

Geological, Petrographical and Geochemical Properties of Pyroclastic Rocks in the Civanadag Region (Gugu-Balikesir), NW Turkey

Murat Kalkan^{1,*}, Yahya Ozpinar²

¹Aksaray University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, Aksaray, 68100, Turkey

²Pamukkale University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, Denizli, 20017, Turkey

•Received Date: 30 Jul 2017

•Revised Date: 29 Dec 2017

•Accepted Date: 06 Feb 2018

•Published Online: 25 Jun 2018

Abstract

The study area is located between Balikesir-Dursunbey and Kutahya-Simav districts. According to the field studies and petrographic studies on Civanadag tuffs, it is determined that this unit is formed by two different facies as Upper (fine-grained laminated facies) and Lower (pumice accumulation facies) facies. Lower facies begins with tuffs which are rich by pumice contains metamorphic gravel. Upper level of facies, size of pumice and lithic components decrease. The fine-grained laminated upper facies begins with pink-colored lithic-vitric tuff, vitric tuffs and whitish-gray lithic-vitric tuffs. The uppermost level is represented by abundant green coloured biotite crystal-vitric tuffs. Tuffs end with agglomerates. Pyrogen minerals determined in the petrographic investigations of Civanadag tuffs; quartz + sanidine + plagioclase + biotite ± amphibole. Major, trace and rare earth element contents of Civanadag tuff, which is characterized by their rhyolite, dacite composition, calc-alkaline, show fractional crystallization process which is chiefly controlled by K-feldspar and plagioclase. Also high K and Rb contents in the spider diagram indicate the presence of crustal contamination and magma mixing.

Keywords

Gugu, Civanadag tuffs, Petrography, Geochemistry

*Corresponding Author: Murat Kalkan, mkalkan@aksaray.edu.tr

Civanadağ Bölgesi (Güğü-Balıkesir) Piroklastik Kayaçlarının Jeolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, KB-Türkiye

Murat Kalkan^{1*}, Yahya Özpinar

¹Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği, Aksaray, 68100, Türkiye

²Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği, Denizli, 20017, Türkiye

•Gönderi Tarihi:30 Tem 2017

•Düzeltilme Tarihi:29 Ara 2017

•Kabul Tarihi:06 Şubat 2018

•Çevrimiçi Yayın Tarihi:12 Haz 2018

Özet

Çalışma alanı Balıkesir-Dursunbey ile Kütahya-Simav ilçeleri arasında yer almaktadır. Civanadağ tüfleri üzerinde yapılan arazi ve petrografik çalışmalara göre, birimin alt (pomza yığılması fasiyesi) ve üst (ince taneli laminalı fasiyes) fasiyes olmak üzere iki farklı fasiyesten oluştuğu belirlenmiştir. Alt fasiyes, metamorfik çakıl içerikli pomzaca zengin tüfler ile başlamakta olup, üst seviyelerde pomza ve litik bileşen boyutu azalmaktadır. İnce taneli ve yer yer laminalanma gösteren üst fasiyes ise, pembe renkli, litik-vitrik tuf, vitrik tüfler ve beyazımsı gri renkli litik-vitrik tüfler ile başlamaktadır. Beyaz renkli kristal-vitrik tuf ve vitrik-kristal tuf ile devam etmektedir. En üst seviyesi ise, yeşil renkli bol biyotitli kristal-vitrik tüfler ile temsil edilmektedir. Tüfler, aglomeralar ile son bulmaktadır. Civanadağ tüflerinin petrografik incelemelerinde saptanan pirojen mineraller; kuvars +sanidin +plajiyoklas +biyotit ±amfiboldür. Riyolit, dasit bileşimli kalkalkalen karakterli özelliğe sahip Civanadağ tüflerinin ana oksit, iz ve nadir toprak element içerikleri tufün gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin önemli bir rol oynadığını, bu kristallenmenin başlıca K-feldispat ve plajiyoklas tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Ayrıca örümcek diyagramındaki yüksek K ve Rb içeriği, kabuk kirlenmesi ve magma karışımının varlığına işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler

Güğü, Civanadağ tüfleri, Petrografi, Jeokimya

*Sorumlu Yazar: Murat Kalkan, mkalkan@aksaray.edu.tr

2017©Published by Aksaray University

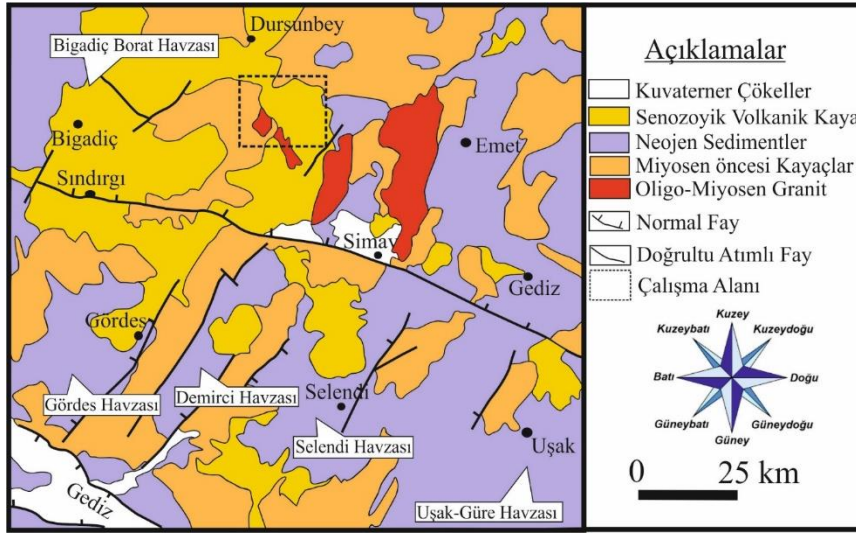


1. GİRİŞ

Batı Anadolu bölgesel ölçekte, kor kompleksin yükselmesine, normal fay sistemleri ve buna bağlı havzaların oluşmasına neden olan kabuksal gerilmenin, yaygın olarak temsil edildiği bir bölgedir. Batı Anadolu'da kuzey-güney, kuzeydoğu-güneybatı, kuzeybatı-güneydoğu (Gördes, Demirci, Selendi ve Uşak-Güre grabenleri) ve doğu-batı yönelimli (Edremit, Bakırçay, Simav, Gediz, Küçük Menderes ve Gökova grabenleri) iki büyük havza/graben sistemi bulunmaktadır [1-17]. Bu havza/graben sistemi üzerine çeşitli görüşler olmasına karşın bir görüşe göre, yaklaşık KD-GB uzanımlı havzalar, İzmir-Ankara suture zonu boyunca Anatolid-Torid platformu ile Pontidler'in Geç Kretase-Eosen'deki çarpışmasını takip eden ve Orta Miyosen'e kadar devam eden sıkışma rejiminin ürünleri olup, daha sonra Tortoniyen ve daha genç D-B uzanımlı grabenler tarafından kesilmektedir [2-3, 10]. Diğer bir görüşe göre ise, K-G açılma rejiminin en geç Oligosen-Erken Miyosen'den itibaren var olduğunu ve hem kuzey hem de doğu-batı uzanımlı havzaların Erken Miyosen'den itibaren eş yaşlı olarak oluşmaya başladığını savunur [4-5, 7-8]. Her iki havzanın oluşumuna da yaygın bir biçimde magmatik ve bunlarla ilişkili volkanik faaliyetler eşlik etmiştir [8, 10]. Batı Anadolu'daki aynı sıkışma rejimi, kabuksal kısalma ve kalınlaşma [18] ile birlikte Oligosen-Miyosen döneminde magmatik faaliyetlere [19] ve Erken Miyosen'de geniş yayımlı kalk-alkalin volkanik aktiviteye [20] neden olmuştur. Batı Anadolu'da oldukça geniş yüzleklere sahip olan Geç Senozoyik yaşlı volkanik kayalar, kimyasal özellikleri temelinde başlıca iki gruba ayrılmaktadır [21-22]. Ortaç-asidik bileşimli ve genelde kalk-alkali karaktere sahip olan volkanik ürünlerin; Geç Oligosen-Erken Miyosen yaş aralığında, Geç Miyosen'e kadar devam eden K-G yönlü sıkışma sonucu geliştiğini, bazaltik bileşimli ve başlıca alkali karaktere sahip olan volkanik ürünlerin Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı, Geç Miyosen'den sonra ortaya çıkan K-G yönlü açılma rejimi altında oluştuğunu belirtmişlerdir [4, 10, 23-26]. Ancak açılma rejiminin Geç Oligosen sonundan itibaren geçerli olduğunu savunan çalışmacılar volkanik kayaların bileşimindeki bu değişimin, astenosferin katkısındaki artma ve kabuksal kirlenme oranındaki azalma nedeniyle ortaya çıktığını savunmuşlardır [8].

İnceleme alanı D-B uzanımlı Kuvaterner yaşlı Simav grabenin kuzeyinde, KB-GD uzanımlı Bigadiç Borat havzasının doğusunda ve Alaçamdağ magmatik kompleksi içinde yer almaktadır. Bölgenin jeolojisine ait ilk bulgular [27] tarafından ortaya konulmuştur. Bölgedeki diğer çalışmalar ise temel birimleri kesen Alaçam granitinin jeokimyası, mika yaşı ve granitin yerleşimine yönelik çalışmalardır [19, 28-30]. Bu çalışmanın amacı Alaçamdağ magmatik kompleksi içerisinde, bölgede geniş yüzlekler ve 350-400 metrelik kalın bir istif sunan

Civanadağ tüflerinin litolojik özelliklerinin yardımıyla ölçsüz stratigrafik istifinin ortaya konulması ve mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesidir.



