

## Maarlar ve Narlıgöl Maarı (Niğde, Orta Anadolu)

Mustafa DURDU<sup>1</sup>

### ÖZ

Maarlar, cüruf konilerinden sonra dünyada en fazla görülen volkanik yapılardır ve yeraltında oluşan patlamalar sonucunda, fırlayan malzemenin oluşturduğu çökellerle çevrelenen volkanik kraterlerdir. Patlamalar, yukarı doğru sokulum yapan magmanın yeraltı su seviyesi ile karşılaştığı zaman meydana gelir. Yeraltı su seviyesi düştükçe patlamalar da daha derinlerde oluşmaya başlar. Huni şeklinde oluşan ve maarların yeraltındaki devamı olan bu yapıya “diatrem” adı verilir. Oluşan kraterin şekli patlama sayısına ve patlamanın derinliğine bağlıdır. Orta Anadolu Volkanik Provensi (OAVP) içerisinde bugüne kadar tanımlanan 20 tane maar bulunmaktadır. Bunlardan birisi olan Narlıgöl Maarı, Niğde ilinde yer almakta olup Kuvaterner yaşlıdır. Maar yakın çevresinde Üst Miyosen’den başlayıp Kuvaterner’e kadar değişen litolojiler gözlenir. Maar çökelleri içerisinde temele ait mermer ve ofiyolitik kökenli litik taneler ile daha genç volkano-sedimanter çökellere ait litikler bulunur. Maar, Volkanik Patlama İndisi (VEI) göz önüne alındığında ~ 5 büyüklüğünde bir patlamaya karşılık gelir.

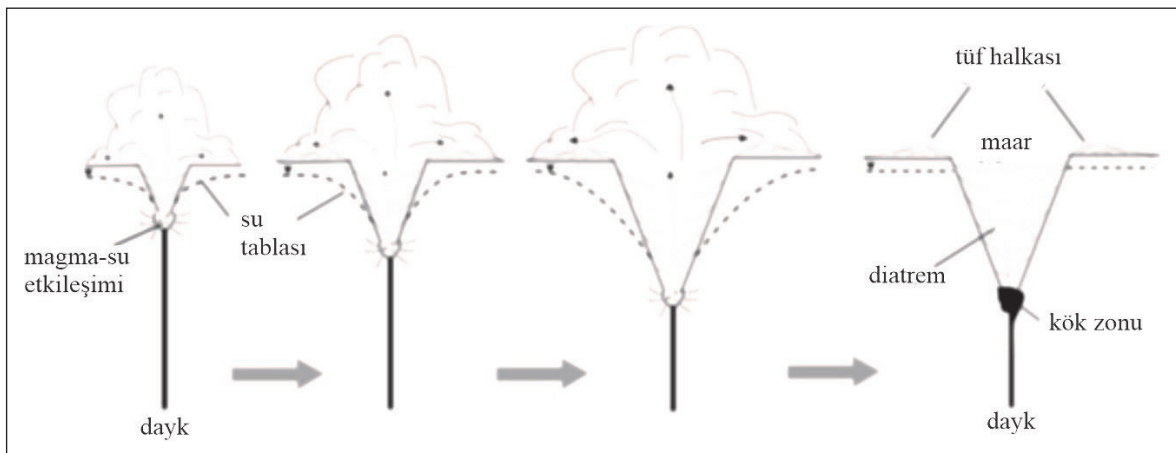
### 1. Giriş

Maarlar, yeraltında meydana gelen feratomagmatik patlamalar tarafından fırlatılan malzemenin oluşturduğu halka şekilli çökellerle çevrelenen volkanik kraterlerdir (Nichols ve Graettinger, 2021). Oluşan kraterin tabanı, patlama öncesi topoğrafik seviyenin altındadır (Nichols ve Graettinger, 2021).

Eğer topoğrafik seviyenin altında değilse tuf halkası olarak isimlendirilir (White ve Ross, 2011). Bilinen maarların çok büyük bir kısmı mafik ve ultramafik magmaların patlamasıyla oluşmuştur (White ve Ross, 2011). Ancak daha az olmakla birlikte andezitik-riyolitik kökenli felsik maarlar da vardır (Ross vd., 2017; Uslular vd., 2022).

### 2. Maarların Oluşumu

Maarların oluşumu Lorenz (1986) tarafından açıklanmıştır (Şekil 1). Magma yüzeye doğru yaklaşıncaya yeraltı suyu ile temasa geçer ve patlar. Bu patlama ile yüzeyde bir krater oluşur ve onun etrafına da patlama ile açığa çıkan malzemeler halka şeklinde çöker. Patlama ile bir miktar su tüketildiğinden yeraltı su seviyesi düşer. Magma sisteme girmeye devam ettikçe seviyesi düşen yeraltı suyu ile etkileşime girerek yeni patlamalar oluşturur. Patlama merkezi derinleştikçe, daha derinlerde bulunan kayaların parçalanması sebebiyle tefra çökelleri içerisinde litik taneler/kayaçlar olarak yer alır. Yüzeyde oluşan krater zamanla, devam eden patlamalarla ya da krater kenarlarında oluşan kaya düşmesi ve erozyonla, genişler. Bu şekilde üst kısmı geniş, alta doğru gittikçe daralan koni şeklinde bir yapı (diatrem) ortaya çıkar. Valentine ve White (2012), yeraltı suyunun varlığının şart olmadığını, sistemin basıncının hidrostatik basınçtan fazla olduğu durumlarda patlamanın oluşabileceğini belirtmişlerdir. Maarların içerisinde, daha sonraki aşamalarda, cüruf konileri veya lav domları oluşabilir (Lorenz, 1986, Ross vd., 2017). Sistem Surtsey tipi volkanizmadan, Stromboli tipi volkanizmaya geçiş gösterir. Bu durum, sisteme



Şekil 1- Maar-diatrem volkanizmasının evrimi (Valentine vd., 2011).

<sup>1</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü, Konya

gelen su akışının kesildiği ya da yeraltı suyunun buharlaşarak tükendiği durumlarda oluşur (Lorenz, 1986). Patlamanın oluşabilmesi için sistemin basıncının 20-30 bardan fazla olması gerekir (Lorenz, 1986). Maar tipi bir volkanizmanın oluşabilmesi için magma/su oranının 3/1, tuf halkası oluşabilmesi için ise 1/1 olması gerekir (Lorenz, 1986). Patlama serbest akiferlerde yeraltı su seviyesinin < 2 km altında oluşabilmekle birlikte, 1 km'den sığ derinliklerde, özellikle de 100 m'den daha az derinliklerde etkindir (Lorenz, 1986).

Maarlar, <100 m ile 2 km arasında değişen bir çapa ve birkaç 10 m ile 300 m arasında değişen derinliğe sahiptir (Lorenz, 2003). Daha büyük maarlar da vardır; örneğin Potrok Maarı (Arjantin), 3,9 km çapa sahiptir (Graettinger ve Bearden, 2021). Yine Lake Purumbete Maarı (Avustralya)'nın çapı 3 km'dir (Jordan vd., 2013). Maarın alt kısmında bulunan diatremler ise 2,5 km'den fazla derinliğe sahip olabilir. Krater çapı ile diatrem derinliği arasında 1:1 oranı vardır (Lorenz, 1986). Derinlik ve çap, maksimum tefra çökeli seviyesinden ya da krater kenarından ölçülebilir. Maarı çevreleyen tefra halkası ise 100 m'den fazla kalınlığa sahip olabilir. Kraterin içindeki çökeller 30-35° açı ile içeri doğru, kraterin dışındaki çökeller ise 5-15° ile dışarıya doğru eğimlidir (Lorenz, 2003; Lorenz, 2007). Tefra halkasının yarıçapı, maarın merkezi baz alınrsa 2-5 km uzaklığa kadar erişebilir (Lorenz, 2007). Maarlar sert temel kayalar ya da sedimanter kayalar üzerinde gelişebilir. Kırık ve çatlakların akiferi oluşturduğu sert temel kayalarda (magmatik, metamorfik, ofiyolitik kayalar) tefra halkasında büyük kayaç parçaları gözlenirken, geçirgen sedimanter kayalarda ise mineraller ve çakıl parçaları izlenir (Lorenz, 2003). Yüksek dayanıma sahip litolojilerde gerçekleşen patlamalarda, düşük dayanımlı olanlara göre, krater çapı daha küçük, blok boyutlu malzeme miktarı daha fazla ve fırlama hızları daha düşüktür (Montanaro vd., 2022). Maar patlamaları, büyüklüğü 4,5'a kadar ulaşabilen depremler oluşturabilir (Lorenz, 2007).

