

## Alkali Bazalt ve Piroklastik Çökellerin Volkanolojik Özellikleri, Kula Volkanları, Batı Anadolu

### *Volcanological Characteristics of Alkaline Basalt and Pyroclastic Deposits, Kula Volcanoes, Western Anatolia*

ERDAL ŞEN<sup>1\*</sup>, ERKAN AYDAR<sup>2</sup>, HASAN BAYHAN<sup>1</sup>, ALAIN GOURGAUD<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06800, Ankara

<sup>2</sup>ATERRA R&D, Yüksel Cad. 30/8, Kızılay, Ankara

<sup>3</sup>Blaise Pascal University, UMR – CNRS 6524, 5 rue Kessler, 63038, Clermont-Ferrand Cedex, France

Geliş (received) : 10 Ekim (October) 2014

Kabul (accepted) : 10 Aralık (December) 2014

#### ÖZ

Kula Volkanik Alanı (KVA) Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesindeki Gediz Grabeni ile Simav Grabeni arasında bulunan Selendi baseninde yer almaktadır. Kula volkanizmasının gelişim süreci üç evreye ayrılmıştır: İlk evre (B-I,  $1,94 \pm 0,16 - 0,99 \pm 0,11$  milyon yıl) zayıf patlamaların ürettiği, kalınlığı 40-50 cm olan cüruf kül geri-düşme ürünleri ile başlamış ve sonrasında iyi gelişmiş sütun yapıları içeren plato bazaltlar ile devam etmiştir. Monojenetik volkanların oluşumu Kula volkanizmasının en yüksek hacimli lavlarına eşlik eden ikinci evre ile başlamıştır (B-II,  $300 \pm 3 - 50 \pm 9$  bin yıl). KVA'nın son evre ürünleri ise, (B-III,  $25 \pm 7 - 4 \pm 2$  bin yıl) yüzeyi oldukça pürüzlü, gözenekli, keskin kenar bloklu ve kırık, ancak iç kısmı yoğun ve sütun soğuma yapıları içeren 'a'a tip bazaltik lav akıntıları ile karakterize edilmektedir. KVA 80 cüruf konisi, 5 maar, 8 sıçratma konisi ve 6 tümülüs içermektedir. KVA'nın volkanik ürünleri bazanit ve fonotefrit olarak sınıflandırılmaktadır. Tüm ürünler alkali karakterdedir. Bazaltik lavlar baskın olarak klinopiroksen, olivin, hornblend (B-II ve B-III evreleri için), plajiyoklaz ve feldispatoid fenokristallerinden oluşmaktadır. Sahada detaylı morfolojik araştırmaların yanı sıra topografik haritalar da kullanılarak piroklastik çökellerin hacimleri hesaplanmıştır. Cüruf konileri, 556 m. medyan taban çapına ( $W_{co}$ ), 45 m medyan yüksekliğine ( $H_{co}$ ) ve  $5,4 \times 106 \text{ m}^3$  medyan hacmine ( $V_c$ ) sahiptir. Püsküren toplam malzemenin hacmi ( $V_T$ )  $3,25 \text{ km}^3$  Yoğun Kayaç Eşitliğidir (YKE). Koniler 3-39 arası koni taban çapı / koni yükseklik oranına ( $W_{co}/H_{co}$ ) ve  $2,3^\circ$  ve  $45^\circ$  arasında değişen yamaç eğimine ( $\theta$ ) sahiptir. Maarlar ise 8-40 arası ortalama çap / derinlik oranına ( $Do/d$ ) sahiptir. Püsküren toplam malzeme hacmi ( $V_p$ )  $0,36 \text{ km}^3$  YKE ve toplam jüvenil bileşen hacmi ( $V_j$ )  $0,34 \text{ km}^3$  YKE olarak hesaplanmıştır. Volkanik merkezlerden çıkan alkali bazaltik lavların hacmi ise en az  $2,3 \text{ km}^3$  olup, tüm ürünlerin toplam hacmi  $\sim 5,9 \text{ km}^3$  civarındadır. B-II ve B-III cüruf konileri arasındaki morfolojik değişim aşınma oranına bağlıdır.

**Anahtar Kelimeler:** Alkali bazalt, cüruf konisi, maar, lavlar, piroklastik ürünler, hacimsel hesaplamalar, Kula Volkanik Alanı

#### ABSTRACT

*Kula Volcanic Field (KVF) is situated in Selendi Basin between Gediz and Simav Grabens in Western Anatolia. The evolutionary stages of Kula volcanism have been identified as: First stage (B-I,  $1,94 \pm 0,16 - 0,99 \pm 0,11$  ma) commences with weak pyroclastic explosions producing scoria ash fall deposits with an average thickness of 40-50 cm, and followed by lava flows forming plateau basalts with well-developed columnar joints. Monogenetic volcanism begins with the second stage (B-II,  $300 \pm 3 - 50 \pm 9$  ka) and accompanied with the most voluminous lavas of Kula volcanism. The last stage products of the KVF (B-III,  $25 \pm 7 - 4 \pm 2$  ka) are 'a'a type basaltic lava flows and characterized by rough and sharp edged blocks, vesiculated and broken surfaces, but with dense interior of columnar*

\* E. Şen

e-posta: erdals@hacettepe.edu.tr

joint structures. The KVF consists of 80 cinder cones, 5 maars, 8 spatter cones and 6 tumuli. The volcanic products of KVF are alkaline in character and classified as basanite and phonotephrite according to chemical compositions. The dominant mineralogical assemblage in basaltic lavas is comprised of clinopyroxene, olivine, hornblende (for B-II and B-III stage), plagioclase and feldspathoids. The volume of the pyroclastic deposits is estimated by detailed morphological investigations in the field as well as by using the topographic maps. Cinder cones have a median basal diameter ( $W_{co}$ ) of 556 m, a median height ( $H_{co}$ ) of 45 m, and a median volume ( $V_{co}$ ) of  $5.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . The total erupted volume ( $V_e$ ) is estimated as  $3.25 \text{ km}^3$  DRE (Dense Rock Equivalent). Basal diameter / cone height values ( $W_{co}/H_{co}$ ) and slope angles ( $\theta$ ) of the cones range between 3-39 and  $2.3^\circ$  and  $45^\circ$ , respectively. Mean diameter / depth ( $Do/d$ ) of maars changes between 8 and 40. The total ejecta volume ( $V_e$ ) and total juvenile component volume ( $V_j$ ) are estimated to be  $0.36 \text{ km}^3$  (DRE) and  $0.34 \text{ km}^3$  (DRE), respectively. The effusive activity from vents produced at least  $2.3 \text{ km}^3$  of basaltic lava flows. The total volume of all volcanic products is  $\sim 5.9 \text{ km}^3$ . The morphological variance of cinder cones between B-II and B-III is due to the degradation rate.

**Keywords:** Alkali basalt, cinder cone, maar, lava flow, pyroclastic products, volumetric calculations, Kula Volcanic Field

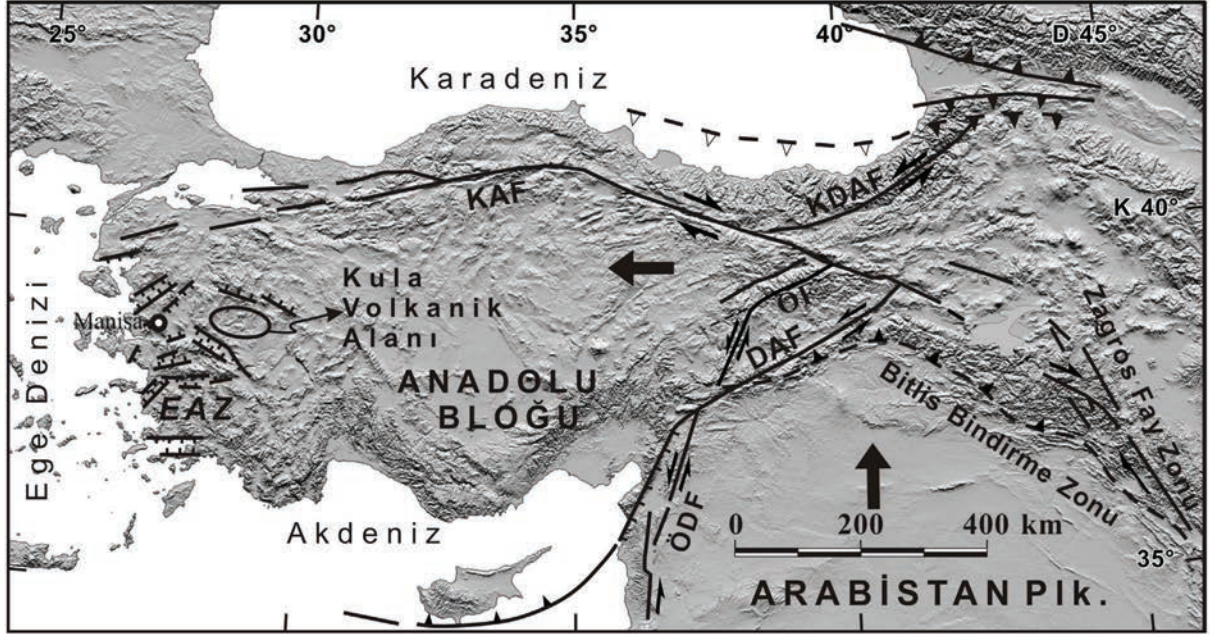
## GİRİŞ

Türkiye, Alp-Himalaya Orojenik Kuşağında yer almaktadır (Şekil 1). Geç Kretase-Eosen boyunca Neo-Tetis Okyanusu kapanarak (Şengör ve Yılmaz, 1981), Erken-Orta Miyosen zaman aralığında Anadolu Plakası ile Arap Plakası çarpışarak Bitlis-Zagros Bindirme Zonunu oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ring ve Layer, 2003 ve Okay vd., 2010). Bu çarpışma sonrasında, Oligo-Miyosen'den itibaren Batı Anadolu'da yoğun bir kabuksal genleşme başlamaktadır (Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992; Seyitoğlu vd., 2002; Sözbilir, 2002; Westaway vd., 2005; Koçyiğit, 2005; Bozkurt ve Mittwede, 2005; Ersoy ve Helvacı, 2007). Kabuksal genleşmeyi takiben Menderes Masifini oluşturan metamorfik temel kayalar ortaya çıkmaktadır (Bozkurt ve Park, 1994; Lips vd., 2001; Gessner vd., 2001; Ring vd., 2003; Işık vd., 2004; Sözbilir, 2005; Bozkurt ve Rojay, 2005; Ersoy vd., 2011, 2012). Menderes Masifinin ortaya çıkması ile birlikte bölgede yaklaşık D-B yönelimli Pliyosen-Kuvaterner yaşlı Simav, Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenleri (Seyitoğlu, 1997a; Cohen vd., 1995; Emre, 1996; Hakyemez vd., 1999; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Rojay vd., 2005; Emre ve Sözbilir, 2007; Çiftçi ve Bozkurt, 2009) ve KD-GB yönelimli Miyosen yaşlı Bigadiç, Gördes, Demirci, Selendi ve Uşak-Güre basenleri (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1994a ve b; Helvacı, 1995; Helvacı ve Yağmurlu, 1995; Seyitoğlu, 1997b; Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2003; Purvis ve

Robertson, 2004; Westaway vd., 2004; Erkül vd., 2005; Ersoy ve Helvacı, 2007; Seyitoğlu vd., 2009; Ersoy vd., 2010; Karaoğlu vd., 2010; Ersoy vd., 2011, 2012) meydana gelmektedir.

Kula Volkanik Alanı (KVA) Selendi Baseni içerisinde yer almaktadır. KD-GB yönelimli basenleri kapsayan bölgede, volkanizma bazı araştırmacılar tarafından kabuksal inceleme ile ilişkilendirilmiştir (Yılmaz, 1989, 1990; Seyitoğlu, 1997b; Bunbury, 2001; Westaway vd., 2006; Ersoy vd., 2008; Karaoğlu vd., 2010). Bölgedeki volkanizma batıdan doğuya doğru, Bigadiç ve Uşak-Güre basenleri arasında kalan bölgedeki volkanizma Erken Miyosen yaşlı yüksek-K içerikli kalkalkali dasitik ve riolitik lav ve piroklastik ürünler ve şoşonitik, ultrapotasik lamproitler (Erkül vd., 2005; Ersoy ve Helvacı, 2007; Ersoy vd., 2011, 2012); Orta Miyosen yaşlı yüksek-K içerikli kalkalkali dasitik, andezitik, yüksek-Mg içerikli şoşonitik, ultrapotasik lav ve piroklastik ürünler (Innocenti vd., 2005; Ersoy vd., 2008; Karaoğlu vd., 2010; Ersoy vd., 2011, 2012); Geç Miyosen yaşlı K-trakibazaltları (Innocenti vd., 2005; Ersoy vd., 2011, 2012) ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı yüksek-Na içerikli bazaltik lav ve piroklastik ürünler (Tokçaeer vd., 2005, Alıcı vd., 2002; Grützner vd., 2013) şeklinde yer almaktadır.

KVA'nın volkanizma öncesi stratigrafik istifi, alttan üste doğru şu şekilde sıralanmaktadır (Ercan vd., 1983; Bunbury, 1996; Seyitoğlu, 1997b; Purvis ve Robertson, 2005; Ersoy vd., 2007, 2011 ve 2012): (1) Temelde Menderes Masifinin Paleozoyik yaşlı mikaşist, kalksilikatik şist



Şekil 1. Kula Volkanik Alanı ve Anadolu Plakası'nın neotektonik haritası (Şengör vd., 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001'den basitleştirilerek alınmıştır). KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, KDAF: Kuzey Doğu Anadolu Fayı, OF: Ovacık Fayı, ÖDF: Ölü Deniz Fayı, EAZ: Ege Açılma Zonu.

Figure 1. Kula Volcanic Field and the neotectonic map of Anatolian block (Simplified from Şengör et al., 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001). KAF: North Anatolian Fault, KDAF: Northeast Anatolian Fault, DAF: East Anatolian Fault, OF: Ovacık Fault, ÖDF: Dead Sea Fault, EAZ: Aegean Extension Zone.

ve gözlü gnayslarından oluşan metamorfik kayalar, (2) Bindirme faylarla metamorfik temeli üzerleyen ve İzmir-Ankara Zonu kayalarına ait olan Geç Paleosen–Erken Eosen yaşlı ofiyolitik melanj. Melanj içerisinde günümüzde halen aktif olan sıcak su kaynakları ve kaplıcalara yakın kesimlerde bulunan serpantin ve lisvenit birimleri yer almaktadır (Şen, 2002). Hidrotermal bozunmanın yoğun olarak geliştiği bu kesimlerde zaman zaman yeşil-kahverengi çört katmanlarına, lisvenit içerisinde kalsedon damarlarına ve köken kayacı lerzolit olan serpantin içerisinde de yumrular halinde manyezit oluşumlarına rastlamak mümkün olmaktadır (Şen, 2002), (3) Akarsu-gölsel çökeltiler: Kurtköyü Formasyonu (konglomera) ve üstte Yeniköy Formasyonu'nu (kumtaşı – çamurtaşı ardalanmalı) içeren Alt Miyosen yaşlı Hacıbekir Grubu, (4) Hacıbekir Grubunu açısız uyumsuzlukla üzerleyen Orta Miyosen yaşlı İnay Grubu. Altta konglomera ara katlı, çoğunlukla kumtaşı - kilaşı ardalanması şeklinde ilerleyen Ahmetler Formasyonu, ve üstte özellikle gölsel kireçtaşı ve marn birimlerini

içeren Ulubey Formasyonu bulunmaktadır. Bölgedeki peribacaları Ahmetler Formasyonu'nda meydana gelmektedir. Peribacalarının şapka-larını kumtaşı-kilaşı birimlerine göre, erozyona karşı daha dayanıklı olan konglomera katmanları oluşturmaktadır (Şen, 2002).

Batı Anadolu'daki Kula bazaltik volkanizması yaklaşık 350 km<sup>2</sup>'lik bir alana yayılmaktadır. Kula'daki volkanizma Burgaz, Elekçi Tepe ve Divlit Tepe olmak üzere 3 evreye ayrılmıştır (Ercan vd., 1983). Bunbury (2001) ise bazı yerel ikincil çökeltiler içerisinde Burgaz Evresi'nden daha yaşlı bazaltik kayalar parçalarına rastlamış ve bu ürünleri volkanostratigrafide birinci sıraya koymuştur. Monojenetik volkanların oluşturduğu Kula bazaltik lavlarının hacmi yaklaşık 2,3 km<sup>3</sup> olarak tespit edilmiştir (Bunbury, 1996).

Kula volkanizması ile ilgili daha önce yapılan araştırmalar genellikle yapısal, petrolojik ve petrojenetik çalışmalardır (Güleç, 1991; Bunbury, 1996; Seyitoğlu, 1997b; Aldanmaz vd., 2000; Alıcı vd., 2002; Purvis ve Robertson, 2005;



Westaway vd., 2004; Tokçaeer vd., 2005, Innocenti vd., 2005; Holness ve Bunbury, 2006; Westaway vd., 2006; Çoban, 2007; Ersoy vd., 2007, 2008; Karaoğlu vd., 2010; Ersoy vd., 2011, 2012; Grütznert vd., 2013). Bu çalışmanın amacını ise, lav akıntılarının ve piroklastik ürünlerin fiziksel özelliklerinin belirlenmesi vepüskürme merkezlerinin morfolojik tiplerinin incelenmesi oluşturmaktadır. Bu verilere dayanılarak piroklastik ürünlerin hacimsel hesaplamaları da gerçekleştirilmiştir.

## VOLKANOLOJİK GELİŞİM

KVA Türkiye'nin Batı Anadolu Bölgesi'ndeki Gediz Grabeni ile Simav Grabeni arasında bulunan Selendi baseninde yer almaktadır. KVA'da, yaklaşık 35 km boyunca uzanan 64 cüruf konisi, fisüral çıkışlarla ilişkili 16 küçük koni, 8 sıçratma konisi, 6 tümülüs ve 5 maar olmak üzere, toplam 99 monojenetik çıkış merkezi bulunmaktadır. Detaylı arazi çalışmaları ve volkanolojik haritalara göre, Kula volkanizmasının üç evrede gerçekleştiği tespit edilmiştir (Şekil 2). Kula volkanik ürünlerinin karasal ortamda yerleştiği gözönüne alındığında inceleme alanında gözlenen maarlar ve lokal olarak gerçekleşmiş yastık lav oluşumları, volkanizmanın nehir, küçük su birikintileri ve yeraltı sularından da yer yer etkilenildiğini göstermektedir.