Şekil 1. Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası [31]

2. MATERYAL VE YÖNTEM

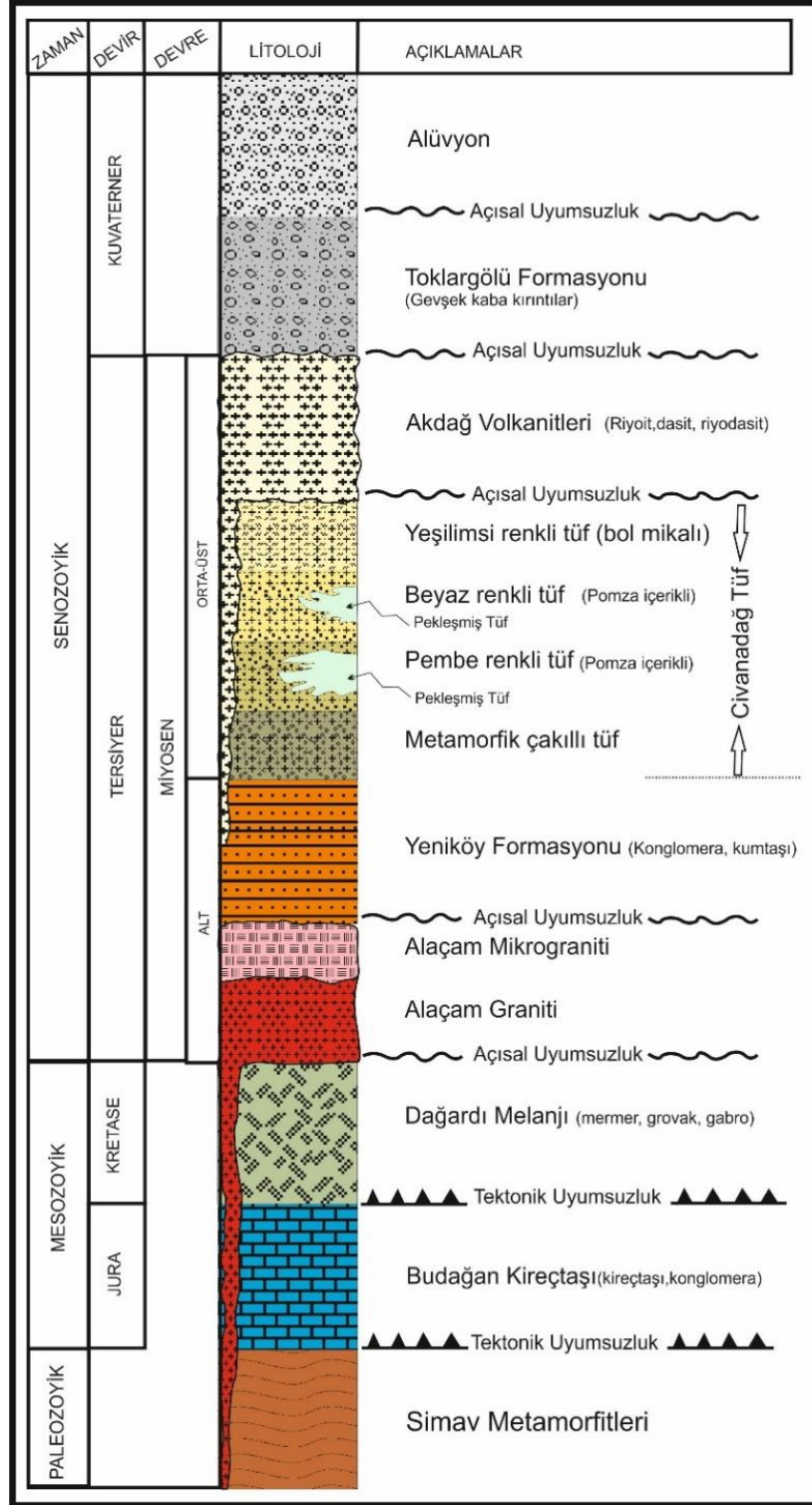
Çalışma kapsamında araziden derlenen 39 adet el örneğinin ince kesitleri hazırlanarak polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu örneklerin petrografik özellikleri belirlenmiştir. Arazi çalışmaları ve petrografik incelemeler esas alınarak ve mümkün olduğunca ayrışmamış olmasına özen gösterilerek seçilen 7 adet örnekten ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Önce çeneli, daha sonra da halkalı öğütücüde yaklaşık 200 meshe kadar öğütülen örnekler ana oksit, iz ve nadir element analizi için ACME Analitik Laboratuvarlarına (Kanada)'na gönderilmiştir. Burada ana oksit ve iz elementler ICP (Inductively coupled plasma= İndüktif birleşik plazma), nadir toprak elementler ise ICP-MS (Inductively coupled plasma-mass spectrometer = İndüktif birleşik plazma-kütle spektrometre) ile analiz edilmiştir.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

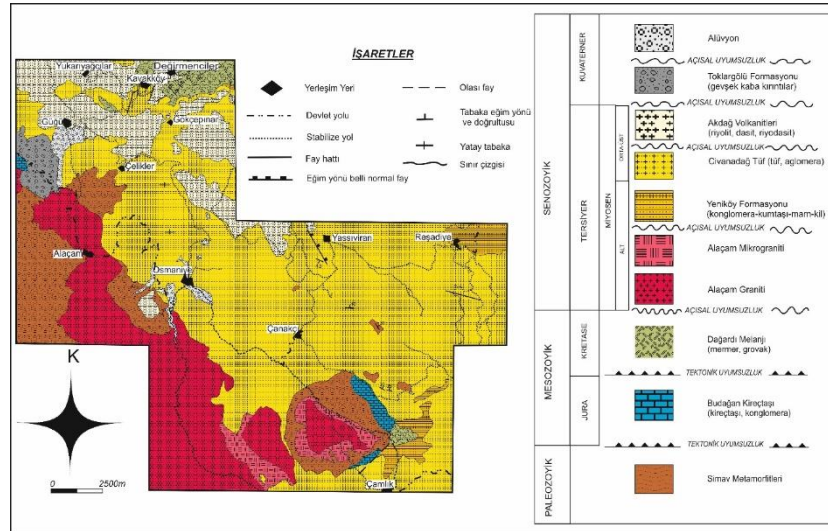
3.1. Genel Jeoloji

Çalışma alanının temelinde Paleozoyik yaşlı Menderes Masifine ait Simav Metamorfikleri ile üzerinde tektonik dokanaklı olarak Jura yaşlı Afyon-Ankara zonuna ait kırıntılı çökeller ve kireçtaşları ile temsil edilen Budağan kireçtaşları ve Kretase yaşlı metabazitler ve mermerler ile temsil edilen Dağardı melanjı yer almaktadır [27, 32]. Neojen öncesi bu birimler Erken Miyosen yaşlı Alaçam graniti ve mikrograniti tarafından kesilir. Alttaki tüm birimler üzerine açısız uyumsuzlukla, sarımsı kahverengi renkli kumtaşları ve çamur taşlarından temsil edilen Yeniköy Formasyonu gelmektedir. Yeniköy formasyonunun üzerinde beyaz, gri, krem, yeşilimsi renklerde riyolit, riyodasit, ve dasit arasında değişen bileşime sahip tüflerden oluşan Civanadağ

tüfleri yer almaktadır [27]. Bu tüflerin üzerinde açılal uyumsuzluk ile riyolit-dasit-andezit içerikli Akdağ volkanikleri bulunmaktadir (Şekil 2). En üstte de Toklargölu formasyonunun güncel tutturulmamış kaba kırıntılıları ve alüvyon ile son bulmaktadır (Şekil 3).



Şekil 2. İncelenen alanın stratigrafik dikme kesiti [27]



Şekil 3. Çalışma alanının jeoloji haritası

3.2. Civanadağ Tüfleri

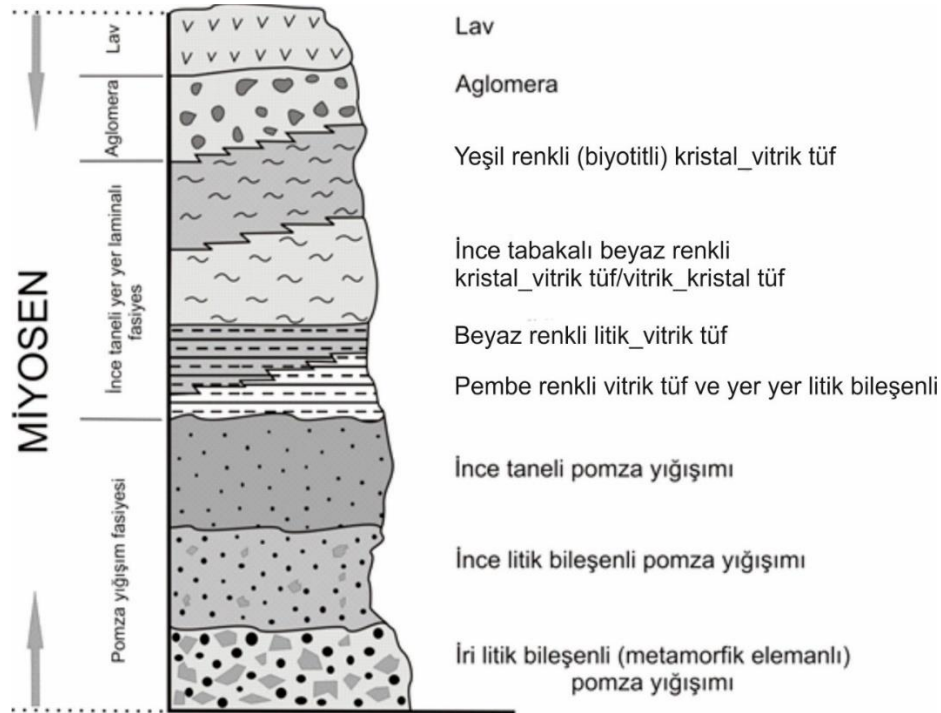
Beyaz, gri, krem renkli başlıca tüf ve aglomeralardan oluşan birim; Konak [32], tarafından “Civanadağ Tüfleri” olarak tanımlanırken; Ercan ve ark. [33], tarafından ise tüm volkanitleri “Karaboldere Volkanitleri” olarak adlandırmışlardır.

Çalışma alanının orta ve doğu kesimlerinde geniş yüzeylenmeler sunan tüfler, alanının yaklaşık yarısından fazlasını işgal etmektedir. Civanadağ tüfleri üzerinde ince ve detaylı çalışma yapılarak ölçeksiz stratigrafik istifi ortaya çıkarılmıştır. Piroklastik kayaçların altta pomzaca zengin olan fasiyes ile onun üzerinde ince taneli fasiyes ve en üstte aglomeralardan oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 4). Ayırtılan fasiyeslerin litolojik özellikleri aşağıda verilmektedir.

