



YENİŞARBADEMLİ (ISPARTA, TÜRKİYE) BATISINDAKİ MAFİK-ORTAÇ DAYKLARDAKİ EPİDOTLARIN MİNERALOJİSİ VE JEOKİMYASAL KARAKTERİ

Deniz DEDEOĞLU YILDIZ^{1*}

¹ Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta, Türkiye

Anahtar Kelimeler	Öz
<i>Batı-Orta Toroslar, Dayk, Mineral Kimyası, Epidot.</i>	Beydağları-Karacahisar otoktonun temelini oluşturan Bozburun şistini kesen dayklar; bazalt, bazaltik andezit ve andezit bileşimlidir. Bazalt, bazaltik andezit, ve andezit bileşimli kayalarda bulunan epidotların incelenmesi bu çalışmanın konusudur. Özşekilli ve yarı özşekilli epidotların, hem magmadan doğrudan kristallenmiş hem de biyotit, hornblend ve plajioklas minerallerinin alterasyonu sonucunda oluştuğu tespit edilmiştir. Magmatik epidotların, Ps içeriği %25-32 arasında olup, genellikle allanit çekirdekli ve düşük TiO ₂ konsantrasyonuna (<%0,02) sahiptir. İkincil epidotların da Ps değeri %0-25 arasında biyotit alterasyonu ve %33-38 arasında biyotit alterasyonunu göstermektedir (Tulloch, 1979). Genellikle bunlara klorit, apatit ve titanit mineralleri eşlik etmektedir. Dayklardaki epidotların Ps içeriği %7 ile 41,5 arasında değişmektedir. XFe ⁺³ değeri 0,222-1,000 arasında olan epidot grubu mineraller, klinozoisit ve epidot kompozisyonludur. Magmatik epidotlarda gözlenen halkalı zonlanma, kristallenme sırasında magmanın kompozisyonunda veya oksijen fugasitesinde döngüsel bir değişim meydana geldiğinin göstergesidir. Dokusal ve kimyasal özellikleri ile Ps içerikleri göz önüne alındığında magmatik epidotların muhtemel yüksek H ₂ O içeriğine sahip magmadan, düşük basınç ve yüksek oksijen fugasitesi altında kristallendiği belirlenmiştir.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF EPIDOTES IN THE MAFIC-INTERMEDIATE DYKES IN WEST OF YENİŞARBADEMLİ (ISPARTA, TURKEY)

Keywords	Abstract
<i>West-Central Taurides, Dyke, Mineral Chemistry, Epidote.</i>	The dykes cutting the Bozburun schist forming the base of the Beydağları-Karacahisar autochthonous are basalt, basaltic andesite and andesite in composition. The examination of the epidotes found in these basalt, basaltic andesite and andesite rocks is the subject of this study. It has been determined that euhedral and subhedral epidotes are formed as a result of both direct crystallization from magma and alteration of biotite, hornblende and plagioclase minerals. The Ps content of magmatic epidotes is between 25-32% and generally has an allanite core and low TiO ₂ concentration (<0.02%). The Ps value of secondary epidotes also shows biotite alteration between 0-25% and biotite alteration between 33-38% (Tulloch, 1979). They are generally accompanied by chlorite, apatite and titanite minerals. The Ps content of epidotes in the dykes varies between 7 and 41.5%. The epidote group minerals with XFe ⁺³ values between 0.222-1.000 are composed of clinzoisite and epidote. The oscillatory zoning observed in magmatic epidotes is an indication of a cyclic change in the composition or oxygen fugacity of the magma during crystallization. Considering their textural and chemical properties and Ps contents, it was determined that magmatic epidotes were crystallized from magma with a high H ₂ O content, under low pressure and high oxygen fugacity.

Alıntı / Cite

Dedeoğlu Yıldız, D., (2025). Yenişarbademli (Isparta, Türkiye) Batısındaki Mafik-Ortaç Dayklardaki Epidotların Mineralojisi ve Jeokimyasal Karakteri, Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi, 13(1), 275-285.

Yazar Kimliği / Author ID (ORCID Number)

D. Dedeoğlu Yıldız, 0000-0002-4619-3376

Makale Süreci / Article Process

Başvuru Tarihi / Submission Date	20.11.2024
Revizyon Tarihi / Revision Date	24.01.2025
Kabul Tarihi / Accepted Date	24.01.2025
Yayın Tarihi / Published Date	20.03.2025

* İlgili yazar / Corresponding author: denizdedeoğlu@sdu.edu.tr, +90-246-211-1301

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF EPIDOTES IN THE MAFIC-INTERMEDIATE DYKES IN WEST OF YENİŞARBADEMLİ (ISPARTA, TURKEY)

Deniz DEDEOĞLU YILDIZ ^{1†}

¹Süleyman Demirel University, Faculty of Engineering and Natural Sciences, Department of Geological Engineering, Isparta, Türkiye

Highlights

- The magmatic rocks that cut the Bozburun schists in the form of dykes and sills are units containing epidote in the study area.
- According to their textural and chemical criteria, epidotes are formed both from magmatic origin and secondary.
- Magmatic epidotes crystallized from magma with high H₂O content, under low pressure and high oxygen fugacity.

Purpose and Scope

In this study, it is aimed to evaluate textural and chemical characteristics of the epidotes in the magmatic rocks that cut the Bozburun schists in the form of dykes and sills. To reveal the chemical properties of magma and properties of epidotes in the study are by using experimental studies in the literature and different diagrams.

Design/methodology/approach

In order to achieve the aim of this study, firstly the formations cropping out in the region and their relationships with each other were determined by previous scientific researches. After, detailed field studies were carried out and rock samples were taken from sample point that determined in field studies. Flat, polished sections for electron microprobe (EPMA) were prepared in the Ankara University, Earth Sciences Application and Research Center (YEBİM). Electron microprobe analyzes were carried out at the Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. Various diagrams and values were obtained to determine the chemical characteristics of epidotes. All this data was brought together to determine the origin of epidote and its crystallisation conditions.

Findings

It was determined that epidotes have igneous origin and secondary. The epidote crystals are mostly clinozoisite and epidote in composition. As a result of the diagrams and values, epidote is to be crystallised from a wet magma under high oxygen fugacity and low pressure conditions.

Research limitations/implications

With this study, the chemical properties of epidotes in the dykes cutting the Bozburun schist were determined. New information has been obtained about the placement mechanism of magma.

Originality

The research is an original study in which mineralogical characteristics and mineral chemistry analyzes of epidotes in the dykes of Bozburun schists are made first.