İlk evre bazalt akıntılarında ait çıkış merkezleri (bacalar) çok net olmamakla beraber, diğer bazalt akıntılarında topoğrafik olarak 170 m daha yüksekte bulunmaktadır. Bölgede en yaygın volkanizma II. Evre bazalt akıntılarıdır. Bu evrede yer yer freatomagmatik patlamalar meydana gelmiştir. Son Evre bazalt akıntıları çok taze morfoloji sunmaktadır ve II. Evre bazalt akıntılarının volkanik çıkış merkezlerine paralellik göstermektedir. Muhtemelen, çıkış merkezleri değişse de aynı kırık ve fay sistemini takip etmişlerdir.

### I. Evre Bazalt Akıntıları (Burgaz, B-I):

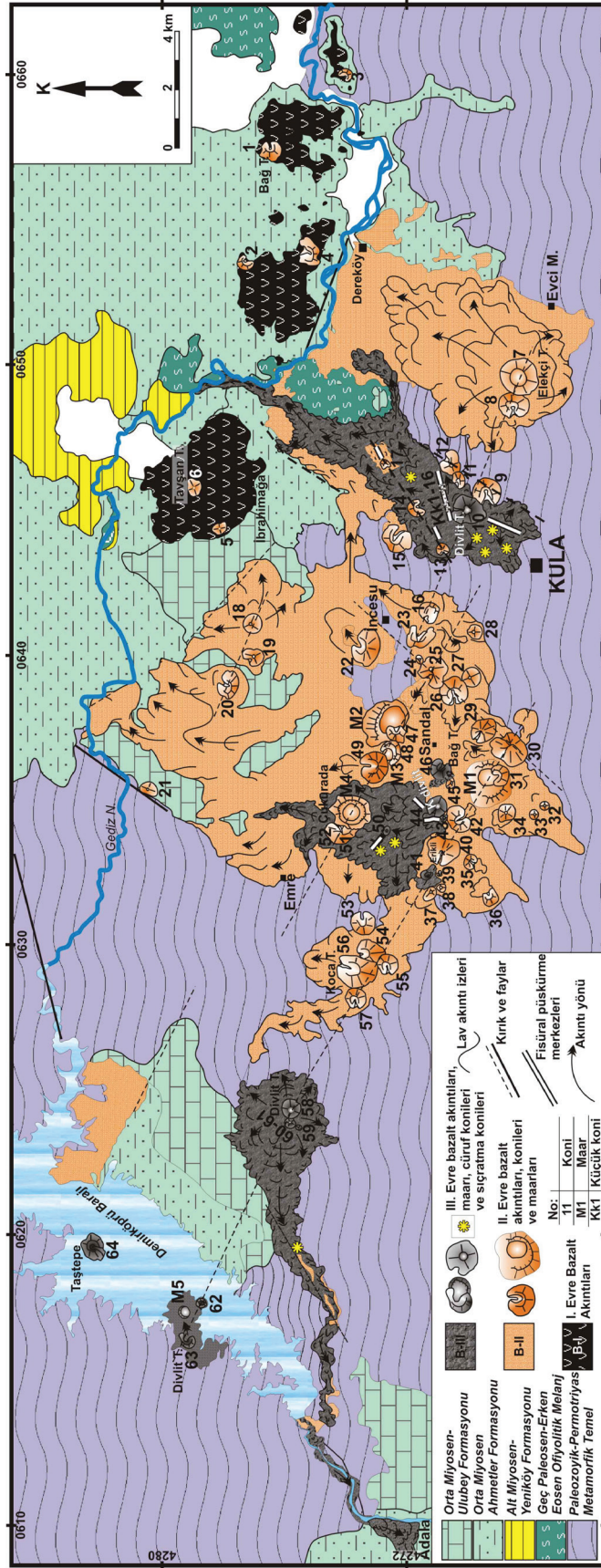
Çalışma alanının sadece doğu kesimlerinde izlenen evrenin K/Ar (hamur) ve Ar/Ar (amfibol) radyometrik yaşı  $1,94 \pm 0,16$  My ile  $0,99 \pm 0,11$  My arasında değişmektedir (Borsi vd., 1972;

Bunbury, 2001; Westaway vd., 2004 ve 2006). Çalışma alanının, en yaşlı bazaltik ürünü olan I. Evre bazalt akıntıları, Ahmetler Formasyonu'na ait konglomera ara katkılı, kumtaşı-kiltaşı ardaolanmasının üzerine yerleşmiştir. Dokanağın gerçekleştiği yerlerde zaman zaman pişme zonu gözlenmektedir. Lav akıntıları koyu gri-siyah renkte olup, yaklaşık  $35 \text{ km}^2$ 'lik bir yüzey alanına sahiptir (Şekil 2). Arazide genellikle dik yamaçlı bir morfoloji sunan bu akıntılar, soğumaya bağlı çok iyi gelişmiş sütun yapıları sunmaktadır (Şekil 3a). Akıntıların kalınlığı 10-30 m arasında değişmekte olup, ortalama kalınlık 15 m olarak tespit edilmiştir. Oldukça masif bir görünüme sahip olan B-I bazaltların gözeneklilik oranı % 3'ten küçüktür (Şen, 2002). Fisüral çıkışlar plato bazaltlarının en karakteristik özelliklerinden olup, çok sayıda merkezden yayılım gerçekleşebilir (Tyrrell, 1932; Galindo ve Gudmundsson, 2012). Şekil 3b' de bu çıkışlardan biri gösterilmektedir.

### II. Evre Bazalt Akıntıları (Eleğçi Tepe, B-II):

II. Evre bazaltlarının K/Ar (hamur ve amfibol) radyometrik yaşları  $299 \text{ bin} \pm 20$  yıl ve  $50 \text{ bin} \pm 9$  yıl arasında değişmektedir (Bunbury, 2001; Westaway vd., 2004 ve 2006). Ürünler, genellikle top- rak örtüsü tarafından örtülmüş olup, koyu mavigri renklerde dir. B-II bazaltları en iyi yüzleşini, İbrahimağa Köyü, Dereköy-Gediz Nehri kenarı, Evcı Mahallesi civarında vermektedir. Kalınlığı 3-15 m arasında değişen bazaltik akıntının ortalama kalınlığı 8 m'dir. Çıkış merkezlerini 49 koni, 4 maar ve 1 adet fisür oluşturmaktadır. Yayılan akıntının yüzey alanı  $235 \text{ km}^2$ 'yi bulmaktadır. Akıntılar, kuzeyden güneye doğru, ortalama  $5^\circ$  eğimle akmışlardır. Akıntı temelindeki parçalanmalar veya akma breşi altındaki formasyonlarla keskin bir dokanak oluşturmaktadır. Kaynaktan uzaklık arttıkça, akıntının kalınlığı 1-2 m'ye düşmekte ve temelindeki akma breşi yerini bazı yerlerde masif bir görünüme terketmektedir.

Gözeneklilik, akıntının temelinde, özellikle breşleşmiş kısımlarında ve akıntının üst kısmındaki bloklaşmış kesimlerde artmaktadır. Orta kısımlar ise, daha masif veya tıkkız bir yapıya sahiptir. Gözenekler alt ve orta kısımlarda yuvarlağımsı şekilli, orta kısımlarda ise soğuma yüzeyine



Şekil 2. Kula Volkanik Alanının jeolojî haritası (Ercan vd., 1983; Bunbury, 1996; Westaway vd., 2004'ten değiştirilerek alınmıştır).  
Figure 2. Geological map of Kula Volcanic Field (Modified after Ercan et al., 1983; Bunbury, 1996; Westaway et al., 2004).





Şekil 3. Kula lavlarına ait arazi resimleri: a) B-I bazaltlarına ait sütun soğuma yapıları, b) B-I bazaltlarına ait bir çıkış merkezi. Lav çıkışı öncesinde zayıf patlamalara bağlı olarak cüruf geri-düşme ürünleri oluşmuştur. Sokulum çevre kayalarda pişirme zonu oluşturmuş ve dokanakta breşleşmeye uğramıştır. Ayrıca küçük bir çatlak içerisine de yerleşerek dayk meydana getirmiştir, c) B-II lav önüne ait soğan kabuğu bozunma yapıları, d) B-II bazaltlarının su ile teması sonucu gelişmiş yastık yapıları, e) Karadivlit Tepe'nin yakınındaki fisürden çıkan a'a tipli B-III lavları, f) Gediz Nehri'ne paralel (K-G) olarak gerçekleşen yaklaşık 1 km uzunluğundaki kırık.

Figure 3. Photographs from the fieldwork: a) Columnar joint structures of B-I basalts, b) An eruptive center of the B-I basalts. Scoria ash fall deposits occurred because of weak explosion before eruption of lava. Intrusion resulted in a cooked zone and brecciated along the contact. In addition, it settled into a small crack as a dike, c) Onion-like alteration on the lava front, d) Pillow lavas of B-II basalts resulted from contacting the water, e) 'a' lava type of the B-III basalt erupted from a fissure near Karadivlit Tepe, g) A fracture about 1 km in length parallel to the Gediz River (NS)

paralel, basık, ince, uzun şekillidirler. Akıntılar, metamorfik kayaçlardan kopartılmış ksenolitler içermektedir. Bazı akıntı birimleri, tabakalı akma yapıları göstermektedir. Rengi, koyu gri olan bu kesimler, kristalce daha zengindir. Akıntının üst seviyelerine gidildikçe kısmen sütunsal yapılar ve çoğunlukla masif bir görünüm sunmaktadır. Üst kısımlar bloklu yapıda olup, renk açılmakta ve kristal oranı düşmektedir.

Volkanik faaliyetlerin en yaygın olduğu bu evre, doğal olarak Kula volkanizması'nın en büyük hacimli ve yayımlı ürünlerini temsil etmektedir. İlk faaliyetler zayıf enerjili patlamalarla başlamış ve özellikle Evc Mahallesi yakınlarında kalınlığı 30-40 cm'yi bulan cüruf geri-düşme ürünlerini oluşturmuştur. Buradaki litik bileşenlerin camı olması patlamanın bir miktar su ile etkileşime geçtiğini göstermektedir. II. Evre bazalt akıntılarının, B-I bazaltlarından genç olmasına rağmen, fiziksel olarak daha fazla bozunma geçirdiği dikkat çekmektedir. Özellikle akıntı önlerinde soğan tipi bozunmalar yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 3c). Gediz Nehri kenarlarında yer yer su ile karşılaştığını gösterir küçük ölçekli yastık lavlar (Şekil 3d) ve köşeli, sivri uçlu ayrılmaların gerçekleştiği ani soğuma yapıları görülmektedir. Lavın suyla karşılaştığı bu ortamlarda, soğuma hızından dolayı, akıntının dış kısımları camı bir görünüm sunmaktadır.

Bu evre bazalt akıntıları içinde, ultramafik ve mafik anklavlar (kümülatlar) gözlemlenmektedir. Özellikle piroklastik ürünlerin içerisinde yer alan bu anklavlar, lertzolit, verlit, piroksenit, hornblendit (bol miktarda), piroksenli hornblendit, hornblendli piroksenit, gabro olarak adlandırılmıştır (Çakır vd., 1999; Şen, 2002; Holness ve Bunbury, 2006; Grützner vd., 2013). Anklavların en önemli özelliği gözenekli olmaları ve volkan camı içermeleridir. Büyük bir kısmı iri mineralli olduğu için hornblend ve piroksen mineralleri kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Anklavların yanı sıra, mikaşist, mikagnays ve kilaşı gibi ksenolitlere de rastlanılmıştır.

### III. Evre Bazalt Akıntıları (Divlit Tepe, B-III):

Üzerinde toprak olmayan ve az bitki örtüsü olan son evre bazalt akıntıları oldukça taze bir görünüm sunmaktadır. Kula volkanizmasının son

ürünleri olan III. Evre  $26 \pm 5$  bin yıl ile  $4 \text{ bin} \pm 2$  yıl (K/Ar-hamurdan ve termolüminesans yöntemi ile) arasında faaliyet göstermiştir (Göksu, 1978; Westaway vd., 2004, 2006). Bu evredeki lav akıntılarının çıkış merkezlerini 30 cüruf konisi, 8 sıçratma konisi, 6 tümülüs ve 5 önemli sayılabilecek fisür oluşturmaktadır. Bölgenin batı kısmındaki lav akıntıları, vadiyi 17 km kadar takip ederek Adala kasabasına kadar gelmiş ve batı-güneybatı yönünde akmışlardır. Çalışma alanının ortasındaki akıntı, kuzey yönünde 7 km, en doğudaki akıntı ise güneybatı yönünde 3 km ve kuzeydoğu yönünde ikiye ayrılarak 10 km ve 7 km akabilmiştir (Şekil 2). Yaklaşık olarak  $85 \text{ km}^2$ 'lik bir alana yayılan III. Evre bazalt akıntılarının kalınlığı 3 ile 10 m arasında olup, ortalama kalınlığı 8 m olarak tespit edilmiştir.

Lav çıkış noktalarını oluşturan fisürlerin uzunluğu 20 ile 400 m arasında değişmektedir. Bu fisürlerin büyük çoğunluğu graben sisteminin doğrultularına paralellik göstermektedir. Şekil 3e'de Karadivlit Tepe'nin hemen batısında bulunan bir fisür erüpsiyonu görülmektedir. Uzunluğu 50 m kadar olan çatlağın her iki yamacında lav akıntıları mevcuttur. Aynı bölgede buna benzer bir kaç yarık daha bulunmaktadır.

B-III bazaltları 'a' tipi lav akıntısı morfolojisindedir. Yüzeyi son derece sivri, karmaşık ve köşeli bloklardan oluşmaktadır. Ancak kaplıca bölgesinin yakınlarında B-III bazaltlarını kesen ve yaklaşık K-G doğrultulu genişliği 6 m ve derinliği en az 8 m'yi bulan, yaklaşık 1 km uzunluğunda bir çatlak bulunmaktadır (Şekil 3f). Bu kusursuz çatlak B-III bazaltlarının iç kısmını görmemize imkan sağlamıştır. Buna göre, son evrenin bazalt akıntısı tipik olarak üç kısımdan oluşmaktadır: Alt seviye; breşleşmiş ve çeşitli parçalanmalara maruz kalmıştır. Kalınlığı 30 ile 90 cm arasında değişmektedir. Akıntı, Gediz Nehri'nin açmış olduğu vadi kenarlarında suyla karşılaşmış ve akıntının temeli aniden soğuyarak camı bir görünüm kazanmıştır. Orta seviye ile arasında keskin bir geçiş bulunmaktadır. Gözenek hacmi 1 ile 3 mm arasında değişmektedir. Gözenek hacmi tabandan üste doğru gitikçe artmakta, orta seviyeye yaklaşırken azalmaya başlamaktadır. Gözeneklilik miktarı ise azalmaktadır. Orta seviyede iyi gelişmiş sütun soğuma yapıları bulunmaktadır. Poligon çapları



bazı yerlerde 50 cm'yi bulmaktadır. Sütun bölgesinin kalınlığı 2 ile 6 m arasında değişmektedir ve gözenekliliğin en az olduğu masif kısmı temsil etmektedir. Buradaki gözeneklerin çapı maksimum 10 mm'yi bulmaktadır. Çoğunlukla silindirik şekillidirler. En üst seviye ise, kalınlığı 1 ile 3 m arasında değişen bloklanmış kısımlardan oluşmaktadır. Bazı seviyeler oldukça gözenekli olup köpüğümsü bir görünüm sunmaktadır. Bu seviyedeki gözenekler, 1 mm ile 30 mm arasında değişmektedir. Gözenekler çoğunlukla dairesel-oval şekle sahip olup, yüzeye yakın kesimlerde yaklaşık eşit boyuttadırlar. Bazı kesimlerde üst seviyeden bir alt seviyeye geçiş tedrici olurken, bazen de çok keskin olmaktadır.

### MONOJENETİK PÜSKÜRME MERKEZLERİ

Bölgede 64 cüruf konisi, haritalanamayacak ölçekte 16 küçük cüruf konisi, 8 sıçratma konisi, 6 tümülüs ve fisüral püskürme merkezleri bulunmaktadır. Monojenetik yapıların dizilişi Selendi basenindeki KD-GB ve Gediz Grabeninin KB-GD gerilme yönlerine uyumluluk göstermektedir. Taban çapları 100 m ile 1,3 km arasında değişmektedir. Konilerden bazıları çift kratere sahip olup, uzunlamasına (elipsoyidal) şekle sahiptir. Bir kaç çıkış merkezi sonraki ürünlerce örtülmüştür (Bunbury, 1996).

### Cüruf Konileri

Kula volkanizmasının tanık olduğu en önemli püskürme merkezleri, batıda Taştepe, Divlit Tepe'ler, Küçükdivlit Tepe ve Koca Tepe; orta bölgede Bağtepesi konileri, Bağtepe, Karadivlit Tepe, Erikli Tepe, Kaymakçı Tepe, Erikli Tepe'ler, Divlit Tepe ve Kestaneli Tepe; batıda ise Hacıbasan Tepe, Elekçi Tepe, Bağtepedir.

KVA'da stromboliyen tip püskürmeler sonucu oluşan koniler, normal ve karniyarık olarak iki morfoloji sunmaktadırlar (Şekil 4a ve b).

Doğu'da Divlit Tepe'nin kuzeyinde III. Evreye ait olan ve fisüral püskürme sonucu oluşan, taban çapları 100 ile 150 m ve yükseklikleri 10 ile 30 m arasında değişen toplam 16 adet cüruf konisi bulunmaktadır. Özellikle elipsoyidal şekilli konilerin yaygın olduğu bu bölge, küçük bir koni topluluğu görüntüsü vermektedir (Şekil 4c).