3.2.1 Pomzaca zengin fasiyes

Pomzaca zengin fasiyes; tüf istifinin tabanında, çalışılan alanın batı kesimlerinde yer almaktadır. Alt zonlarda litik bileşenlerin ve pomza tanelerinin boyutları daha büyüktür. Litik bileşen olarak çoğunlukla metamorfik kayaç parçaları içerdikleri görülmüştür (Şekil 5a). Metamorfik kaya parçaları mika şist ve kuvars şist türü kaya parçalarından oluşmaktadır. Pomzaca zengin olan fasiyes arazi de beyaz ve beyazımsı gri renklerde görülen yüzeylenmeler oluşturmaktadır (Şekil 5b). Pomzaca zengin fasiyesin üst zonlarında ise pomza tanelerinin boyutları küçülmüş olarak izlenir. Pomza tanelerinin dizilimleri ile oluşan yer yer ince tabakamsı seviyelerde gözlenmeye başlar (Şekil 5c). Daha üst seviyelere doğru düzensiz ve farklı boyutlu pomza yığılımları görülmekte ayrıca pomza tanelerinin ve ayrıca litik bileşenlerin de boyutlarında daha da küçülme ve azalma belirlenir (Şekil 5d).

Altta yer alan Yeniköy Formasyonu ile geçişli olarak bulunur. Yer yer demirli alterasyon zonlarının yanında silisli zonlar ve kalın silis damarları içerirler.



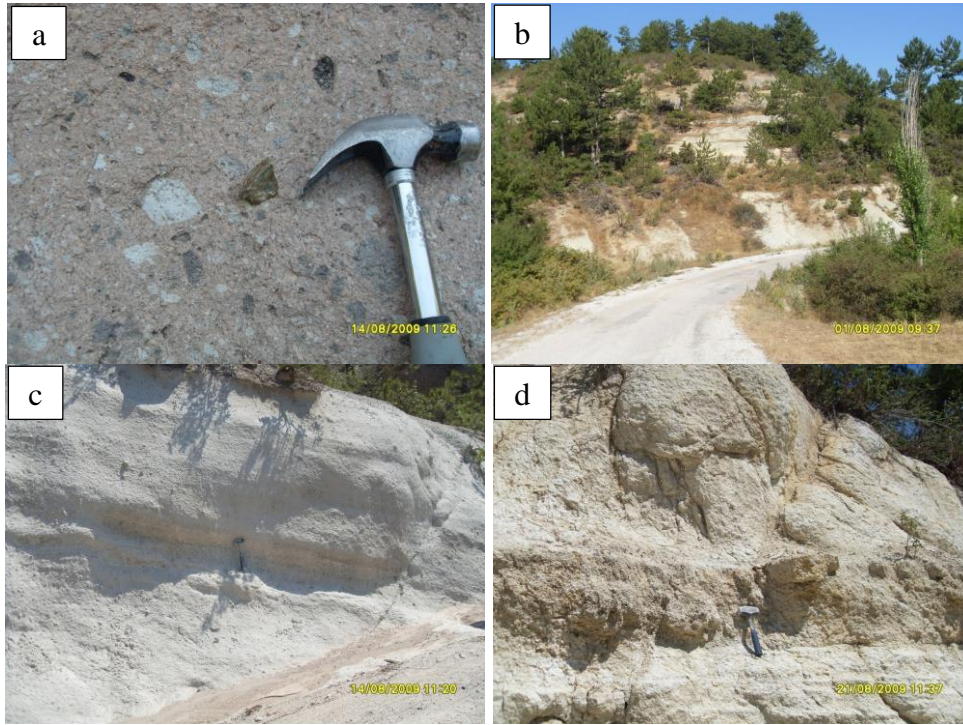
Şekil 4. İncelenen alandaki piroklastiklerin dikme kesiti

3.2.2. İnce taneli ve yer laminalı fasiyes

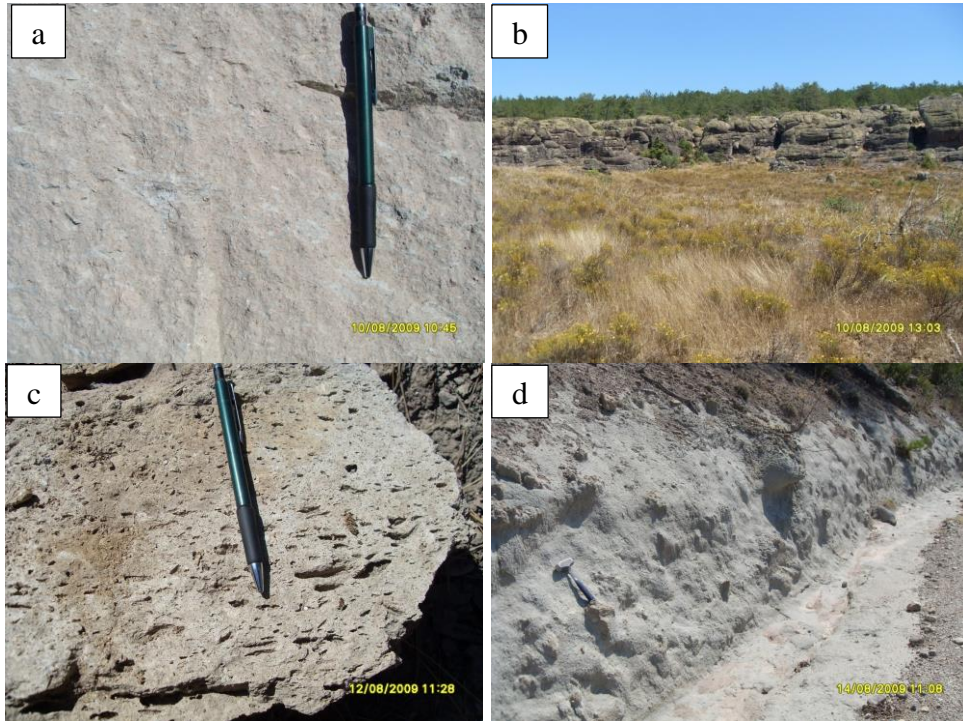
İnce taneli ve yer yer laminalanma gösteren fasiyes altta beyaz renkli fakat yer yer pembe seviyeler içeren tüfler ile başlamaktadır (Şekil 6a). Üst zonlarda ise biyotitli tüflerden oluşmaktadır. Yoğun biyotit içeren tüfler, arazide açık yeşil ve koyu yeşil renklerde izlenmişlerdir (Şekil 6b). İnce taneli fasiyes, yer yer kaynaklanmış olduğundan arazide belirgin olarak aşınması zor olan morfolojiler oluşturmuş ve çoğunlukla daha üst rakımlı alanlarda tespit edilmiştir. İnce taneli fasiyesteki renk değişimleri tüflerin mineral içerikleri ve/veya başka bir tanımla kristal yığılımlarındaki mineral içeriği ile ilgili olduğu anlaşılmaktadır. Örneğin, beyaz renkli olan tüflerde kuvars kristalleri egemen iken, yeşil renkli olan tüflerde ise, biyotit yığılımları ve biyotitlerin alterasyonu ile oluşan opak minerallerin egemen olduğu belirlenmiştir. İnce taneli fasiyesteki tüflerde, litik bileşen olmasına karşın çok küçük taneli ve daha az oranlarda olduğu görülmüştür. İnce taneli fasiyeste ayrıca fiamme yapılarında tespit edilmiştir (Şekil 6c).

3.2.3. Aglomera

Piroklastik kayaların en üst fasiyesini oluşturur. Birimin tabanda ince taneli fasiyes ile geçişli durumda ve üstüne de lavlar gelmektedir. Fasiyes içindeki iri lav (aglomera) blokları 15 cm lik boyutlara ulaşmıştır. Taneler tuf ile bağlanmıştır (Şekil 6d).



Şekil 5. a) En altta yer alan metamorfik kayaç (litik bileşen) çakıllı ve pomzalı fasiyesin görünümü (Çelikler köyü yolu doğusu, Kızılağaç Tepenin 50m doğusu). b) Pomzaca zengin fasiyes, üst düzeylerde beyaz ve beyazımsı renklere kalın tabakalı bir görünüm sunmaktadır (Reşadiye köyü yolu kenarı, köye 250 m). c) Pomzaca zengin fasiyeste düzenli pomza yığılımlarının görünümü (Çelikler köyü yolu doğusu, Kızılağaç Tepenin, 50m doğusu). d) Pomzaca zengin fasiyeste düzensiz ve farklı boyutlu pomza yığılımlarının görünümü (Çelikler köyü yolu, köyün 750m güneybatısı)



Şekil 6. a) Pomzaca zengin fasiyes üzerinde yer alan ince taneli fasiyeste kısmen kaynaklaşmış pembemsi-beyazımsı tuf (Osmaniye köyünün 1 km kuzeyi yol kenarı). b) Pomzaca zengin fasiyes üzerinde kısmen kaynaklaşmış yeşilimsi tuf düzeyleri (Gökçepınar köyü güneydoğusu, Kayabaşı tepenin 250m batısı). c) İnce taneli fasiyeste fiamme yapılarının görünümü (Osmaniye köyü kuzeydoğusu, Çevirmekaba Tepenin 250m kuzeydoğusu). d) Aglomera biriminin arazide görünümü (Gökçepınar köyünün 1km güneydoğusu yol kenarı, Murtluçuk Tepenin 250m güneybatısı).