[†] Corresponding author: denizdedeoglu@sdu.edu.tr, +90-246-211-1301

1. Giriş (Introduction)

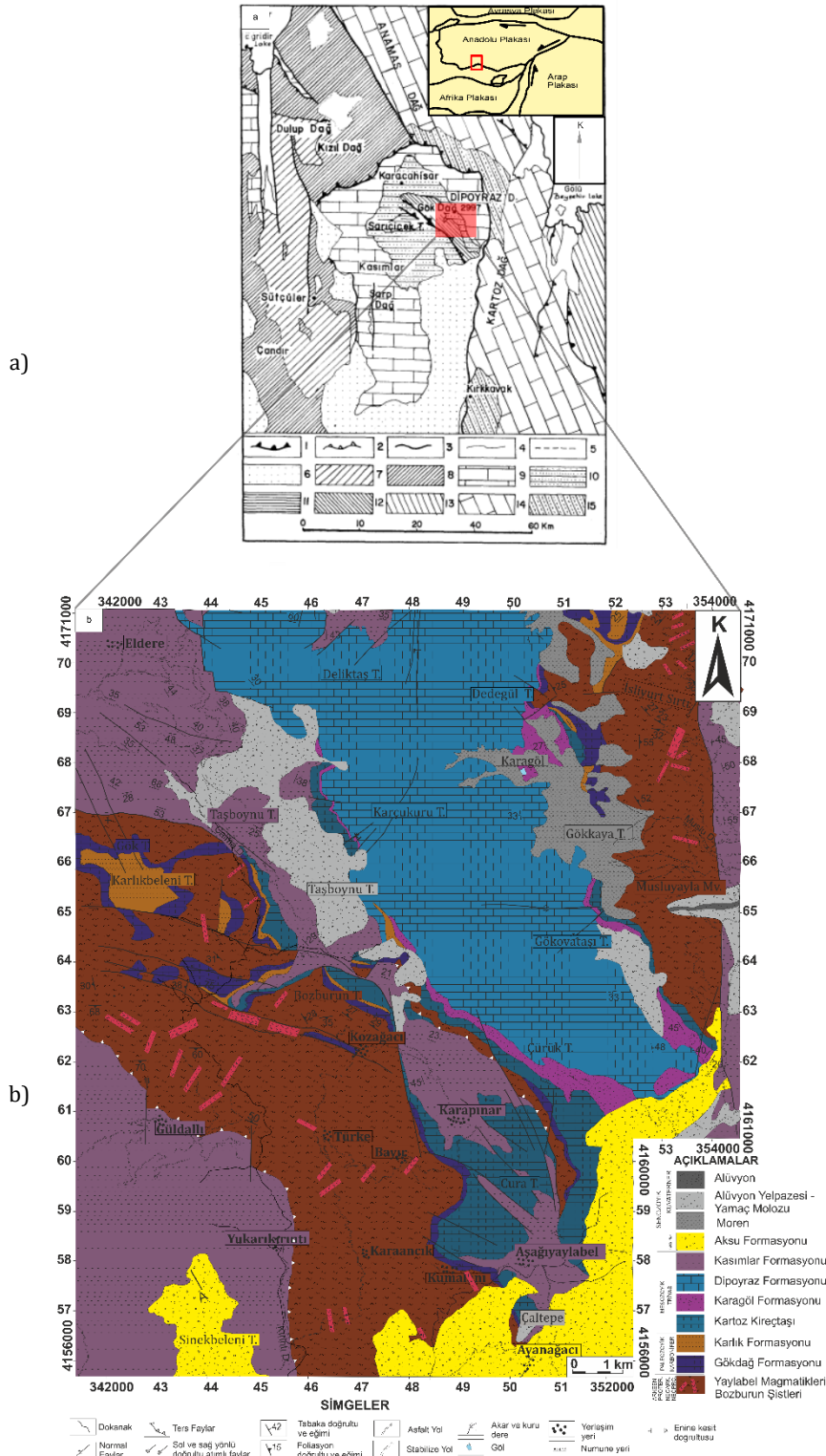
Epidot grubu mineraller, hem ortorombik hem de monoklinik sistemde kristallenen Ca,Fe ve Al sorosilikatlarıdır ve genel formülü $X_2Y_3Z_3(O,Oh,F)_{13}$ şeklindedir. Burada $X=Ca,Ce^{+3},La^{+3},Y^{+3},Th,Fe^{+2},Mn^{+2},Mn^{+3}$; $Y=Al,Fe^{+3},Mn^{+3},Fe^{+2},Mn^{+2},Ti$ ve $Z=Si'$ 'dir (Deer vd., 1966; Dollase,1969; Dollase,1973; Frei vd., 2004). Kimyasal kompozisyonları, sıcaklık, Ph, basınç, CO_2 fugasitesi, S_2 ve O_2 gibi parametrelere bağlı olarak değişmektedir (Arnason vd.,1993; Schmidt ve Poli, 2004; Bird ve Spieler, 2004). Tipik olarak ortaç-bazik kayaların orta sıcaklık alterasyonu sonucunda oluşurlar (Chukhrov,1972). Belirli magmatik koşullarda, alkali granit, grandiorit, monzogranit, tonalit, orbiküler diyorit, gabro ve dasitlerde gözlenebilirler (Pattnaik,1996; Leterrier,1972; Cornelius,1913; Owen,1991; Korinevski,2008; Evans vd., 1987). Genel olarak bakıldığında, epidot propilitik alterasyon, bölgesel ve kontakt metamorfizma gibi koşullarda oluşabilmektedir (Baker vd., 2020; Schmidt ve Poli, 2004). Magmatik epidotlar 10 kbar basınç altında oluşurlar ve bazen de nispeten daha düşük sıcaklıklarda ve 3 kbar basınç üzerinde kararlı halde bulunabilirler (Schmidt ve Thompson, 1996). Damar ve boşluklara biyotit, klorit, pirit, kalkopirit ve hematit gibi minerallerin alterasyonu sonucu yerleşen epidotlar, hidrotermal kökenin göstergesidir (Bird vd.,1988; Bird ve Spieler,2004). Magmatik epidot ile ikincil epidotları ayırt etmek kolay değildir. Ancak çeşitli dokusal ve kimyasal özellikler ile tespiti mümkün olabilmektedir. Buna göre magmatik epidotlar; (i) biyotit içinde özsekili ve zayıf pleokrizma göstermesi (Tulloch,1979), (ii) allanit bir çekirdeğin etrafında gelişmesi (Zen ve Hammarstrom,1984; Forizs vd., 1995), (iii) plajioloklas ile kurtçuk formunda içeri büyüme göstermesi (iv) birincil muskovitte bulunması (Sial vd.,1995), (v) halkalı zonlanma göstermesi (Evans ve Vance, 1987), (vi) epidot içinde yuvarlatılmış veya körfezli dokuda hornblend kapanımı bulunması (Zen ve Hammarstrom,1984) şeklinde ayırt edilebilir. Kimyasal içerik olarak ayırt etmek için de (i) pistasit içeriği %25-35 (Liou,1973) ve (ii) % TiO_2 içeriğinin ≤ 0.137 (Liou, 1973; Tulloch, 1979; Vyhnaal vd., 1991; Sial vd., 1999; Oliveira vd., 2010; Dall'Agnol vd., 2017) değerleri kullanılmaktadır.

Bu çalışmada, Isparta (Türkiye) ilinin doğusunda yer alan Yenişarbademli ilçesinde yer alan Prekambriyen yaşlı Bozburun şistlerini dayk şeklinde kesen mafik-ortaç bileşimli magmatik kayaların içerisinde bulunan epidotların dokusal ve kimyasal özellikleri dikkate alınarak oluşum mekanizması araştırılmıştır. Ayrıca magmatik epidotların yerleşim koşulları hakkında bilgi edinilmiştir.

2. Bölgesel Jeoloji (Regional Geology)

Isparta'nın doğusunda Orta- Batı Toroslarda yer alan çalışma alanı, Isparta açısı olarak tanımlanmış bölgenin doğu kanadında yer alır. Ayrıca bölgenin, Karacahisar-Beydağları otoktonu ile Anamas-Akseki otoktonunu birbirinden ayıran Kırkkavak fay zonunda yer alması farklı olmasını sağlamaktadır. Bu fayın bulunması stratigrafik ve yapısal olarak farklı özellik sunan kayaların bir arada bulunmasını sağlamaktadır. Çalışma alanının tabanında Arkeen-Proterozoyik, Paleozoyik, Mezozoyik ve Senozoyik sistemlerine ait kayalar bulunmaktadır. Bu birimler Prekambriyende Bozburun Şistleri, Gökdağ ve Karlık formasyonu ve Mesozoyikte Kartoz Kireçtaşı, Karagöl, Dipoyraz ve Kasımlar formasyonudur. Senozoyik sistemine ait kayalar ise Aksu formasyonunda yer almaktadır (Şekil 1). Bölgedeki yaygın olarak gözlenen birim Mesozoyik döneme aittir. Temelde, Arkeen-Proterozoyik yaşlı düşük derecede metamorfizmaya uğramış Bozburun şistleri (Dumont ve Kerey,1975) yer alır. Bu şistlerinin içinde yoğun alterasyona uğramış dayk ve sill şeklinde bulunan Prekambriyen yaşlı Yaylabel magmatikleri yer almaktadır. Birimi oluşturan kırıntuların yaşını tespit etmek için detritik zirkonlardan yapılan çalışmada Kröner ve Şengör (1990) $^{207}Pb/^{208}Pb$ yaş tayini ile $2522\pm 3 - 657\pm 5$ milyon yıl (My) olarak belirlenmiştir. Abbo vd. (2015), Sarıçiçek ve Bozburun şistlerinde bulunan kırıntılı zirkonlardan yapılan U-Pb yaşlandırması ile 520-600 My ve Dedeoğlu Yıldız vd. (2022)'de ise Bozburun şistlerini kesen dayklardaki zirkonlardan U-Pb yaş tayini ile 551-569 My bulunmuştur. Bu dayklar arazide kırık yüzeyinde gri, yeşilimsi gri, ayrışma yüzeyinde ise kahverengimsi grimsi renklere gözlenmektedir.