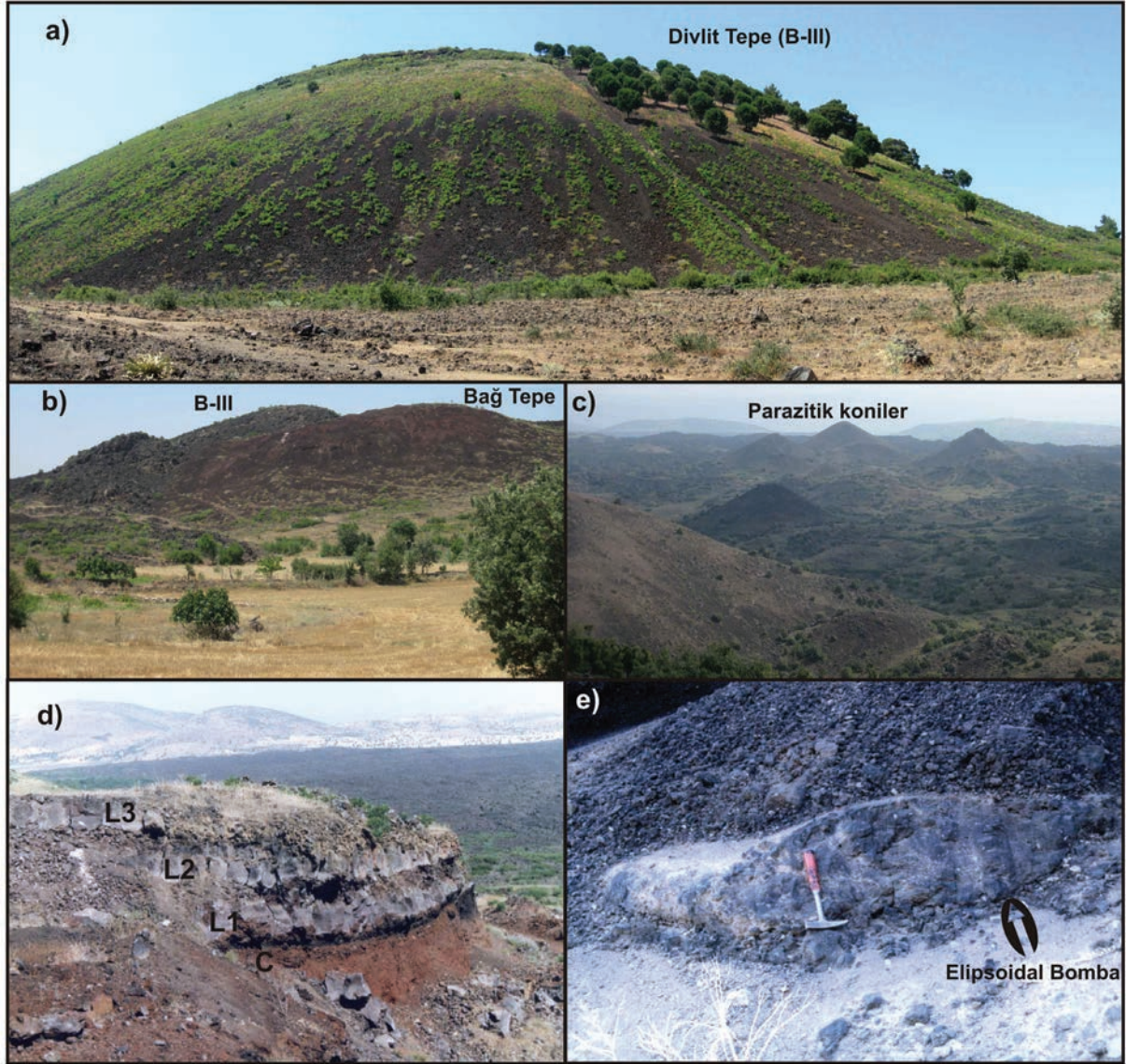
Kula bölgesindeki cüruf konilerin ürünleri tefra ve lav akıntıları olmak üzere iki şekildedir (Şekil 4d). Cüruf konilerini oluşturan piroklastikler; cüruflar, litikler ve elipsoyidal bombalar şeklinde meydana gelmişlerdir. Ürünlerin tane boyu, kül ile 3 m çaplı bombalar arasında değişmektedir (Şekil 4e). Koni içerisinde yer alan ürünler kırmızı ve siyah renkli tabakalanmalar şeklinde bulunmaktadır. Bazı koniler, cüruf ürünlerinin yanı sıra onlarla ardalanmalı olarak gelişen lav katmanlarını içermektedir.

### Maarlar

KVA'da 5 adet maar bulunmaktadır. Maarlardan sadece Çukurada (Şekil 2: M4) kendi ismiyle adlandırılmıştır. Diğerleri, sahip oldukları ve maar kenarından çıkan cüruf konilerinin isimleriyle adlandırılmıştır (Şen, 2002). Krater çapları 875 m ile 1125 m arasında değişmektedir. Çukurada Maarı hariç geri kalan tüm maarlar oluşuktan sonra meydana gelen freatomagmatik faaliyetler, krater kenarından çıkan cüruf konileriyle magmatik faaliyete dönüşmüş, volkanolojik evrim bu şekilde tamamlanmıştır. Maarlardan Divlit Tepe Maarı (M5) III. Evre'ye aitken, diğerleri II. Evre'de meydana gelmişlerdir.

Kula bölgesinde oluşum mekanizmasına göre (Cas ve Wright, 1987) 'maar' ve 'tuf halkası' olarak tanımlanabilecek iki maar türü bulunmaktadır. Birinci türü Çukurada Maarı temsil etmektedir (Şekil 5a); patlama sonucu 110 m derinliğinde bir krater oluşmuştur. Krater tabanı genel topoğrafik yüksekliğin altındadır. Krater çeperlerinde patlama sırasında var olan lav akıntıları yüzlek vermektedir. Patlama ile oluşmuş taban yayılımı ürünleri içerisinde ise bu kayalara ait litikler bulunmaktadır. Çalışma alanının orta kısmında bulunan maarın batı kenarında Ada Tepe cüruf konisi bulunmaktadır. Morfolojik olarak maar kenarından çıkan bir cüruf konisini andırmaktadır. Ancak, koninin cüruf geri-düşme ürünleri Çukurada Maarı'na ait ürünler tarafından örtülmektedir. Kula bölgesinde 'tuf halkası' tipindeki ikinci tür maar oluşumlarına örnek olabilecek 4 maar bulunmaktadır (Şekil 2): Yağbasan Tepe (M1), Cemal Tepe (M2; Şekil 5b ve c), Kızıl Tepe (M3) ve Divlit Tepe (M5). Divlit Tepe (M5) hariç, her tuf halkasının kenarında bir cüruf





Şekil 4. Cüruf konileri ve ürünleri. a-b) Sandal'ın batısında yer alan Divlit Tepe cüruf konisi ve kraterinden a'a tipi lav çıkmış Bağ Tepe karniyarık cüruf konisi, c) Kula'nın yakınında yer alan Divlit Tepe'nin kuzeyindeki parazitik koniler, d) Karadivlit Tepe'ye ait, altta cüruf geri-düşme ürünleri (C) ve üstte onu üzerleyen 3 katman halindeki (L1-L3) lav akıntıları. Her lav katmanının tabanında akma breşleri yer almaktadır, e) Cüruf konisi içerisinde görülen ellipsoyidal bomba.

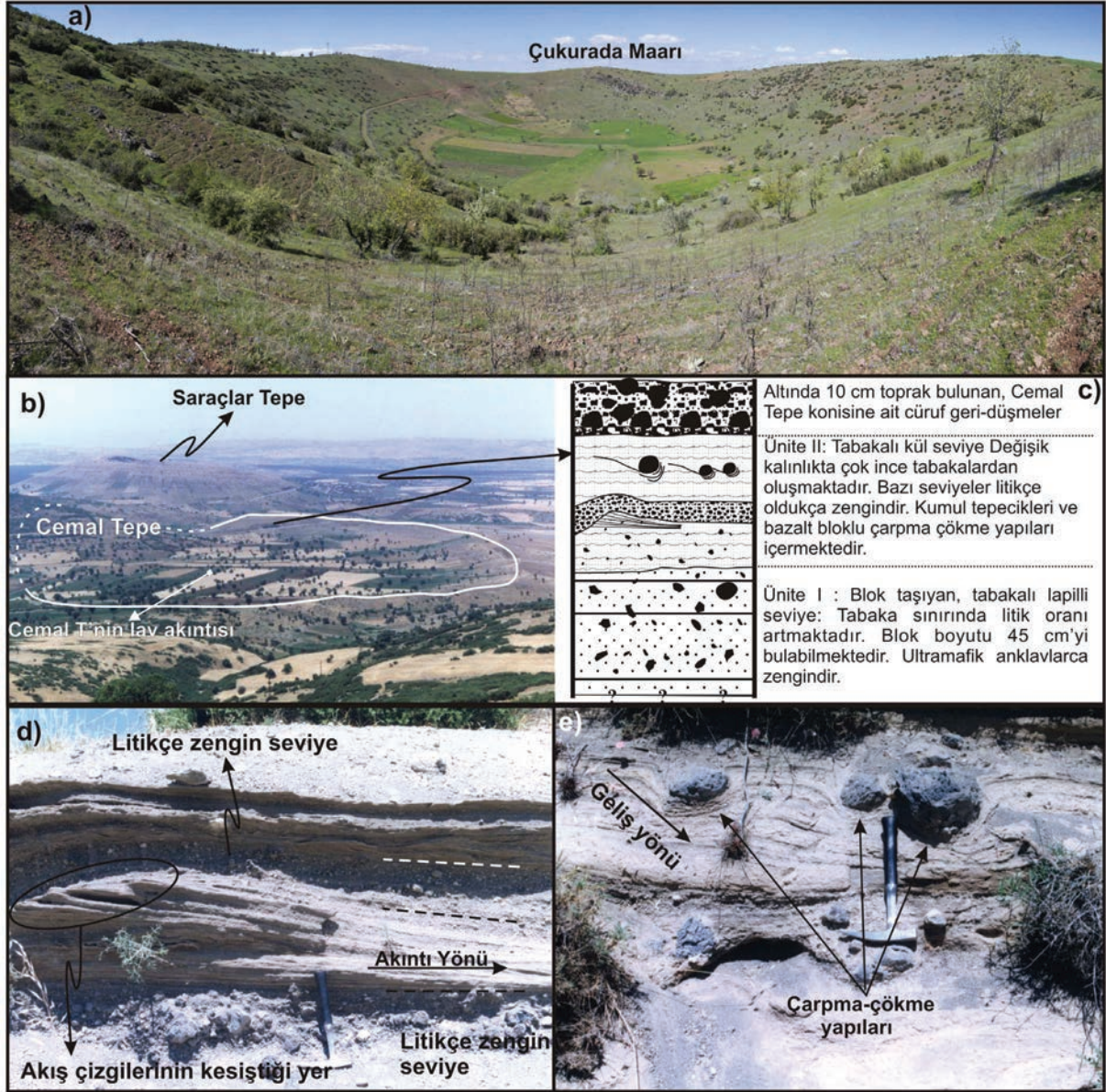
Figure 4. Cinder cones and their products: a-b) Karadivlit Tepe cinder cone and breached Bağ Tepe cinder cone with 'a'a type lava flows erupted from its crater in the west of Sandal, c) Parasitic cones in the north of Divlit Tepe near Kula, d) Scoria air-fall deposits (C) overlain by three layers of lava flows (L1-L3). Each layer has flow breccia at the base, e) Fusiform bomb in a cinder cone.

konisi meydana gelmiştir. Tüf halkalarının krater taban seviyeleri yer seviyesinin üzerinde bulunmaktadır. Derinlikleri 33 m ile 65 m arasında değişmektedir.

Freatomagmatik faaliyetlere ait taban yayılımı ürünleri, cm ve dm ölçeğinde kül katmanları

şeklinde depolanmışlardır. Bu katmanlar, çok iyi gelişmiş kumul tepelikleri (dune, anti-dune) ve çarpma-çökme yapıları (bomb-sag) içermektedir (Sheridan ve Wohletz, 1983; Wohletz ve McQueen, 1984; Fisher ve Schmincke, 1984; Cas ve Wright, 1987; Manga vd., 2012) (Şekil





Şekil 5. Maarlar ve ürünleri. a) Çukurada maarı, b) Cemal Tepe tuf halkası. Krater sınırı beyaz çizgi ile gösterilmiştir, c) Cemal Tepe tuf halkasına ait taban yayılımı kesiti, d) Çapraz tabaka yapısı sunan ve akma yönünü gösteren, taban yayılımı ürünlerine ait kumul tepesi yapısı, e) Kaynak yönü gösteren, taban yayılımı içerisinde gözlenen çarpma-çökme yapıları

Figure 5. Maars and their deposits: a) Çukurada maar, b) Cemal Tepe tuff ring. White line indicates crater rim, c) Cross section of the base surge deposits for Cemal Tepe tuff ring, d) Dune-anti dune structure cross-bedded showing flow direction, e) Bomb-sags indicating source direction (arrowed) for the base surge deposits.

5d ve e). Yağbasan ve Cemal Tepe tuf halkasındaki freatomagmatik ürünler, cüruf projeksiyonları ile ardalı olarak bulunmaktadır. Özellikle Çukurada Maarı'na ait taban yayılımı ürünleri, krater kenarında, eğimleri merkeze

doğru olan normal atımlı faylarla kesilmişlerdir. Taban yayılımı ürünlerini karakterize eden bileşenlerden biri de yığışım lapillileridir (Buettner ve Zimanowski, 1998). Bir çekirdek (çok ince taneli kristal, cüruf veya litik) etrafına ıslak külün

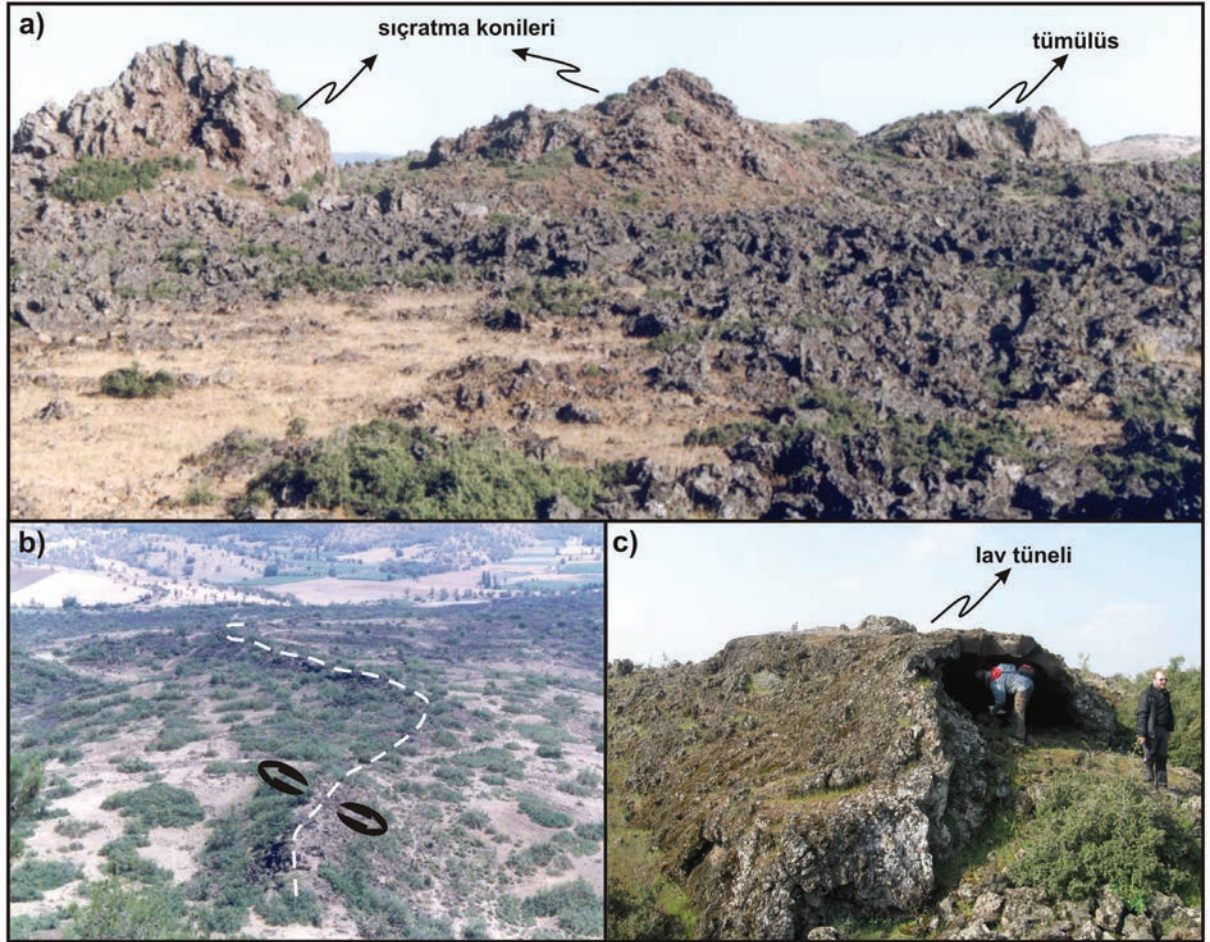


yapışıp, genellikle küresel geometride yığışarak büyümesi sonucunda oluşan bu lapilliler (Schumacher ve Schmincke, 1991) sadece Divlit Tepe tuf halkasında (M5) bulunmaktadır.

Demirköprü baraj gölü batısında bulunan M5 tuf halkasına ait taban yayılımı ürünlerinin üzerinde fosil insan ayak izleri bulunmuştur. Bu izler Divlit Tepe konisinden gelen cüruf geri-düşme ürünleri tarafından örtülerek günümüze kadar, aşınmadan korunabilmişlerdir. Ayak izlerinin bulunduğu birimin termoluminesans yaşı  $26 \pm 5$  bin yıl olarak bulunmuştur (Göksu, 1978). Ancak, Erinç (1970) ve Tekkaya (1976) ayak izlerinin yaşlarını yaklaşık 12 bin ve 10 bin yıl olarak tahmin etmektedirler.