Tablo 1. Tüf örneklerinin mikroskobik incelemelerinde saptanan mineral bileşimleri

Örnek	Q	San	Pl	Bi	Kal	Klst	Ser	Op.	Fe	Litik	Bileşen	Kayacın adı
DUP-1	+	+	-	+	+	-	+	-	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-3	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-4	+	±	-	-	-	-	-	+	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-5	+	±	-	-	+	-	-	+	-	-	-	Vitrik tüf
DUP-6	+	+	-	+	+	-	+	+	-	-	-	Vitrik tüf
DUP-7	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP-8	+	+	+	+	-	-	+	±	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-10	+	+	-	-	-	-	±	+	+	-	-	Vitrik tüf
DUP-13	+	+	-	-	-	-	±	+	+	-	-	Silisli tüf
DUP-15	+	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-16	+	+	±	+	-	-	-	-	+	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP-17	+	-	+	+	-	-	-	±	-	-	-	Kristal tüf
DUP-20	+	+	-	+	-	±	+	+	-	-	+	Litik-vitrik tüf
DUP-21	+	+	-	+	+	-	+	-	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-25	+	±	+	+	-	-	-	-	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-27	+	-	+	+	-	-	-	+	-	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP-43	+	+	-	-	-	-	+	+	+	-	-	Kristal tüf
DUP-48	+	+	-	+	-	-	-	±	-	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP48-1	+	+	+	+	-	-	-	±	-	-	-	Kristal tüf
DUP-54	+	+	+	+	-	-	-	+	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-56	+	+	-	+	-	+	+	+	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP58-1	+	±	±	±	+	-	-	+	-	-	-	Vitrik tüf
DUP-59	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	Litik-kristal-vitrik tüf
DUP62-1	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-	Kristal tüf
DUP-71	+	+	+	+	-	-	-	+	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-75	+	-	+	±	-	-	-	±	-	-	+	Litik-kristal-vitrik tüf
DUP-76	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	Vitrik tüf
DUP-78	+	±	+	+	-	-	-	+	-	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP-81	+	±	±	+	+	-	-	+	+	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP-82	+	+	+	+	-	-	+	-	+	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-83	+	-	+	+	-	-	-	+	+	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP85-1	+	±	+	+	-	-	-	+	-	-	-	Vitrik-kristal tüf
DUP85-2	+	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-86	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-88	+	+	±	-	-	-	-	-	-	-	-	Kristal-vitrik tüf
DUP-89	+	+	+	±	-	-	+	-	-	-	+	Litik-kristal-vitrik tüf
DUP-90	+	±	±	+	±	-	±	-	-	-	+	Litik-kristal-vitrik tüf
DUP-108	+	+	-	-	-	-	+	-	-	-	+	Litik-vitrik tüf
DUP-110	±	+	-	+	-	-	+	+	+	-	-	Kristal-vitrik tüf

(Q; kuvars, San; sanidin, Pl; plajiyoklas, Bi; Biyotit, Kal; kalsedon, Klst; kalsit, Ser; serizit, Op; opak mineral, Fe; demiroksit minerali)

3.3. Petrografi

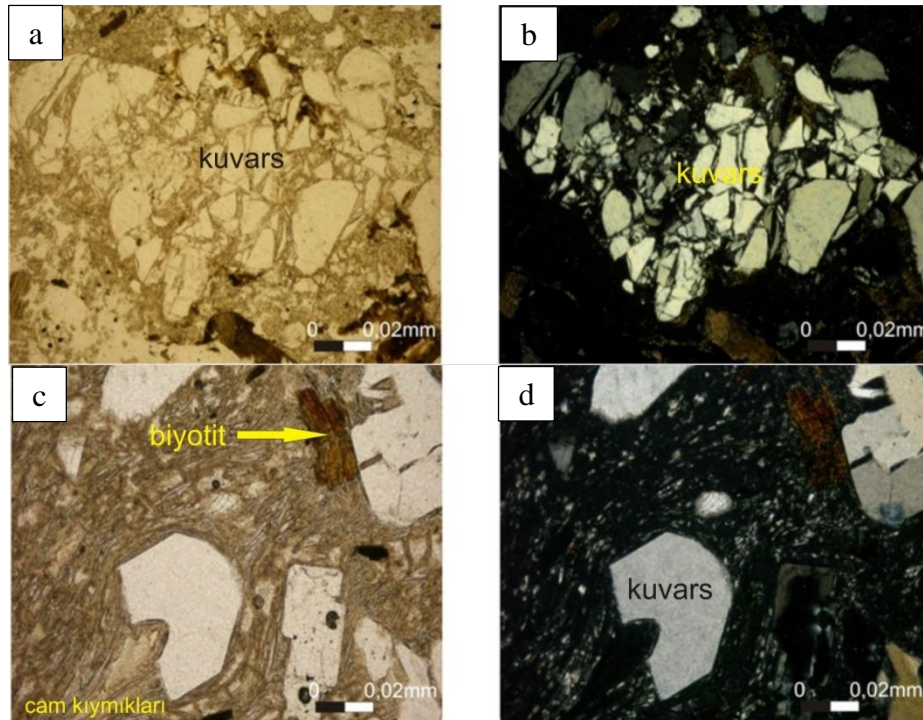
Çalışma alanındaki Civanadağ tüfleri üzerinde yapılan petrografik çalışmalara göre; birimin alt fasiyes (beyazımsı, grimsi renkli pomzaca zengin) ve üst fasiyes (ince taneli laminalı) olmak üzere iki fasiyesten oluştuğu belirlenmiştir. Alt fasiyes metamorfik çakıl içerikli pomzaca zengin litik tüfler ile başlamakta, devamlı olmayan pomza yığılımları içeren litik-vitrik tüflü seviyeler ile devam etmektedir. Üst fasiyes ise pembe renkli litik vitrik tüf ve vitrik tüfler ile

başlamakta ve beyazımsı gri renkli litik vitrik tüfler ile devam etmektedir. En üst seviyesi ise, yeşil renkli bol mikalı kristal vitrik tüfler ile temsil edilmektedir. Laminallı fasiyesten alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde litik-vitrik tuf, kristal-vitrik tuf, vitrik-tuf olarak adlandırılmıştır. Tüflerde mineral içeriğinin; sanidin, plajiyoklas, kuvars ve üst seviyelerdeki tüflerde de bol biyotit içeriği olduğu tespit edilmiştir.

Civanadağ tüflerinin mikroskopik incelemelerinde saptanan pirojen mineraller; kuvars + sanidin + plajiyoklas + biyotit ± amfibol, sekonder mineraller; + kalsedon + kalsit + serizit + demiroksit + opak mineral + sekonder kuvars'tır (Tablo 1).

Bölgedeki tüflerde genellikle vitrofirik doku, mikrokristal doku, sferulitik doku ve felsitik dokulara rastlanılmıştır. Sferulitik dokular volkan camının devitrifikasyonu sonucu oluşmuştur. Ayrıca tüflerde akma bandı yapısı görülmüştür. Hamur içinde cam kıymıkları (glass shard) ve pümis (pomza) parçalarına da rastlanılmıştır.

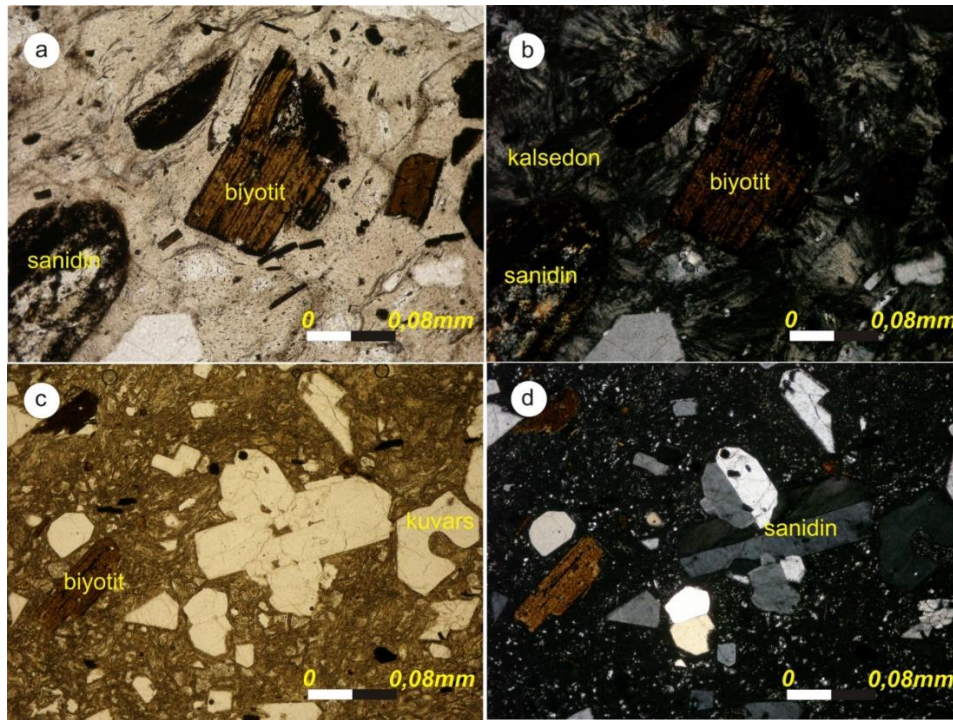
Tüflerdeki kuvarslar bol farklı boyutlu ve iri taneli olarak tespit edilmiş olup kuvarslardaki kemirilme ve kırılmalarda dikkat çekmektedir (Şekil 7a,b,c,d). Potasyumlu feldispatlardan sanidin hâkimdir. Genelde sanidinler iri taneli, öz ve yarı öz şekilli ve bozuşmuş olarak bulunmaktadır. Sanidinlerde serizitleşme ve killeşme tespit edilmiştir.



Şekil 7. a-b) DUP-16 nolu Tuf örneğinde kırılmış kuvars kristallerinin (sol taraf tek ve sağ taraf çift nikol) mikroskopta görünümü. **c-d)** DUP-78 nolu tuf örneğinin cam kıymıklarının dizilimi ve kemirilmiş kuvars kristalinin (sol taraf tek ve sağ taraf çift nikol) görünüm.