Magma ile suyun etkileşimiyle oluşan patlamalarda, karnabahar şekilli volkanik bombalar, yoğun palagonitleşme, bomb-sag (çarpma-çöküntü) yapıları, sin-eruptif erozyon kanalları ve volkanik olmayan litiklerin bolluğu gibi özellikler gözlenir (Benamrane vd., 2022). Magmanın diatrem dolgularıyla karışması sonucu peperitler oluşabilir (Valentine ve White, 2012). Yığılım lapillisi, vesiküler tuf, slump yapılarının varlığı da püskürmede suyun varlığının göstergeleridir (Lorenz, 2007). Tefra çökellerinde ağaç kalıntıları da bulunabilir (Lorenz,

2007). Püskürme sırasında, juvenil (magmanın fragmentasyonu ile) ve temele ait kayalar fırlayabilir. Bazik ve ultrabazik maarlardan bu şekilde fırlayan blokların boyu 2 m'ye kadar çıkabilir (Lorenz, 2007). Bununla birlikte boyu 8 m'ye kadar çıkanlar da vardır (Lorenz, 2007). Temel kayalardan fırlayan malzemenin büyüklüğü, patlamanın şiddetine ve çatlak sistemlerinin bolluğuna bağlıdır (Lorenz, 2007).

Graettinger vd. (2015) tefra çökellerini; i) Proksimal (krater çevresinde oluşanlar), ii) Orta (uzaklaştıkça incelen ve sürekli bir yapı sunan) ve iii) Uzak (devamlılık sunmayan, izole) çökeller olarak 3 gruba ayırmıştır. Patlama ile fırlayan malzeme krater yarı çapının 24 katı kadar uzaklığa yayılabilir (Graettinger vd., 2015). Proksimal çökeller yarıçapın 2 katı, medial çökeller 4-6 katı kadar bir alana yayılabilir ve kalınlığı kraterden uzaklaştıkça hızla azalır (Graettinger vd., 2015).

Maarların stratigrafik istifi içerisindeki juvenil maddelerin bolluğu, patlamanın derinliği ile ilişkilidir. Juvenil malzeme <10% ise, litiklerin bol olduğu derindeki bir patlamayı; %10-60 ise derin ve sığ yerleşimli patlamayı; %60-90 ise, litiklerin az olduğu sığ yerleşimli bir patlamayı; >90 ise, gazların etkin olduğu yüzeye çok yakın sığ yerleşimli bir patlamayı işaret edebilir (Tchamabé vd., 2015).

Maar gölleri, ana beslenmesi meteorik yağışlar veya yeraltı suları ile olan, küçük bir drenaj alanına sahip olan göllerdir. Bu nedenle paleoiklim ve paleoortam çalışmaları için çok uygun olan gölssel çökellere sahiptir (White ve Ross, 2011).

Günümüzde de maarların oluşumu devam etmektedir. Tchamabé vd. (2016) tarihsel zamanlarda oluşan maar-diatrem volkanizmasına iki örnek vermişlerdir. 1954 yılında Şili'deki Nilahue Maarı, ana püskürme fazı 10 gün süren ama yaklaşık altı ay boyunca devam eden bir püskürmeyle oluşan 300 m çapında bir kraterdir. Ukinrek West Maar'ı ise 1977 yılında sadece 3 gün süren püskürme ile oluşmuş olup 170 m genişliğinde ve 30 m derinliğinde bir kraterdir.

## 2.1. Patlama Dinamiği

Maar-diatrem yapılarını oluşturan patlamaları kontrol eden iki faktör vardır: i) Sistemdeki suyun bolluğu ile sıcaklık, basınç gibi özellikleri, ii) Litoloji, doku, permeabilite, dayanım gibi kayaca ait mekanik özellikler. Patlama ile ilişkili enerjiyi araştırmak için iki yaklaşım vardır: i) Krater boyutları ve çıkan malzemenin hacmi, ii) Kayaç ve akışkanın fiziksel ve termodinamik özellikleri. Bu bilgiler

ise arazi gözlemleri ve deneysel çalışmalardan elde edilmektedir. Deneysel çalışmalar, tek bir patlamanın olduğu ya da patlama merkezinin dikey ve yanal olarak değiştiği çoklu patlamaları içerir.

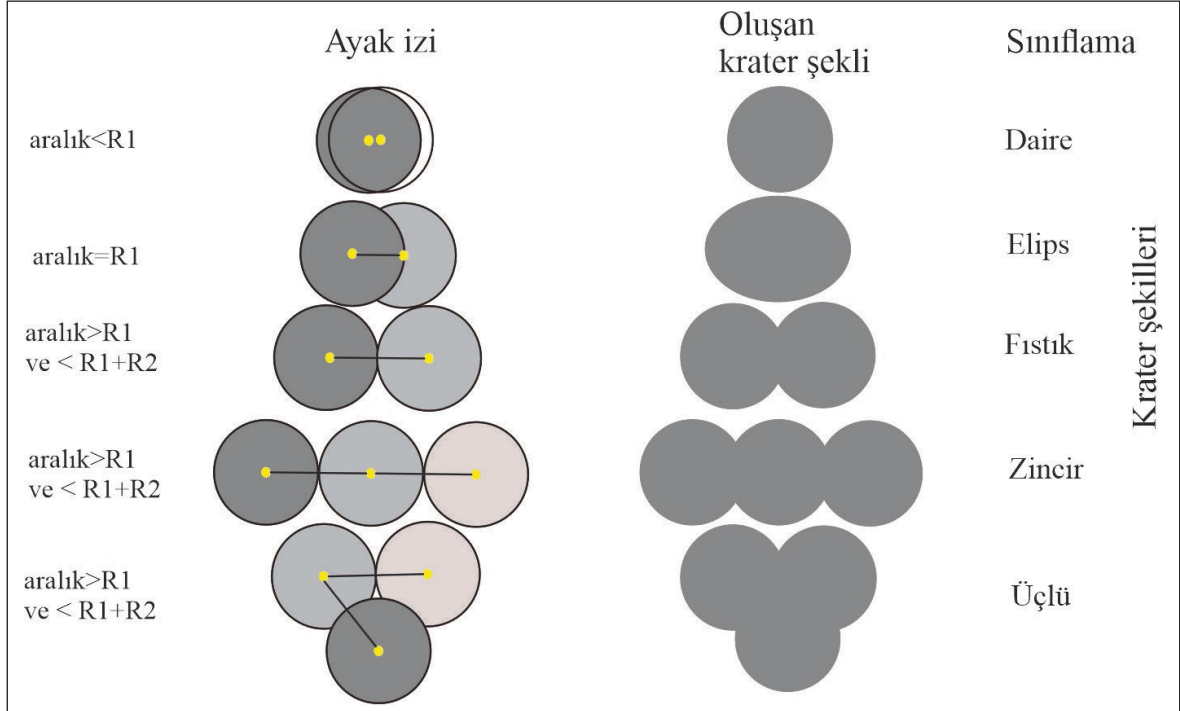
Maarları oluşturan patlama(lar)ın odak noktası zamansal ve mekânsal olarak yatay ve dikey yönde geçebilir. Maarlar bu patlamaların sonucunda nihai şeklini alır. Dolayısıyla maarların şekillerinden yola çıkarak patlamaların sayısı tahmin edilebilir (Graettinger ve Bearden, 2021; Şekil 2). Tek bir patlama ile oluşan maarlar olduğu gibi yirmi tane patlamanın sonucunda tek bir maar oluşabileceği durumlar vardır (Graettinger ve Bearden, 2021). Doğada en fazla elips ve fıstık şekilli (%25) maar bulunmaktadır (Graettinger ve Bearden, 2021).