Bu çalışmada bazalt, bazaltik andezit ve andezit kayaların içinde aksesuar mineral olarak bulunan epidotlar incelenmiştir. Viziyen yaşlı Gökdağ formasyonu şelf ortamında çökelmiş, biyoklastik ve dolomitik kireçtaşından oluşmakta ve Bozburun şistleri üzerinde diskordans olarak bulunmaktadır. Gökdağ formasyonu üzerine çökme ortamı sığ deniz olan kumtaşı, konglomera ve kireçtaşı içeren Başkırıyen yaşlı Karlık formasyonu yer almaktadır. Karlık formasyonunun üstünde karbonat şelfinde çökelmiş kireçtaşı, killi kireçtaşı ve dolomitten oluşan Geç Anisiyen-Ladiniyen yaşlı Kartoz kireçtaşı diskordan yer almaktadır. Ladiniyen yaşlı sığ deniz ortamında oluşmuş kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı ve kiltasıyla temsil edilen Karagöl formasyonu birimin üzerinde bulunmaktadır. Sığ karbonat şelf ortamında oluşmuş dolomit, dolomitik kireçtaşı ve resifal kireçtaşı ile temsil edilen Dipoyraz formasyonu alttaki birimleri üzerlemiştir. Bu masif stratigrafik olarak kumtaşı ve şeylden oluşmuş Geç Anisiyen-Ladiniyen yaşlı Kasımlar formasyonunun altında yer alır. Tortoniyen yaşlı konglomeralardan oluşmuş Aksu formasyonu, Kasımlar formasyonunun üzerinde diskordan olarak bulunmaktadır.



Şekil 1. a) Eğirdir güneydoğusunun genelleştirilmiş jeoloji haritası (Dumont ve Kerey, 1975), 1) allokton birliklere ait dokanak, 2) ters fay, 3) fay, 4) dokanak, 5) olası dokanak, 6) miyosen, 7) dulup birliği, 8) ofiyolitik birlik, 9) Alakilise kireçtaşı, 10) Kasımlar formasyonu, 11) Sarıçiçek şisti ve Kocaosman grubu, 12) Bozburun şisti ve Gökdağ grubu, 13) Beyşehir Hoyran allokton birliği, 14) Anamas-Akseki birliği, 15) Kırkkavak formasyonu, b) Batı-Orta Toroslarda yer alan Dedegöl Dağı ve çevresinin genelleştirilmiş jeoloji haritası (Şenel vd., 1996'dan düzenleyen Dedeoğlu Yıldız, 2021'den alınmıştır.) (a) Generalized geological map of southeast of Eğirdir (Dumont and Kerey, 1975) 1) contact of allochthonous units, 2) reverse fault, 3) fault, 4) contact, 5) possible contact, 6) miocene, 7) dulup unit, 8) ophiolitic unit, 9) Alakilise limestone, 10) Kasımlar formation, 11) Sarıçiçek schist and Kocaosman group, 12) Bozburun schist and Gökdağ group, 13) Beyşehir Hoyran allochthonous unit, 14) Anamas-Akseki unit, 15) Kırkkavak formation, b) generalized geological map of Dedegöl Mountain and its surroundings in the Western-Central Taurus Mountains (from Dedeoğlu Yıldız, 2021, who modified out of Şenel et al., 1996)

3. Analitik Yöntemler (Analytical Methods)

Arazi çalışmasında seçilen magmatik kayalardan alınan örneklerden elde edilen 55 tane ince kesit Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İnce kesit ve parlatma laboratuvarında hazırlanmıştır. Kayaç örnekleri, 2,7x4,5 cm boyutlarında cam lamel üzerine yapıştırılmış, kalınlığı 0,03 mm olana kadar inceltilmiş en son olarak lamelle üstleri kapatılmıştır. Elde edilen ince kesitlerle kayaçların mineralojik ve petrografik tayinleri yapılmıştır. Mikroskopik incelemeler sonucunda belirlenen kayaçlardan mineral kimyası analizi için uygun olanlar, Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezinde düz ve temiz bir yüzeye sahip parlatılmış ince kesitler (2,8x4,8 cm) haline getirilmiştir. Parlatılmış ince kesitlerin karbon kaplanması ve mineral kimyası analizleri Cameca SX100 elektron mikroprob cihazı ile Slovak Cumhuriyeti Jeolojik Araştırma Merkezi Elektron Mikroanaliz Bölümü, Brastislava'da yapılmıştır. Kullanılan ışın özellikleri 15kV ve 10Na'dır.

4. Petrografi (Petrography)

Mineral parajenezi ve mikroskobik çalışmalara göre dayklar; bazalt, bazaltik andezit ve andezit olarak tanımlanmıştır. Genel olarak porfiritik, hipokristalin porfiritik, intersertal ve glomoroporfirik doku sergilemektedir.