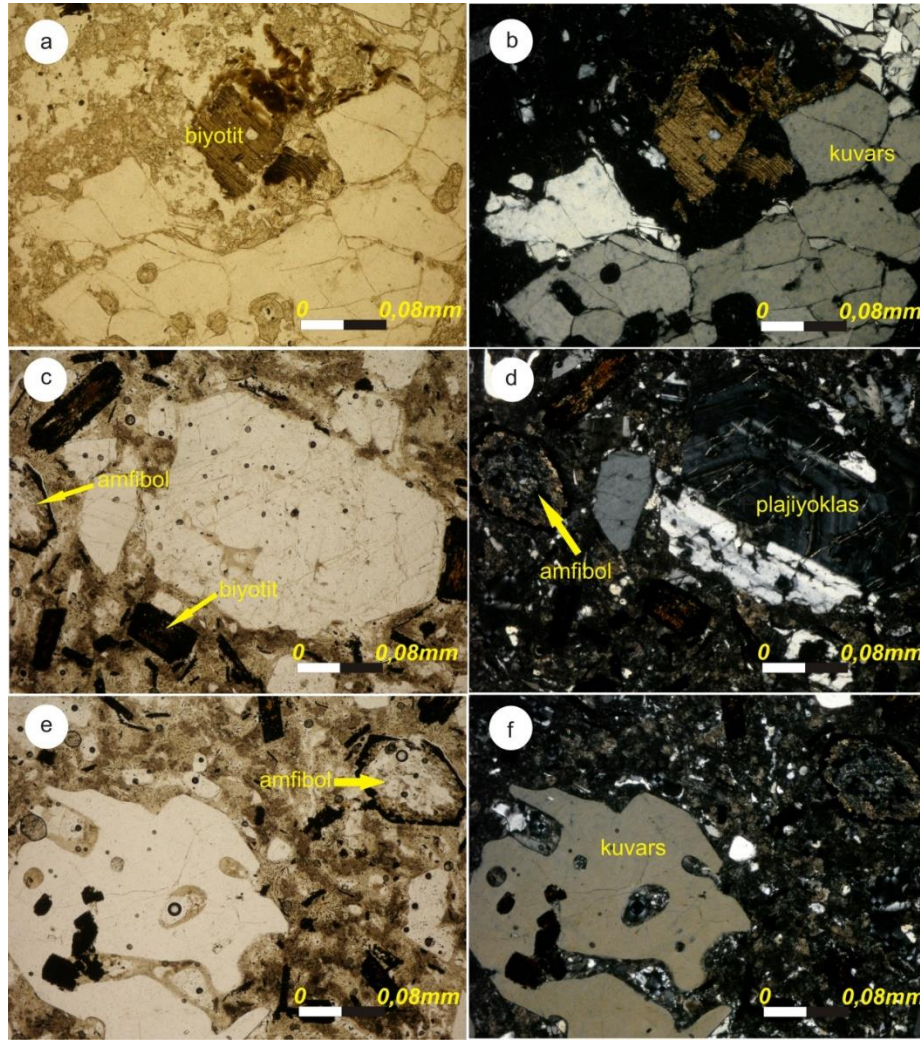
Biyotitler öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır (Şekil 8a, b). Biyotitler koyu kahverenkli, tek yönde dilinimleri ile tanınmaktadır (Şekil 8c, d). Bunun yanı sıra biyotitlerde

eğilme bükülme ve kırılmalar vardır (Şekil 9a, b). Biyotitlerde kloritleşme, demiroksitli alterasyon ve opasitleşme bulunmaktadır (Şekil 9c, d). Plajiyoklaslar polisentetik ve zonlu sönme göstermekte olup sönme açılarından oligoklas ve andezin karakterde oldukları hesaplanmıştır (Şekil 9c, d). Plajiyoklas mineralleri çoğunlukla serizitleşme ve killeşme türü bozunmalar göstermektedir. Amfibol mineralleri öz ve yarı öz şekilli olarak tespit edilmiştir. Amfiboller diğer minerallere göre daha azdır. Amfibollerde de kloritleşme türü alterasyon tespit edilmiştir (Şekil 9e, f).



Şekil 8. a-b) DUP-21 nolu kristal vitrik tuf örneğindeki öz ve yarı öz şekilli biyotit kristali, kalsedon kristalinden görünüm. Vitrofirik dokuya sahiptir (sol taraf tek, sağ taraf çift nikol). c-d) DUP-85-2 nolu kristal vitrik tuf örneğindeki tek yönde dilimli biyotit minerali, öz ve yarı öz şekilli sanidin minerali ve kuvars mineralinden görünüm. Mikrokristalli doku görülmekte (sol taraf tek, sağ taraf çift nikol).

Bu bölgedeki tüfler hidrotermal alterasyona uğradıklarından feldispatlarda serizitleşme, sossuritleşme, killeşme görülmektedir. Ayrıca limonitleşme ve hematitleşmeler vardır. Civanadağ tüfleri tektonizma veya bir sonraki volkanizmanın etkisi ile silisleşmiştir. Bu tüflerdeki sekonder kuvars oluşumu yüksek ısıli ortam sonucu oluştuğunu göstermekte ve tüflerde akıntı yapıları izlenmektedir. Ayrıca mikroskobik incelemelerde görülen kalsedon oluşumları ise silisleşmenin nispeten daha düşük ortamda gerçekleştiğini gösterir. Piroklastlarda sanidinin sekonder kuvarsa dönüşümünde görülmüş olup, tüflerde silisleşme genelde % 40 – 50 civarındadır.



Şekil 9. a-b) DUP-16 nolu vitrik kristal tuf örneğindeki kırılmış, eğilmiş, bükülmüş biyotit kristali ve elek dokulu kuvars kristalinden görünüm. **c-d)** DUP-17 nolu kristal tuf örneğindeki kloritleşmiş ve opasitleşmiş amfibol minerali, zonlu plajiyoklas ve opasitleşmiş ve demiroksitlenmiş biyotit mineralinden görünüm. **e-f)** DUP-17 nolu kristal tuf örneğindeki kemirilmiş kuvars ve kloritleşmiş amfibol mineralinden görünüm(sol taraf tek sağ taraf çift nikol)

3.4. Jeokimya

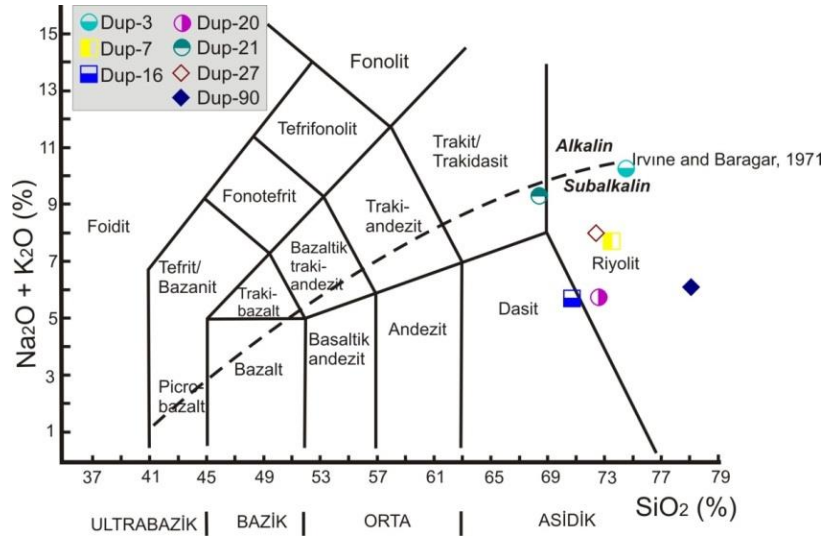
İnceleme alanında alınan örneklerin petrografik tanımlamaları yapıldıktan sonra içinden taze ve altere olmamış numuneler seçilmiştir. İncelenen örneklerin tüm kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element içerikleri Tablo 2’de verilmiştir.

3.5. Ana Element Oksit Jeokimyası

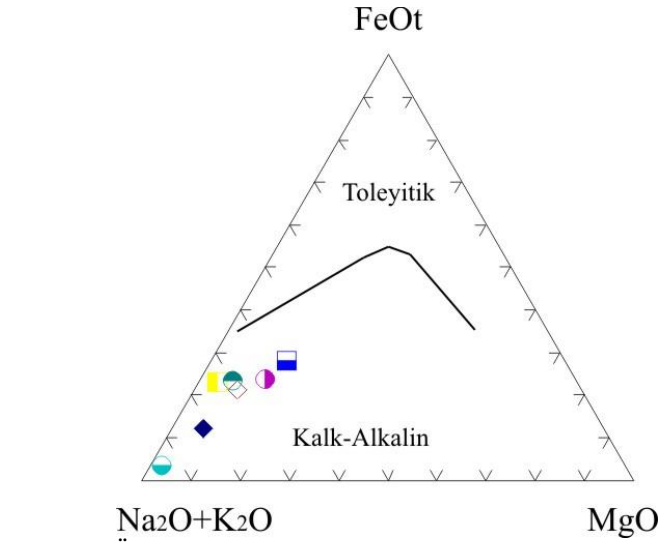
Civanadağ Tüfleri, Le Maitre [34], kayaç adlamasına dayalı toplam alkaliye dayalı karşı silis (TAS) diyagramına göre riyolit ve dasit alanlarında yer almıştır (Şekil 10). Aynı diyagram üzerindeki [35] alkali-subalkali ayırım diyagramında örnekler subalkali alana düşmektedir. Subalkali karakterdeki örnekler AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, FeO(t) , MgO) diyagramında [35] kalkalkalin karaktere sahip oldukları görülmektedir (Şekil 11).