Krater morfolojisi ve fırlayan malzemenin dinamiği, büyük oranda ölçeklendirilmiş derinliğe (scaled depth,  $D_{sc}$ ) bağlıdır (Goto vd., 2001; Valentine vd., 2015; Graettinger vd., 2015).  $D_{sc}$  ile Enerji (E) arasında şöyle bir bağlantı vardır:

$$D_{sc} = d/E$$

Buradaki eşitlikte (d) fiziksel derinlik (m) ve (E) patlama enerjisini (J) gösterir. Optimal (maksimum)

krater derinliği  $D_{sc} \approx 0,004 \text{ mJ}^{-1/3}$  iken oluşur (Valentine vd., 2015; Şekil 3a). Belirli bir enerji için, ölçeklendirilmiş derinlik optimal derinliğe nazaran artarsa, oluşan krater küçülür. Scaled depth  $0,004 \text{ mJ}^{-1/3}$  iken, oluşan kraterin çapı maksimum olur ( $D_{ref} = 0.014 \text{ mJ}^{-1/3}$ ) (Goto vd., 2001; Şekil 3b). Bu çap, patlamanın ayak izi (optimal scaled depth) olarak isimlendirilir (Valentine vd., 2015). Her bir patlamanın odak noktası bir diğerinin ayak izi içerisinde kalıyorsa, dairesel şekilli bir krater oluşur. İki patlamanın ayak izleri örtüşüyor ama her birinin odak noktası diğerinin ayak izinin dışında kalıyorsa oluşan krater düzensiz şekilli olur (Valentine vd., 2015). Patlamanın ayak izleri birbiriyle örtüşmüyorsa, ayrı kraterler meydana gelir (Valentine vd., 2015).  $D_{sc} \approx 0,008 \text{ mJ}^{-1/3}$  değerine ulaştığında ise patlama enerjisi yeraltında tamamen emilir ve yüzeyde bir krater oluşmaz (Valentine vd., 2015). Tam tersine  $D_{sc} \approx 0,008 \text{ mJ}^{-1/3}$  değerine yaklaştığında, püsküren malzemenin krater içinde depolanması suretiyle, yüzeyde bir tümsek oluşur (Şekil 3c).  $D_{sc}$  değeri  $>0,008 \text{ mJ}^{-1/3}$  olduğunda ise patlama sonucunda püsküren bir malzeme yoktur, ancak yüzeyde bir çukurluk meydana gelir (Şekil 3d). Yukarıdaki eşitlik normal kimyasal patlamalardan ( $\sim 10^6 \text{ J}$ ) nükleer patlamalara kadar geçerlidir ( $10^{15} \text{ J}$ ). Feratomagmatik patlamaların çoğu



Şekil 2- Patlamaların ayak izi ile krater şekli arasındaki ilişkiyi gösteren şematik diyagram. İlk oluşan kraterin ayak izinin yarıçapı R1 ile, daha sonra oluşan kraterin ayak izinin yarıçapı R2 ile gösterilmiştir. Patlama yerleri sarı ile, patlama noktaları arasındaki mesafe siyah çizgi ile, farklı patlamalar ise grinin farklı tonları ile gösterilmiştir (Graettinger ve Bearden, 2021).

$\sim 10^9-10^{13}$  J arasında enerji değerlerine sahiptir (Valentine vd., 2014). Toplam enerjinin %1-10'u kinetik enerji olarak düşünülebilir (Valentine vd., 2014).

Krater çapı D (metre) ile patlamanın enerjisi E (Joule) arasında şöyle bir ilişki vardır (Sato ve Taniguchi, 1997).

$$E=4,45 *$$

Patlamayla oluşabilecek kraterin çapı, ölçeklendirilmiş derinlik  $0,004 \text{ mJ}^{-1/3}$  iken maksimum olur (Goto vd., 2001). Sato ve Taniguchi (1997) ölçeklendirilmiş derinlik  $<0,004$  iken oluşacak kraterin çapı D (m) ile enerjisi E (J) arasında aşağıdaki ilişkinin var olduğunu ifade etmişlerdir.

$$\log D = 0,32 \log E - 2,06$$

Buradan E'yi çekersek;

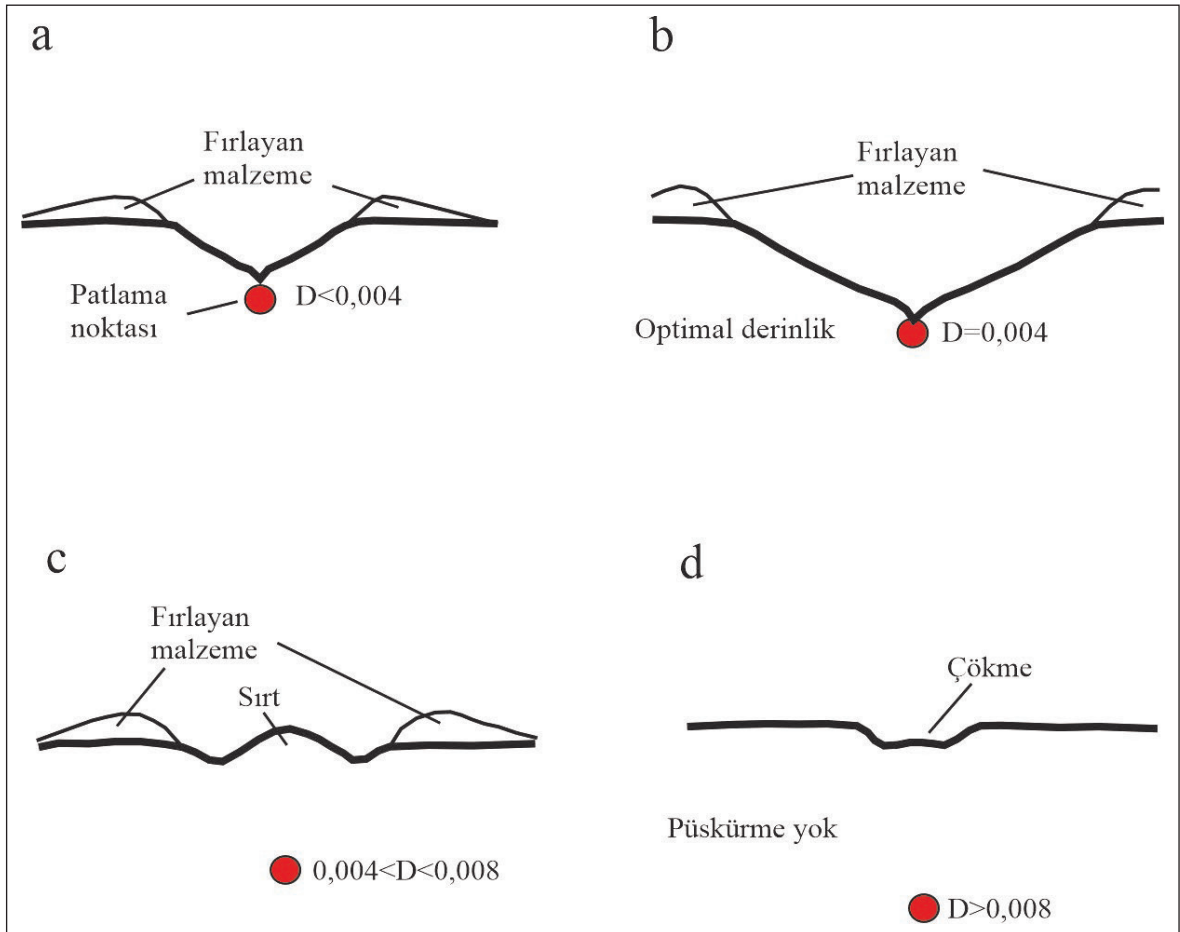
$$E = 10 \text{Exp} (\log D + 2,06) / 0,32$$

Patlama enerjisi tamamen magmanın ısı enerjisinden kaynaklanıyorsa, her bir patlama için gereken minimum magma miktarı aşağıdaki formülle tahmin edilebilir (Yokoko vd., 2002).

$$E = M (\Delta T \times C_p + H)$$

$$V = M / \rho$$

Burada E, ısı enerjisi ( $10^{10}-10^{12}$  J); m, magmanın kütlesi; ( $C_p$ ) özgül ısı (bazalt için  $1.200 \text{ J/kg/K}$ ); (H) gizli ısı (latent heat,  $2 \times 10^5 \text{ J/kg/K}$ ); (V) magmanın hacmi; ( $\Delta T$ ) magma ve su arasındaki sıcaklık farkı ( $\sim 1.000 \text{ K}$ ) ve ( $\rho$ ) magmanın yoğunluğu ( $2.500 \text{ kg/m}^3$ ) olarak kabul edilebilir (Yokoko vd., 2002).