4.1. Bazalt (Basalt)

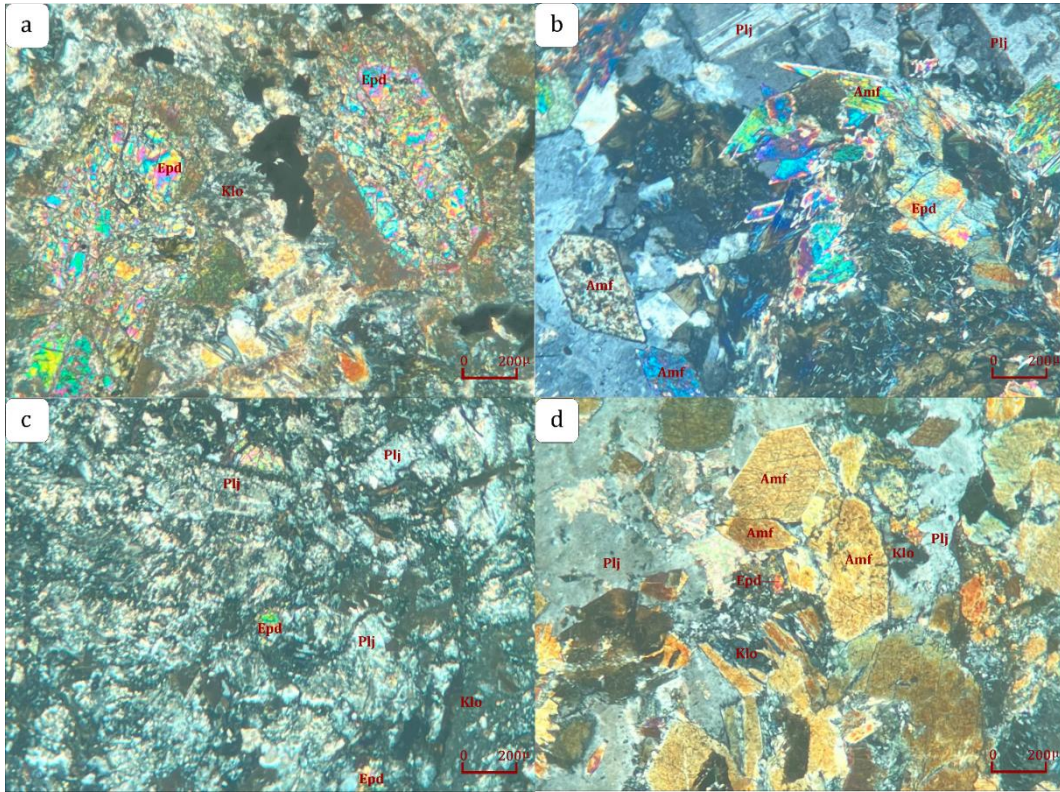
Kayaç % 50-55 plajioklas ve % 35-40 piroksen ana minerallerinden meydana gelmiştir (Şekil 2a). Tali olarak apatit, ilmenit minerallerini içerir. Hidrotermal eriyiklerden kristallenerek meydana gelmiş olan klorit ve epidot mineralleri bulunmakla birlikte, ayrışma ile oluşan klorit ve epidotlarda bulunmaktadır. Ayrışmaya bağlı olarak serpantin, serizit ve kil mineralleri de gelişmiştir. Yoğun olarak ayrılmış olan plajioklaslarda serizit, epidot ve killeşme görülür. Geniş, dikdörtgen biçimli latalar olarak görülürler. Piroksen öz şekilli-yarı öz şekilli kristaller şeklinde olup, klorit ve epidotlaşmalar oluşmuştur. Kuvarslar seyrek olarak görülürler ve bazıları hidrotermal eriyiklerden kristallenerek oluşmuşlardır. Kesişen ışıpta mavimsi, sarımsı, paralel ışıpta ise açık sarımsı renkleri bulunur. Opak mineraller ilmenit ve pirit ile temsil edilirler. İlmenit kristalleri ince-iğnemi ve iskeletimsi biçimlerde görülürler. Piritler ise kare şeklinde olup, öz şekillidirler. Apatitler; özşekilli ve yarı özşekilli olarak bulunurlar. Kısa- küçük ve bazen uzun-büyük kristaller şeklindedir. Epidotlar, yarı özşekilli ve özşekilsiz, küçük kristaller şeklinde görülür. Paralel ışıpta yeşil ve kahverengi yeşil renkler gösterirler. Kesişen ışıpta canlı renkler girişim renkleri sunarlar.

4.2. Bazaltik Andezit (Basaltic Andesite)

Kayaç yaklaşık %60-65 amfibol, %30-35 plajioklas ve %5 tali minerallerden oluşmuştur. Tali olarak ilmenit, kuvars, kalsit, klorit ve epidot mineralleri görülür. Kayacın intersertal, hipokristalin porfirik olan bir dokusu bulunur. Amfibol kristallerinin büyük çoğunluğu öz şekilli, seyrek olarak yarı öz şekillidirler. Alterasyondan etkilenerek kısmen kloritleşmiş ve bazıları ileri derecede altere olarak aktinolit dönüşmüş amfibol psödomorfları şeklinde bulunur (Şekil 2b). Paralel ışıpta kahverengi pleokroizması vardır ve mükemmel olarak gelişmiş iki yönlü dilinimleri mükemmel gösterirler. Aktinolit oluşumu amfibolun özellikle uzun eksen kenarında meydana gelmiştir. Aktinolit ince-uzun çubuksu ve iğnemi şekilde olan kristalleri belli bir yönde dizilerek akma yapısına benzer bir yapı oluştururlar. Plajioklaslar amfiboller gibi alterasyondan etkilenerek killeşmiş ve serizitleşmiştir (Şekil 2c). Uzun levhamsı ve kısa prizmatik şekillerde görülürler. Polisentetik ve bazen de girik ikizlenmeleri bulunur. Plajioklasların bazılarında amfibol kristalleri kapanımlar halindedir ve poikilitik doku sunarlar. Tektonizmaya maruz kalmış olanlarda deformasyon lamelleri oluşmuştur. Kuvarslar iki şekilde kristallenerek oluşmuşlardır. (i) magmadan doğrudan kristallenerek ve (ii) hidrotermal eriyiklerden kristallenerek oluşmuşlardır. Magmadan kristalleneler küçük kristaller halinde ve özşekilsiz olarak gözlenirler. Hidrotermal eriyiklerden oluşan kuvarslar, aynı şekilde hidrotermal olan klorit, kalsit ve epidot kristalleriyle beraber olarak bulunurlar. Kloritler küçük, seyrek orta büyüklüklerde, mavi ve açık kahverenkli, paralel ışıpta ise yeşilimsidirler. Birey taneler olarak görülürler. Gelişigüzel olarak dağılmışlardır. Kalsitler genellikle öz şekilsiz, seyrek albit ikizli olarak görülürler. Apatit mineralleri iğnemi kristaller şeklindedirler ve büyük oranda kuvars içinde inklüzyon şeklinde görülürler. Bozuşmanın hafif olduğu rutiller kahverengi tonlarında olarak görülürler. Bazıları ise alterasyon sonucunda iğnemi şekilde gözlenen ilmenit mineraline dönüşmüşlerdir. Epidot kristalleri genellikle özşekilli ve yarı özşekilli, ince- orta kristal boyutlarda ve küçük kristaller halinde bulunmaktadırlar. Kesişen ışıpta canlı renkler sunarken, paralel ışıpta hafif pembemsidirler. Kayaç içinde gelişigüzel olarak dağılmışlardır. Bazı kristallerde zonlanma gözlenmektedir.

4.3. Andezit (Andesite)

Kayaç esas olarak %55-60 plajioklas, %30-35 amfibol ve %5 kuvars ana minerallerinden meydana gelmiştir. Tali olarak apatit, epidot ve opak mineralleri bulunmaktadır. Ayrışmanın sonucunda aktinolit, epidot, klorit ve kil mineralleri oluşmuştur. İntersertal ve hipokristalen porfirik doku özelliklerine sahiptir. Kayacın esasını oluşturan plajioklas fenokristalleri öz şekilli-yarı özşekilli, uzun-ince ve bazen geniş-levhamsı olarak görülürler. Çoğunlukla killeşmiş, serizitleşmiş, epidotlaşmış ve silisleşmişlerdir. Amfibol kristalleri orta-iri boyutlu, kısa veya geniş levhamsı olarak bulunurlar. Kenarlarında alterasyon etkisiyle kloritleşme gelişmiştir (Şekil 2d). Kuvars genel olarak az miktarlarda bulunur. Mineraller arasındaki boşlukları doldurmuş olarak bulunur, Öz şekilsiz veya yarı öz şekilli olup, küçük kristaller şeklinde görülürler. Apatit kristalleri orta-kısa latalar biçiminde, bazen ince kristaller olarak bulunurlar. Kloritler kesişen ışıktaki mavi, paralel ışıktaki yeşilimsi renkler sunmaktadır. Amfibollerin alterasyonuna bağlı olarak meydana gelmişlerdir. Amfibol kristallerinin uzun eksenlerinin uç kısımlarında alterasyon sonucu aktinolit kristalleri oluşmuştur. Paralel ışıktaki pembemsi ve açık yeşil renkleri vardır. Epidotlar, hidrotermal eriyiklerden oluştuğu gibi plajioklasların ayrışması ile oluşmuşlardır ve küçük kristaller olarak görülürler. Paralel ışıktaki sarımsı yeşil ve yeşil renkler sunarken kesişen ışıktaki yüksek girişim (I. ve II. dizi) renkleri gösterirler.