Tablo 2. Örneklerin tüm kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element içerikleri (%)

Major elementler	DUP-3	DUP-7	DUP-16	DUP-20	DUP-21	DUP-27	DUP-90
SiO ₂	73.41	71.69	65.15	68.42	67.12	70.53	71.31
Al ₂ O ₃	13.63	14.42	14.67	11.66	15.46	13.65	11.39
Fe ₂ O ₃	0.43	2.68	2.56	2.28	3.32	2.59	0.92
MgO	0.23	0.38	1.26	1.14	0.87	0.99	0.42
CaO	0.04	0.24	3.22	4.47	1.30	1.76	1.77
Na ₂ O	0.06	0.13	1.70	0.08	2.99	4.06	0.84
K ₂ O	9.95	7.46	2.94	5.39	5.96	3.67	4.61
TiO ₂	0.43	0.34	0.39	0.34	0.46	0.39	0.07
P ₂ O ₅	0.04	0.14	0.09	0.11	0.16	0.14	<0.01
MnO	<0.01	0.02	0.03	0.07	0.4	0.06	0.01
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	0.002	0.002	0.002	<0.002	<0.002
Ateş Zaiyatı	1.6	2.3	7.7	5.8	2.1	2.0	8.6
Toplam	99.85	99.84	99.69	99.77	99.79	99.80	99.92
İz elementler (ppm)							
Ba	973	926	1231	1416	1218	967	142
Rb	360.2	353.9	112.3	257.9	210.3	154.6	142.2
Sr	33.5	49.3	933.1	152.0	206.5	396.1	51.1
Y	15.1	21.9	21.3	17.6	22.6	18.4	24.1
Zr	155.9	174.5	187.0	115.1	169.2	165.3	83.1
Nb	13.2	15.1	15.2	9.8	12.9	12.6	15.5
Th	17.1	22.7	26.2	14.5	18.9	18.2	27.5
Pb	15.0	11.1	23.4	17.4	21.1	21.7	33.7
Ga	12.3	15.7	15.5	11.9	14.1	13.2	12.7
Zn	1	20	25	28	17	38	19
Cu	3.8	2.4	3.2	4.9	0.5	3.2	1.5
Ni	17.5	12.8	10.8	16.2	10.0	11.9	16.9
V	38	25	45	29	36	31	<8
Hf	4.6	5.0	5.8	3.6	4.9	4.6	2.8
Cs	6.3	30.6	16.9	42.7	15.2	19.1	8.1
Sc	5	5	7	6	8	6	2
Ta	2.2	2.3	2.0	1.6	1.6	1.6	2.0
Co	29.4	27.4	23.9	26.5	19.1	22.6	32.5
Be	1	3	3	2	3	2	3
U	4.7	5.2	5.6	2.9	4.8	5.7	6.3
W	250.5	191.8	143.7	176.5	118.8	137.0	213.2
Sn	3	5	4	3	4	4	3
Mo	1.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3
Au	12.7	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5
As	159.6	2.6	2.0	2.4	37.3	3.6	2.2
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	2.3	1.4	<0.1	<0.1	1.4	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	0.4	0.4	<0.1	0.1	0.2
Ag	1.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	0.2	0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	0.9
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
NTE (Nadir Toprak Element) ppm							
La	32.8	37.3	41.5	23.3	32.2	27.6	29.3
Ce	62.0	72.8	73.7	45.2	63.5	55.5	59.0
Pr	6.21	7.84	8.03	4.92	6.77	5.87	6.63
Nd	21.5	27.9	27.5	18.0	24.9	21.0	21.6
Sm	3.49	5.14	4.77	3.32	4.46	3.99	4.81
Eu	0.73	0.81	0.97	0.70	0.90	0.80	0.33
Gd	2.67	4.28	3.96	2.96	4.01	3.52	3.99
Tb	0.44	0.71	0.64	0.51	0.69	0.58	0.70
Dy	2.32	3.88	3.59	2.81	3.76	3.19	3.79
Ho	0.44	0.76	0.71	0.57	0.76	0.62	0.81
Er	1.45	2.22	2.07	1.75	2.23	1.88	2.55
Tm	0.23	0.34	0.32	0.27	0.34	0.29	0.40
Yb	1.56	2.28	2.21	1.78	2.26	1.94	2.38
Lu	0.25	0.34	0.34	0.27	0.35	0.30	0.39



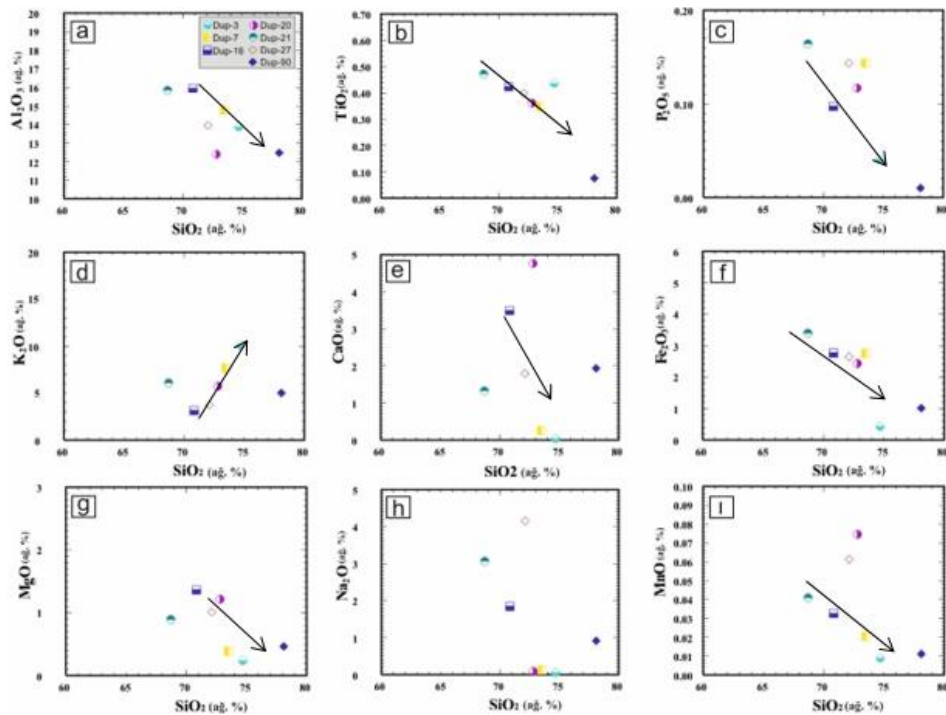
Şekil 10. Örneklerin SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramındaki dağılımları [34] ve alkali-yarıalkali eğrisi [35].



Şekil 11. Örneklerin AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}(t)$, MgO) diyagramı [35].

Çalışma alanına ait tüflerden alınan 7 adet örneğin, ana oksit elementlerinin SiO_2 'ye karşı davranışlarını incelemek amacı ile element değişim diyagramları çizilmiştir (Şekil 12). Tüf örneklerinin SiO_2 içeriği % 68.70-78.08 arasında değişmektedir. Örneklerin Al_2O_3 içeriği % 12.40-15.94, Fe_2O_3 içeriği % 0.43-3.39, MgO içeriği % 0.23-1.36, CaO içeriği % 0.04-4.75, Na_2O içeriği % 0.06-4.15, K_2O içeriği % 3.19-10.12, TiO_2 içeriği % 0.07-0.47, P_2O_5 içeriği % 0.01-0.16, MnO içeriği % 0.01-0.07, Cr_2O_3 içeriği % 0.0019-0.002 arasında değişmektedir. Ana oksit element değişim diyagramlarında, Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 , MgO ve MnO artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azalarak negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 12a, b, c, e, f, g, i). Na_2O değerlerinde ise nispeten yatay bir trend göze çarpmış olmasına rağmen negatif eğilimlidir (Şekil 12h). K_2O değerinde nispeten düzensiz olmasına rağmen pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 12d).

Genel olarak incelenen tüflerin silis içeriği arttıkça, uyumsuz element içeriklerinin artması ve uyumlu element içeriklerinin azalması fraksiyonel kristalleşme ile açıklanmaktadır. Bu özellikte kayaçların bir ana magmadan fraksiyonel kristalleşme ile türemiş olabileceklerini, ancak bunun kayaçların gelişiminde ana magmatik olay olmadığını ve diğer magmatik olaylarında (magma karışımı, kabuk kontaminasyonu v.b) rol aldığına işaret etmektedir. K_2O 'nun SiO_2 ile olan pozitif ilişkisi uyumsuz bir element olduğunu göstermektedir. İncelenen tüflerde bu pozitif korelasyon, bu elementlerin muhtemelen kabuk kirlenmesi ve alterasyon nedeniyle zenginleştiklerini göstermektedir. SiO_2 artışı ile MgO , CaO ve Al_2O_3 azalması önemli ölçüde klinopiroksen ve plajiyoklas fraksiyonlaşmasını yansıtmakla birlikte bu elementlerin uyumlu olduklarını göstermektedir. SiO_2 artışına karşın Al_2O_3 azalması, tüflerin gelişiminde plajiyoklas ve hornblend fraksiyonlaşmasında etkili olabileceğini göstermektedir. SiO_2 artışıyla Fe_2O_3 ve TiO_2 azalması rutil, ilmenit, manyetit, titanomanyetit (Fe-Ti oksitler) fraksiyonlaşmasını ifade etmektedir. SiO_2 'ye karşı P_2O_5 değişim diyagramında gözlenen negatif korelasyon apatit fraksiyonlaşmasını yansıtmaktadır. Ana element değişimindeki düzgün yönsemeler fraksiyonlaşmadan, düzensiz yönsemeler ise kısmen alterasyondan kaynaklanabilir.



Şekil 12. Piroklastik kayaçların SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramları

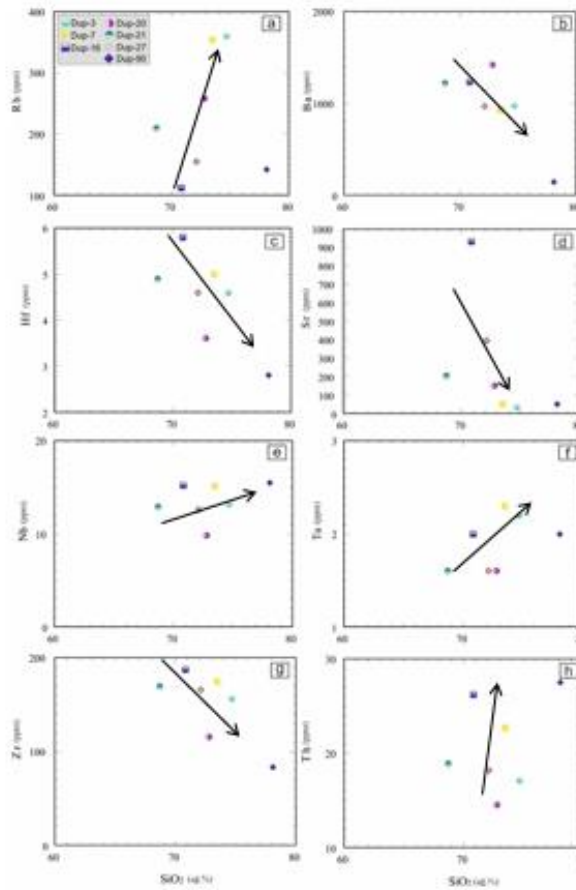
3.6. İz Element Jeokimyası

İz element değişim diyagramlarında, Rb, Nb, Ta ve Th değeride nispeten düzensiz olmasına rağmen pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 13a, e, f, h). Ba, Hf, Sr ve Zr artan SiO_2 değeri