Şekil 3- Farklı ölçeklendirilmiş derinliklerdeki patlamalarda oluşan kraterler (Valentine vd., 2015). a) Optimal derinlikten daha sığda meydana gelen patlamada oluşan krater küçüktür ve fırlayan malzeme geniş alanlara yayılır; b) Optimal derinlikte meydana gelen patlamada oluşan krater çapı maksimumdur; c) Patlama derinliği optimal derinlik ile 0,008 arasında olursa, oluşan kraterler küçüktür ve püsküren az miktardaki tefrânın çoğu tekrar içerisine düşer. Bazı durumlarda bir sırt oluşturabilir ve d)  $D > 0,008$  ise püsküren malzeme olmaz ancak yüzeyde bir çukurluk oluşabilir.

Eşitlikte gizli ısı göz ardı edilir ve denklem yeniden düzenlenirse, magma miktarı (M):

$$M = \frac{E}{\Delta T \times C_p}$$

Isı enerjisinin kinetik enerjiye çevrilmesinde magma hacminin tamamı etkin olmayıp, etkinlik %1-10 arasındadır (Büttner ve Zimanowski, 1998). Dolayısıyla magma hacmini tahmin etmek için, yukarıdaki formülle hesaplanan değeri 10-100 ile çarpmak gerekir (Valentine vd., 2011).

Maar-diatrem yapılarını oluşturan feratomagmatik patlamalarda, krater çapı (D) ile püsküren malzemenin hacmi (V) arasında şöyle bir bağıntı vardır (Sato ve Taniguchi, 1997; Roche ve Carazzo, 2019).

$$D = 0,97 V^{0,36}$$

Buradan V'yi çekersek;

$$V = e^{\ln(D/0,97)/0,36}$$

Volkanik Patlama İndisi (VEI) büyüklüğü (M) ise şu şekilde tahmin edilebilir (Deligne vd., 2010):

Eğer tefra çökelinin Kuru Kayaç Eşdeğeri (DRE) biliniyorsa:

$$DRE = V_t \times \rho_t / \rho_m$$

$$M = \log_{10} (V_{DRE} \times \rho_m) - 7$$

Eğer DRE bilinmiyorsa:

$$M = \log_{10} (V_t \times \rho_t) - 7$$

Burada ( $\rho_m$ ) magmanın yoğunluğu ( $\text{kg/m}^3$ ), ( $\rho_t$ ) tefranın yoğunluğu ( $\text{kg/m}^3$ ), ( $V_t$ ) tefranın hacmi ( $\text{m}^3$ )'dir. Deligne vd. (2010), magma yoğunluğunu ( $\rho_m$ )  $2.700 \text{ kg/m}^3$ , tefra yoğunluğunu ise ( $\rho_t$ )  $1.000 \text{ kg/m}^3$  olarak kabul etmişlerdir.

### 3. Orta Anadolu Volkanik Provansı (OAVP) İçerisinde Yer Alan Maarlar

OAVP, çok sayıda cüraf konisi, maar ve lav domlarını içinde barındıran, monojenetik volkanizmanın yaygın olduğu bir alandır. OAVP içerisinde Hasandağı, Keçiboyduran, Melendiz, Erciyes gibi polijenetik volkanizma da görülür. Yayınlanmış verilerden yola çıkarak, OAVP içindeki maarlar ve özellikleri Çizelge 1'de verilmiştir. Bölgedeki maarlar, bunların oluşturduğu çökeller ve petrolojik özellikleri ile ilgili yapılan çalışmalar çok azdır (Uslular vd., 2022). Bileşimsel olarak

farklı maarlar, bazaltik bir ana kaynaktan değişik oranlardaki diferansiyasyon sonucunda oluşmuşlardır (Uslular vd., 2022).

### 4. Narlıgöl Maarı (Niğde, Orta Anadolu)

Narlıgöl Maarı (Şekil 4) Niğde ili Merkez ilçesine bağlıdır ve Niğde'nin 45 km KB'sında yer almaktadır. Narlıgöl Maarı Kapadokya Volkanik Provansı (KVP) içerisinde bulunmaktadır. Narlıgöl'de jeolojik-jeotermal çalışmaların (Gevrek ve Kazancı, 2000; Burçak, 2009; Bilen, 2014) yanı sıra iklimsel (Jones vd., 2008; Woodbridge ve Roberts, 2011; Dean vd., 2015; Roberts vd., 2016), paleoekolojik (England vd., 2008) ve paleoortamsal çalışmalar (Woodbridge ve Roberts, 2010; Dean vd., 2013) da yoğun olarak yapılmıştır. Ayrıca Durak vd. (1997), göl suyunu kirlilik açısından incelemişlerdir.

#### 4.1. Jeoloji

Bölgede Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik ve plutonik kayalar, Eosen yaşlı denizel çökeller, Üst Eosen-Oligosen yaşlı karasal çökeller ile Orta-Üst Miyosen yaşlı karasal çökellerle bunlara eşlik eden ignimbiritler ve yoğun olarak Pliyosen-Kuvaterner aralığında etkin olmuş volkanik kayalar gözlenmektedir (Dönmez vd., 2005). Bölgede, 8-9 My ve 5-7 My olmak üzere iki ana volkanik evrede büyük miktarlarda silisik ignimbiritler çökelmiştir (Aydar vd., 2012). Dokuz adet ignimbirit üyesine ayrılan Ürgüp formasyonu (Pasquare, 1968), ana litolojik birimdir (Aydar vd., 2012). Formasyon, karasal çakıltı, kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı ile ignimbirit ara seviyeleri ve andezitik lav dillerinden oluşur (Dönmez vd., 2005). Ürgüp formasyonu Dönmez vd. (2005)'in İnsuyu formasyonuna karşılık gelir. İgnimbiritler, akarsu-göl çökelleri, toprak ya da lav akıntıları ile birbirinden ayrılır (Aydar vd., 2012).

Ürgüp formasyonu içerisinde yer alan ve piroklastik akıntılardan oluşan Selime tüfü (Şekil 5, 6a) ve bunların üzerine gelen Kızılkaya ignimbiriti (Şekil 5, 6b) maar yakın çevresinde yüzeyleyen en yaşlı birimlerdir. Bunların üzerine sırasıyla Göllüdağ piroklastikleri (Şekil 5, 6c), Gösterli lav akıntıları (Şekil 6d) ve Narlıgöl tefra çökelleri gelir. Göllüdağ piroklastikleri, Selime tüfünün üzerine gelir ve içerisinde blok boyutuna ulaşabilen riyolit, obsidyen ve pomza taneleri vardır (Şekil 6c). Bazaltik cüraflardan ve lav akıntılarında oluşan Gösterli bazaltları, Göllüdağ piroklastikleri üzerine pişme zonu ile oturur (Şekil 6d). Bazaltların alt kesimleri plakalı görünümü, üst kesimleri ise sütünsal soğumalıdır

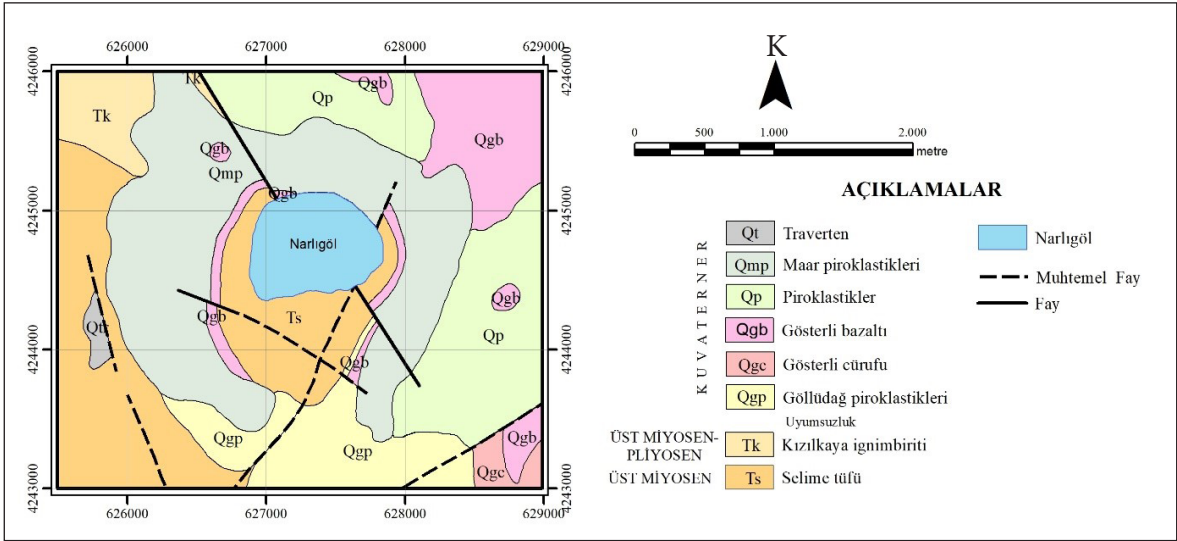


Çizelge 1- OAVP içerisinde tespit edilen maarlar: [1] Uslular ve Kuşçu, 2019; 2) Tunoğlu vd., 2018; 3) Türkecan, 2015; 4) Uslular vd., 2022. ]