### Sıçratma Konileri ve Tümülüsler

Kula bölgesinde çoğunlukla lav ve zaman zaman da cüruf püskürmelerinin gerçekleştiği bu çıkış merkezleri sadece III. Evre'de meydana gelmişlerdir. Sıçratma konileri dairesel bir yapıya sahip olup, oldukça eriyik haldeki lavın bir çatlak boyunca, çıktığı yerde katılaşıp veya lav akıntısının soğuyarak katılaştıran kabuğunun çöküp, alttaki sıcak ve akışkan lavın bu merkezden çıkmasıyla oluşmaktadır (Macdonald, 1972; Rossi ve Gudmundsson, 1996) (Şekil 6a). Bu tür yığışmalar hem birincil çıkış merkezlerinde hem de ikincil (köksüz) çıkışlarda meydana gelebilirler. Kula yakınındaki Divlit Tepe'nin hemen güneyinde yer alan sıçratma konileri fisür siste-



Şekil 6. a) Sıçratma konileri ve tümülüs, b) Kesikli beyaz çizgi ile gösterilen bir fisür. Bu fisür boyunca püskürmelere bağlı olarak gelişmiş, 1-2 m yüksekliğinde sırt oluşmuştur, c) Lav tüneli

Figure 6.a) Spatter cones and tumulus, b) A fissure indicated with white dashed line. A ridge of 1-2 m in height along the fissure occurred due to the eruption, c) Lava tunnel



minin içerisinde yer aldığı için, hepsinin birincil çıkış merkezlerinde meydana geldikleri düşünülmektedir. Ancak, Çukurada Maarı'nın güneybatısındaki sıçratma konisi için, lavların yoğun çıkış merkezlerine uzak olması nedeniyle aynı şeyleri söylemek mümkün olmayabilir. Sıcak ve düşük viskozite özelliklerine sahip olan lav sıçratmalarının oluşturduğu konilerin yükseklikleri 7-15 m arasında değişmektedir. Eğer lav sıçratmaları bir fisür boyunca gerçekleşirse yüksekliği 3-4 m'yi bulan sırtlar da oluşabilmektedir (Şekil 6b). Püsküren lav oldukça sıvı olup, çatlağın her iki yanına doğru bir set oluşturarak yığılma yapmaktadır. Oldukça sıcak oldukları için çıkan lav kütleleri birbirine yapışık halde bulunmakta ve yana doğru yayılmaktadırlar. Bu tür akıntılarda lav kütesinin yüzeyi atmosferle temas ettiği için iç kısma göre daha hızlı soğumaktadır. Altta magma daha sıcak olduğu için üst kısma göre akışkanlığı fazla olmakta ve akmaya devam etmektedir. Üstte hızlı soğuma nedeniyle katılaştıran kabuk eğer yeteri kadar kalın ve sağlam ise çatısını koruyarak altında lav tüneli oluşturmaktadır (Dragoni vd., 1995; Keszthelyi ve Self, 1998; Dragoni ve Santini, 2007) (Şekil 6c). Ancak, III. Evre'de lav tüneli oluşumlarından ziyade lav kanallarına rastlamak daha olasıdır.

Tümülüsler, önceden akmış ve tamamen veya kısmen katılaşmış olan lavın alttan daha sonra

gelen eriyik haldeki lav ile yukarı itilmesi sonucu kazanmış olduğu tümseğimsi (hummocky) bir topografya şeklinde tanımlanmaktadır (Şekil 6a; Macdonald, 1972; Rossi ve Gudmundsson, 1996). Üst kabuğun yerinden oynatılması sonucu tümülüsün orta kısmında bir çatlak oluşur. Genellikle sıçratma konileri ile birlikte bulunan tümülüsler diğer monojenetik çıkış merkezlerinin yer aldığı ana kırık sistemine de uyumluluk göstermektedir.

## PETROGRAFI VE JEOKİMYA

İlk petrografik çalışmalar Washington (1900) tarafından yapılmış ve hornblend minerali ile karakterize edilen Kula bazaltlarına "Kulait" adı verilmiştir. Kula bazaltlarının mineralojik bileşimleri Çizelge 1'de özetlenmiştir. Hornblendlerin varlığı II. Evre ile başlamaktadır.. Tüm lav ürünleri porfirik dokuya sahip olup, olivin ve klinopiroksen mineralleri yaygın olarak görülmektedir. Bazaltlar içindeki minerallerin oranları oldukça değişkendir. Plajiyoklaz, genellikle mikrolit olarak izlenmektedir. Lösit, nefelin gibi alkali mineraller, hem fenokristal olarak, hem de hamur içerisinde mikrolit olarak gözlenmektedir. Oksit mineralleri (opak mineraller), tüm evrelerde, hamurda içerisinde, bol miktarda yer almaktadır. Hamurda açık renkli minerallerin mikrolitleri yanı sıra, olivin, klinopiroksen ve hornblend

Çizelge 1. Kula volkanik ürünlerine ait mineral birliktelikleri (Ol: olivin, Kl: klinopiroksen, Hb: hornblend, Pl: plajiyoklaz, Ne: nefelin, Lö: lösit)

Table 1. Mineral assemblage of the Kula volcanic products (Ol: olivine, Kl: clinopyroxene, Hb: hornblende, Pl: plagioclase, Ne: nepheline, Lö: leucite)

EVRE	Fenokristaller	Hamur
<b>I. Evre (B-I)</b>	Ol + Kl	Ol+Kl+Pl+Lö
<b>II. Evre (B-II)</b>	Kl+Hb+Lö	Kl+Hb+Pl
	Ol+Kl+Hb+Ne±Pl	Ol+Kl+Hb+Pl
	Ol+Kl+Hb+Lö	Ol+Kl+Hb+Lö+Pl
	Ol+Kl+Hb+Ne+Lö	Kl+Pl+Hb+Lö
<b>III. Evre (B-III)</b>	Ol+Kl+Hb	Ol+Kl+Hb+Pl±Ne±Lö
	Ol+Kl+Hb+Ne±Pl	Ol+Kl+Hb+Ne+Pl
	Ol+Kl+Hb+Lö	Ol+Kl+Hb+Lö+Pl
	Ol+Kl+Hb+Ne+Lö	Ol+Kl+Hb+Pl+Lö±Ne

gibi koyu renkli minerallerin mikrokristalleri de bulunmaktadır. Matriks kriptokristalin amfibol ve plajiyoklaz mikrolitleri, az miktarda opak mineral ve kahverengi volkanik cam ile temsil edilmektedir.

*Klinopiroksenler*, kayalarda yüzde hacim olarak en çok rastlanan fenokristaldır. Genellikle özşekilli olup, taze ve zonlu dokuya sahiptirler (Şekil 7a). Bazen renksiz, bazen de soluk yeşil renklerde olan klinopiroksen fenokristalleri, temiz ve düzgün kenarlı, kırılmış ve yuvarlaklaşmış, zonlu dokulu, kemirilmiş, cam kapanımlı, relikt (kalıntı) dokulu, süngerimsi dokulu ve kümülat dokulu olarak bulunmaktadır.

*Olivinler*, özşekilli olup, çoğunlukla hamurla reaksiyon halde izlenmektedir. Bu nedenle hem yenmiş, hem de yuvarlaklaşmış halde bulunmaktadır (Şekil 7b). Bazı olivinlerde çatlaklar gelişmiştir. Kimi zaman bu çatlaklar boyunca iddingsitleşmeler ve serpantinleşmeler gelişmiştir.

*Hornblendler*, genellikle kemirilmiş ve opak oksitler tarafından çevrelenmiş (opasitleşmiş) olarak izlenmektedir (Şekil 7c). Bazı kayaç gruplarında tamamen, kimisinde de kısmen opasitleşmeye uğrayan hornblendler sarımsı kahve kuvvetli bir pleokroyizmaya sahiptirler. Özellikle II. Evre'de bu minerallere kümülat halinde rastlanmıştır.

*Plajiyoklaz*, genellikle hamurda mikrolit olarak yer almaktadır. Fenokristal boyutunda olanlar, polisentetik ikizlenme göstermekte ve genellikle tozlu zon kuşakları içermektedirler (Şekil 7d).

*Nefelin*, genellikle prizmatik yapıya sahip olup, kayalarda nadir olarak gözlenmektedir. Bazı nefelinlerin de olivinlerde olduğu gibi, kemirildiği ve yuvarlaklaştığı da izlenebilmiştir.

*Lösit*, kayalarda fenokristal ve hamur içerisinde mikrolit olarak bulunmaktadır. Lösitler, genellikle agregada halinde olup, oksit ve klinopiroksen kapanımları içermektedir.

*Opak mineraller* hamurda bulunmaktadır. Genellikle özşekilli olup, bazen yuvarlaklaşmış şekillere sahiptirler. Hamurda serbest halde bulunabildiği gibi bazen diğer mineraller içerisinde kapanım olarak da izlenmektedir.

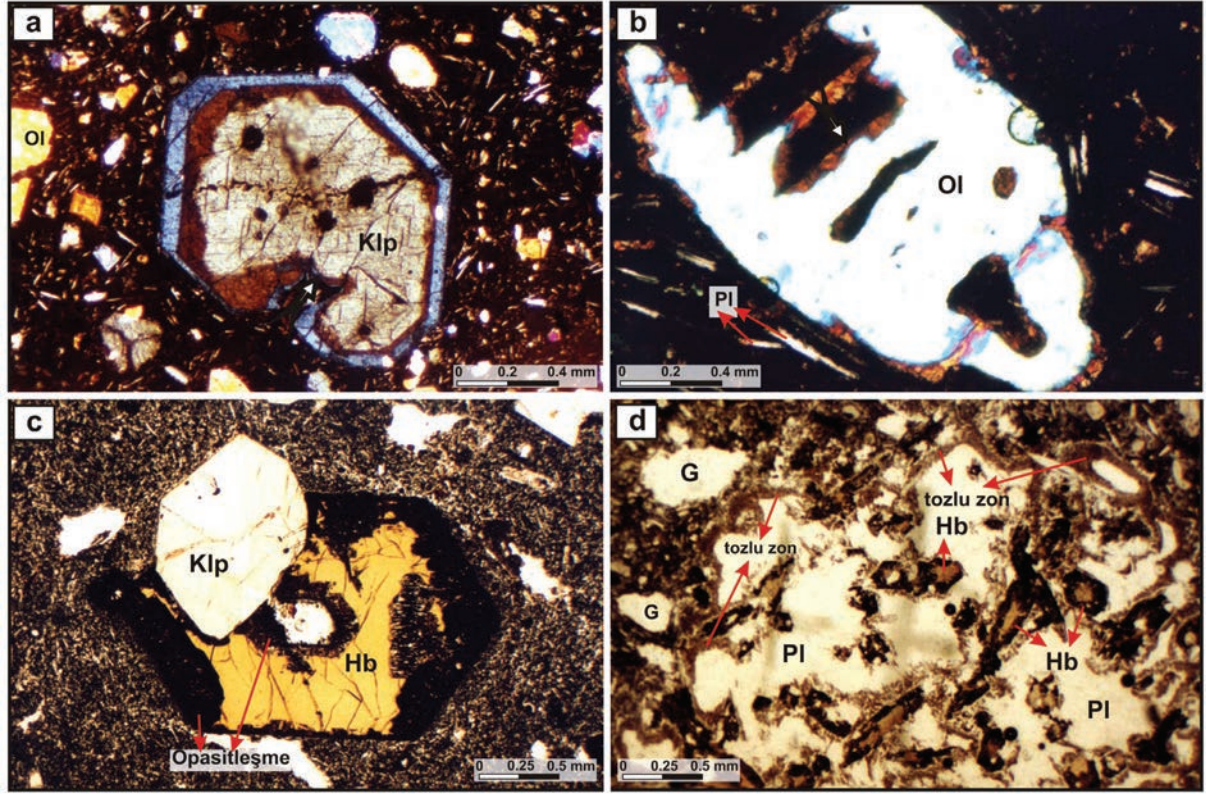
*Hamur*, çoğunlukla intersertal doku gösteren mikrolitlerden oluşmaktadır. Bazı kayalarda cam oranı, mikrolit oranından fazladır. Rengi, soluk kahve renklerden koyu kahve ve siyah renklere kadar değişmektedir. B-II ve B-III'e ait bazaltlar gaz boşluklarınca zengindir.

Kula volkanizması silise doymun olmayan lav ve piroklastiklerden oluşmaktadır. Kula volkanizmasına ait örnekler TAS (toplam alkali: %  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  ve silis: %  $\text{SiO}_2$ ) diyagramına yerleştirildiğinde (Şekil 8), I ve II. Evre bazaltlarının özellikle bazanit alanında, III. Evre bazaltlarının ise fonotefrit alanında toplandıkları görülmektedir (Alıcı vd., 2002; Şen, 2002). Lavların  $\text{SiO}_2$  içerikleri %43 - %49 arasında ve toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) içerikleri % 6 - %9.5 arasında değişmektedir. Tüm örnekler, Miyashiro (1978) Alkali-Kalkalkali kayaç ayırım sınıflamasına göre alkali karakter göstermektedir. I. Evreden III. Evreye doğru gidildikçe kayaçların alkali içeriğinde artış gözlenmektedir.

Kula volkanik ürünlerinin, okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer özellikler taşıdığı, manto yükselimine bağlı olarak litosferin incelmeye ile birlikte gelişen basınç ferahlaması sonucu astenosferin kısmi ergimesinden türediği ileri sürülmektedir (Yılmaz, 1989, 1990; Güleç, 1991; Seyitoğlu, 1997b; Aldanmaz vd., 2000; Tokçaeer vd., 2005; Dilek ve Altunkaynak, 2009 ve 2010; Karaoğlu vd., 2010; Ersoy vd., 2010, 2012). Kula volkanizması iz element ve izotop bileşimlerine göre ise, alt kıtasal litosfer ve astenosferik manto olmak üzere iki farklı kaynaktan fraksiyone olmuş eriyik karışımlarından türedikleri ve önemli bir kabuksal kirlenmeye uğramadıkları ortaya konulmuştur (Güleç, 1991; Alıcı vd., 2002; Grützner vd., 2013).

## **PIROKLASTİK ÜRÜNLERİN HACİMSEL HESAPLAMALARI**

Kula bölgesindeki kesik koni morfolojisine sahip tam olarak 64 cüraf konisinin, hemen hemen kesik koni görüntüsü vermeyen 16 küçük koninin, 1 maar, 4 tuf halkasının ve bu monojenetik volkanlardan etrafa yayılan piroklastik çökeltilerin hacimsel hesaplamaları yapılmıştır.



Şekil 7. Kula lavalarına ait mikro-fotoğraf görüntüleri (Klp: klinopirosken, Ol: olivin, Hb: hornblend, G: gözenek, Pl: plajiyoklaz a) Zonlu doku gösteren klinopirosken minerali, beyaz ok ile gösterilen kısımdan itibaren kemirilmiştir, II. Nikol, B-I, b) Kemirilmiş (iskeleti görülebilen) olivin minerali, II. Nikol, B-II, c) Kenar ve iç kısımdan opasitleşmiş özsekilli hornblend minerali, I. Nikol, B-II ve d) Plajiyoklaz mineralleri. Kenarlarından itibaren cam kapanımları (tozlu zon) içermektedir. Kısım opasitleşmiş hornblend mineralleri kapanım olarak izlenmektedir, I. Nikol, B-II.

Figure 7. Microphotographs of the Kula lavas (Klp: clinopyroxene, Ol: olivine, Hb: hornblende, G: vesicle, Pl: plagioclase). a) Zoned clinopyroxene, it has embayed texture which is shown by white arrow, plane polarized, B-I, b) Embayed skeletal olivine, cross polarized, B-II, c) Euhedral hornblende mineral opacitized from rim and core, plane polarized, B-II and d) Plagioclase minerals with glass inclusions as dusty zone in the rim, plane polarized, B-II.

## Metodoloji

Patlamalı olarak gerçekleşen monojenetik püskürmelere ait piroklastik ürünler kendi volkanik yapısını (koni veya maar) oluşturdukları gibi, malzelerinin önemli bir miktarını da çevreye yaydıkları çok iyi bilinmektedir. O nedenle, yapılan hacimsel hesaplamalar hem volkanik yapıyı hem de etrafa yayılan tüm piroklastik ürünleri kapsamaktadır.

### a) Cüruf konileri

Cüruf konilerinin boyutları ve hacimsel ilişkileri Porter (1972), Wood (1980) ve Carn (2000)

tarafından detaylı olarak çalışılmış ve bazı parametreler geliştirilmiştir (Şekil 9). Carn, (2000) yapılan hesaplamalarda genç cüruf konilerine ait istatistiki verileri kullanmıştır.

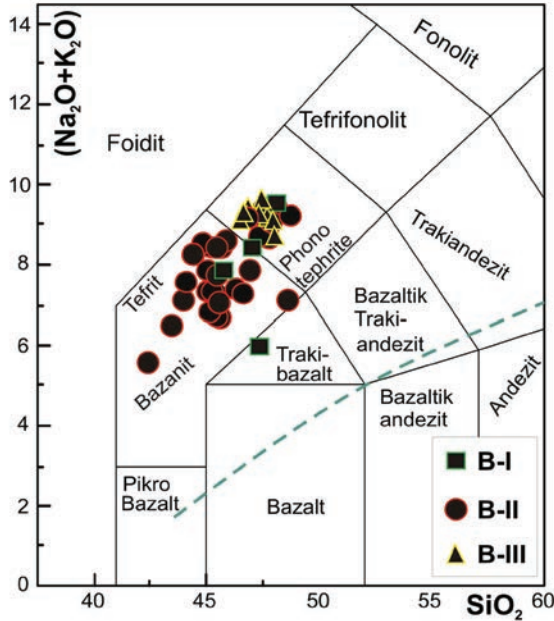
Porter, (1972) cüruf konilerinin boyutları arasındaki ilişkiyi aşağıdaki eşitliklerle ortaya koymuştur:

$$Hco = 0,18 \times Wco \quad (1)$$

$$Wcr = 0,40 \times Wco \quad (2)$$

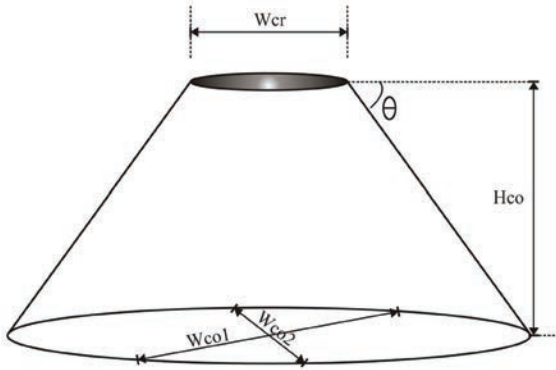
Bu eşitliklerde, Wcr, krater çapını; Wco, koni taban çapını; Hco, koni yüksekliğini tanımlamaktadır.