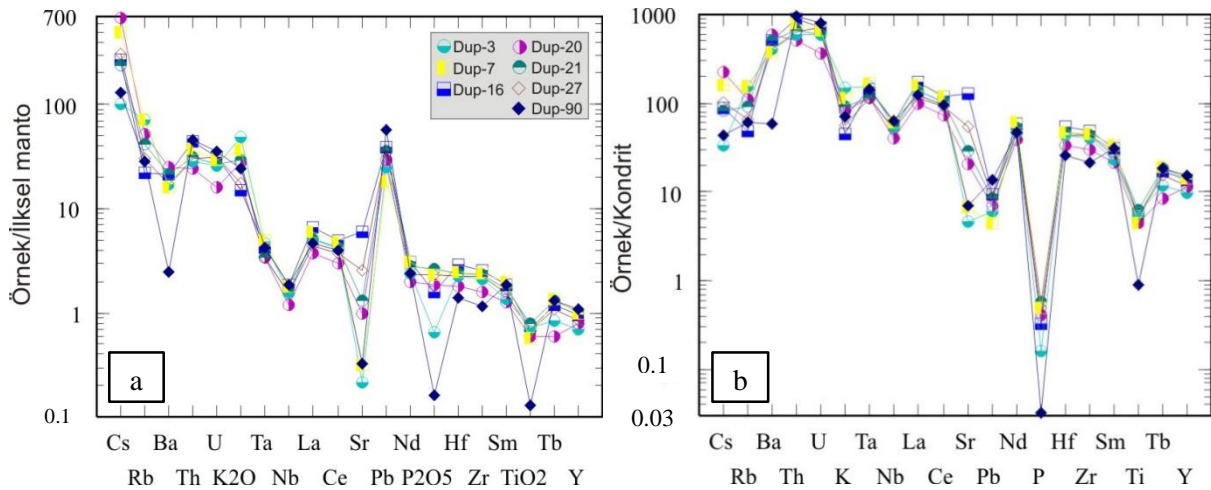
ile düzenli şekilde azalarak negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 13b, c, d, g). Rb elementi iyon yarıçapının büyük olması sebebiyle, fraksiyonel kristallenme sürecinde özellikle K'lu minerallerin (K-feldispat, biyotit) bünyesine girerler ve bu minerallerin oluşumuna kadar eriyik içerisinde zenginleşirler. Magmatik eriyik içinde K içeren minerallerin (K-feldispat ve biyotit) en son kristallenen ürün olmaları nedeniyle Rb elementinde SiO_2 ' nin artışına paralel olarak artış görülür. SiO_2 'ye karşı Ba içeriğinin önce artıp, daha sonra azalma göstermesi riylit türü tüflerde sanidin oluşumunu göstermektedir [36]. Hf ve Zr elementleri benzer iyon yarıçaplarına sahip oldukları için magmatik sistemde beraber hareket ederler. Zr kristallenme süresince en son kristallenen ürünler içerisinde fazla miktarlarda görülür [37]. SiO_2 artışı ile Sr azalması önemli ölçüde plajiyoklas fraksiyonlaşmasını yansıtmakla birlikte bu elementin uyumlu olduğunu göstermektedir. Th'nin artan SiO_2 içeriğine karşılık artış göstermesi Th'nin fraksiyonel kristallenme sürecinde eriyik fazı tercih etmesi ile ilişkilidir.

Örneklerin ilksel mantoya ve kondrite göre normalize edilmiş [38] iz element dağılımları çizilerek ana mağması belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 14a, b) İlksel Mantoya normalize edilmiş örümcek diyagramlarına bakıldığında, göze çarpan ana özellikler; belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil element (LILE), (Cs, K_2O , Rb, Ba, Th, U, vd.) zenginleşmesi ve kalıcılığı yüksek elementlerde (HFSE) (Nb, P_2O_5 , Ti_2O) belirgin negatif anomali ile REE (Rare Earth Elements=Nadir Toprak Elementleri)'lerde tüketilmelerdir. İlksel mantoya göre özellikle Dup-3 ve Dup-90 nolu numunelerde Sr, P_2O_5 ve TiO_2 değerlerinde belirgin bir negatif anomali göstermiştir (Şekil 14a). Negatif Nb ve Ti anomalileri ana magma gelişiminde yitim bileşeninin varlığına işaret etmektedir [39]. Ayrıca Sr da izlenen negatif anomali plajiyoklasların fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir.

Kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramlarına bakıldığında belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil element (LILE), (Cs, K, Rb, Ba, Th, U, vd.) zenginleşmesi ve kalıcılığı yüksek elementlerden (HFSE), Pb, P, Ti da belirgin negatif anomali ile REE'lerde tüketilmeler dikkat çekmektedir (Şekil 14b). Litofil element zenginleşmesi kıtasal kabuk kirlenmesinden kaynaklanabilmektedir [36]. Ayrıca Sr da belirgin bir tüketilme göze çarpmaktadır. Bunun potayumlu feldispat yada plajiyoklas fraksiyonlaşmasından kaynaklandığı düşünülmüştür. Kayaçların, büyük iyonlu litofil elementler (LILE) bakımından aşırı derecede zenginleşmesi (özellikle K, Rb ve Th) ve Nb, Ti bakımından fakirleşmesi iz element dağılımlarında gözlenen karakteristik özelliklerdir.



Şekil 13. Piroklastik kayaçların SiO₂' ye karşı iz element değişim diyagramları

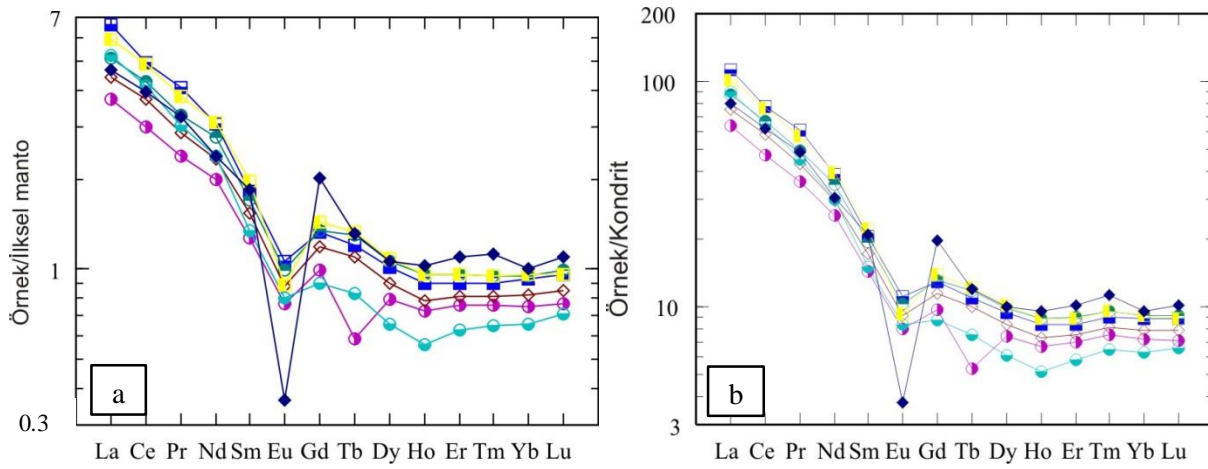


Şekil 14. **a)** Çalışma alanındaki tüflerin ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element dağılım örnekleri (Normalleştirme değerleri [38]' dan alınmıştır). **b)** Tüf örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş çoklu element dağılım örnekleri (Normalleştirme değerleri [38]' dan alınmıştır).

3.7. Nadir Toprak Element Jeokimyası

İncelenen örneklerin ilksel mantoya ve kondrite göre normalize edilmiş [38] nadir toprak element dağılımlarında tüm örnekler birbirlerine çok iyi paralellik göstermektedirler (Şekil 15a, b). Bu da incelenen tüf örneklerinin tümünün aynı kökenden türediklerini doğrulamaktadır. Dağılımlara dikkat edildiğinde; kayaçlarda hafif nadir toprak element zenginleşmesinin

(HNTE) orta ve ağır nadir toprak element (ANTE) zenginleşmesine göre daha fazla olduğu görülmektedir. Bunun nedeni kaynak magmaya üst kıta kabuğundan malzeme gelmesi olabilir. Kondrite ve ilksel mantoya normalize edilmiş örümcek diyagramında gözlenen bir diğer unsur, orta nadir toprak elementlerde (ONTE) belirgin bir tüketilmenin varlığıdır. ANTE'lerde ise, ONTE'lere oranla bir miktar zenginleşme söz konusudur. Bunun sonucu olarak, yukarı doğru konveks, kaşık şekilli bir desen gözlenir. Böyle bir desenin genellikle amfibol ayrışmasının sonucunda geliştiği bilinmektedir. Kayaçların tümünde negatif Eu anomalisi gözlenmektedir. Negatif Eu anomalisinin belirgin olması bu kayaçların gelişiminde plajiyoklas ayrışmasının önemli bir rol oynadığını göstermektedir [40].



Şekil 25. a) Tüf örneklerinin ilksel mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım çizimleri (Normalleştirme değerleri [38]'dan alınmıştır). **b)** Tüf örneklerinin Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım çizimleri (Normalleştirme değerleri [38]'dan alınmıştır).

4. SONUÇLAR

Çalışma alanı, D-B uzanımlı Kuvaterner yaşlı Simav grabenin kuzeyinde, KB-GD uzanımlı Bigadiç Borat havzasının doğusunda ve Dursunbey (Balıkesir) güneyinde yer almaktadır.