Sıra No.	Maar Adı	İl	Bileşim	Çap (m)	Uzun Eksen (m)	Kısa Eksen (m)	Derinlik (m)	Yaş	Referans
1	Obruk	Aksaray	Mafik	1.500	-	-	50	Kuvaterner	1, 3
2	Yıpraktepe	Aksaray	Mafik	-	1.500	1.000	80	Kuvaterner	3
3	Karafatma	Niğde	Mafik	1.600	-	-	60	Kuvaterner	1
4	Çayankışlası	Niğde	Mafik	-	2.000	1.500	35	Kuvaterner	1, 3
5	Develiini	Niğde	Mafik	-	-	-	-	Kuvaterner	1, 3
6	Narlıgöl	Niğde	Mafik	1.350	-	-	135	Kuvaterner	3
7	-	Niğde	Mafik	-	-	-	-	Kuvaterner	1
8	Meke Gölü	Konya	Mafik	-	-	-	-	Kuvaterner	3
9	Meke Obruğu	Konya	Mafik	-	-	-	-	Kuvaterner	3
10	Yılan Obruğu	Konya	Mafik	-	350	265	26	Kuvaterner	3
11	Kızıltepe	Konya	Mafik	950	-	-	125	Kuvaterner	3
12	Acıgöl	Konya	Mafik	-	1.650	1.300	80	Kuvaterner	3
13	Kütören	Konya	Mafik	750	-	-	60	Kuvaterner	1, 3
14	Cora	Kayseri	Felsik	1.200	-	-	95	Kuvaterner	3
15	Kükürttepe	Kayseri	Felsik					Kuvaterner	3
16	Acıgöl	Nevşehir	Felsik	1.000	-	-	50	Kuvaterner	3, 4
17	Kalecitepe Tüf Halkası	Nevşehir	Felsik	1.000	-	-	40	Kuvaterner	3, 4
18	İcik	Nevşehir	Mafik	-	1.750	750	60	Kuvaterner	4
19	İnallı	Nevşehir	Felsik	-	-	-	-	Kuvaterner	4
20	Korudağ	Nevşehir	Felsik	-	-	-	-	Kuvaterner	4



Şekil 4- Narlıgöl Maarı (arka planda görülen sivri tepe Neneni Dağı'dır).



Şekil 5- Narlıgöl ve yakın çevresinin jeoloji haritası.

(Şekil 6e). Bunlarla eş yaşlı olan ve çoğunlukla asidik karakterli olan ancak içerisinde aynı zamanda bazik taneler içeren piroklastikler bazaltlarla geçişlidir. Maar tefra çökelleri çoğunlukla orta-iri boyutlu bazalt tanelerinden meydana gelir (Şekil 6f). Bu çökeller içerisinde Ürgüp formasyonuna ait sedimanter kayaç taneleri (Şekil 7a, b), temel birimlere ait mermerler (Şekil 7c) ve ofiyolitik taneler (Şekil 7d) bulunur. Bunlar çoğunlukla blok boyutundadır. “Base surge (taban yayılım)” yapıları (Şekil 7e) ve tefra çökelleri içerisinde yırtışım lapillileri (Şekil 7f) de gözlenmiştir. Narlıgöl maar çökelleri toplam ~ 5 m kalınlığındadır (Gevrek ve Kazancı, 2000).

Kraterin GD kenarında (Şekil 8a) büyük bir mermer bloğu (Şekil 8b) gözlenmiştir. Yaklaşık olarak 1 m uzunluğundaki blok patlama sırasında fırlayarak kraterin GD kenarına 140 m uzaklıktaki yüzeye düşmüştür.

#### 4.2. Göl ve Göl Çökelleri

Narlı Gölü’nde batimetri çalışması yapan Brehme vd. (2021a, b), ortalama derinliği 15 m olan gölün içerisinde 18 m ve 24 m derinliğinde iki adet çukurluk gözlemlemişlerdir. Çukurlar birbirinden bir tümsekle ayrılmaktadır. Koni şeklindeki bu çukurluklar, 10-20 m çapındadır (Brehme vd., 2021a). Sahadaki jeotermal akışkanlar, göl içerisindeki doğrultu atımlı fay ile bindirmelerin kesişim noktasıyla ilişkilidir (Brehme vd., 2021a, b).

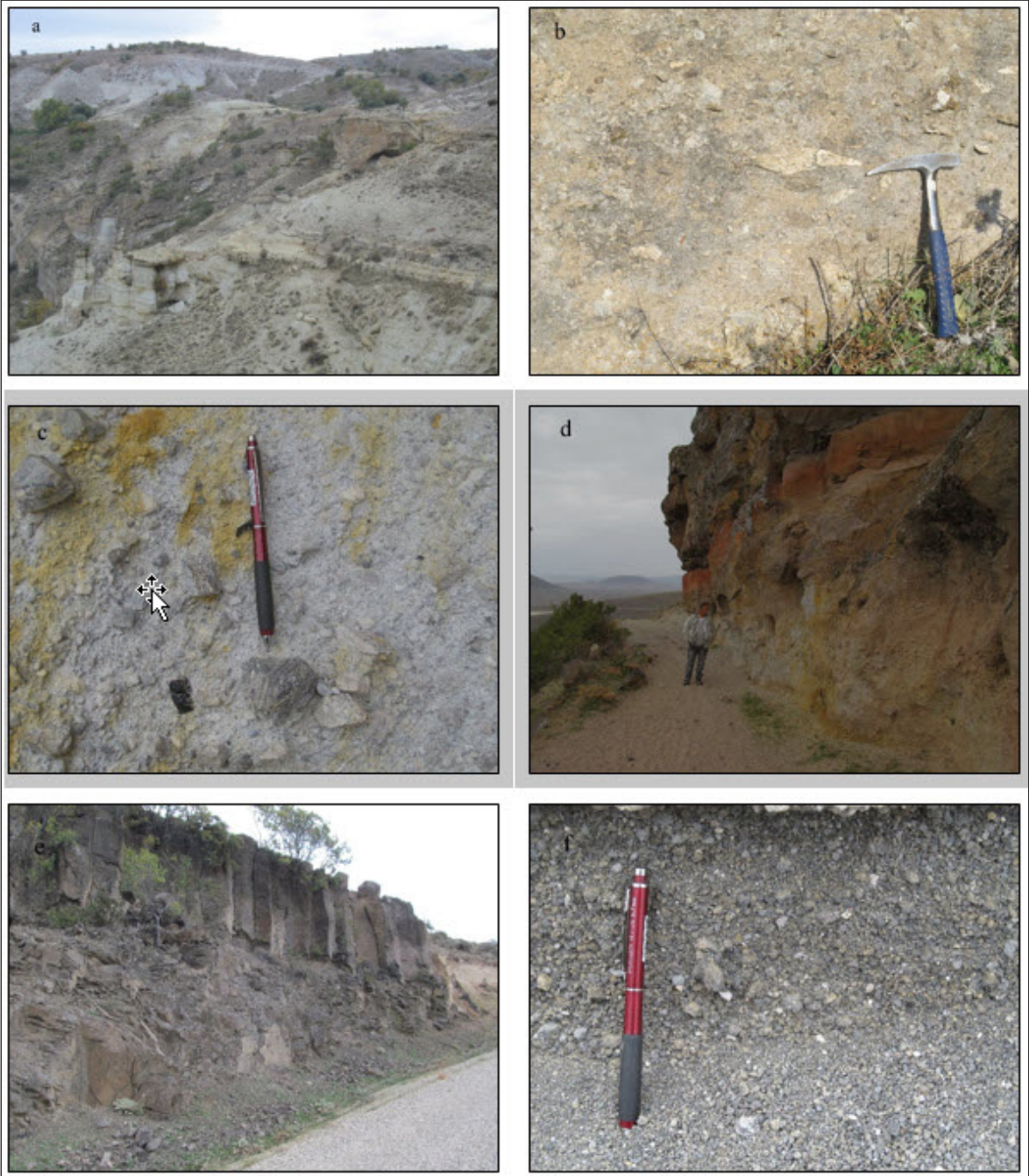
Gölde, kurak sezonlarda kalsiyum karbonat, kış ve bahar dönemlerinde ise diatomca zengin organik maddeler çökelmiştir (England vd., 2008).