Şekil 8. Kula lavalarının Toplam alkali-silis diyagramı (Le Bas vd., 1986) üzerinde gösterimi (Şen, 2002; Alıcı vd., 2002).

Figure 8. Total alkali-silica diagram (Le Bas et al., 1986) of Kula lavas (Şen, 2002; Alıcı et al., 2002).



Şekil 9. Tipik bir cüruf konisinin şematik olarak gösterimi. Wcr: krater çapı, Wco1 ve Wco2: koni uzun ve kısa taban çapı, Hco: koni yüksekliği,  $\theta$ : Yamaç eğimi (Wood, 1980; Carn, 2000).

Figure 9. Schematic diagram of a typical cinder cone. Wcr: crater diameter, Wco1 and Wco2: long and short basal diameter of cone, Hco: cone height,  $\theta$ : cone slope angle (Wood, 1980; Carn, 2000).

Yapılan hesaplamalar için sırasıyla;

1). Koni hacmi ( $V_C$ ) için, simetrik, kesik koni hacim formülü kullanılmıştır;

$$V_C = (\pi H_{co}) / 12 ((W_{cr}^2 + W_{cr} \times W_{co} + W_{co}^2)) \quad (3) \text{ (Hasenaka ve Carmichael, 1985)}$$

Krater olmadığı durumlarda koninin üzerindeki topografik düzlem çap olarak kullanılmıştır. Karniyarık konilerde ise karniyarığı çevreleyen sırtların arasındaki mesafe krater çapı olarak kabul edilmiştir.

2). Krater çapından faydalanarak püskürüp giden piroklastiklerin hacmi ( $V_E$ ) hesaplanmıştır;

$$V_E^{0.42} = 0,11 / W_{cr} \text{ (Sato ve Taniguchi, 1997)} \quad (4)$$

3). Buradan yola çıkılarak toplam hacim ( $V_T$ ) bulunmuştur;

$$V_T = V_C + V_E \text{ (YKE)} \quad (5)$$

## b) Maarlar

Parametrelerin saptanmasında arazi gözlemlerinin yanı sıra topografik haritalar ve hava fotoğraflarından yararlanılmıştır. Maarların çeşitli morfolojik parametreleri Şekil 10'da verilmiştir. Maar oluşumu sırasında ortaya çıkan malzemelerin hacimsel hesaplamaları aşağıdaki eşitliklerden faydalanarak yapılmıştır:

•  $V_M$ : Krater tabanı ile yer arasında kalan kısmın hacmi (Silindirin hacim formülü kullanılmıştır; Carn, 2000)

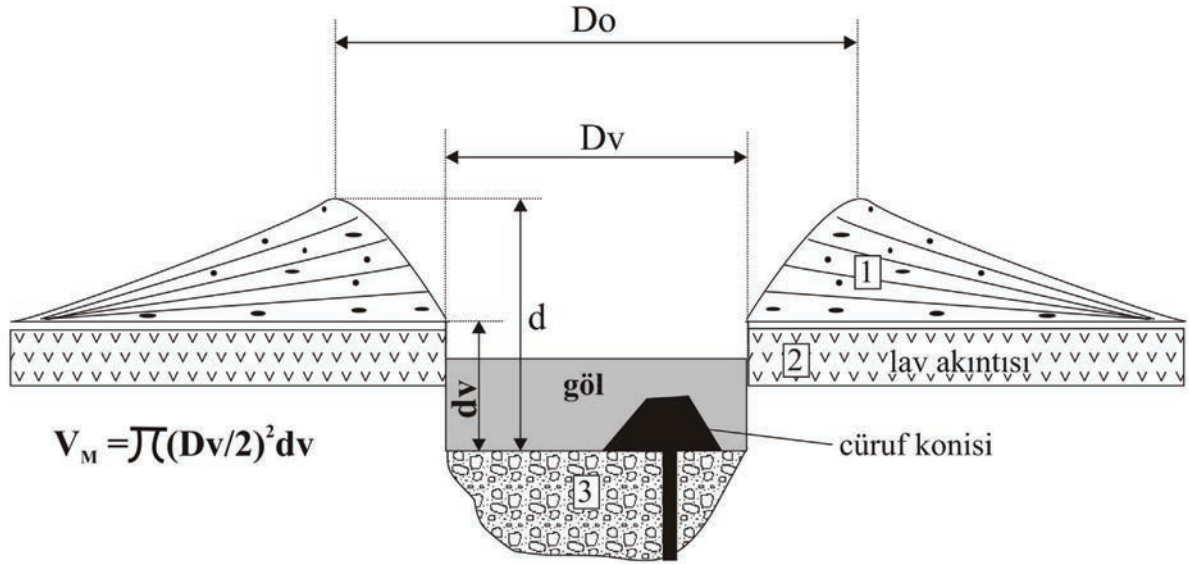
$$V_M = \pi (D_v / 2)^2 d_v \quad (6)$$

Burada,  $D_v$ , krater taban çapı (m);  $d_v$ , krater tabanı ile yer seviyesi arasındaki yükseklik farkı (m)

Çukurada Maarında taban yüksekliği ile dış topografik yükseklik arasındaki farklılık nedeniyle bu hesaplama mümkünken tuf halkalarının topografik özelliği nedeniyle mümkün değildir. Carn (2000)'ın yaptığı gibi, tuf halkaları için  $V_m$  hesabı yapılırken  $d_v$  (krater tabanı ile yeryüzü arasındaki yükseklik farkı) miktarı 15 m alınmıştır.

•  $V_E$ : Toplam püsküren malzeme hacmi (Sato ve Taniguchi, 1997)

$$V_E = (D_o / 0,97)^{100/36} \quad (7)$$



Şekil 10. Tipik bir maarın şematik gösterimi. Do: ortalama krater çapı; d: toplam krater derinliği; Dv: yeraltı krater çapı; dv: yeraltı krater derinliği ve VM: maar oluşumu süresince açığa çıkan litiklerin tahmin edilen hacmini temsil etmektedir. Kare içerisinde gösterilen numaralardan (1): Maar çökellerini (taban yayılımı ürünleri); (2): maar öncesi ürünleri ve (3): maar diyatrem / patlama breşlerini ifade etmektedir (Carn, 2000).  
 Figure 10. Schematic diagram of a typical maar. Do: average crater diameter, d: total crater depth, Dv: sub-surface crater diameter, dv: sub-surface crater depth, VM: the estimated volume of lithic material excavated during the maar forming eruption, (1): base surge deposits, (2): pre-explosion rocks and (3): maar diatreme / explosion breccia (Carn, 2000).

Do, Krater ortalama çapı

- $V_j$ : Püsküren jüvenil magma miktarı (Carn, 2000)

$$V_j = V_E(\text{YKE}) - V_M \quad (8)$$

$V_E(\text{YKE})$ ; Püsküren tüm malzemenin Yoğun Kayaç Eşitliği

### Bulgular

#### Cüruf konileri

Krater derinlikleri 1 m ile 50 m arasında değişmektedir. Kula bölgesindeki mevcut kraterlerin büyük çoğunluğu eşyükseklik eğrileri aralığından az olduğu için krater derinliği tanımlayıcı bir ölçüt olarak kullanılmamıştır. Konilerin morfolojik özellikleri kullanılarak kraterin yaşlı veya genç olduğu hakkında yaklaşımlarda bulunulmuştur. Aşınma durumu göz önüne alındığında, koni taban çapı / koni yüksekliği oranının ( $W_{co}/H_{co}$ ) düşük çıktığı, buna karşın yüksek yamaç eğimlerinin ( $\theta$ ), ve çok iyi tanımlanmış

koni kraterlerin varlığının nispeten genç konilerde yaygın olduğu görülmektedir (Carn, 2000). Konilere ait çeşitli parametreler ve hacimsel hesaplamalar Çizelge 2’de verilmiştir.

Hesaplama yapılırken dikkat edilmesi gereken nokta, koniden püsküren piroklastiklerin YKE değerlerinin toplama dahil edilmesidir. Bunun için cüruf tanelerinin ortalama yoğunluğu hesaplanmış ve  $1,8 \text{ gr/cm}^3$  olarak bulunmuştur. YKE değeri, cüruf yoğunluğunun ( $1,8 \text{ gr/cm}^3$ ) bazalt yoğunluğuna ( $2,7 \text{ gr/cm}^3$ ) oranının verdiği katsayı ile  $V_E$  çarpılarak bulunmuştur. YKE doğruluk derecesi en fazla genç koniler için geçerli olmaktadır. Yaşlı konilerdeki aşınmalar, faaliyetle beraber gerçekleşen lav akıntılarını ve krater yapıları nedeniyle hesaplanan değerler minimum değerde olacaktır (Carn, 2000). Bu kayıp Wood (1980) tarafından %20 olarak belirlenmiştir.

Ortalama koni taban çapı 553 m, medyan değeri ise 556 m olarak bulunmuştur. Wood, (1980) yaptığı çalışmada ise cüruf konilerinin

Çizelge 2. Cüruf konilerine ait istatistiksel veriler ve hesaplamalar. Tho: koni tabanının deniz seviyesinden yüksekliği, Kho: kraterin deniz seviyesinden yüksekliği, Hco: koni yüksekliği,  $\theta$ : koni yamaç eğimi, Wcr: krater çapı, Wco: koni taban çapı, V<sub>C</sub>: koni hacmi, V<sub>E</sub>: püskürüp giden ürünlerin hacmi (DRE: Yoğun kayaç eşitliği), ve toplam hacim: V<sub>T</sub>: V<sub>C</sub> + V<sub>E</sub> (DRE)'dir.

Table 2. Statistical data of the cinder cone and calculations. Tho: altitude of the cone basal from sea level, Kho: altitude of the crater from sea level, Hco: cone height,  $\theta$ : cone slope angle, Wcr: crater diameter, Wco: cone basal diameter, V<sub>C</sub>: cone volume, V<sub>E</sub>: ejecta volume (DRE: dense rock equivalent), and total volume is: V<sub>T</sub>: V<sub>C</sub> + V<sub>E</sub> (DRE).

Koni Adı:	Koni No:	THo (m)	KHo (m)	$\theta$ (°)	Wco1 (m)	Wco2 (m)	Wcr (m)	Wco/Hco	Krater	Lav akın.	Yarık	Evre	Wco (m)	Hco (m)	V <sub>C</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>E</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>E</sub> (DRE) (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>T</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
Bağtepe	1	650	709	7.47	875	325	125	10.17	-	+	+	II	600	59	6.96	18.84	9.42	16.38
Toytepe	2	610	635	2.29	875	550	150	28.50	-	+	+	II	712.5	25	4.17	29.08	14.54	18.71
Delihanasan T.	3	610	655	6.84	625	500	175	12.50	-	-	+	II	562.5	45	5.25	41.97	20.99	26.23
Bağtepe	4	610	635	2.86	1175	775	500	39.00	-	-	+	II	975	25	11.04	511.11	255.56	266.60
Bağtepesi	5	650	695	10.20	500	375	75	9.72	-	+	-	II	437.5	45	2.71	5.58	2.79	5.50
Tavşan T.	6	600	635	7.25	625	550	125	16.79	-	+	-	II	587.5	35	3.98	18.84	9.42	13.40
Elekçi T.	7	600	700	14.04	1325	1250	625	12.88	+	+	-	II	1288	100	74.65	869.47	434.74	509.39
Hachasan T.	8	600	730	18.00	1050	825	275	7.21	+	+	+	II	937.5	130	41.24	123.12	61.56	102.80
Kestaneli T.	9	680	820	21.80	1000	1000	175	7.14	+	+	+	II	1000	140	44.17	41.97	20.99	65.15
Divit T.	10	690	860	31.72	1225	1000	350	6.54	+	+	+	III	1113	170	77.82	218.63	109.31	187.14
Yarık T.	11	680	740	13.50	550	425	100	8.13	-	+	+	II	487.5	60	4.65	11.07	5.54	10.19
Sivri T.	12	690	730	5.71	875	700	200	19.69	+	-	+	II	787.5	40	8.56	57.68	28.84	37.40
Köfekelli T.	13	670	710	10.08	475	425	175	11.25	-	+	+	III	450	40	3.26	41.97	20.99	24.25
Bağhada T.	14	660	710	15.95	625	500	250	11.25	-	+	+	II	562.5	50	6.80	98.12	49.06	55.86
Boztepe	15	650	790	19.29	1000	825	200	6.52	-	+	+	II	912.5	140	38.65	57.68	28.84	67.49
Aytepe	16	800	890	16.70	700	675	175	7.64	-	+	-	II	687.5	90	14.69	41.97	20.99	35.67
Ada T.	17	590	615	8.13	500	375	200	17.50	-	+	+	II	437.5	25	2.09	57.68	28.84	30.93
Dirgendede T.	18	710	825	18.19	825	725	100	6.74	-	+	+	II	775	115	20.71	11.07	5.54	26.24
Küçükabaş T.	19	700	735	4.45	800	675	75	21.07	-	+	+	II	737.5	35	5.54	5.58	2.79	8.33
Bağtepesi	20	580	660	8.28	1025	1000	150	12.66	-	+	+	II	1013	80	25.11	29.08	14.54	39.65



Çizelge 2. Devam ediyor.

Koni Adı:	Koni No:	THo (m)	KHo (m)	$\theta(^{\circ})$	Wco1 (m)	Wco2 (m)	Wcr (m)	Wco/Hco	Krater	Lav akın.	Yarık	Evre	Wco (m)	Hco (m)	$V_c (10^6m^3)$	$V_E (10^6m^3)$	$V_E (DRE) (10^6m^3)$	$V_T (10^6m^3)$
Yarendede T.	21	550	580	4.90	625	475	150	18.33	-	+	-	II	550	30	3.20	29.08	14.54	17.74
Hızirliyas T.	22	800	915	15.14	1250	950	425	9.57	+	+	+	II	1100	115	55.91	347.11	173.56	229.47
Karadağ T.	23	850	930	10.08	1000	750	375	10.94	-	+	+	II	875	80	25.84	257.66	128.83	154.67
İsimsiz	24	870	890	9.09	325	225	75	13.75	+	-	-	II	275	20	0.53	5.58	2.79	3.32
Cevizli T.	25	860	950	9.29	1000	875	125	10.42	-	+	+	II	937.5	90	23.83	18.84	9.42	33.25
Erikli T.	26	850	950	14.04	1000	1000	350	10.00	+	+	+	II	1000	100	38.53	218.63	109.31	147.84
Kızıl T.	27	860	930	11.31	650	650	100	9.29	-	+	-	II	650	70	9.11	11.07	5.54	14.65
Bağtepesi	28	810	840	7.59	500	450	100	15.83	-	+	-	II	475	30	2.22	11.07	5.54	7.76
Boztepe	29	830	920	9.29	1000	750	225	9.72	-	+	+	II	875	90	23.86	76.35	38.18	62.04
İsimsiz	30	880	950	5.92	1250	1125	250	16.96	-	+	+	II	1188	70	32.41	98.12	49.06	81.47
Yağbasan*	31	830	875	8.53	650	575	250	13.61	-	+	+	II	612.5	45	6.96	98.12	49.06	56.02
İsimsiz	32	805	815	3.81	325	300	75	31.25	-	-	-	II	312.5	10	0.33	5.58	2.79	3.12
İsimsiz	33	800	814	4.57	350	325	50	24.11	-	-	-	II	337.5	14	0.49	2.13	1.06	1.55
Kırtıllı T.	34	800	840	7.59	750	600	125	16.88	-	+	-	II	675	40	5.82	18.84	9.42	15.23
İsimsiz	35	760	790	9.73	550	375	175	15.42	-	+	+	II	462.5	30	2.55	41.97	20.99	23.54
Uşaklıca T.	36	760	820	12.31	550	475	200	8.54	-	+	+	II	512.5	60	6.36	57.68	28.84	35.20
İsimsiz	37	710	750	7.59	550	350	100	11.25	-	-	-	II	450	40	2.70	11.07	5.54	8.23
Taşbağ Mevkii	38	735	745	4.57	325	300	100	31.25	+	-	-	II	312.5	10	0.36	11.07	5.54	5.90
İsimsiz	39	735	745	11.31	200	150	75	17.50	-	-	+	III	175	10	0.13	5.58	2.79	2.92
Erikli T.	40	770	880	12.41	1150	1000	275	9.77	+	-	+	II	1075	110	43.95	123.12	61.56	105.51
İsimsiz	41	735	790	20.14	425	350	125	7.05	+	+	+	III	387.5	55	3.08	18.84	9.42	12.50
Kaymakçı T.	42	780	870	14.42	1000	700	250	9.44	+	+	+	II	850	90	23.49	98.12	49.06	72.55

Çizelge 2. Devam ediyor.

