A_2 area and shift to the A_1 area over the A_1 and A_2 boundary lines (Figure 13b). It can be concluded that the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks contain lithospheric mantle components as well as mafic magma components derived from the mantle.

All mineralogic-petrographic and geochemical features of the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks show typical post-collisional aluminum A-type granite features. It does not seem correct to explain the formation of rocks with intermediate composition (SiO_2 : 55.80 – 64.40 wt.%) and slight fractionation ($La/Yb_n < 30$) by the partial melting model of the felsic crust.

The Karahıdır pluton and subvolcanic rocks fall close to the average sub-continental crust with low Nb/La (0.15 – 0.31) and La/Yb (22.76 – 41.55) ratios, indicating that they were derived from the lithospheric mantle (Figure 13c). The Karahıdır pluton and subvolcanic rocks show subduction zone enrichment / crustal contamination with increasing Rb/Y (6.21-10.97) and Nb/Y (0.64 - 1.04) ratios (Figure 13d). The Ba, Th and Nb content of the rocks in the region vary between 325.00 and 1255.00 ppm, 19.30 and 38.10 ppm, and 12.10 and 20.50 ppm, respectively (Table 4). Besides, they were determined to be higher than the average continental crust values (average continental crust for Ba=390 ppm; Th=5.6 ppm; Nb=12 ppm, Rudnick and Fountain, 1995). Geochemical data indicate that the magma forming the Karahıdır pluton and subvolcanic rocks were formed by the melting of the continental crust thinned by the asthenospheric mantle, modified by subduction-related components. The magma had undergone crustal contamination during its emplacement and crystallization at shallow depths.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, birinci yazarın Yüksek Lisans Tezi'nden üretilmiştir. Araştırma, Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından ABAP21F22 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Ayrıca, Nevşehir ili Avanos-Gülşehir ilçeleri civarında yürütülen, “Orta Anadolu Bölgesi Radyoaktif Hammaddeler Aramaları” Projesi kapsamında yapılan etüt ve sondaj çalışmalarına ait verilerden yararlanılmıştır. Katkılarından dolayı kurumlara teşekkür ederiz. Ayrıca, makaleye yapıcı eleştirileriyle katkı sağlayan hakemlere şükranlarımızı sunarız.

ORCID

Erman Divilioğlu  <https://orcid.org/0000-0002-9468-4284>

Ayşe Orhan  <https://orcid.org/0000-0001-8103-5376>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Advokaat, E., Van Hinsbergen, D. V., Kaymakçı, N., Vissers, R. & Hendriks, B. (2014). Late Cretaceous extension and Palaeogene rotation-related contraction in Central Anatolia recorded in the Ayhan-Büyükkişla basin. *International Geology Review*, 56(15), 1813–1836.
- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M. C., Güleç, N., Geven, A., Türeli, T. K. & Kadioğlu, Y. K. (1993). Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geological Journal*, 28, 371–382.
- Alçıçek, Ö. N. (2016). *Dadağı (Gülşehir-Nevşehir) Çevresinde Uranyum İçin Jeokimyasal Arama Çalışmaları* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. T.C. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559.
- Atabey, E. (1989). 1/100.000 ölçekli açınısama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Kayseri-H 19 paftası. MTA Genel Müdürlüğü.
- Atabey, E., Tarhan, N., Yusufoglu, H. & Canpolat, M. (1988). *Geology of between Hacibektaş, Gülşehir and Kalaba (Nevşehir)-Himmetdede (Kayseri)* (Rapor no: 8523). General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), (yayımlanmamış).
- Aydın, N. S., Göncüoğlu, M. C. & Erler, A. (1998). Latest Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: Review of field, petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 259–268.
- Bonin, B. (2007). A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2), 1–29.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. & Ferrag, S. (1998). Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrological constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45, 45–70.
- Boztuğ, D. & Harlavan, Y. (2008). K-Ar ages of granitoids unravel the stages of Neo-Tethyan convergence in the eastern Pontides and Central Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 585–599.
- Boztuğ, D. (1998). Post-collisional Central Anatolian alkaline plutonism Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145–165.
- Boztuğ, D., Arehart, G.B., Platevoet, B., Harlavan, Y. & Bonin, B. (2007). High-K, calc-alkaline I-type granitoids from the composite Yozgat batholith generated in a post-collisional setting following continent-oceanic island arc collision in central Anatolia, Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 91, 191–223.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173–174.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. & White, A. J. R. (1986). Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317–324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., Chappell, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granite with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189–200.
- Deer, W. A., Howie & R. A., Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longman Scientific and Technical, ISBN 0470218096, 696 p.
- Demircioğlu, R. (2014). *Gülşehir-Özkonak (Nevşehir) Çevresindeki Kırşehir Masifi ve Örtü Birimlerinin Jeolojisi ve Yapısal Özellikleri* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. T.C. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Deniz, K. & Kadioğlu, Y. K. (2016). Assimilation and fractional crystallization of foid-bearing alkaline rocks: Buzlukdağ intrusives, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25(4), 341–366.
- Divilioğlu, E. (2022). *Avanos (Nevşehir) Civarındaki Plütonik ve Subvolkanik Kayaçların Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. T.C. Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-Type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644.
- Edwards, C., Menzies, M. & Thirlwall, 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(3), 555–592.
- Frost, B. R. (1991). Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance, (D. H. Lindsley (Ed.)), Volume 25, New York, 509 p.
- Frost, B.R., Barnes, C. G., Collins, W. J. & Arculus, R. J. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
- Frost, C. D. & Frost, B. R. (2011). On ferroan (A-type) granites: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52, 39–53.
- Giret, A., Bonin, B. & Leger, J. M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist*, 18, 481–495.
- Göncüoğlu, M. C. (1986). Geochronological data from the southern part (Nigde Area) of the Central Anatolian Massif. *Mineral Research Exploration Bulletin*, 105-106, 83–96.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Eler, A. & Olgun, E. (1991). *Geology of the western part of the Central Anatolian Massif Part 1: Southern Section* (Report no: 2909, unpublished).
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E.A. (1986). Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293–305.
- İlbeyle, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J.vG. (2004). Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163–182.
- Jahn, B. M., Wu, F. Y., Lo, C. H. & Tsai, C. H. (1999). Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157, 119–146.
- Kadioğlu, Y. K., Dilek, Y. & Foland, K. A. (2006). Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex. *Geological Society of America (special paper)*, 409, 381–415.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W., Allen, C. M. (1997). Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38, 3, 371–391.
- Koç, A. (2021). Ayhan Havzası'nın (Orta Anadolu) litolojik haritalaması ve jeolojik çıkarımlar: Bir uzaktan algılama ve arazi çalışması entegrasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 64(3), 309–348. <https://doi.org/10.25288/tjb.913294>
- Köksal, S. (1996). *İdiş Dağı-Avanos yöresinin jeolojik ve petrolojik özellikleri (Nevşehir-Orta Anadolu)* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Köksal, S. & Göncüoğlu, M. C. (2008). Sr and Nd isotopic characteristics of some S-I and A-type granitoids from Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 111–127.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M. C. & Floyd, P. A. (2001). Extrusive members of postcollisional A-Type magmatism in Central Anatolia: Karahıdır volcanics, İdisdağı-Avanos area, Turkey. *International Geology Review*, 43, 683–694.
- Köksal, S., Romer, R. L., Göncüoğlu, M. C. & Toksoy, F. (2004). Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U–Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 974–989.
- Le Maitre, R. (1984). A proposal by the IUGS Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 243–255.
- Leake, B. E., Woolly, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J. & Krivovichev, V. G. (1997). Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623–651.
- Lefebvre, C., Peters, M. K., Wehrens, P. C., Brouwer, F. M., Van Roermund, H. L. M. (2015). Thermal history and extensional exhumation of a high-temperature crystalline complex (Hirkadağ