Şekil 2. a) Bazalt kayacını oluşturan piroksen ve plajioklas minerallerinin mikroskop görüntüsü (ÇN) b) bazaltik andezit kayacını oluşturan amfibollerde gözlenen kloritleşme ve aktinolitleşme, plajioklas ve tali olarak bulunan, klorit ve epidot görüntüsü (ÇN), c) ileri derecede alterasyona uğramış plajioklas kristalleri ve hidrotermal eriyiklerden kristallenerek meydana gelmiş olan klorit ve epidotların bazaltik andezitik kayadaki görüntüsü (ÇN), d) iki yönlü dilinimleri görülen, kısmen klorit ve aktinolitleşmiş amfibol kristalleri, killeşmiş plajioklaslar ve tali olarak epidot minerallerinin andezit kayacındaki görüntüsü (ÇN), (Plj: Plajioklas, Amf: Amfibol, Klo:Klorit, Epd: Epidot.) (a) Microscopic image of amphibole and plagioclase minerals forming in the basalt (CPL), (b) image of chloritization and actinolitization in amphiboles, plagioclases and accessory chlorite and epidote in basaltic andesite (CPL), (c) image of highly altered plagioclase crystals and chlorite and epidote formed by crystallization from hydrothermal melts in basaltic andesite (CPL), (d) image of amphibole crystals with bi-directional cleavages, partially chlorite and actinolitized, argillized plagioclases, accessory epidote minerals in andesite (CPL), (Plj: Plagioclase, Amf: Amphibole, Klo: Chlorite, Epd: Epidote))

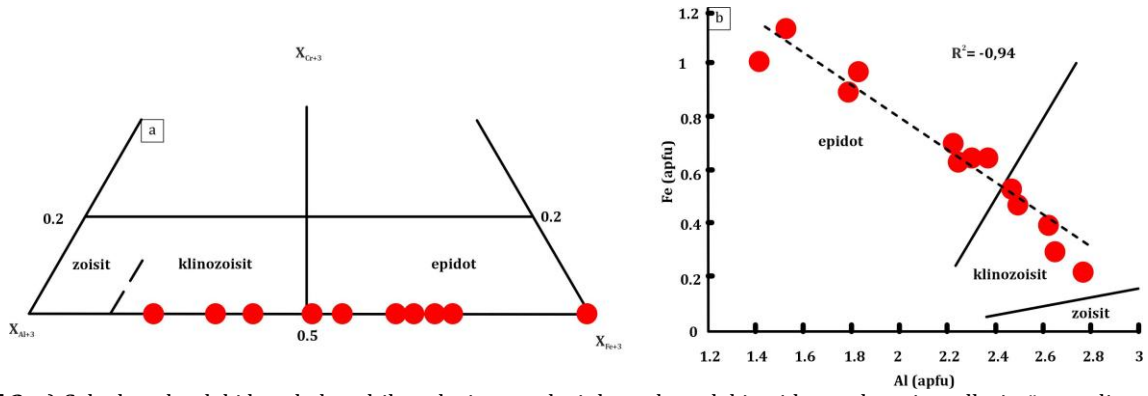
5. Mineral Kimyası (Mineral Chemistry)

Bazalt, bazaltik andezit ve andezit kayalarındaki epidotlar tipik olarak %1'den daha fazla konsantrasyonlarda Ca, Fe, Al ve Si içerir (Tablo 1). Al, Fe, Ca ve Mn a.p.f.u. değerleri 12,5 oksijen üzerinden hesaplanmıştır (Pacey vd., 2020b; Zhang vd., 2023). Epidotlar, %7,4 ile % 42,9 arasında değişen bir geniş bir aralıkta pistasit ($X_{Ps} = \text{Fe}^{+3} / (\text{Fe}^{+3} + \text{Al}) \times 100$) ve CaO (%11,09-24,64) değerine sahiptir (Tablo 1). Epidot mineralleri TiO_2 (0,03-2,41), MnO (0,07-0,74) ve MgO (0,04-0,65) değerlerine sahiptir. Ayrıca tipik epidotlardan daha düşük Fe_2O_3 (%3,82-%16,45) içermektedir (Chukhrov,1972).

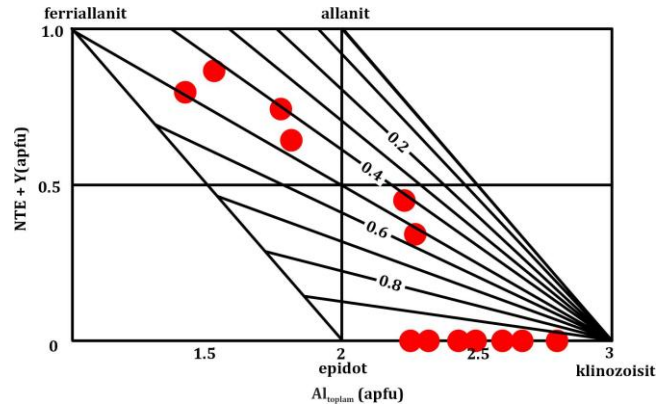
Tablo 1. Bazalt, bazaltik andezit ve andezit kayalarındaki epidotların elektron mikroprob analiz sonuçları ($X_{Al^{+3}}=(Al^{+3}-2)/(Fe^{+3}+Al^{+3}-2+Cr^{+3})$; $X_{Fe^{+3}}=Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al^{+3}-2+Cr^{+3})$; $X_{Ps}=Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al^{+3})$). (Results of electron microprobe analysis of epidotes in basalt, basaltic andesite and andesite.)

%	11-16 an12	20-17 an26	20-17 an27	20-17 an28	20-17 an29	20-17 an30	20-17 an31	22-17 an25	20-17 an5	20-17 an6	20-17 an7	20-17 an8	20-17 an9
SiO ₂	38,44	34,66	32,23	35,20	32,57	30,94	30,18	37,98	37,97	38,24	37,24	38,10	37,71
TiO ₂	0,07	0,10	2,12	0,93	1,89	2,41	3,07		0,00	0,07	BDL	0,04	0,03
ThO ₂				0,12	0,25	0,06	0,79						
Al ₂ O ₃	30,59	22,30	16,78	23,02	17,53	13,99	12,45	27,01	25,23	28,96	25,99	28,24	24,63
Cr ₂ O ₃													
V ₂ O ₃		0,15	0,30			0,21	0,36						
Y ₂ O ₃		0,06				0,08	0,12						
Ce ₂ O ₃		7,70	13,62	5,76	10,18	13,04	11,62						
La ₂ O ₃		5,70	6,28	4,17	7,21	9,62	7,99						
Nd ₂ O ₃		1,56	2,47	0,90	2,35	2,30	2,26						
Fe ₂ O ₃	3,82	10,92	13,56	10,52	14,59	16,45	13,83	8,39	11,04	5,45	9,19	6,61	10,95
MnO	0,16	0,41	0,13	0,17	0,16	0,19	0,74		0,15		0,08		0,07
MgO	0,04	0,00	0,17	0,00	0,06	0,51	0,65		0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
CaO	25,04	16,38	12,99	18,84	13,97	11,09	11,21	24,28	23,90	24,64	23,82	24,54	23,90
BaO			0,09										
SrO		0,23	0,10		0,04		0,19						
Na ₂ O													
K ₂ O	0,06	0,00						0,03					
P ₂ O ₅		0,07		0,06		0,05	0,10						
F			0,27		0,11	0,27	0,21						
Cl					0,02		0,15						
O = F,Cl	0,00	0,00	-0,11	0,00	-0,05	-0,11	-0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	98,21	100,25	101,01	99,71	100,87	101,10	95,81	97,69	98,33	97,41	96,36	97,56	97,33
Formül 12,5 oksijen üzerinden hesaplanmıştır													
Si	2,958	2,931	2,885	2,917	2,875	2,849	2,915	2,982	2,989	2,980	2,975	2,977	3,001
Al	2,774	2,222	1,770	2,248	1,824	1,518	1,416	2,499	2,341	2,660	2,448	2,600	2,310
Ti	0,004	0,007	0,143	0,058	0,126	0,167	0,223	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,002
Fe ⁺³	0,221	0,695	0,914	0,656	0,969	1,140	1,005	0,496	0,654	0,320	0,553	0,389	0,656
Mg	0,005	0,000	0,023	0,000	0,008	0,070	0,093	0,000	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004
Mn	0,010	0,029	0,010	0,012	0,012	0,015	0,060	0,000	0,010	0,000	0,006	0,000	0,004
Ca	2,064	1,484	1,246	1,673	1,322	1,093	1,160	2,042	2,016	2,057	2,039	2,055	2,037
Sr	0,000	0,011	0,005	0,000	0,002	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,010	0,022	0,000	0,000	0,016	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,004	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,001	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,238	0,446	0,175	0,329	0,439	0,411	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
La	0,000	0,178	0,207	0,127	0,235	0,327	0,285	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd	0,000	0,047	0,079	0,027	0,074	0,075	0,078	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,076	0,000	0,032	0,077	0,066	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XFe ⁺³	0,222	0,758	1,000	0,726	1,000	1,000	1,000	0,498	0,657	0,327	0,553	0,393	0,679
XAl ⁺³	0,778	0,242	0,000	0,274	0,000	0,000	0,000	0,502	0,343	0,674	0,448	0,607	0,321
XPs	0,074	0,238	0,340	0,226	0,347	0,429	0,415	0,166	0,218	0,107	0,184	0,130	0,221