Koni Adı:	Koni No:	THo (m)	KHo (m)	$\theta(^{\circ})$	Wco1 (m)	Wco2 (m)	Wcr (m)	Wco/Hco	Krater	Lav akın.	Yarık	Evre	Wco (m)	Hco (m)	V <sub>c</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>e</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>e</sub> (DRE) (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>r</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
isimsiz	43	780	800	14.93	275	225	75	12.50	+	+	+	III	250	20	0.45	5.58	2.79	3.25
Karadivrit T.	44	750	900	26.57	450	450	225	3.00	+	+	+	III	450	150	13.91	76.35	38.18	52.09
isimsiz	45	710	735	7.13	375	350	75	14.50	-	-	-	II	362.5	25	1.07	5.58	2.79	3.87
Bağtepe	46	750	820	13.13	725	650	250	9.82	+	+	+	III	687.5	70	12.95	98.12	49.06	62.01
Cemal T.*	47	700	780	12.04	625	500	250	7.03	-	-	+	II	562.5	80	10.88	98.12	49.06	59.94
Kızıl T.*	48	700	740	12.88	750	625	125	17.19	-	-	+	II	687.5	40	6.01	18.84	9.42	15.43
isimsiz	49	700	800	17.10	1050	1050	200	10.50	-	+	+	II	1050	100	35.39	57.68	28.84	64.23
isimsiz	50	714	728	6.39	275	250	50	18.75	-	+	+	III	262.5	14	0.31	2.13	1.06	1.37
Ada T.*	51	690	750	9.09	750	625	375	11.46	-	-	+	II	687.5	60	13.68	257.66	128.83	142.51
isimsiz	52	680	715	6.65	750	550	300	18.57	-	-	+	II	650	35	6.48	151.46	75.73	82.21
Kablaka T.	53	700	850	24.78	850	850	250	5.67	+	-	+	II	850	150	39.15	98.12	49.06	88.21
Sivri T.	54	750	900	19.44	825	700	275	5.08	-	+	+	II	762.5	150	34.02	123.12	61.56	95.58
Karakaya T.	55	750	850	14.93	700	700	200	7.00	-	+	+	II	700	100	17.53	57.68	28.84	46.37
Koca T.	56	810	950	12.63	1375	1100	350	8.84	+	+	+	II	1238	140	76.45	218.63	109.31	185.77
İğdeli T.	57	850	920	12.15	875	750	350	11.61	-	+	-	II	812.5	70	19.54	218.63	109.31	128.86
Divlit T.	58	640	770	27.47	700	675	250	5.29	+	+	-	III	687.5	130	24.05	98.12	49.06	73.11
isimsiz	59	640	650	5.71	200	150	50	17.50	+	+	-	III	175	10	0.11	2.13	1.06	1.17
isimsiz	60	610	660	45.00	225	225	75	4.50	+	+	-	III	225	50	0.96	5.58	2.79	3.75
isimsiz	61	610	670	18.92	350	300	100	5.42	+	+	-	III	325	60	2.33	11.07	5.54	7.86
Küçükdivlit T.	62	250	300	26.57	400	325	125	7.25	+	+	+	III	362.5	50	2.52	18.84	9.42	11.94
Divlit T.	63	290	384	28.24	575	375	300	5.05	+	+	+	III	475	94	11.27	151.46	75.73	87.00
Taştepe	64	240	310	17.28	750	750	375	10.71	+	+	+	III	750	70	18.03	257.66	128.83	146.86

Çizelge 2. Devam ediyor.

Koni Adı:	Koni No:	THo (m)	KHo (m)	$\theta(^{\circ})$	Wco1 (m)	Wco2 (m)	Wcr (m)	Wco/Hco	Krater	Lav akın.	Yarık	Evre	Wco (m)	Hco (m)	$V_c (10^6 m^3)$	$V_E (10^6 m^3)$	$V_E (DRE) (10^6 m^3)$	$V_T (10^6 m^3)$
Fisüral	Kk1	680	705	26.57	100	100	5	4.00	-	+	-	III	100	25	0.07	0.01	0.00	0.07
Fisüral	Kk2	680	710	30.96	100	75	10	2.92	-	+	-	III	87.5	30	0.07	0.05	0.02	0.09
Fisüral	Kk3	680	705	26.57	100	100	12.5	4.00	-	+	-	III	100	25	0.07	0.08	0.04	0.11
Fisüral	Kk4	680	710	21.80	150	100	5	4.17	-	+	-	III	125	30	0.13	0.01	0.00	0.13
Fisüral	Kk5	680	710	25.64	125	100	12.5	3.75	-	+	-	III	112.5	30	0.11	0.08	0.04	0.15
Fisüral	Kk6	680	700	21.80	100	100	5	5.00	-	+	-	III	100	20	0.06	0.01	0.00	0.06
Fisüral	Kk7	680	690	11.31	100	100	10	10.00	-	+	-	III	100	10	0.03	0.05	0.02	0.05
Fisüral	Kk8	680	690	11.31	100	100	7.5	10.00	-	+	-	III	100	10	0.03	0.02	0.01	0.04
Fisüral	Kk9	250	280	11.31	300	200	50	8.33	+	+	-	III	250	30	0.61	2.13	1.06	1.67
Fisüral	Kk10	250	280	13.50	250	125	50	6.25	+	+	-	III	187.5	30	0.37	2.13	1.06	1.43
Fisüral	Kk11	250	280	16.70	200	100	25	5.00	+	+	-	III	150	30	0.21	0.41	0.20	0.42
Fisüral	Kk12	250	275	14.04	200	100	25	6.00	+	+	-	III	150	25	0.18	0.41	0.20	0.38
Fisüral	Kk13	250	270	14.93	150	125	25	6.88	+	+	-	III	137.5	20	0.12	0.41	0.20	0.32
Fisüral	Kk14	250	270	14.93	150	125	12.5	6.88	+	+	-	III	137.5	20	0.11	0.08	0.04	0.15
Fisüral	Kk15	250	265	16.70	100	100	12.5	6.67	+	+	-	III	100	15	0.04	0.08	0.04	0.08
Fisüral	Kk16	250	265	16.70	100	100	12.5	6.67	+	+	-	III	100	15	0.04	0.08	0.04	0.08
Ortalama:				14.13				11.34					552.5	58.6	13.3	73.7	36.8	50.1
Medyan:				12.75				9.80					556.3	45.0	5.4	18.8	9.4	18.2



küresel ortalama taban çapı değerini 900 m ve medyan değerini 800 m bulmuştur. Kula bölgesindeki cüruf konilerine ait taban çaplarındaki değerler evrensel değerlerin altında çıkmıştır. Ayrıca, ortalama ve medyan değerleri arasında 3 m gibi ihmal edilecek ölçüde bir fark bulunmaktadır. İhmal edilebilecek bu küçük fark KVA'daki cüruf konilerinin yaklaşık aynı fiziksel özelliklere sahip olduğunu göstermektedir. Çünkü, bu çalışmada ortalama yerine medyan kullanılmasının amacı konilerin fiziksel yapısındaki heterojenliğin sonuca yansıtacağı etkiyi azaltmak ve doğruya çok daha fazla yaklaştırmaktır. Nitekim, konilerin aşınma oranlarını sadece zaman belirlememektedir. Konilerin fiziko-morfolojik içyapısı en az zaman kadar önemli olmaktadır. Başka bir deyişle, yaşlı olduğu halde son derece dayanıklı yapıya sahip olan bir koni uzun süre varlığını devam ettirecek, diğerleri aşınırken kendisi erozyondan en az etkilenen konumda olacaktır. Bu durumda, konilerin aşınmasında kullanılan ortalama değerlerde de önemli sayılabilecek sapmalar meydana gelecek ve doğrudan uzaklaşmış olacaktır.

Kula volkanizmasına ait sadece konilerin hacim toplamı ( $V_C$ ) 1,063 km<sup>3</sup> ve konilere ek olarak püsküren piroklastik ürünlerin hacim toplamı ( $V_E$ ) 5,895 km<sup>3</sup> (2,947 km<sup>3</sup> YKE) olarak hesaplanmıştır. Tüm değerlerin toplamı ise ( $V_T = V_C + V_{E(YKE)}$ ) 4,01 km<sup>3</sup> olarak tespit edilmiştir. Ancak, Carn (2000) cüruf konilerinin hacmini hesaplarken kesik konileri tüm katı olarak değerlendirmiştir. Bu durumda koniyi oluşturan ürünler arasındaki boşluğu ve aynı zamanda cüruf tanelerinin gözenekliliğini de ihmal etmiştir. O nedenle bu çalışmada hesaplamalar yapılırken konilerin yığın yoğunluğu da ele alınmıştır.

Cüruf konilerinin yığın yoğunluğunu 0,8 gr/cm<sup>3</sup> olarak kabul ettiğimiz ve yoğun kayaç eşitliğine (2,8 gr/cm<sup>3</sup>) oranladığımızda tüm konilerin toplam  $V_C$  değeri:

$V_{CT} (YKE) = V_C \times (0,8 / 2,8) = 1,063 \times (0,8/2,8) = 0,304 \text{ km}^3$  olarak yeniden hesaplanması gerekmektedir. Bu düzeltmeden sonra Kula'daki cüruf konilerinin ve onların cüruf geri-düşme ürünlerinin YKE miktarı ( $V_T = V_{CT} (YKE) + V_E (YKE)$ ), 3,25 km<sup>3</sup> olarak bulunmuştur.

### Maarlar

Maarlarla ilgili yapılan hacimsel hesaplamalar Çizelge 3'te verilmiştir. Burada, dikkat edilmesi gereken en önemli parametre, püsküren malzemenin depolandıktan sonra sahip olduğu yığın yoğunluğudur. Taban yayılımı ürünlerindeki kül ve litik oranı cüruf konilerdeki piroklastik ürünlere göre daha fazla olduğu saptanmıştır. Bu nedenle, Aramaki vd.'nin (1986) maar ürünleri için buldukları ortalama 1,3 gr/cm<sup>3</sup> lük yığın yoğunluk değerinin cüruf konilerinkinden daha fazla çıkması normaldir. Jüvenil kırıntının yoğunluğu cüruf konilerinde olduğu gibi yine 1,8 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır. Bu değerler katı bazalt kayacın yoğunluğuna oranlanınca 0,46 ( $V_E$  için) ve 0,64 ( $V_J$  için) sonuçları çıkmıştır. Bu şekilde püsküren malzemenin yoğun kayaç eşitliği  $V_{E(YKE)} : V_E$  değerinin 0,46 ile çarpılmasıyla elde edilmiştir.  $V_J$  değeri, zaten yoğun kayaç eşitliği şeklindedir. Püsküren jüvenil magmanın da doğada ne kadar hacim kaplayacağını öğrenmek için  $V_J$ , 100/64 değeri ile çarpılmıştır (Çizelge 3).

Sonuçlara bakıldığında maar oluşturan püskürmeler sırasında ortaya çıkan malzeme miktarı 0,36 km<sup>3</sup> (YKE) olarak bulunmuştur. Ortaya çıkan jüvenil magma miktarı ise 0,34 km<sup>3</sup> (YKE) olarak hesaplanmıştır. Bu değere cüruf konilerinden çıkan toplam tefra değerini de eklediğimizde, Kula'da üretilen toplam piroklastik çökellerin YKE miktarı ~3,6 km<sup>3</sup> olarak hesaplanmaktadır.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

### Tektonik Kontrol ve Hızlı Yükselim

Tektonik gerilme hatları monojenetik volkanların yeryüzündeki dağılımını belirleyebilmektedir (Chadwick ve Dieterich, 1995; Ramos ve Folguera, 2011; Cebriá vd., 2011, Gudmundsson, 2012). Tansiyonel kırıklar, normal faylar ve graben gibi genişleme yapılarıyla beraber bulunan volkanik merkezlerin büyük çoğunluğu ana tektonik hatlara paralellik göstermektedir (Rubin ve Pollard, 1988; Gudmundsson, 2002; Klügel vd., 2005). Bu olay Kula monojenetik volkanlarının diziliminde açıkça görülmektedir. Kula monojenetik volkanlarının bulunduğu alan elipsoidal

Çizelge 3. Kula maarlarına ait morfoloji ve istatistiksel bilgiler. Hcr1: Krater sırtının deniz seviyesinden yüksekliği, Hcr2: Krater tabanının deniz seviyesinden yüksekliği, Dmax, Dmin ve Do: kraterin büyük, küçük ve ortalama çapı, Dv: Kraterin taban çapı, d: Toplam krater derinliği, Do/d: Maarın zaman ve erozyon ile olan ilişkisini incelemek için hesaplanmıştır, Dmax/Dmin: Kraterin şeklini ölçmek için hesaplanmıştır (1=yuvarlak, >1=elipsoyidal),  $V_M$ : krater tabanı ile yer seviyesi arasında kalan kısmın hacmi,  $V_E$ : Kraterden çıkan tüm partiküllerin hacmi ( $D=0.97V_0.36$ : sato ve Taniguchi, 1997. Burada D: Krater çapı, V: Çıkan piroklastiklerin hacmidir), ve  $V_J$ : Jüvenil magmanın hacmi. a:  $dv=15$  m; ve  $b=40$  m'dir.

Table 3. Morphology of Kula maars and statistical data. Hcr1: altitude of crater summit from sea level, Hcr2: altitude of crater floor from sea level, Dmax, Dmin and Do: maximum, minimum and average crater diameter, respectively, Dv: crater floor diameter, d: total crater depth, Do/d ratio is calculated to sea relationship between time and erosion. Dmax/Dmin ratio is calculated to measure crater shape (1 = circular, >1 = ellipsoidal),  $V_M$ : maar volume between the crater floor and the pre-eruption topography,  $V_E$ : total ejecta volume Kraterden çıkan tüm partiküllerin hacmi ( $D=0.97V_0.36$ : Sato and Taniguchi, 1997. D: crater diameter, V: volume of pyroclastics), and  $V_J$ : volume of juvenile magma. a:  $dv=15$  m and  $b=40$  m.

Maar Adı:	Maar No:	Hcr1 (m)	Hcr2 (m)	Dmax (m)	Dmin (m)	Do (m)	Dv (m)	d (m)
Yağbasan Tepe	M1	875	810	875	825	850	350	65
Cemal Tepe	M2	713	680	1125	850	987.5	625	33
Kızıl Tepe	M3	715	695	875	725	800	600	20
Çukurada	M4	720	610	1000	800	900	375	110
Divlit Tepe	M5	300	260	875	600	737.5	325	40
Maar Adı:	Maar No:	Do/d	Dmax/Dmin	$V_M$ ( $10^6$ m <sup>3</sup> )	$V_E$ ( $10^6$ m <sup>3</sup> )	$V_E$ (DRE) ( $10^6$ m <sup>3</sup> )	$V_J$ ( $10^6$ m <sup>3</sup> )	$V_J$ (DRE) ( $10^6$ m <sup>3</sup> )
Yağbasan Tepe	M1	13.1	1.061	1.44a	149.29	68.6717	104.58	67.229
Cemal Tepe	M2	29.9	1.324	4.6a	226.41	104.151	154.86	99.551
Kızıl Tepe	M3	40	1.207	4.24a	126.15	58.0286	83.673	53.79
Çukurada	M4	8.18	1.25	4.42b	174.97	80.4882	118.34	76.073
Divlit Tepe	M5	18.4	1.458	1.24a	100.64	46.2923	70.076	45.049
			Toplam	15.94	777.459	357.6313	531.519	341.691

olup, iki farklı yönde uzanım göstermektedir (Şekil 2). Bu yönler KD-GB (Selendi baseninin uzanımı) ve KB-GD (Gediz Grabeninin uzanımı) şeklinde gelişmektedir. Monojenetik yapıların bazılarının ana doğrultulardan saparak farklı doğrultulardaki kırık zonlarını takip ettiği düşünülmektedir (Şekil 2). Yer içindeki magmanın diapirik yükselimi yüzeyde değişik uzanımlı çatlak ya da kırıkların oluşmasına neden olmaktadır (Chadwick ve Dieterich, 1995). Monojenetik volkan bölgelerinde her yapının sadece bir defa püskürdüğü kabul edilmektedir (Walker, 1999). Bu nedenle monojenetik yapıları besleyen magmaların aynı yolu izlediği düşünülemez. Yaklaşık iki milyon yıldan tarihsel zamana kadar,

sadece belirli zaman aralıklarında püskürmelerin meydana geldiği Kula bölgesinde, Grützner vd. (2013) magmanın Moho Sınırından yüzeye ulaşma zamanını 4-11 gün olarak hesaplamışlardır. Ancak, II. Evreden itibaren lav ve piroklastik ürünlerin içerisinde rastlanılan değişik türdeki ultramafik anklavlar (kümülatlar), Kula volkanizmasında iki önemli kanıtın varlığına işaret etmektedir:

- Etkili bir fraksiyonel kristalleşme süreci (Çakır vd., 1999; Şen, 2002; Holness ve Bunbury, 2006; Grützner vd., 2013),
- Magmanın yüzeye hızlı bir şekilde yükselmesi (Tokçaeer vd., 2005; Holness ve Bunbury, 2006; Grützner vd., 2013).

Anklavlar (genellikle 3.0-3.3 g/cm<sup>3</sup>) bazaltik magmaya (2.75 gr/cm<sup>3</sup>) göre daha yüksek yoğunluğa sahiptir ve çapları 0.1 mm'den büyük olduğunda onları taşıyan 10<sup>3</sup> Pas viskoziteye sahip Newtonian magma içinden geçme hızı 1 cm/s'den büyüktür (Sparks vd., 1977). Lav akıntıları ve piroklastik ürünlerin içerisindeki anklavların yoğunluğu ve büyüklüğü bu hızın aslında çok daha yüksek olduğunu göstermektedir. Nitekim, Kula'daki anklavların ortalama çapı 5 cm olup, maksimum 30 cm'yi bulmaktadır (Şen, 2002). Ayrıca, anklavların varlığının yanı sıra 5.9 km<sup>3</sup>'lük püsküren magma hacmi de volkanizmanın hızlı bir şekilde gerçekleştiğinin kanıtı sayılabilir (Panter vd., 1994). O nedenle, yukarıda bahsedilen bu iki kanıt birbiri ile çelişmektedir. İkinci kanıtın tersine, birinci kanıtta göre anklavların fraksiyonel kristalleşme ile oluşumu için zamana ihtiyaç vardır. Ayrıca, yarı kristalin bir magma kütesinin yüzeye hızlı bir şekilde çıkması da beklenemez. Bölgedeki astenosferik mantonun etkili bir şekilde yükselmesi 2 milyon yıl önce başlamaktadır (Seyitoğlu, 1997b; Aldanmaz vd., 2000; Dilek ve Altunkaynak, 2009 ve 2010; Karaoğlu vd., 2010; Ersoy vd., 2010, 2012). Bu dönemde I. Evre bazalt akıntıları oluşmaktadır. Anklav taşıyan II. Evre volkanik ürünlerin ilk oluşum yaşı ise yaklaşık 300 bin yıldır. Holness ve Bunbury (2006), II. Evre volkanik ürünlerini oluşturan magmanın ilk olarak alt kabuk içerisinde toplandığını, burada fraksiyonel kristalleşmeye uğrayarak yarı eriyik bir hal aldığını ve tam katılaşma gerçekleşmeden aşağıdan gelen aynı kökenli diğer bir magma tarafından hızlı bir şekilde yüzeye taşındığını ifade etmektedir.