Laminalı yapı gösteren bu çökeller varv karakterinde olduğundan yaş tayinlerinde kullanılmaktadır (England vd., 2008; Dean vd., 2015b). 3,76 m uzunluğa sahip olan ve varlardan oluşan göl çökellerinin tabanı 1.700 yıl önceye (MS 300 yılına) tarihlendirilmiştir (England vd., 2008). Diğer yandan göl çökellerinden U-Th tarihlendirmesi yapan Dean vd. (2015) 19,29 m derinlikten  $11.82 \pm 0.52$  by; 10,21 m derinlikten  $4.41 \pm 0.16-0.17$  by değerlerini elde etmişlerdir. En tabandaki varv kesimden alınan yaş ise 12.900 yıldır (Dean vd., 2015b). Karotun tamamen gösel sedimanları içermesi ve patlama sonucunda geri düşme ile maar içerisine çökelen tefralara ulaşamaması, maarın oluşum yaşının daha eski olduğunu göstermektedir.

Nevşehir’in batısındaki Acıgöl Maarının  $20,3 \pm 0.6$  by (U-Th/He; Schmitt vd., 2011) yaşında olması ve bölgedeki diğer maarların  $23,2 \pm 3$  by’den büyük olması nedeniyle (Schmitt vd., 2011), Narlıgöl Maarının yaşı muhtemelen 23-40 by arasındadır. Narlıgöl Maarı, Eski Acıgöl Maarından (20-25 by) muhtemelen daha yaşlıdır (Roberts vd., 2016). Holosen’deki sedimantasyon hızı  $1,5$  mm/yıl’dır (Dean vd., 2015b).

Göl sularında  $SO_4$  ve  $SiO_2$  değerleri derinlikle birlikte artarken pH değeri azalmaktadır (Woodbridge vd., 2010b). Ortalama göl suyu anyonlarca ( $Cl$ ,  $HCO_3$ , ve  $SO_4$ ), kationlarca ise ( $Na$ ,  $K$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Si$  ve  $Sr$ ) açısından zengindir (Brehme vd., 2021a). Suyun sıcaklığı, pH’ı ve EC’si sırasıyla  $22,6$  °C,  $8,5$  ve  $3.483$   $\mu S/cm$ ’dir (Brehme vd., 2021a).  $HCO_3$ ,  $Ca$  ve  $Sr$  derinlikle birlikte artarken,  $Cl$ ,  $SO_4$ ,  $Mg$  ve  $pH$  ise azalmaktadır,  $Si$  değeri ise fazla değişmemektedir (Brehme vd., 2021a).





Şekil 6- a) Selime tufü; b) Kızılkaya ignimbiriti ve fiamme yapısı; c) Göllüdağ piroklastikleri içerisindeki riyolit ve obsidyen taneleri; d) Göllüdağ piroklastikleri üzerine pişme zonu ile gelen Gösterli bazaltı; e) Alt kesimleri plakalı, üst kesimleri ise sütunsal görünümlü Gösterli bazaltı ve f) Maar tefra çökellerini meydana getiren juvenil bazaltlar.

Maar içerisinde jeotermal bir sistemin varlığı da bilinmektedir. Daha önce var olan ve sıcaklığı 45 °C'ye kadar ulaşan kaynaklar (Akkuş vd., 2005), yapılan sondajlardan sonra kurumuştur. Sıcaklıkları 65 °C olan kuyularda (Akkuş vd., 2005) karbonat kabuklaşması yaygındır. Sahada travertenlerin varlığı (Şekil 4), maar çökelleri içerisinde ve üzerinde mermer bloklarının görülmesi, sıcak suların ana rezervuarının derinlerdeki mermerler olduğunu göstermektedir.

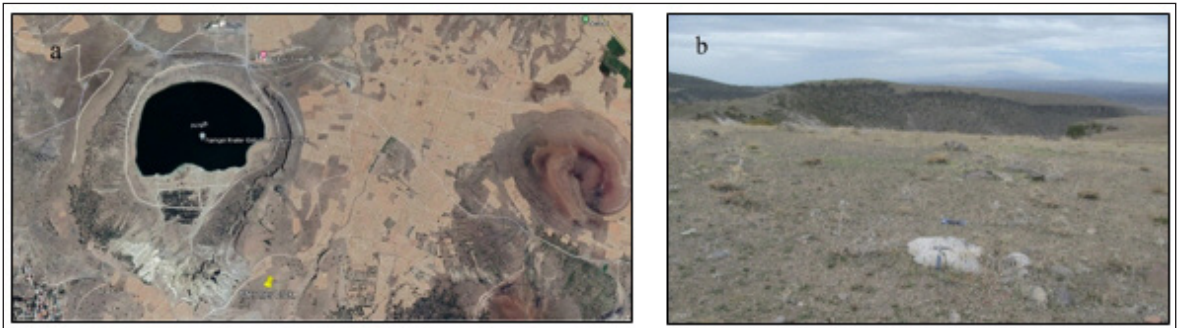
#### 4.3. Narlıgöl Maarı'nın Oluşum Dinamiği

Narlıgöl maarı, KD-GB doğrultulu uzun eksenli boyunca 1.645 m ve yaklaşık D-B doğrultusundaki kısa eksenli boyunca ise 1.325 m uzunluğundadır (Şekil 9a). Buradan kraterin ortalama çapı 1.485 m olarak hesaplanabilir. Ölçüler Google Earth üzerinden ve en uzun olduğu noktalar baz alınarak hesaplanmıştır. Maar gölünün K-G ve D-B yönlü





Şekil 7- a) Maar çökelleri içerisinde bulunan Ürgüp formasyonuna ait çakıltı bloğu, b) Killi kireçtaşı, c) Temele ait mermer, d) Ofiyolit taneleri, e) Base surge yapıları ve f) Yığışım lapillisi.



Şekil 8- a) Mermer bloğunun konumu ve b) Mermer bloğu ve arkasındaki Narlıgöl Maarı.

uzunluğu ise sırasıyla 655 ve 895 m'dir (Şekil 9b). Buradan ortalama çapı 775 m olarak hesaplanır. Maarın boyutları krater kenarından, gölün boyutları ise su seviyesinden alınmıştır. Maarın derinliğini hesaplamak için her bir eksen doğrultusundaki maksimum ( $H_{max}$ ) ve minimum ( $H_{min}$ ) kotlar arasındaki farklar hesaplanarak bunların ortalaması alındıktan sonra ( $H_{ort}$ ) göl tabanının yüksekliğinden ( $H_g$ : 1.371 m) çıkarılmıştır (Şekil 10).

$$H_{D-B} = (H_{max} - H_{min})/2 = (1.539 - 1.413)/2 = 1.476 \text{ m.}$$

$$H_{K-G} = (H_{max} - H_{min})/2 = (1.527 - 1.457)/2 = 1.492 \text{ m.}$$

$$H_{ort} = (H_{D-B} + H_{K-G})/2 = (1.476 + 1.492)/2 = 1.484 \text{ m.}$$

Göl yüzeyinin deniz seviyesinden yüksekliğinin 1.371 m olduğu göz önüne alınırsa, Narlıgöl Maarı'nın ortalama derinliği 113 m'dir. Maarın güney kenarı erozyondan kaynaklanan sebeplerle bir miktar genişlemiştir.