Civanadağ tüflerinin ortaya çıkarılan ölçeksiz stratigrafik istifinin alt fasiyes (beyazımsı, grimsi renkli pomzaca zengin fasiyes), üst fasiyes (ince taneli laminalı fasiyes) ve en üstte aglomeralardan oluştuğu belirlenmiştir. Alt fasiyes, metamorfik çakıl içerikli pomzaca zengin tüfler ile başlamakta, devamlı olmayan pomza yığılımları içeren seviyeler bulundurmaktadır. Üst seviyelerde pomza boyutu ve içeriği azalmakta ve yer yer küçük boyutlu litik bileşenler içermektedir. İnce taneli ve yer yer laminalanma gösteren fasiyes altta beyaz renkli fakat yer yer pembe seviyeler içeren tüfler ile en üst zonlarında da biyotitli tüfler yer almaktadır. İnce taneli fasiyesteki renk değişimleri tüflerin mineral içerikleri ve/veya başka bir tanımla kristal yığılımlarında mineral içeriği ile ilgili oldukları anlaşılmaktadır. Piroklastik kayaların en üst

fasiyesini aglomeralar oluşturur. İri lav (aglomera) blokları 15 cm'lik boyutlara ulaşmıştır. Taneler tuf ile bağlanmıştır.

Civanadağ tüflerinin petrografik incelemelerinde saptanan pirojen mineraller; kuvars + sanidin + plajiolklas + biyotit ± amfibol, sekonder mineraller; + kalsedon + kalsit + serizit + demiroksit + opak mineral + sekonder kuvars'tır. Genellikle vitrofirik doku, mikrokristal doku, sferolitik doku ve felsitik dokular ile ayrıca akma bandı yapısı görülmüştür. Hamur içinde cam kıymıkları (glass shard) ve pümis (pomza) parçalarında yer almaktadır.

Tüflerin kalkalkalen karakterde, riyolit ve dasit bileşimine sahip olduğu tespit edilmiştir. Civanadağ tüflerindeki ana oksit ve iz element harker diyagramlarında, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, CaO, Fe₂O₃, MgO, MnO, Ba, Hf, Sr ve Zr artan SiO₂ değeri ile düzenli şekilde azalarak negatif korelasyon göstermektedir. Na₂O değerlerinde ise nispeten yatay bir trend göze çarpmış olmasına rağmen negatif eğilimlidir. K₂O, Rb, Nb, Ta ve Th değerinde nispeten düzensiz olmasına rağmen pozitif korelasyon göstermektedir. Gözlenen düzensiz dağılım kısmen alterasyondan kaynaklanabilir. Ancak iz elementle birlikte kontaminasyon, magma karışımıyla da ilişkilendirilebilir.

İlksel Mantoya ve kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramlarına bakıldığında belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil element zenginleşmesi ve kalıcılığı yüksek elementlerde belirgin negatif anomali ile REE'lerde tüketilmeler dikkat çekmektedir.

İncelenen tüflerin ilksel mantoya ve kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımlarının birbirleri ile çok iyi paralellik göstermesi tuf örneklerinin tümünün aynı kökenden türediklerini göstermektedir. Kayaçlarda hafif nadir toprak element zenginleşmesinin (HNTE) orta ve ağır nadir toprak element (ANTE) zenginleşmesine göre daha fazla olması kaynak magmaya üst kıta kabuğundan malzeme gelmesinden kaynaklanabilir. Kayaçların tümünde negatif Eu anomalisi gözlenmektedir.

KAYNAKLAR

- [1] T. Ercan, A. Türkecan, A. Dinçel, E. Günay, *Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi*. Jeoloji Mühendisliği, 17 (1983) 3-29.
- [2] A.M.C. Şengör, *Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları*. Türk. Jeol. Kur. Konf. Ser. 2 (1980) 40.
- [3] A.M.C. Şengör, *Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: Examples from western Turkey*. In Continental Extensional Tectonics (eds M. P. Coward, J. F. Dewey and P. L. Hancock). Geological Society Special Publication no. 28 (1987) 575–89.
- [4] G. Seyitoğlu, B.C. Scott, *Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey*. Geol. Mag., 128 (1991) 155–66.
- [5] G. Seyitoğlu, B.C. Scott, *The cause of N–S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs Back-arc spreading vs orogenic collapse*. J. Geodyn., 22 (1996) 145–53.

- [6] T. Emre, *Gediz grabeninin jeolojisi ve tektoniği*. Türk. J. Earth Sci. 5 (1996) 171-185.
- [7] G. Seyitoğlu, *Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-Güre basins; a contribution to the discussion on the development of east-west and North trending basins in western Anatolia*. Geol. Mag. 134 (1997) 163-175.
- [8] G. Seyitoğlu, A. Duncan, N. Geoff, B. Scott, *The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle*. Jour. of the Volc. And Geoth. Res. 76 (1997) 127-147.
- [9] A. Koçyiğit, H. Yusufoglu, E. Bozkurt, *Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey*. J. Geol. Soc. London. 156 (1999) 605-616.
- [10] Y. Yılmaz, Ş.C. Genç, F. Gürer, M. Bozcu, K. Yılmaz, Z. Karacık, Ş. Altunkaynak, A. Elmas, *When did the western Anatolian grabens begin to develop? From: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piperi J.A.D. (eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. J. Geol. Soc. London. 173 (2000) 131-162.
- [11] E. Bozkurt, *Neotectonics of Turkey – a synthesis*. Geodin. Acta. 14 (2001) 3-30
- [12] E. Bozkurt, *Origin of NE-trending basins of western Turkey*. Geodin. Acta. 16 (2003) 61-81.
- [13] E. Bozkurt, H. Sözbilir, *Tectonic evolution of the Gediz Graben; field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey*. Geol. Mag. 141 (2004) 63-79.
- [14] M. Purvis, A.H.F. Robertson, *A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W-trending Alaşehir Graben and the NE-SW trending Selendi and Gördes basins, western Turkey*. Tectonophysics. 391 (2004) 171-201.
- [15] M. Purvis, A.H.F. Robertson, *Miocene sedimentary evolution of the NE-SW-trending Selendi and Gördes basins, Western Turkey: implications for extensional processes*. Sediment. Geol. 174 (2005) 31-62.
- [16] M. Purvis, A.H.F. Robertson, M. Pringle, *⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of biotite and sanidine in tuffaceous sediments and related intrusive rocks: implications for the Early Miocene evolution of the Gördes and Selendi Basins, W Turkey*. Geodin. Acta. 18 (2005) 239-254.
- [17] Y. Ersoy, C. Helvacı, *Stratigraphy and Geochemical Features of the Early Miocene Bimodal (Ultrapotassic and Calcalkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi Basin, Western Anatolia, Turkey*. Türk. J. Earth Sci. 16 (2007) 1-23.
- [18] A.M.C. Şengör, Y. Yılmaz, *Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach*. Tectonophysics. 75 (1981) 181-241.
- [19] E. Bingöl, M. Delaloye, G. Ataman, *Granitic intrusions in western anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area*. Eclogae Geol. Helv. 75 (1982) 437-446.
- [20] F. Innocenti, P. Manetti, R. Mazzuoli, G. Pasquare, L. Villari, *Regional distribution and character of active andasite volcanism-Anatolia and north-western Iran, In orogenic Andasites and Related Rocks*. (ed R.S.Thorpe) pp.327-349. New Iran, In orogenic Andasites and Related Rocks (1982) 327-349.
- [21] E. Aldanmaz, J.A. Pearce, M.F. Thirwall, J.G. Mitchell, *Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*. Jour. of Volc. and Geoth. Res. 102 (2000) 67-95.
- [22] Y. Yılmaz, Ş.C. Genç, Z. Karacık, Ş. Altunkaynak, *Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance*. J. Geodyn. 31 (2001) 243-271.
- [23] M. Fytikas, O. Giuliani, F. Innocenti, P. Manetti, R. Mazzuoli, A. Peccerillo, L. Villari, *Neogene volcanism of the Northern and Central Aegean region*. Ann. Geol. Pays Hellen. 30 (1980) 106.
- [24] Y. Yılmaz, *An approach to the origin of young volcanic rocks of Western Turkey*. In A. M. C. Şengör (Editor), *Tectonic evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic Publishers, vol. 259 (1989) 159-189.
- [25] Y. Yılmaz, *Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review*. Jour. of Volc. and Geoth. Res. 44 (1990) 1-19.

- [26] Y. Savaşçın, N. Güleç, *Neogene volcanism of western Anatolia-Field excursion B3*. Int. Earth Sci. Congr. on Aegean Region. İzmir, Turkey. (1990).
- [27] N. Akdeniz, N. Konak, *Menderes Masifi'nin Simav dolayındaki kaya birimleri, ve metabazik, metaultrabazik kayaların konumu*, TJK Bülteni, 22 (1979) 175-184.
- [28] M. Delaloye, E. Bingöl, *Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution*. Int. Geol. Rev. 42 (2000) 241-268.
- [29] A. Hasözbeğ, B. Erdoğan, M. Satır, *Alaçam Dağları'nın Jeolojisi ve Alaçam Graniti'nin Jeolojik Konumu (Balıkesir, Batı Anadolu)*, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara (2009).
- [30] F. Erkul, S.T. Erkul, S.T. *Geology of the Early Miocene Alaçamdağ magmatic complex and implications for the western Anatolian extensional tectonics*. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) 141 (2010) 1-25.
- [31] F. Erkül, C. Helvacı, H. Sözbilir, *Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey*. Geol. Jour. 47 (2005) 545-570.
- [32] N. Konak, *Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaların evrimi*. İstanbul Yerbilimleri, 3 (1982) 313-337.
- [33] T. Ercan, A. Dinçel, S. Metin, A. Türkecan, E. Günay, *Uşak yöresindeki neojen havzaların jeolojisi*. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 21 (1978) 97-106.
- [34] R.W. Le Maitre, *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Commission on the systematics of Igneous rocks*. Oxford: Black well (1989).
- [35] T.N. Irvine, W.R.A. Baragar, *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci. 8 (1971) 523-548.
- [36] H.R. Rollinson, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York (1992) 252.
- [37] T. Koralay, *İncesu İgnimbiritinin (Kayseri) jeolojisi, petrolojisi ve ayırtman özellikleri*. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Üniversitesi Enstitüsü, Ankara (2006).
- [38] S. Sun, W.F. McDonough, *Chemical isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. Magmatism in the Oceanic Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (eds) . J. Geol. Soc. London. 42 (1989) 313-345.
- [39] J.A. Pearce, *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds), Shiva, Cheshire (1983) 230-249.
- [40] J.B. Gill, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin (1981) 390