### Lav Akıntıları

KVA'da, I. ve II. Evre'de plato lavları ve III. Evrede 'a' lavları olmak üzere iki tip lav akıntısı meydana gelmiştir. Bir lav akıntısını tanımlarken kullanılan en önemli parametreler lav akıntısının çıkış merkezi, yayılımı, kalınlığı, çevre kayalarla olan dokanak ilişkisi ve fiziksel özellikleri şeklinde sıralanabilir.

I. Evre Plato bazaltlarına ait çıkış merkezleri tam olarak belirlenememiştir. Bunun nedeni erozyondan sonra lav akıntılarının günümüzdeki dağılımının çok sınırlı olmasıdır. Bir diğer nedeni

ise morfolojisinin düzgün bir plato şeklinde olmasıdır. Plato bazaltları genellikle tekrarlanmalı olarak meydana gelirler ve basamak tipi yapılar oluştururlar (White ve McKenzie, 1989). Ancak, Kula'da meydana gelen bu akıntılar tek bir seviyeden oluşmaktadır. I. Evrenin plato bazaltları masif bir görünüme sahiptir. Gözeneklilik oranının düşük olması lavların yeryüzüne yayılmadan önce magmadaki gazların ortamı kolay bir şekilde terkettiğini göstermektedir (Greenough vd., 1999).

II. Evre bazalt akıntıları Kula volkanizmasının en yüksek hacimli faaliyetlerini içermektedir. Çıkış merkezlerini ise cüruf konileri oluşturmaktadır. I. Evre bazaltlarından farklı olarak, belirgin bir fiziksel bozunmaya (soğan kabuğu alterasyonu) uğramışlardır. Bozunmanın etkili olmadığı yerlerde I. Evre plato bazaltlarına benzerlik göstermektedir. Ancak, soğumaya bağlı olarak gelişen sütun yapıları oldukça düzensizdir.

Püskürme merkezleri belirgin olan III. Evre 'a' bazalt akıntıları ise morfolojik görüntüsü ve rengi bakımından diğerlerinden oldukça farklıdır. Bloklı dış yüzeyi, daha masif ve sütun yapılı içyapısı ve akma breşlerinin meydana geldiği tabanı ile karakterize edilmektedir. Lav akarken gazların ortamı terketmesi nedeniyle soğuma hızlı bir şekilde gerçekleşerek, lavın katılaşan dış kabuğu akma hareketi sonucu parça parça kırılarak, üst üste yığılmaktadır (Cashman vd., 1999). O nedenle akıntının yüzeyi irili ufaklı keskin bloklardan oluşmaktadır.

Kula'daki lav akıntıları, tabanından tavanına doğru dikey kesitleri boyunca değişik gözeneklilik oranlarına ve seviyelerine sahiptirler (Aubele vd., 1988). Ayrıca, gözenek çapları ve şekilleri de farklılıklar göstermektedir. Lavın tabanından tavanına doğru gerçekleşen kristalleşmeler (mikrolit oluşumu) ve bu sırada yükselen gaz kabarcıkları akıntının içerisinde gözenekli seviyelerin oluşmasına neden olmaktadır (Sahagian, 1985). Kabarcıklar tabandan yukarı yükseldikçe küçük çaplı olanlar kristal önlerinde tutularak ilerlemesi durdurulurken, büyük çaplılar kaçarak akıntının üst seviyelerine doğru ilerler (Sahagian vd., 2002). Orta seviyeye yaklaşıldığında gözenek hacmindeki küçülme, bazalt akıntısının alt-orta ve üst kısmının farklı soğuma hızına sahip olmalarından kaynaklanmaktadır (McBirney



ve Murase, 1971; Sparks 1978). Akıntının iç kısmında soğuma daha yavaş olduğu için buradaki kabarcıklar birbirleri ile birleşmek için yeteri kadar zaman bularak, soğumanın daha hızlı olduğu üst seviyelere doğru hareket etmektedirler (Sahagian vd., 2002). Lavların iç kısımlarının gözenek bakımından fakir olmasının nedeni de bu şekilde açıklanabilir. Mikrolit içeriği zengin olan bazaltik magmalarda kabarcık büyümesi sınırlıdır (Gonnermann and Houghton 2012). Gözeneklilik miktarı en düşük olan I. Evre plato bazaltları diğer evrelerdeki bazaltlardan daha fazla mikrolit içeriğine sahiptir.

Gözenek hacmindeki değişiklikler, uçucuların miktarına ve gözenek çekirdeklenme hızındaki değişikliklere bağlıdır (McBirney ve Murase, 1971). Eğer lav akıntısının üst seviyeleri normalden daha hızlı soğursa, gözenek hacmi küçülmekte fakat gözeneklilik miktarı artmaktadır. Bunun nedeni gözenek hücrelerinin lavın hızlı soğumasına bağlı olarak gelişimini tam olarak tamamlayamadıklarından kaynaklanmaktadır (Sparks 1978).

### Cüruf Konileri

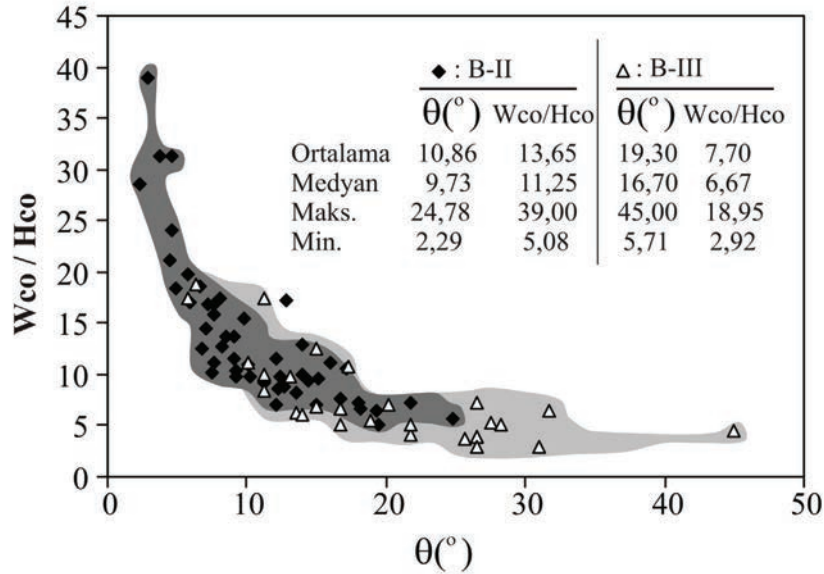
KVA'daki cüruf konilerinin birçoğu cüruf geri-düşme ürünlerinden oluşmaktadır. Bazılarında ise lav ve cüruf katmanlarının ardalanmalı şekilde tekrarlandığı gözlenmektedir. Bu durum faaliyetin patlamalı volkanizmadan, efüzif volkanizmaya geçişi ile meydana gelmektedir. Ancak, lav katmanlarının yer almadığı cüruf konilerinin olması, o koni için efüzif faaliyetin gerçekleşmediği anlamına gelmemektedir. Özellikle karniyarık tipi cüruf konileri, efüzif faaliyetin en önemli kanıtı olarak gösterilebilir. Koniyi oluşturan cüruf geri-düşme ürünleri siyah veya kırmızı renktedirler. Bu tür renk farklılıkları magmanın çıkış noktasının değiştiğini göstermektedir. Kırmızı renkli cüruflar çıkış noktasına yakın kesimlerde bulunmakta ve sıcak bir oksitlenmeyi karakterize etmektedir (Carmichael, I.S.E., 1991; Hanson vd., 2008).

Cüruf ve küllerin pekişme oranı düşük olduğu için erozyona karşı nispeten duyarsızlardır. Bu nedenle koninin yüksekliğinde, krater derinliğinde ve yamaç eğiminde azalmalar gözlenecektir. Cüruf konilerindeki aşınma durumunu

ve dolayısıyla yaş ilişkilerini incelemek amacıyla Wco/Hco oranı ile  $\theta$  değeri kullanılmıştır. Bu şekilde aynı evreye ait koniler arasında da bir takım karşılaştırmalarda bulunmak mümkün olmaktadır. Mevcut veriler, aşınma miktarı arttıkça II. Evre cüruf konilerinde Wco/Hco oranının arttığını,  $\theta$  değerinin azaldığını göstermektedir (Şekil 11). Cüruf konilerinin aşınma miktarını daha iyi belirlemek amacıyla Kula volkanik bölgesinin ASTER GDEM v2 Sayısal Yükseklik Modelinden türetilmiş eğim haritası kullanılmıştır (Şekil 12). Açıkça görülmektedir ki; 10, 41, 44, 58, 59, 60, 62 ve 63 numaralı III. Evreye ait koniler daha koyu renk tonlarına sahip olup, en yüksek yamaç eğimi değerlerine sahiptirler. Diğer taraftan, II. Evreye ait 7, 9, 16, 40, 49, 53, 54, 56, ve 64 numaralı (Şekil 12'de italik ve noktalı olarak belirtilmiştir) koniler de belirtilen III. Evre konilerine yakın renk tonlarına sahip olmaktadır. Bu nedenle II. Evreye ait olan bu konilerin yaş bakımından III. Evre konilerine yakın olabileceği düşünülmektedir. Ancak, koniler sadece cüruf yığınlarından oluşmamaktadır (Şekil 4d). Koniyi oluşturan lav katmanları ve sıçratma lav parçaları varlığının aşınma miktarını önemli ölçüde yavaşlatacağı da unutulmamalıdır (Wood, 1980). Riedel vd. (2003) püskürmenin lav sıçratmaları şeklinde gerçekleşmesi durumunda, koni yüzeyinde düşen yarı eriyik parçaların birbirleri ile kolayca kaynaklandığını ve buna bağlı olarak dreneja izin vermeyen katmanların oluştuğunu ifade etmişlerdir. Böylece konilerin taban çapı sabit kalırken, yükseklik değeri artış gösterecek ve Wco/Hco değeri düşecektir. Başka bir ifadeyle, tüm konilerin morfometrik sınıflaması yapıldığında, koni yaşlı olsa bile genç konilerin arasında yer alabilmektedir.

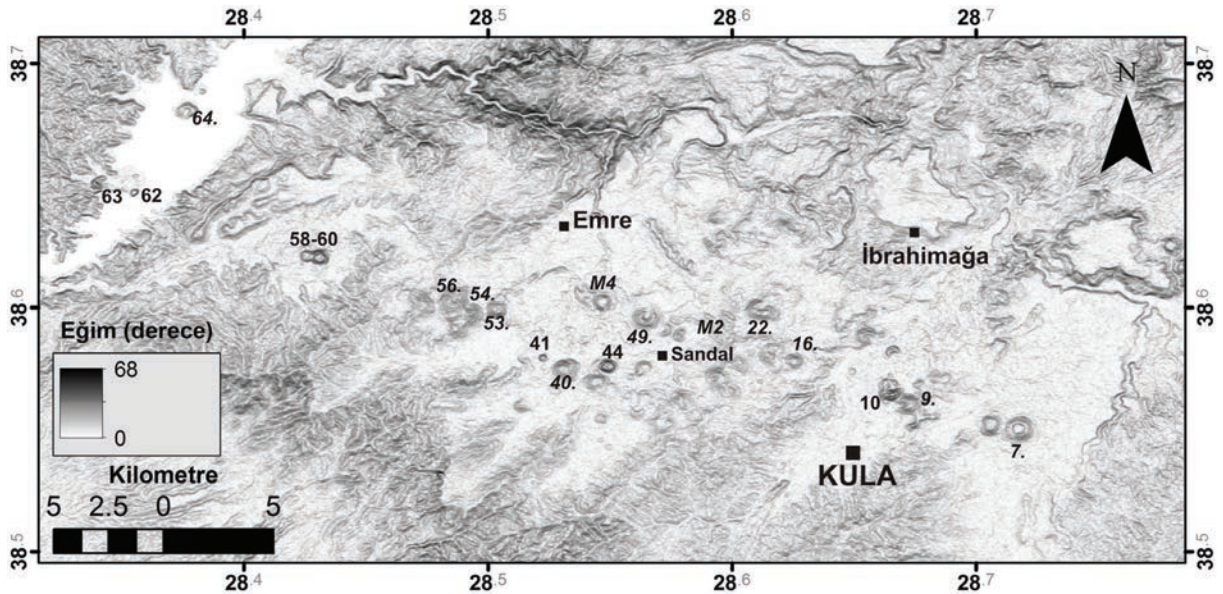
### Maarlar

Eğim haritasından da anlaşıldığı gibi morfolojik olarak en belirgin maar Çukurada Maar'ıdır (M4, Şekil 12). Bunun nedeni diğerlerine göre daha derin bir patlama hikayesine sahip olmasındandır. Diğer maar türleri düşük eğim yamaçlı tüf halkalarından oluştukları için eğim haritasında ayırt edilememektedir. Maar oluşumunu takiben, lav çıkışı ile birlikte maar kenarında veya içerisinde koni / konilerin oluşması mümkün olmaktadır. Bu olay volkanizmanın hidromagma-



Şekil 11. Cüruf konilerinin aşınma derecesini gösterir yamaç eğimi ( $\theta$ ) – koni taban çapının yüksekliğe oranı ( $Wco/Hco$ ) grafiği.

Figure 11. The diagram of slope angle ( $\theta$ ) versus cone basal diameter to height ratio ( $Wco/Hco$ ).



Şekil 12. Kula volkanik bölgesinin ASTER GDEM v2 Sayısal Yükseklik Modelinden türetilmiş eğim haritası. Koordinat sistemi CKS, datum WGS84. Koni isimleri için Çizelge 2'ye bakınız.

Figure 12. Slope map of Kula volcanic region derived from Digital Elevation Model of ASTER GDEM v2. Coordinate system GCS, datum WGS84. Look at Table 2 for the cone name.

tik (freatomagmatik) faaliyetten magmatik faaliyete dönüşmesi şeklinde açıklanabilir. KVA'daki üç tuf halkasının (M1, M3 ve M4) krater içleri ve sırtları kısmen veya tamamen örtülmüştür. KVA

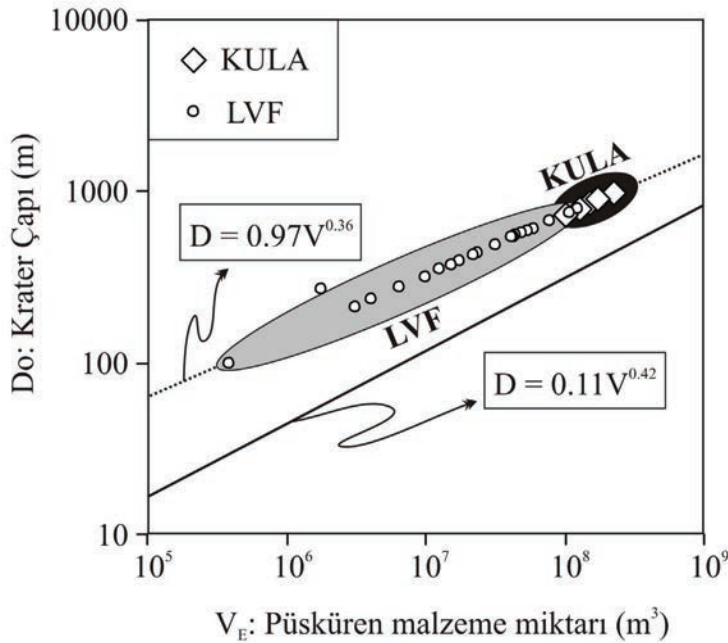
gibi cüruf konilerinin yoğun olduğu alanlarda, tuf halkalarının morfolojik olarak ayırt edilmesi bazen zor olmaktadır. Bu nedenle arazide maar oluşumunu karakterize eden taban yayı-

lımı ürünlerinin detaylı bir şekilde incelenmesi gerekmektedir. Taban yayılımı ürünleri kendisine özgü bir takım sedimanter yapılar içermektedir. Bu sedimanter yapıların arazideki en önemli özelliği, taban yayılımı ürünlerinin nereden gelebileceğini (muhtemel patlama merkezi yönü) ve ne yöne doğru ilerlediğini göstermesidir (Fisher ve Schmincke, 1984; Cas ve Wright, 1987; Brand ve White, 2007; Ort ve Núñez, 2009). Sedimanter yapılardan biri çapraz tabakalı kumul tepeliklerdir. Akış çizgilerinin birbirini kestiği yer patlama merkezi yönünü göstermektedir (Şekil 5e). Bir diğeri ise, çarpma-çökme yapısıdır. Balistik bir yörüngede hareket eden bloklar taban yayılımı ürünlerinin üzerine düştüklerinde, çarptığı yerde asimetrik bir çökme meydana getirirler. Asimetrik çökmede kül katmanlarının en fazla sıkışıp, deformasyona uğradığı yer, bloğun ilerleme yönünü vermektedir (Şekil 5e).

Maarlarda çap ve derinlik oranı (Do/d) maarlarda aşınma miktarını ölçmek amacıyla kullanılmıştır. Bu oran en genç maarlarda 4 - 6 arasında olup, yaşlandıkça aşınmanın ilerleyip krateri doldurmasıyla yaklaşık 10'u bulmaktadır (Wood, 1974; Kienle vd., 1980; Cas ve Wright, 1987).

Kula'daki maarlarda Do/d değerleri, 8 ile 40 arasında değişmektedir. Ancak, bu tür yorumlar yapılırken krater içinin sonraki püskürmelerle veya aşınma ile dolabileceği göz önüne alınmalıdır (Abrams ve Siebe, 1994). Nitekim, Kula'daki maarlarda krater kenarlarında çıkan cürufların nispetine ait projeksiyon ve lav ürünleri krater içinini kısmen doldurulmuştur. Bu nedenle "d" değeri küçülmüş ve Do/d oranı artmıştır (Şekil 10).