Çizelge 2'de verilen değerler kullanılarak, Narlıgöl Maarı'nın oluşumunda ortaya çıkan enerji, çıkan malzemenin ve magmanın hacmi ile buna karşılık gelen VEI değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 3). Yaklaşık olarak 7 milyon m<sup>3</sup> magmanın yeraltı suyu ile etkileşime girerek patlaması sonucu  $5,84 \times 10^8$  m<sup>3</sup> tefra açığa çıkmıştır. Patlama ile ortaya

çıkan yaklaşık olarak  $2,2 \times 10^{16}$  J enerji, VEI=5 ölçeğine karşılık gelmektedir (Çizelge 3).

Bir megaton TNT'den çıkan enerjinin 4.184 petajoule ( $4.184 \times 10^{15}$  J) olduğu göz önüne alınırsa, maar oluşumuna sebep olan enerji yaklaşık 5 megatonluk bir nükleer patlamaya eşdeğerdir.

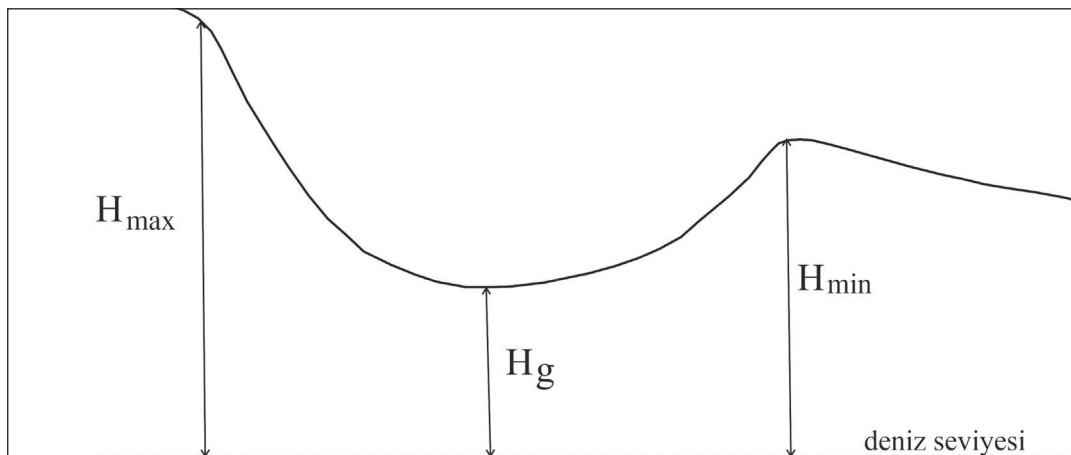
Uzunluğu ~ 1 m olan mermer bir bloğun 1-1,5 km derinden (Brehme vd., 2021a) yüzeye fırlatılması, maar tefra çökelleri içerisinde değişik kökenli ve boyutlu litik tanelerin bulunması, göl içerisinde patlama merkezi olabilecek iki adet çukurluğun tespit edilmesi (Brehme vd., 2021a, b), krater geometrisinin elips şeklinde olması, maarın oluşumunda birden fazla patlamanın etkili olduğunun işaretleri/kanıtları olarak değerlendirilebilir.

## 5. Sonuçlar

Magmatik bir sokulumun yeraltı su seviyesine ulaşınca patlaması ile oluşan Narlıgöl Maarı, Kuvaterner yaşlıdır. Suyla etkileşime giren magma miktarı ~7 milyon m<sup>3</sup> olup, ortaya çıkan  $2 \times 10^{16}$  J'luk enerji, VEI indisine göre ~5 büyüklüğündeki bir patlamaya eşdeğerdir. Sokulum yapan magma ile ilişkili olarak jeotermal bir sistem de gelişmiştir.



Şekil 9- a) Narlıgöl maarı kraterinin ve b) Tabanındaki gölün boyutları (Ölçüler Google Earth üzerinden alınmıştır).



Şekil 10- Maar derinliğini hesaplamak için kullanılan parametreler.

Çizelge 2- Hesaplamalarda kullanılan değerler.

Parametre	Değer
Kraterin ortalama çapı (D)	1.485 m
Gölün ortalama çapı	775 m
Kraterin ortalama derinliği ( $H_{ort}$ )	113 m
Bazaltik magmanın ısı kapasitesi ( $C_p$ )	$\sim 1.200 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Patlamadan önce ve sonrasında magmanın sıcaklık farkı ( $\Delta T$ )	$\sim 1.000 \text{ K}$
Bazaltik magmanın yoğunluğu ( $\rho_m$ )	$\sim 2.500 \text{ kg/m}^3$
Tefranın yoğunluğu ( $\rho_t$ )	$\sim 2.300 \text{ kg/m}^3$

Çizelge 3- Hesaplamalarda kullanılan eşitlikler ve bulunan sonuçlar.

Parametre	Eşitlik	Sonuç
Oluşan Enerji	$E_1 = 10 \text{Exp}(\log D + 2,06)/0,32$	$2,234 \times 10^{16} \text{ J}$
	$E_2 = 4,45 \times 10^6 \times D^{3,05}$	$2,099 \times 10^{16} \text{ J}$
Çıkan Malzemenin Hacmi	$V = e^{\ln(D/0,97)/0,36}$	$5,84 \times 10^8 \text{ m}^3$
Magma Hacmi	$V = E/(\rho_m \times \Delta T \times C_p)$	$E_1$ için $7.446.666 \text{ m}^3$ $E_2$ için $6.996.666 \text{ m}^3$
Volkanik Patlama İndisi (VEI)	$M = \log_{10}(V_t \times \rho_t) - 7$	5,12

## Değinilen Belgeler

Akkuş, İ., Akıllı, H., Ceyhan, S., Dilemre, A., Tekin, Z. 2005. Türkiye Jeotermal Kaynakları Envanteri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Envanter Serisi-201, Ankara, 849 s.

Aydar, E., Schmitt, A. K., Çubukçu, H. E., Akin, L., Ersoy, O., Şen, E. 2012. Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 213-214, 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.005>.

Benamrane, M., Németh, K., Jadid, M., Talbi, E.H. 2022. Geomorphological Classification of Monogenetic Volcanoes and Its Orientation in the Middle Atlas Volcanic Field (Morocco). *Land*, 11, 1893. <https://doi.org/10.3390/land11111893>.

Bilen, Y. 2014. Narköy (Niğde) Jeotermal Suların Hidrojeokimyası ve Kaynak Alanının Alterasyon Özellikleri. Niğde Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 54 s, (yayımlanmamış).

Brehme, B., Giese, R., Dokuz, U. E., Bulut, F. 2021a. Fluid pathways identified beneath Narlı Lake (Central Anatolia) show the geothermal potential of former volcanoes. *Scientific Reports*, 11:8773. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-87743-5>.

Brehme, M., Giese, R., Suherlina, L., Dokuz, U. E., Kamah, Y. 2021b. Bathymetry as a new tool to map tectonic structures -A case study at Linau Lake – Indonesia and Narlı Lake – Turkey. *Proceedings World Geothermal Congress 2020+1 Reykjavik, Iceland*,

Burçak, M. 2009. Aksaray Jeotermal Sahalarında (Acıgöl-Ziga-Şahinkalesi) Su Kimyası ve İzotopik Çalışmalar, Orta Anadolu, Türkiye. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 138, 45-68.

Büttner, R., Zimanowski, B. 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Phys Rev, E* 57,5726–5729.

Dean, J. R., Jones, M. D., Leng, M. J., Noble, S. R., Matcalfe, S. E., Sloane, H. J., Sahy, D., Eastwood, W. J., Roberts, C. N. 2015. Eastern Mediterranean hydroclimate over the late glacial and Holocene, reconstructed from the sediments of Nar lake, central Turkey, using stable isotopes and carbonate mineralogy. *Quaternary Science Reviews*, 124, 162-174. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.023>.

Dean, J. R., Jones, M. D., Leng, M. J., Sloane, H. J., Roberts, C. N., Woodbridge, J., Swann, G. E. A., Metcalfe, S. E., Eastwood, W. J., Yiğitbaşıoğlu, H. 2013. Palaeo-seasonality of the last two millennia reconstructed from the oxygen isotope composition of carbonates and diatom silica from Nar Gölü, central Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 66, 35-44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.014>.