Klinozoisit-epidot serisinin optik olarak tayin edilmesi, değişken girişim renklerinden kolay değildir. Bundan dolayı; epidot, klinozoisit ve zoisit ayırımı yapabilmek için minerallerin kimyasal analiz sonuçlarından faydalanılmıştır. Epidot grubu mineraller, $X_{Fe^{+3}}=[Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al^{+3}-2+Cr^{+3})]$ değerine göre epidot ($X_{Fe^{+3}} > 0,5$), klinozoisit ($0,15 < X_{Fe^{+3}} < 0,5$) ve zoisit ($X_{Fe^{+3}} < 0,15$) olarak üç gruba ayrılmaktadır. Çalışılan epidotların $X_{Fe^{+3}}$ değeri 0,22-1 aralığında değişmektedir (Tablo 1). Ayrıca Fe^{+3} ve Al^{+3} diyagramında da epidot grubu minerallerin klinozoisit ve epidot alanına düştükleri gözlenmektedir (Şekil 3). Al ve Fe içeriği grafiğinde (Şekil 3a) düzgün bir negatif korelasyon ($R^2=-0,94$) gözlenmiştir. Bu Al ve Fe'nin tam katı çözelti halinde oluştuğunu göstermektedir (Cooke vd.,2014; Pacey vd., 2020b). Epidot grubu minerallerin daha iyi tespiti için minerallerin kimyasal bileşimleri (NTE+Y) ve $Al_{(toplam)}$ (a.p.f.u) grafiği çizilmiştir (Şekil 4). Görüldüğü gibi çalışılan epidotların, allanit, epidot ve klinozoisit olduğu belirlenmiştir.

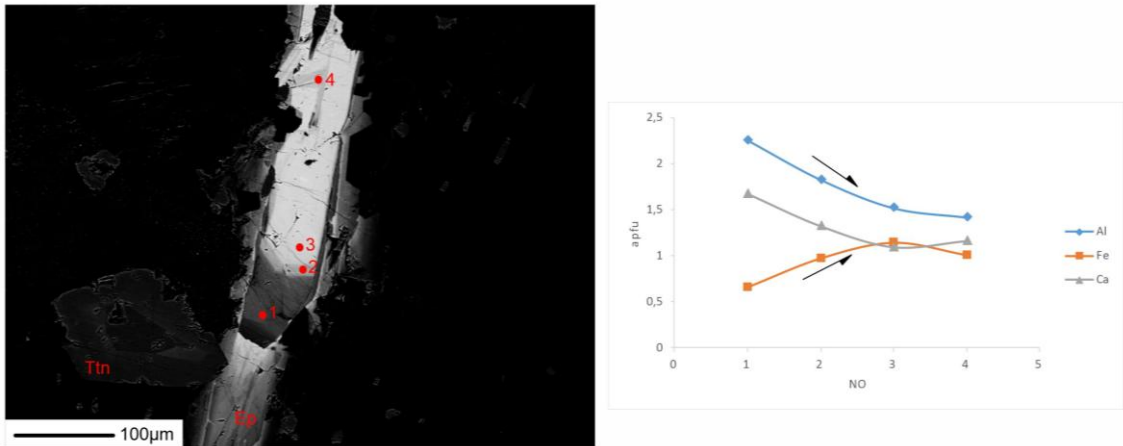


Şekil 3. a) Çalışılan alandaki bazalt, bazaltik andezit ve andezit kayalarındaki epidot grubu minerallerin üçgen diyagrama göre sınıflandırılması ($X_{Cr+3}=Cr^{+3}/(Fe^{+3}+Al^{+3}\cdot 2+Cr^{+3})$, $X_{Fe+3}=Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al^{+3}\cdot 2+Cr^{+3})$, $X_{Al+3}=(Al^{+3}\cdot 2)/(Fe^{+3}+Al^{+3}\cdot 2+Cr^{+3})$, b) Fe^{+3} e karşı Al^{+3} diyagramı (a) Classification of epidote group minerals in the studied area with the triangle diagram, b) Fe^{+3} vs. Al^{+3} diagram.)

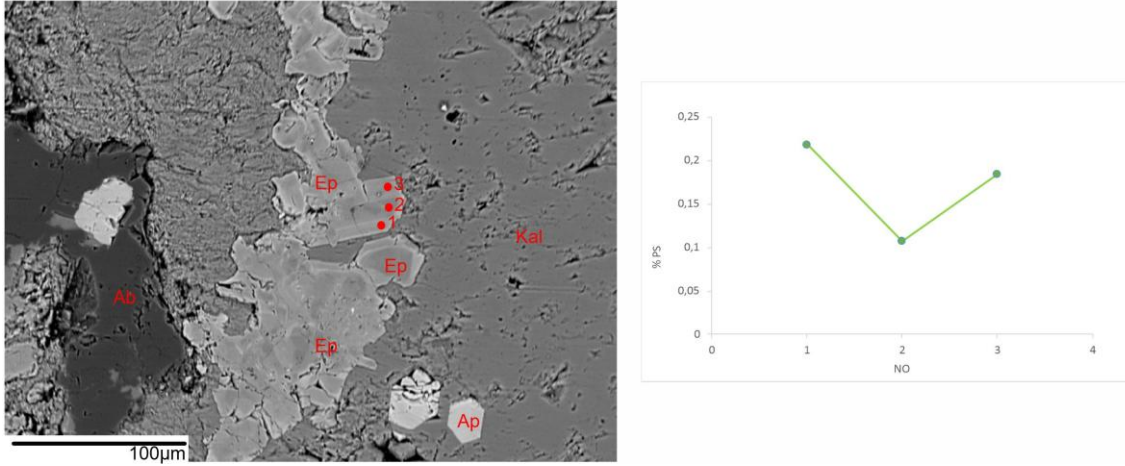


Şekil 4. Al (toplam)'a karşı NTE+ Y (apfu) diyagramda çalışılan epidot grubu minerallerin, ferriallanit-allanit-epidot-klinozoisit sistemindeki yeri (izolinler $Fe_{ox}=Fe^{+3}/Fe_{toplam}$ oranıdır) (Petrik vd., 1995) (Al_{tot} vs. REE + Y (apfu) diagram showing the position of the studied epidote mineral group in the ferriallanite-allanite-epidote-clinozoisite system. Isolines represent the $Fe_{ox}=Fe^{+3}/Fe_{tot}$ ratio)

Şekil 5'de epidot kristalinin doğrusal konsantrasyon profilini göstermektedir. Buna göre kenardan merkeze doğru Fe'de zenginleşme ve Al'de tükenme söz konusudur. Epidot kristalinin % pistasit konsantrasyonuna göre çizilen profilinde (Şekil 6) çekirdekten kenara doğru bir artış vardır. Bu şekilde allanit çekirdekli olmayan magmatik epidotun apatit, titanit ve zirkon gibi aksesuar mineral kapanımları olabilir. Bu da aksesuar mineral kapanımlarının, epidot oluşumundan sonrası süreçlerde geliştiğini göstermektedir. Çekirdekten kenara doğru Ps konsantrasyon değerinin azaldığı ve çekirdeğin allanit olduğu epidotlarda ise magmanın kristalleşmesi sırasında, granitik eriyiğin büyük ölçüde Fe^{+3} 'ün azaldığını göstergesidir. Bu durum, epidotun zaten magmanın en azından üçte birinin derin magma odasında kristallendiğini ve eriyikten çözünmeden yukarı kaçtığını ve kristallenmeye başladığını belirtmektedir (Dawes ve Evans,1991).