- Massif, Central Anatolia). *Lithos*, 238(15), 156–173.
- Loiselle, M. C. & Wones, D. R. (1979). Characteristics of anorogenic granites. *Geological Society of America (Abstracts with Programs)*, 11, 468 p.
- 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, 69–108.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Molina, J. F., Scarrow, J. H. & Montero, F. B., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 69–98.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. & Carron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 301(11), 813–818.
- Okay, A. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan Sutures of northern Turkey. *Geological Society London Special Publications*, 156(1), 475–515.
- Orhan, A., Akçe, M. A. & Divilioğlu, E. (2022). *Nevşehir-Niğde Bölgesi Plütonik Kayaçların Mineral Bileşimleri ve Kristalizasyon Koşullarının (P-T) Araştırılması* (Proje no: ABAP21F22.). NEÜBAP Nevşehir, 74 s. (yayınlanmamış).
- Orhan, A. & Demirbilek, M. (2018). Kapadokya bölgesi (Nevşehir, Orta Anadolu) kalk-alkalen ve alkalen plütonik/subvolkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 61(1), 23–50. <https://doi.org/10.25288/tjb.358171>
- Patino Douce, A.E. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743–746.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 47–263.
- Ridolfi, F. (2021). Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*, 11(3), 324.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45–66.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352.
- Rudnick, R. L. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267–309.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.
- Seymen, İ. (1981). Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 24(2), 7–14. https://jmo.org.tr/resimler/ekler/049a9571563f351_ek.pdf
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders & M.J. Norry, (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins* (pp. 313-345). Geological Society, London, Special Publications, 42.
- 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(408), 809–834.
- 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(4), 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.

- Uçakcıoğlu, S. (1988). *Nevşehir (Gülşehir) ve Civarı Uranyum Aramaları Raporu* (Rapor no: 8453). MTA Derleme Raporu.
- Vache, R. (1963). Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu Kristalinine karşı olan jeolojik çevresi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 60, 22–36.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Maffione, M., Plunder, A., Kaymakçı, N., Ganerød, M., Hendriks, B. W. H., Corfu, F., Gürer, D., Gelder, G.I.N.O., Peters, K., McPhee, P. J., Brouwer, F. M., Advokaat, E., Vissers, R. L. M. (2016). Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics*, 35(4), 983–1014.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407–419.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. & Garipey, C. (1996). Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, 37(6), 1463–1489.
- Whitney, D. L., Hamilton, M. A. (2004). Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society*, 161(5), 823–828.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Dilek, Y., Fayon, A. K., (2001). Influence of orogen-normal collision vs. wrench-dominated tectonics on metamorphic P-T-t paths, Central Anatolia Crystalline Complex, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(4), 411–432.
- Winchester, J., Floyd, P. A. (1977). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744–749.
- Wu, F., Sun, D., Huimin, L., Jahn, B. & Wilds, S., 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187, 143–173.
- Yalınız, K. M., Floyd, P. & Göncüoğlu, M. C. (1996). Suprasubduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 60, 697–710.
- Yalınız, M. K. ve Göncüoğlu, M. C. (1998). Orta Anadolu ofiyolitlerinin genel jeolojik özellikleri ve dağılımı. *Yerbilimleri*, 19(2), 19–30.
- Yang, Z. Y., Wang, Q., Zhang, C., Dan, W., Zhang, X. Z., Qi, Y., Xia, X. P. & Zhao, Z. H. (2018). Rare earth element tetrad effect and negative Ce anomalies of the granite porphyries in southern Qiangtang Terrane, central Tibet: new insights into the genesis of highly evolved granites. *Lithos*, 312–313, 258–73.