- Dean, J. R., Warren, J. E., Roberts, N., Jones, M. D., Yiğitbaşoğlu, H., Allcock, S. L., Woodbridge, J., Metcalfe, S. E., Leng, M. J. 2015. Tracking the hydro-climatic signal from lake to sediment: A field study from central Turkey. *Journal of Hydrology* 529, 608–621. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.004> 0022-1694.
- Deligne, N. I., Coles, S. G., Sparks, R. S. J. 2010. Recurrence rates of large explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 115, B06203, <https://doi.org/10.1029/2009JB006554>
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Kara, H., Türkecan, A., Yergök, A. F., Esentürk, K. 2005. 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:52 Aksaray-L32 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, 21 s.
- Durak, Y., Küçükköçük, M., Dural, H., Ertuğrul, K., Öztürk, C. 1997. Narlıgöl (Niğde-Sofular)'ün Kimyasal ve Biyolojik Özellikleri. *Ekoloji*, 22, 21-22.
- England, A., Eastwood, W. J., Roberts, C. N., Turner, R., Haldon, J. F. 2008. Historical landscape change in Cappadocia (central Turkey): a palaeoecological investigation of annually laminated sediments from Nar lake. *The Holocene*, 18, 8, 1229–1245.
- Gevrek, A., Kazancı, N. 2000. A Pleistocene, pyroclastic-poor maar from central Anatolia, Turkey: influence of a local fault on a phreatomagmatic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 309–317.
- Goto, A., Taniguchi, H., Yoshida, M., Ohba, T., Oshima, H. 2001. Effect of explosions energy and depth to the formation of blast wave and crater: field explosion experiment for the understanding of volcanic explosion. *Geophysical Research Letters*, 28, 4287–4290.
- Graettinger, A. H., Bearden, A. T. 2021. Lateral migration of explosive hazards during maar eruptions constrained from crater shapes. *Journal of Applied Volcanology*, 10:3. <https://doi.org/10.1186/s13617-021-00103-w>.
- Graettinger, A. H., Valentine, G. A., Sonder, I., Ross, P. S., White, J. D. L. 2015. Facies distribution of ejecta in analog tephra rings from experiments with single and multiple subsurface explosions. *Bulletin of Volcanology*, 77: 66. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0951-x>.
- Jones, M. D., Türkeş, M., Roberts, C. N., Leng, M. J. 2008. Nar Gölü Geç Holosen İzotop Kaydındaki Değişimler ile Kuzey Atlantik ve Muson İklimleriyle Bağlantıları. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu*.
- Jordan, S. C., Cas, R. A. F., Hayman, P. C. 2013. The origin of a large (> 3 km) maar volcano by coalescence of multiple shallow craters: Lake Purrumbete maar, southeastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254, 5–22. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.019>.
- Lorenz, V. 2003. Maar-Diatreme Volcanoes, their Formation, and their Setting in Hard-rock or Soft-rock Environments. *Geolines*, 72-83.
- Lorenz, V. 2007. Syn- and post-eruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 285–312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.015>.
- Montanaro, C., Mick, E., Navarro, J. S., Caudron, C., Cronin, S. J., Moor, J. M., Scheu, B., Stix, J., Strehlow, K. 2022. Phreatic and Hydrothermal Eruptions: From Overlooked to Looking Over. *Bulletin of Volcanology* (2022) 84: 64. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01571-7>.
- Nichols, C., Graettinger, A. 2021. The influence of regional stress and structural control on the shape of maar craters. *Volcanica*, 4(1), 23–39. <https://doi.org/10.30909/vol.04.01.2339>.
- Pasquarè, G. 1968. Geology of the Cenozoic volcanic area of central Anatolia. *Atti Accademia Nazionale dei Lincei* 9, 55–204.
- Roberts, N., Allcock, S. L., Arnaud, F., Dean, J. R., Eastwood, W. J., Jones, M. D., Leng, M. J., Metcalfe, S. E., Malet, E., Woodbridge, J., Yiğitbaşoğlu, H. 2016. A tale of two lakes: a multi-proxy comparison of Lateglacial and Holocene environmental change in Cappadocia, Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 31(4), 348–362. <https://doi.org/10.1002/jqs.2852>.
- Roche, O., Carazzo, C. 2019. The contribution of experimental volcanology to the study of the physics of eruptive processes, and related scaling issues: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 15, 103-150. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.011>.
- Ross, P. S., Nunez, G. C., Hayman, P. 2017. Felsic maar-diatreme volcanoes: a review. *Bulletin of Volcanology* ,79: 20. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1097-1>.

- Sato, H., Taniguchi, H. 1997. Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreato-magmatic eruptions: Implications for energy partitioning. *Geophys. Res. Lett.* 1997, 24, 205–208.
- Schmitt, A. K., Danisık, M., Evans, N. J., Siebel, W., Kiemele, E., Aydın, F., Harvey, J. C. 2011. Acıgöl rhyolite field, Central Anatolia (part 1): high-resolution dating of eruption episodes and zircon growth rates. *Contrib Mineral Petrol* (2011) 162:1215–1231. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0648-x>.
- Tchamabé, B. C., Kereszturi, G., Németh, K., Núñez, G. C. 2016. How Polygenetic are Monogenetic Volcanoes: Case Studies of Some Complex Maar Diatreme Volcanoes. *Updates in Volcanology - From Volcano Modelling to Volcano Geology* (Ed. Nemeth, K), 355-389.
- Tchamabé, B. C., Ohba, T., Kereszturi, G., Németh, K., Aka, F.T., Youmen, D., Issa Miyabuchi, Y., Ooki, S., Tanyileke, G., Hell, J. V. 2015. Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon) implications for diatreme growth processes of a polygenetic maar volcano. *J Volcanol Geotherm Res*, 301, 293–313. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.004>.
- Tunoğlu, C., Tuncer, A., Aydar, E., Şen, E., Yılmaz, İ. Ö., Gümüş, B. A. 2018. Acıgöl Maar Gölü'nün (Nevşehir, Orta Anadolu) Holosen Yaşlı Ostrakod Faunası ve Paleoortamsal Özellikleri. 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri.
- Türkecan, A. 2015. Türkiye'nin Senozoyik Volkanitleri. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-33*. Ankara, 258 s.
- Uslular, G., Kuşçu, G. G. 2019. Mantle source heterogeneity in monogenetic basaltic systems: A case study of Eğrikuyu monogenetic field (Central Anatolia, Turkey). *Geosphere*, 15, 2, 295–323, <https://doi.org/10.1130/GES01682.1>.
- Uslular, G., Gençalioglu Kuşçu, G., Bégué, F., Ruch, J., Lupi, M., Higgins, O., Caricchi, L. 2022. New findings on compositionally distinct maar volcanoes: A case study from Acıgöl (Nevşehir) caldera (Central Anatolia, Turkey). *Frontiers in Earth Science*, 10:909951. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.909951>.
- Valentine, G. A., White, J. D. L. 2012. Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40, 1111-1114. <https://doi.org/10.1130/G33411.1>.
- Valentine, G. A., Shufelt, N. L., Hintz, A. R. L. 2011. Models of maar volcanoes, Lunar Crater, (Nevada, USA). *Bulletin of Volcanology*, 73, 753-765. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0451-6>.
- Valentine, G.A., Graettinger, A.H., Sonder, I. 2014. Explosion depths for phreatomagmatic eruptions. *Geophys Res Lett* 41:3045–3051. <https://doi.org/10.1002/2014GL060096>.
- Valentine, G. A., Graettinger, A. H., Macorps, E., Ross, P. S., White, J. D. L., Döhring, E., Sonder, I., 2015. Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes. *Bulletin of Volcanology* 77: 15, <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0901-7>.
- Yokoko, A., Taniguchi, H., Goto, A., Oshima, H. 2002. Energy and depth of Usu 2000 phreatic explosions. *Geophysical Research Letters*, 29, No. 24, 2195, <https://doi.org/10.1029/2002GL015928>.
- White, J. D.L., Ross, P-S. 2011. Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 1–29.
- Woodbridge, J., Roberts, N. 2010a. Linking neo- and palaeolimnology: a case study using crater lake diatoms from central Turkey. *Journal of Paleolimnology*, 44, 855–871. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9458-9>.
- Woodbridge, J., Roberts, N. 2010b. Morphology and ecology of a new centric diatom from Cappadocia (Central Turkey). *Diatom Research* (2010), Volume 25, 1, 195-212.
- Woodbridge, J., Roberts, N. 2011. Late Holocene climate of the Eastern Mediterranean inferred from diatom analysis of annually-laminated lake sediments. *Quaternary Science Reviews* 30, 3381-3392. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.08.013>.