Şekil 5. Bazaltik andezit kayacındaki epidotun geri saçılmış elektron (BSE) görüntüsü ile Al, Fe, Ca konsantrasyon profili (Ttn: titanit) (Al, Fe, Ca concentration profile with backscattered electron (BSE) image of epidote in basaltic andesite (Ttn: titanite))



Şekil 6. Bazaltik andezit kayacındaki zonlu epidotun geri saçılmış elektron (BSE) görüntüsü ile profil boyunca Ps bileşimi (Ep: epidot, Ap:apatit, Ab:albit, Kal:kalsit) (Backscattered electron (BSE) image of zoned epidote with Ps composition along the profile in basaltic andesite (Ep: epidote, Ap:apatite, Ab:albite, Cal:calcite))

6. Sonuç ve Tartışma (Result and Discussion)

Pistasit değerine göre magmatik epidot ve alterasyon sonucu oluşmuş epidot birbirinden ayırt edilebilmektedir. Bu nedenle kimyasal bileşimi bilinen epidotlarda pistasit oranını ($Ps = 100 \cdot Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Al)$); (Armbruster vd.,2006) hesaplayarak epidotun kökenini belirlemek dokusal özelliklerden daha güvenilirdir. Epidotlar üzerine yapılan çalışmalar sonucu magmatik epidotların Ps değeri %25-33 (Liou, 1973), %25-29 (Tulloch, 1979), %23-27 (Zen ve Hammarstrom, 1984), %19-24 (Dawes ve Evans, 1991), %26-33 (Oliveira vd., 2010), %30-70 (Schmidt ve Poli, 2004), %21-26 (Korinevskii,2008) ve %16-29 (Tchameni vd., 2016) olarak belirlenmiştir. Tulloch (1979)'a göre plajioklasın alterasyonu sonucu oluşmuş epidotlardaki Ps değeri 0-25, biyotitin alterasyonu sonucu oluşmuş epidotların Ps değeri ise 33-38 arasında değişmektedir. Çalışılan epidotların Ps içeriği %7-41.5 aralığındadır. Bu da mineralojik tayinlerinde gözlenen doku, mineral birlikteliği ve kimyasal bileşimlerini destekler şekilde epidotların hem magmatik kökenli hem de ikincil olarak oluştuğunu göstermektedir. Magmatik epidotlar genellikle yarı özşekilli ve bazen halkalı zonlanma göstermektedir. İkincil epidotlar, çoğunlukla plajioklas ve amfibolun yerini almış şekilde gözlenir ve bunlar genelde klorit ve apatit mineralleri ile beraber bulunurlar.

Epidotun içerdiği TiO_2 (%) içeriği aynı zaman da köken tayini için yardımcıdır. Mazaheri (1999)a göre 0 ile 0,05 arasındaki değerler mafik minerallerin alterasyonu sonucu oluşmuş epidotları işaret etmektedir. Benzer şekilde Evans ve Vance (1987) magmatik epidotların % $TiO_2 < 0,2$ olduğunu de Oliveria vd. (2010) ise magmatik epidotların TiO_2 içeriğinin 0,2'den küçük ve ikincil epidotlar için 0,6'dan büyük olduğunu söylemişlerdir. Araştırılan epidotlar örneklerini TiO_2 (%) değerleri %0,07 ile 3,07 arasında değişmektedir.

Epidotun, deneysel araştırmalar sonucu 300 MPa üzerinde duraylı olduğu belirlenmiştir ancak epidotun kristallenmesi için minimum basınç değeri, bileşimi ve oksijen fugasitiesine bağlı olarak değişkenlik gösterebilmektedir (Schmidt ve Poli, 2004). Crawford ve Hollister (1982)'e göre, H_2O 'e doğmuş granitlerde magmatik epidotlar minimum yaklaşık 600 MPa başıncıta oluşabilmektedir. Granitik ve tonalitik magmalarda ise epidot, solidus eğrisine yakın sıcaklıkta ve 800-1000 MPa başıncıları arasında duraylı olarak bulunmaktadır (Liou, 1973; Naney, 1983; Schmidt and Thompson, 1996). Epidotun; kristallenme derinliği, oksiyen fugasitesi (fO_2) gibi özelliklerini belirlemek için Ps değeri yol göstericidir. Epidot (Ps33), HM tamponu ile tanımlanan fO_2 içeriği için 748 °C 500 MPa, 678 °C 300 MPa ve 635 °C 200 MPa da duraylıdır. NNO tamponu ile tanımlanan fO_2 içeriği için ise epidot (Ps25) stabilite limiti 100 °C ve 500 MPa'ya düşer (Liou,1973). Yüksek pistasite içeriği yüksek oksiyen fugasitesi anlamına gelmektedir (Holdaway, 1972). Epidotun fO_2 değerininin artması ile Fe^{+3} içeriğinin arttığını ve fO_2 değerinin azalması ile de daha alüminyumlu olduğunu tespit etmiştir (Liou, 1973). Çalışılan bazalt, bazaltik andezit ve andezit kayaçlarındaki epidotların Ps değerleri 7 ile 41.5 arasında değişmektedir. Düşük pistasite değeri (Ps7-Ps28) epidotun düşük basınç altında kristallendiğini ve fO_2 şartlarının NNO-HM tamponu olduğunu göstermektedir. Daha yüksek pistasite değeri (28-41.5) ise yüksek fO_2 şartlarında ve düşük basınçta kristallendiğini göstergesidir. Naney(1983) ve Prouteau ve Scaillet (1991)'ın deneysel araştırmalarına göre, yüksek H_2O içeriği (%5 400 MPa veya %7-9 960 MPa'da) amfibollerin sıvı silikat fazından olmasına ve piroksen kristalizasyonunu engellediğini belirlemişlerdir. İncelenen magmatik kayaçlardaki amfibolun varlığı ve bazalt kayacı dışında piroksen yoksunluğu magmanın kristalizasyonun başlangıç aşamasında %5'den fazla H_2O içeriğine sahip olmasının göstergesidir.

Teşekkür (Acknowledgement)

Arazi çalışmalarında bana destek olan Prof. Dr. Kamil Yılmaz'a ve mikroprop analizlerinin gerçekleştirilmesini sağlayan Dr. Martin Ondrejka'ya teşekkürlerimi sunarım.

Çıkar Çatışması (Conflict of Interest)

Yazar tarafından herhangi bir çıkar çatışması beyan edilmemiştir. No conflict of interest was declared by the author.