Çizelge 3'teki  $V_j$  değerleri karşılaştırıldığında en fazla jüvenil magma içeriğinin Cemal Tepe Maarı'na (M2) ait olduğu görülmektedir. Krater çapı büyüdükçe çıkan malzeme miktarı artmaktadır. Bu iki parametre arasında doğrusal bir ilişki bulunmaktadır (Şekil 13). Şekil 13'te, noktalı çizgi ile gösterilen doğrunun denklemi  $D=0.97V^{0.36}$  olarak belirlenmiştir. Burada, D krater çapını ve  $V_E$  püsküren malzemenin hacmini temsil etmektedir. Gri alanla taranan kısım Endenozya'daki Lamongan volkanik bölgesine (LVF) aittir (Carn, 2000). Kula bölgesine ait 5 maarın düştüğü bölge siyahla taranmış olup krater çapı ve püsküren malzeme miktarı bakımından LVF'den daha yüksek değerlere sahiptir. Kesiksiz çizginin eğim denklemi ise  $D = 0,11 \times V^{0.42}$ 'dir ve cüruflarını temsil etmektedir.



Şekil 13. Krater çapına karşılık (Do) püskürme miktarı (VE) grafiği (Sato ve Tanuguchi, 1997).

Figure 13. The diagram of crater diameter (Do) versus ejecta volume (VE) (Sato and Tanuguchi, 1997).



Görüldüğü gibi freatomagmatik püskürmelerin krater çapları cüruf konilerinkinden 2 ile 5 arasında daha geniş olmaktadır. Buna karşılık benzer hacimde piroklastik malzeme üretmektedirler.

Bölgede yaşlandırma ile ilgili çeşitli çalışmalar yapılmış ve halen de devam etmektedir. Ancak monojenetik volkanların sayısı oldukça yüksek olduğu için bundan sonraki yapılacak yaş tayinleri için konilerin aşınma oranları gruplandırılıp, bu gruplara göre örnek seçimi daha doğru olacaktır. Ayrıca, Bunbury (1996)'nin, Kula bazalt akıntılarının hacmini 2,3 km<sup>3</sup> bulduğu düşünülürse, Kula'daki piroklastik ürünlere ait hacimlerin hiç de küçümsenmeyecek ölçekte olduğu rahatlıkla görülmektedir. Bunbury (1996) tarafından hesaplanan lavların hacmine piroklastik ürünlere ait değerler de eklendiğinde KVA'daki volkanik ürünlerin toplam hacmi ~5,9 km<sup>3</sup> hesaplanmaktadır. Bu nedenle Batı Anadolu'da "gerilme katsayısı" hesaplanırken, Kula volkanizmasını oluşturmak için üretilen magma miktarı daha da önem kazanmaktadır.

### KATKI BELİRTME

Bu çalışma 1997-2002 yılları arasında, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde, yürütücülüğünü Prof. Dr. Hasan BAYHAN'ın yaptığı, TÜBİTAK YDABÇAG-398 nolu bilimsel araştırma projesi ve Hacettepe Üniversitesi 01 T07 604 002 nolu Araştırma Fonunun (Bilimsel Araştırma Birimi) katkılarıyla hazırlanmıştır. Yazarlar değerli, gerekli ve yapıcı katkılarından dolayı hakemlere teşekkür ederler.

### KAYNAKLAR

Abrams, M. J. and Siebe, C., 1994. Cerro Xalapaxco: unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 183-199.

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

Alici, P. Temel, A., and Gourgaud, A., 2002. Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 487-510.

Aramaki, S. Hayakawa, Y., Fujii, T., Nakamura, K., and Fukuoka, T., 1986. The October 1983 eruption Miyakejima volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 203-229.

Aubele, J.C., Crumpler, L.S., and Elston, W.E., 1988. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35, 349-374.

Barka, A. A., 1992. The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6: 164-195

Borsi, M., Ferrara, G., Innocenti, F., and Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea, *Bulletin of Volcanology*, 36 (1), 473-496.

Bozkurt, E., and Park, R.G. 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia. *Journal of the Geological Society, London*, 151, 213-216.

Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30

Bozkurt, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.

Bozkurt, E., and Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in Western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.

Bozkurt, E., and Mittweide, S.K., 2005. Evolution of Neogene extensional tectonics of western Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 153-165.

Bozkurt, E., and Rojay, B., 2005. Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in western Anatolia: field evidence from the

- Kiraz Basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta*, 18, 299-316.
- Brand, D., and White, C.M., 2007. Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 160, 319-339.
- Büttner, R., and Zimanowski, B., 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Physical Review E*, 57, 5726-5729.
- Bunbury, J. M. R., 1996. The Kula Volcanic Field, western Turkey: the development of a Holocene alkali basalt province and the adjacent normal-faulting graben. *Geological Magazine*, 133 (3), 275-283.
- Bunbury, J.M., Hall, L., Anderson, G.J., and Stannard, A., 2001. The determination of fault movement history from the interaction of local drainage with volcanic episodes. *Geological Magazine*, 138, 185-192
- Carmichael I.S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 129-141
- Carn, S. A., 2000. The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 81-108.
- Cas, R.A.F., and Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient.* Allen and Unwin, London, 528p.
- Cashman, K. V., Thornber, C., and Kauahikaua, J. P., 1999. Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of pahoehoe lava to 'a'a. *Bulletin of Volcanology*, 61, 306-323.
- Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., and Martiny, B.M., 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples from the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 73-82.
- Chadwick, W. W., and Dieterich, J. H., 1995. Mechanical modelling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 37-52.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S., and Barka, A., 1995. Syn-Rift Sedimentation and Structural Development of the Gediz and Büyük-Menderes Graben, Western Turkey. *Journal of Geological Society of London*, 152, 629-638.
- Çakir, Ü., Aydar, E., Sen, E., and Bayhan H., 1999. Petrographical Characteristics of the Ultramafic-Mafic Nodules in Alkali Basalts from Kula Province, Western Anatolia -Turkey. EUG 10, *Journal of Conference, Abstracts, Vol. 4, Number 1 (Peri-Alpine Cenozoic Volcanism, Tectonics and Sedimentation)*
- Çiftçi, B., and Bozkurt, E., 2009. Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49-79.
- Çoban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: a comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews*, 80, 219-238.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, Ş., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in an orogenic belt. In: van Hinsbergen DJJ, Edwards MA, Govers R (eds) *Collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*, 311. Geological Society London Special Publications, London, 213-233.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry of Neogene-Quaternary alkaline volcanism in western Anatolia, Turkey, and implications for the Aegean mantle. *International Geology Review*, 52, 4-6, 631-655.
- Dragonì, M., Piombo, A., and Tallarico, A., 1995. A model for the formation of lava tubes by roofing over a channel. *Journal of Geophysical Research*, 100, 8435-8447.

- Dragoni, M., and Santini S., 2007. Lava flow in tubes with elliptical cross sections. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 239-248
- Emre, T., 1996. Gediz grabenin jeolojisi ve tektoniği (Geology and tectonics of the Gediz graben). *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 171-185.
- Emre, T., and Sözbilir, H., 2007. Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 441-470.
- Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., ve Erdoğan, G., 1983. Kula-Selendi (Manisa) Dölemlerinin Jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 17, 3-28.
- Erinç, S., 1970. Kula-Adala arasında genç volkan röliyesi. *İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 17, 148-167.
- Erkül, F., Helvacı, C., and Sözbilir, H., 2005. Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadic borate basin and tectonic implications for Western Turkey. *Geological Journal*, 40, 545-570.
- Ersoy, E., and Helvacı, C., 2007. Stratigraphy and geochemical features of the Early Miocene bimodal (ultrapotassic and calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi Basin, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 117-139.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., Erkül, F., and Bozkurt, E., 2008. A geochemical approach to Neogene-Quaternary volcanic activity of western Anatolia: an example of episodic bimodal volcanism within the Selendi Basin, Turkey. *Chemical Geology*, 30, 265-282.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C., and Sözbilir, H., 2010. Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: Implications for late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488, 210-232.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C., and Palmer, M. R., 2011. Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE-SW-trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supradetachment and transensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 159-183
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C., and Palmer, M. R., 2012. Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE-SW-trending basins in western Anatolia, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 379-401.
- Fisher, R.V., and Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 472p.
- Galindo I., and Gudmundsson A., 2012. Basaltic feeder dykes in rift zones: geometry, emplacement, and effusion rates. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 12: 3683- 3700
- Gessner, K., Ring, U., Christopher, J., Hetzel, R., Passchier, C.W., and Güngör, T., 2001. An active bivergent rolling-hinge detachment system: central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29, 611-14.
- Gonnermann, H.M., and Houghton, B.F., 2012. Magma degassing during the Plinian eruption of Novarupta, Alaska, 1912. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q10009
- Göksu, Y., 1978. The TL age determination of fossil human footprints. *Archaeo-Physica*, 10, 445-462.
- Greenough, J.D., Lee, C.Y., and Fryer, B.J., 1999. Evidence for volatile-influenced differentiation in a layered alkali basalt flow, Penghu Islands, Taiwan. *Bulletin of Volcanology*, 60, 412-424.
- Grützner, T., Prelevic, D., and Akal C., 2013. Geochemistry and origin of ultramafic enclaves and their basanitic host rock from Kula Volcano, Turkey. *Lithos* 180-181, 58-73.
- Gudmundsson, A., 2002. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 279-298.



- Gudmundsson, A., 2012. Magma chambers: formation, local stresses excess pressures, and compartments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 237-238, 19-41.
- Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in Western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 128/5, 417-435.
- Hakyemez, H. Y., Erkal, T., and Göktaş, F., 1999. Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Review*, 18, 549-554.
- Hanson, S.L., Falster, A.U., and Simmons, W.B., 2008. Mineralogy of Fumarole Deposits: At Sunset Crater Volcano National Monument Northern Arizona. *Rocks & Minerals*, 83 (6), 534-546.
- Hasenaka, T., and Carmichael, I. S. E., 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Helvacı, C., 1995. Stratigraphy, mineralogy, and genesis of the Bigadiç borate deposits, Western Turkey. *Economic Geology*, 90, 1237-1260.
- Helvacı, C., and Yağmurlu, F., 1995. Geological setting and economic potential of the lignite and evaporite-bearing Neogene basins of Western Anatolia, Turkey. *Israel Journal of Earth Science*, 44, 91-105.
- Holness, M. B., and Bunbury, J. M., 2006. Insights into continental rift-related magma chambers: Cognate nodules from the Kula Volcanic Province, Western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153, 241-261.
- Innocenti, F., Agostini, S.G., Doglioni, C., Manetti, P., and Tonarini, S., 2010. Geodynamic evolution of the Aegean: constraints from the Plio-Pleistocene volcanism of the Volos-Evia area. *Journal of the Geological Society, London*, 167, 475-489.
- Işık, V., Tekeli, O., and Seyitoğlu G., 2004. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555-566.
- Karaoğlu, Ö., Helvacı, C., and Ersoy, E.Y., 2010. Petrogenesis and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of the Volcanic Rocks of the Uşak-Güre basin, western Türkiye. *Lithos*, 119, 193-210.
- Keszthelyi, L., and Self, S., 1998. Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *Journal Of Geophysical Research*, 103, B11, 27447-27464.
- Kienle, J., Kyle, P. R., Self, S., Motyka, R. J., and Lorenz, V., 1980. Ukinrek Maars, Alaska: I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 11-37.
- Klügel, A., Hansteen, T.H., and Galipp, K., 2005. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 211-226.
- Koçyiğit, A., 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 167-208.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanetti, B., 1986. A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali - silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H., and Wijbrans, J., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-792.
- Macdonald, G. A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 510p
- Manga, M., Patel, A., Dufek, J., and Kite, E.S., 2012. Wet surface and dense atmo-

- here on early Mars suggested by the bomb sag at Home Plate, Mars. *Geophysical Research Letters*, 39, L01202, 1-5.
- McBirney, A.R. and Murase, T., 1971. Factors governing the formation of pyroclastic rocks. *Bulletin of Volcanology*, 34: 372-384
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104.
- Okay, A., Zattin, M., and Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geophysical Research Abstracts*, Vol.12. EGU2010-3942.
- Ort, M.H., and Carrasco-Núñez G., 2009. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuítlapa Maar, east-central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 67-77.
- Panter, K. S., McIntosh, W. C., and Smellie, J. L., 1994. The volcanic history of Mount Sidley, a major alkaline volcano in Marie Byrd Land, Antarctica. *Bulletin of Volcanology*, 56 361-376.
- Porter, S. C., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3607-3612.
- Purvis, M., and Robertson, A., 2004. 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, 171-201.
- Purvis, M., and Robertson, A., 2005. Miocene sedimentary evolution of the NE-SW-trending Selendi and Gördes basins, western Turkey: implications for extensional processes. *Sedimentary Geology*, 174, 31-62.
- Ramos V.A., and Folguera A., 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 53-64.
- Riedel, C., Ernst, G.G.J., and Riley, M., 2003. Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 121-152.
- Ring, U., Johnson, Hetzel, R., and Gessner, K., 2003. Tectonic denudation of a Late cretaceous-Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140, 421-441
- Ring, U., and Layer, P.W., 2003. High-pressure metamorphism in the Aegean, eastern Mediterranean: underplating and exhumation from the Late Cretaceous until the Miocene and Recent above the retreating Hellenic subduction zone. *Tectonics*, 22, 1022, 6.1-6.23.
- Rojay, B., Toprake, V., Demirci, C., and Süzen, L., 2005. Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 317-331.
- Rossi, M.J., and Gudmundsson, A. 1996. The morphology and formation of flow-lobe tumuli on Icelandic shield volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72, 3-4, 291-308.
- Rubin, A. M., and Pollard, D. D., 1988. Dike-induced faulting in rift zones. *Geology*, 16, 413-417.
- Sahagian, D. L., 1985. Bubble migration and coalescence during the solidification of basaltic lava flows. *The Journal of Geology*, 93, 205-211.
- Sahagian, D.L., Proussevitch, A.A., and Carlson, W.D., 2002. Analysis of Vesicular Basalts and Lava Emplacement Processes for Application as a Paleobarometer / Paleothermometer. *The Journal of Geology*, 110, 671-685.
- Sato H., and Taniguchi, 1997. Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreatomagmatic eruptions: Implications for energy

- partitioning. *Geophysical Research Letters*, 24/3, 205-208.
- Schumacher, R., and Schmincke, H.S. 1991. Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Lacher See Volcano. *Bulletin of Volcanology*, 53, 612-634.)
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the NE Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1994a. Late Cenozoic basin development in west Turkey: G6rdes basin tectonics and sedimentation. *Newsletter Stratigraphy*, 131, 133-142.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1994b. Neogene palynological and isotopic age data from G6rdes basin, West Turkey. *Newsletter Stratigraphy*, 31, 133-142.
- Seyitoğlu, G., 1997a. The Simav graben: an example of young E-W trending structures in the late Cenozoic extensional system of Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 6, 135-141.
- Seyitoğlu, G., 1997b. Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selen-di and Uşak-G6re basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north trending basins in Western Turkey. *Geological Magazine*, 134, 163-175.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Emen, 6., Şen, Ő., and Işık, V., 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139, 15-26.
- Seyitoğlu, G., Alçıçek, M.C., Işık, V., Alçıçek, H., Mayda, S., Varol, B., Yılmaz, I., and Esat, K., 2009. The stratigraphical position of Kemiklitepe fossil locality (Uşak-Eşme) revisited: Implications for the Late Cenozoic sedimentary basin development and extensional tectonics in Western Turkey. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 251, 1-15.
- Sheridan, M.F., and Wohletz, K. H., 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 1-29.
- S6zbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277-288.
- S6zbilir, H., 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 255-282.
- Sparks, R. S. J., Pinkerton, H., and Macdonald, R., 1977. The transport of xenoliths in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, 234-238.
- Sparks, R. S. J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 1-37
- Şen, E., 2002. Kula B6lgesi (Batı Anadolu, T6rkiye) volkanizmasının volkanolojik-petrolojik gelişiminin incelenmesi. Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, T6rkiye, 269 sayfa
- Őeng6r, A.M.C., and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Tekkaya, I., 1976. İnsanlara ait fosil ayak izleri. *Yeryuvarı ve İnsan*, 1/2, 8-10.
- Tokçaeer, M., Agostini, S., and Savaşçın, M.Y., 2005. Geotectonic setting and origin of the youngest Kula volcanics (Western Anatolia), with a new emplacement model. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 145-166.
- Tyrrell, G.W., 1932. The basalts of Patagonia, *The Journal of Geology*, 40, 374-383.
- Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 21-34.
- Washington, H.S., 1900. The composition of Kulaite. *The Journal of Geology*, 8, 610-620.



- Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G., and Maddy, D., 2004. Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the Gediz river terrace staircase and the volcanism at Kula. *Tectonophysics*, 391, 121-169.
- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Demir, T., Scaillet, S., and Rowbotham, G., 2005. Constraints on the timing and regional conditions at the start of the presence phase of crustal extension in western Turkey, from observations in and around the Denizli region. *Geodinamica Acta*, 18, 209-238.
- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Beck, A., Bridgland, D., Demir, T., Scaillet, S., and Rowbotham, G., 2006. Late Cenozoic uplift of western Turkey: Improved dating of the Kula Quaternary volcanic field and numerical modelling of the Gediz river terrace staircase, *Global and Planetary Change*, 51, 131-171.
- White, R.S., and McKenzie, D.P., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729
- Wohletz, K.H., and McQueen, R.G., 1984. *Experimental Studies of Hydromagmatic Volcanism*. Studies of Geophysics. National Academic Press, Washington, 158-169
- Wood, C. A., 1974. Reconnaissance geophysics an geology of the Pinacate Craters, Sonora, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 38, 149-172.
- Wood, C. A., 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: Şengör, A.M.C. (Ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic Publishers, 159-189.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 1-19.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., and Elmas, A., 2000. When did the Western Anatolian grabens begin to develop? Bozkurt, E. Winchester, J.A., Piper J.A.D. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Journal of Geological Society of London*, 173, 131-162.