Kaynaklar (References)

- Abbo, A., Avigad, D., Gerdes, A., Güngör, T., 2015, Cadomian Basement and Paleozoic to Triassic Siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic Constraints from U–Pb–Hf in zircons, *Lithos* 227, 122–139.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M., 2006. Recommended Nomenclature of Epidote-Group Minerals. *European Journal of Mineralogy* 18 (5), 551–567.
- Arnason, J.G., Bird, D.K., Liou, J.G., 1993. Variable controlling epidote composition in hydrothermal and low-pressure regional metamorphic rocks. *Abhand. Geol.Bund.* 49, 17–25.
- Baker, M.J., Wilkinson, J.J., Wilkinson, C.C., Cooke, D.R., Ireland, T., 2020. Epidote Trace Element Chemistry as an Exploration Tool in the Collahuasi District. Northern Chile. *Economic Geology* 115 (4), 749–770.
- Bird, D.K., Spieler, A.R., 2004. Epidote in geothermal systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 56, 235–300.
- Bird, D.K., Cho, M., Janik, C.J., Liou, J.G., Caruso, L.J., 1988. Compositional, order-disorder, and stable isotope characteristics of Al–Fe epidote, State 2-14drill hole, Salton Sea geothermal system. *J. Geophys. Res.* 93, 13135–13144.
- Chukhrov, F.V., 1972. *Mineralogy (Minerals), Handbook*, (3). Moscow, Nauka.
- Cooke, D.R., et al., 2014. New Advances in Detecting the Distal Geochemical Footprints of Porphyry Systems—Epidote Mineral Chemistry as a Tool for Vectoring and Fertility Assessments, Building Exploration Capability for the 21st Century. *Society of Economic Geologists*.
- Cooke, D. R., Baker, M., Hollings, P., Sweet, G., Chang, Z., Danyushevsky, L., Gilbert, S., Zhou, T., White, N., Gemmill, J. B., and Inglis, S., 2014. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems – epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments. In: Kelley, Karen D., and Golden, Howard C., (eds.) *Building Exploration Capability for the 21st Century*. SEG Special Publication, 18. Society of Economic Geologists, Boulder, CO, USA, pp. 127-152.
- Cornelius, H.P., 1913. *Geologische Beobachtungen im Gebiet des Fornogletschers (Engadin)*, (8), 246-252.
- Crawford, M.L., Hollister, L.S., 1982. Contrast of Metamorphic and Structural Histories Across the Work Channel Lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia. *Journal of Geophysical Research*. 87, 3849–3860.
- Dawes, R.L., Evans, B.W., 1991. Mineralogy and Geothermobarometry of Magmatic Epidote-Bearing Dikes, Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin* 103(8), 1017-1031.
- Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Guimarães F.V., Oliveira D.C., Teixeira M.F.B., Feio G.R.L., Lamarão C.N., 2017. Mineralogy, Geochemistry, and Petrology of Neoproterozoic to Magnesian Granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The Origin of Hydrated Granites Associated with Charnokites. *Lithos*, 277, 3-32.
- Dedeoğlu Yıldız, D., 2021. Dedegöl Dağı (Yenişarbademli, Isparta) Dolayınin Jeolojisi Ve Magmatik Kayaçların Petrolojisi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi, 138.
- Dedeoğlu Yıldız, D., Yılmaz, K., and Aysal, N., 2022, Petrology and zircon U–Pb Geochronology of Mafic – Intermediate Dykes in the West-Central Taurides: Implications for Magma Source During the Late Precambrian–Early Palaeozoic: *International Geology Review*, 2436–2455.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. *An Introduction to the rock-forming minerals*. Longman Scientific and Technical, 61-69.
- Dollase, W.A., 1969. Crystal structure and cation ordering of piemontite. *American Mineralogist* 54 (5–6), 710–717.
- Dollase, W.A., 1973. Mossbauer spectra and iron distribution in the epidote-group minerals. *Zeitschrift Für Kristallographie - Crystalline Materials* 138 (1–6), 41–63.
- Dumont, J.F., Kerey, E., 1975. Eğridir Gölü Güneyinin Temel Jeolojik Etüdü. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 18(2), 169-174.
- Evans, B.W., Vance, J.A., 1987. Epidote Phenocrysts in Dacitic Dikes, Boulder County, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96(2), 178-185
- Frei, D., Liebscher, A., Franz, G., Dulski, P., 2004. Trace Element Geochemistry of Epidote Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56 (1), 553–605.
- Forizs, I., Vukov, M., Jovic, V., 1995. Significance of Magmatic Epidote in the Zeljin Pluton, Serbia Third Hutton Symposium, The Origin of Granites and Related Rocks, Abstract. University of Maryland.
- Holdaway, M.J., 1972. Thermal stability of Al–Fe–epidote as a Function of fO₂ and Fe content. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 37, 307–340.
- Korinevskii, V.G., 2008. Magmatic Epidote from Gabbro. *Russian Geology and Geophysics*, 49(3), 159-164
- Kröner, A., Şengör, A. M. C., 1990, Archean and Proterozoic ancestry in Late Precambrian to Early Paleozoic Crustal Elements of Southern Turkey as Revealed by Single-zircon Dating. *Geology*, 18, 11, 86–90.
- Leterrier, J., 1972. *Etude Petrographique et Geochimique du Massif Granitique de Querigut (Ariege)*. (PhD), Université de Nancy, France.
- Liou, J.G., 1973. Synthesis and Stability Relations of Epidote, Ca₂Al₂FeSi₃O₁₂ (OH). *Journal of Petrology* 14 (3), 381–413.

- Mazaheri, A., 1999. The Importance of Pistacite in the Diagnosis of Epidote. The 8th Seminar of Crystallography and Mineralogy of Iran. Tehran: University of Science and Technology.
- Naney, M.T., 1983. Phase-Equilibria of Rock-Forming Ferromagnesian Silicates in Granitic Systems. *American Journal of Science* 283(10), 993-1033.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B., 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 51(10), 2121-2148.
- Owen, J., 1991. Significance of Epidote in Orbicular Diorite from the Grenville Front Zone, Eastern Labrador. *Mineralogical Magazine* 55(379) 173-181.
- Pacey, A., Wilkinson, J.J., Cooke, D.R., 2020b. Chlorite and Epidote Mineral Chemistry in Porphyry Ore Systems: A Case Study of the Northparkes District, New South Wales, Australia. *Economic Geology* 115 (4), 701-727.
- Pattnaik, S.K., 1996. Petrology of the Bhela-Rajna Alkaline Complex, Nuapara District, Orissa. *Journal of the Geological Society of India*, 48(1), 27-40.
- Petrik, I., Broska, I., Lipka, J., Siman, P., 1995. Granitoid Allanite-(Ce): Substitution Relations, Redox Conditions and REE Distributions (on an Example of I-Type Granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 46, 79-94.
- Prouteau, G., Scaillet B., 2003. Experimental Constraints on the Origin of the 1991 Pinatubo Dacite. *Journal of Petrology* 44(12), 2203-2241.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 2004. Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56, 399-430.
- Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 1996. Epidote in Calc-Alkaline Magmas: an Experimental Study of Stability, Phase Relationships, and the Role of Epidote in Magmatic Evolution. *Am. Mineral.* 81, 424-474.
- Şenel, M., Gedik, I., Dalkılıç, N., Serdaroglu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Bölükbaşı, A, S., Korucu, M. ve Özgül, N., 1996. Isparta büklümü doğusunda otokton ve allohton birimlerin stratigrafisi (Bati Toroslar), *MTA Dergisi*, 118, 111-160.
- Tchameni, R., Sun, F., Dawai, D., Danra, G., Tékoum, L., Nomo Negue, E., Vanderhaeghe, O., Nzolang, C., Nguihdama D., 2016. Zircon Dating and Mineralogy of the Mokong Pan-African Magmatic Epidote-Bearing Granite (North Cameroon). *International Journal of Earth Sciences* 105(6), 1811-1830.
- Tulloch, A.J., 1979. Secondary Ca-Al Silicates as Low-Grade Alteration Products of Granitoid Biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(2), 105-117.
- Zen, E.A., Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic Epidote and Its Petrologic Significance. *Geology* 12(9), 515-518.
- Zhang, W., et al., 2023. Discriminating Characteristic of Hydrothermal Fluids Using Epidote Mineral Chemistry and Strontium Isotopes: A Case Study of Duotoushan Fe-Cu deposit, eastern Tianshan. *Earth Science Frontiers*, 30(02), 384-400.